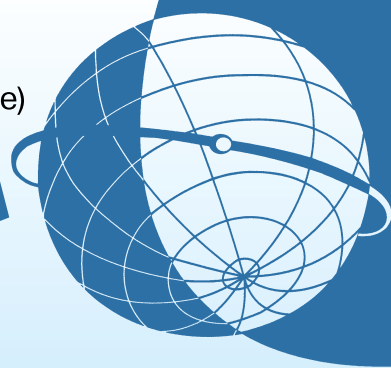


ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)



Лёд и Снег Ice and Snow



Том **59**
№ **2**, 2019

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

Состав редколлегии:

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

Члены редколлегии:

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

Editorial Board:

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

Members of the editorial board:

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

В подготовке журнала к печати принимали участие:

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

Адрес редакции журнала «Лёд и Снег»:

117312 Москва,

ул. Вавилова, 37, Институт географии РАН.

Тел.: 8-(499) 124-73-82

khronika@mail.ru

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

Фото на обложке: Блинчатый морской лёд в Северном Ледовитом океане.
Фото из архива ААНИИ.

Photo on the cover: Pancake sea ice in the Arctic Ocean.
Photo from AARI archive.

© Российская академия наук, 2019
© Русское географическое общество, 2019
© Редколлегия журнала «Лёд и Снег» (составитель), 2019
© ААНИИ, 2019

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 59, № 2, 2019

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- Yu. Ya. Macheret, A. F. Glazovsky, I. I. Lavrentiev, I. O. Marchuk.* Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding 149

Snow Cover and Avalanches

- E. M. Gusev, O. N. Nasonova.* Simulating of snow cover formation by the model of interaction between the land surface and the atmosphere (SWAP) 167
- V. M. Kotlyakov, A. V. Sosnovsky, R. A. Chernov.* Influence of the snow–soil contact conditions on the depth of ground freezing (based on observations in the Kursk region) 182
- A. D. Oleinikov, N. A. Volodicheva.* Recent trends of snow avalanche regime in the Central Caucasus (Elbrus region as an example) 191

Ground Ice and Icings

- O. M. Makarieva, A. N. Shikhov, A. A. Ostashov, N. V. Nesterova.* Icings of the Indigirka river basin according to the recent Landsat satellite images and historical data 201

Sea, River and Lake Ice

- G. V. Alekseev, N. I. Glok, A. E. Vyasilova, N. E. Ivanov, N. E. Kharlanenkova, A. V. Smirnov.* Influence of sea surface temperature in the tropics on the Antarctic sea ice under global warming 213
- L. A. Timokhov, V. E. Borodachev, I. V. Borodachev, N. A. Vyazigina, E. U. Mironov, M. Janout.* Role of hydrometeorological factors and solar activity in interannual variability of ice extent in the East Siberian Sea 222
- V. I. Batuev, I. L. Kalyuzhny.* Specifics of boglands freezing in the north and northwest of the European part of Russia under climate change. 233

Applied Problems

- P. M. Rodionova, A. S. Turchaninova, S. A. Sokratov, Yu. G. Seliverstov, T. G. Glazovskaya.* Methods of accounting the avalanche hazard for the territorial land-use planning in Russia 245
- E. V. Maksyutova, L. B. Bashalkhanova.* Severity of the present-day climate in the Polar regions of Siberia. 258

Critique and Bibliography

- V. M. Kotlyakov, L. P. Chernova.* Annotated bibliography of the Russian literature on glaciology for 2017 267
- A. F. Glazovsky.* Book review R. Barry and E. Hall-McKim «Polar environments and global change» 148

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев, И.О. Марчук.* Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования 149

Снежный покров и снежные лавины

- Е.М. Гусев, О.Н. Насонова.* Расчёты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP 167
- В.М. Котляков, А.В. Сосновский, Р.А. Чернов.* Влияние условий на контакте снег–почва на глубину её промерзания (по наблюдениям в Курской области) 182
- А.Д. Олейников, Н.А. Володичева.* Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья) 191

Подземные льды и наледи

- О.М. Макарьева, А.Н. Шихов, А.А. Остахов, Н.В. Нестерова.* Наледи бассейна р. Индигирка по современным снимкам Landsat и историческим данным 201

Морские, речные и озёрные льды

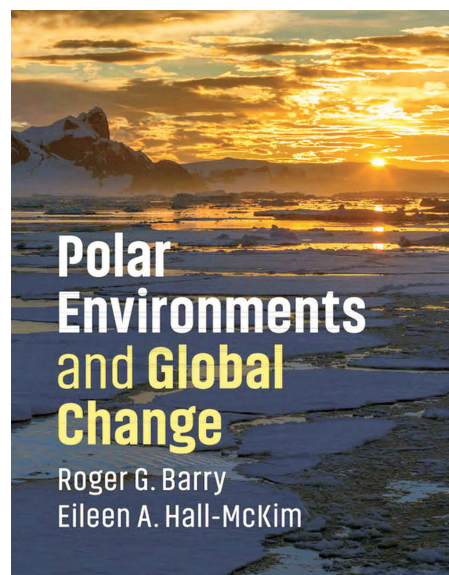
- Г.В. Алексеев, Н.И. Глок, А.Е. Вязилова, Н.Е. Иванов, Н.Е. Харланенкова, А.В. Смирнов.* Влияние температуры поверхности океана в тропиках на антарктический морской лёд в период глобального потепления 213
- Л.А. Тимохов, В.Е. Бородачев, И.В. Бородачев, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов, М. Янут.* Роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовых изменениях площади льдов Восточно-Сибирского моря 222
- В.И. Батуев, И.Л. Калужный.* Особенности промерзания болот при климатических изменениях на севере и северо-западе Европейской территории России 233

Прикладные проблемы

- П.М. Родионова, А.С. Турчанинова, С.А. Сократов, Ю.Г. Селиверстов, Т.Г. Глазовская.* Методика учёта лавинной опасности при территориальном планировании в России 245
- Е.В. Максюткова, Л.Б. Башалханова.* Суровость современного климата в Сибирском Заполярье 258

Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.* Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2017 год 267
- А.Ф. Глазовский.* Обзор книги Р. Барри и Э. Холл-МакКим «Глобальные изменения в полярных условиях» 148

Обзор книги Р. Барри и Э. Холл-МакКим «Глобальные изменения в полярных условиях»**Book review R. Barry and E. Hall-McKim «Polar environments and global change»**

Многие гляциологи знали Роджера Барри лично и уж наверняка читали его работы. Рассматриваемая книга — последняя работа Роджера, опубликованная после его смерти 19 марта 2018 г. Его соавтор — климатолог Эйлин Холл-МакКим, которая и сейчас работает в Университете Колорадо в Боулдере; она была соавтором и их предыдущей совместной публикации «Essentials of the Earth's Climate System» (Cambridge University Press, 2014).

Книга состоит из девяти глав, а в конце содержит тематический указатель, словарь основных терминов и список основных институтов, занимающихся полярными проблемами. Каждая глава сопровождается резюме с основными положениями, контрольными вопросами по теме главы и отдельным списком литературы. В предисловии книги совершенно справедливо говорится, что в ней собрана обширная информация об изменениях природной среды в полярных областях, она предназначена для студентов, изучающих экологию, географию, биологию и климатологию, а также для жителей Севера и людей, изучающих эти области.

В 1-й главе (объём 20 с.) рассматриваются история научных исследований и климатическая роль криосферы. Кроме традиционных северного и южного полярных районов, в книге идёт речь и о «третьем полюсе» — Тибетском плато и окружающих его горах Центральной Азии. Во 2-й главе (46 с.) сначала приводятся источники данных о палеотемпературах и движущие факторы климата, а затем — общие черты климатической истории: от термического максимума эоцена ко времени роста Антарктического ледникового покрова в олигоцене—миоцене, времени оледенений плиоцена—плейстоцена, послеледникового голоцена и современного антропоцена, для которого представлены данные исторической климатологии и описаны полярно-тропические и полярно-среднеширотные климатические взаимосвязи.

В 3-й главе (36 с.) даётся обзор прямых и дистанционных наблюдений в полярных областях. Сначала описываются основные сети наблюдений, которые действуют в полярных районах. Далее излагаются сведения о наземных измерениях метеорологических и океанографических переменных, затем приводится информация о системах наблюдений с помощью дистанционного зондирования, применяемых в полярных условиях. Завершается глава обсуждением продуктов реанализа. В 4-й главе (62 с.) рассматриваются климат и циркуляция атмосферы и океана в полярных областях, их современные климатические характеристики и недавние изменения. Оба полярных региона обсуждаются отдельно после общего введения. Глава служит основой для понимания последующих глав, посвящённых земной и океанической средам.

В 5-й главе (70 с.) подробно характеризуются полярная природная среда и протекающие в ней процессы. В полярных регионах выделено семь основных типов поверхности: полярные пустыни, тундра, вечная мерзлота, озёра и реки, ледники, ледниковые покровы, шельфовые ледники (последние два типа рассматриваются в 6-й главе), для которых в первую очередь рассматриваются их экологические характеристики. Говорится и о разных типах рельефа, характерных для северного полярного региона. В 6-й главе (34 с.) исследуются вопросы, связанные с ледниковыми покровами Гренландии и Антарктиды и с шельфовыми ледниками. Представлены их физические характеристики и особенности баланса массы. Обсуждаются вопросы устойчивости шельфовых ледников Антарктиды и процессы, связанные с их разрушением.

В 7-й главе (70 с.) анализируются природные обстановки полярных морей и океанов, их гидрография, водные массы и течения. Здесь также идёт речь об изменениях уровня Мирового океана, о морских льдах и полыньях. 8-я глава (39 с.) посвящена «третьему полюсу» — высокогорной части Центральной Азии, где природные условия — климат, биота, вечная мерзлота и ледники — сходны с арктическими, но отличаются отсутствием полярной ночи, а также высотным, а не широтным климатическим фактором. Сначала рассмотрены климатические характеристики региона, а затем его криосферные компоненты — снежный покров, ледники и мёрзлые грунты. Как и два основных полярных региона, «третий полюс» претерпевает активные экологические изменения, которые также рассмотрены, поскольку они имеют большое значение для населяющих его народов. В 9-й главе (23 с.) после краткого обзора климатических воздействий обсуждаются прогнозы природной среды полярных регионов в текущем столетии; они основаны на результатах моделирования с использованием нескольких взаимосвязанных моделей атмосферы, океана, морских льдов и биосферной системы.

Рассматриваемая книга — это и серьёзный научный вклад, и весьма доступный источник сведений для широкой общественности, интересующейся полярной природой, её историей и будущими возможными изменениями. В книге много полезных карт, диаграмм, таблиц и фотографий. С их помощью можно ознакомиться с обширными результатами исследований, рассеянными в бескрайнем море публикаций. Книга хорошо структурирована. Рисунки и графики, поясняющие текст, тесно связаны с основным материалом. Ссылки удачно подобраны и дают читателю дополнительный материал, повышающий ценность книги как учебника. Резюме в конце каждой главы позволяет быстро получить представление о содержании всей книги. Книга написана интересно и будет незаменима при преподавании по программам бакалавриата и магистратуры географии, гляциологии и климатологии.

А.Ф. Глазовский (Институт географии РАН, Москва, Россия)

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.32

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-430>

Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования

© 2019 г. Ю.Я. Мачерет*, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев, И.О. Марчук

Институт географии РАН, Москва, Россия

*macheret@igras.ru

Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding

Yu.Ya. Macheret*, A.F. Glazovsky, I.I. Lavrentiev, I.O. Marchuk

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

*macheret@igras.ru

*Received January 15, 2019 / Revised March 11, 2019 / Accepted 22 March 2019***Keywords:** *cold and temperate ice, glaciers, ground-based radio-echo sounding, Svalbard.*

Summary

Data of ground-based radio-echo sounding of 16 glaciers located on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, carried out in springs of 1999, 2007 and 2010–2013, allowed defining five glaciers as of the cold thermal type while other eleven ones were polythermal glaciers. In the last ones (polythermal) the average thickness of the upper layer of cold ice and the bottom layer of temperate ice was equal to 11–66 m and 15–96 m, respectively. The ratio of these thicknesses varies from 0.32 to 2.28, and the volume fraction of temperate ice in the total volume of the glaciers varies from 1 to 74% and changes from 0 to 50% in the ablation zone up to 80% in the accumulation zone. Thickness of cold ice was determined by measured delay time of radar reflections from cold-temperate surface (CTS) while thickness of temperate ice was derived as a difference between the total thickness of the glacier and the thickness of its cold ice.

For interpretation of radar reflections from CTS we used the noticeable distinction in character of the radar reflections from the upper and lower thicknesses of glacier: absence of internal reflections (excluding reflections from buried crevasses and glacier wells) from upper cold ice layer and a great number of reflections of hyperbolic form from the lower layer related to strong scattering of radio waves by water inclusions in the temperate ice. According to the measurements, relative power of the radar reflections from CTS is by 5.5–14.2 dB smaller than those from the bedrock, that can be considered as an indicator of smaller water content at CTS; so, the repeated measurements of their relative power can be used for estimation of temporal changes in the water content at these boundaries. In layers of the temperate ice, the series of vertical hyperbolic reflections penetrating the cold ice down to CTS and further to the bedrock were detected. Such reflections are related to buried crevasses and/or the glacier wells and can serve as sources of the water permeating during the melt periods from the glacier surface down to CTS and bedrock and, thus, influencing on the ice viscosity and fluidity as well as on velocity of the bottom sliding in the polythermal glaciers. Repeated measurements of relative power of reflections from buried crevasses and wells can also be used to study processes of freezing them through and emptying during the period before start of the surface melting. Relation between volume of temperate ice and area of 16 studied glaciers was used to estimate the probability of existence of polythermal glaciers with a temperate ice core in all 202 glaciers in the Nordenskiöld Land. 72 glaciers with areas exceeding 1.79 km² may be referred to the polythermal type. The probable total volume of temperate ice in these glaciers amounts roughly to 10 km³, and with the 95% confidence it is within the interval from 8 to 33 km³. Almost 80% of the whole temperate ice may be concentrated in only five glaciers with area more than 17 km², that makes up 2.5% of the total number of glaciers and about 30% of their total area. Data presented in this paper demonstrate more sophisticated pattern of the cold and temperate ice distribution within the glaciers than it was earlier known that should be taken into consideration when modeling and forecasting dynamics of the polythermal glaciers and investigating internal processes of the temperate ice formation in such glaciers.

Citation: Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Marchuk I.O. Distribution of cold and temperate ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, from ground-based radio-echo sounding. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (2): 149–166. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-430>.

Поступила 15 января 2019 г. / После доработки 11 марта 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: ледники, наземное радиозондирование, холодный и тёплый лёд, Шпицберген.

По данным наземного радиозондирования 16 ледников в 1999, 2007 и 2010–2013 гг. на Земле Норденшельда установлено, что пять из них относятся к ледникам холодного типа, а 11 – к ледникам политермического типа с верхним слоем холодного льда со средней толщиной 11–66 м и придонным слоем тёплого льда со средней толщиной 15–96 м. Около 80% всего тёплого льда сосредоточено в пяти ледниках площадью более 17 км², которые составляют 2,5% общего числа ледников и около 30% всей их площади.

Введение

Содержание воды в ледниковом льду существенно влияет на его вязкость, текучесть и скорость деформации в толще и у ложа ледников, на скорость движения ледников и их скольжение по ложу [1]. Особенно заметно это влияние на динамику и условия на ложе тёплых и политермических ледников, почти полностью или частично состоящих из тёплого льда, находящегося при температуре таяния при соответствующем давлении [2–12]. Содержание воды в ледниках существенно влияет и на точность измерения их толщины радиолокационными методами [13]. Деформация льда сильно зависит от его температуры, поэтому знание распределения температуры и масс холодного и тёплого льда в ледниках и ледниковых покровах важно для моделирования их динамики и оценки реакции на изменения климата [11]. При постоянном приложенном напряжении скорость деформации льда увеличивается примерно в 4 раза при повышении содержания воды от 0 до 1% [1], что должно отражаться в динамике тёплых и политермических ледников с придонным слоем тёплого льда. Ещё сильнее влияет на скорость движения таких ледников присутствие воды на их ложе [14]. Предполагается [15], что толщина и вязкость льда, а также наклон поверхности могут существенно влиять на скорость движения ледников и их переход от нормальных к быстродвижущимся и пульсирующим.

Распределение температуры и воды в толще ледников зависит от многих факторов [8], так как источники тепла находятся и на поверхности, и на ложе, и внутри ледника. Тепло поступает в ледник путём теплопроводности и в результате адвекции движущегося льда и конвекции воды и воздуха через трещины и каналы. Источники тепла в толще ледника – диссипативный разогрев (внутреннее трение) из-за деформации льда, трение на ложе, трение текущей воды во внутриледниковых каналах, повторное замерзание воды, таяние льда

и поступление геотермического тепла. Эти факторы во многом определяют распределение холодного и тёплого льда и воды в толще и у ложа ледников [11], и до сих пор влияние этих факторов на динамику ледников изучено слабо.

В настоящей статье рассматриваются особенности распределения толщины и объёма холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда (Шпицберген) по данным наземного радиозондирования 16 ледников, полученным в весенний период 1999, 2007 и 2010–2013 гг. На основе данных радиозондирования оценены также положение и глубина погребённых трещин и ледниковых колодцев – возможных путей поступления воды в период таяния в толщу и к ложу ледника [16, 17] и источников отепления ледниковой толщи [18]. По имеющимся данным о скорости распространения радиоволн в тёплом льду дана оценка содержания и распределения запасов воды в тёплом льду политермических ледников. Для оценки возможного распространения ледников политермического типа в этом районе и объёма тёплого льда в них с применением корреляционных связей между измеренным объёмом тёплого льда, площадью ледников и другими морфологическими характеристиками использованы также имеющиеся данные об объёме тёплого льда в ледниках и материалы Каталога ледников Randolph Glacier Inventory (RGI) [19] по всем 202 ледникам на Земле Норденшельда

Гидротермическая структура политермических ледников

По оценкам [11], для политермических ледников наиболее характерны термические структуры двух типов: *канадского* – с толстым верхним слоем холодного льда и тонким нижним слоем тёплого льда в зоне абляции и *скандинавского* – с толстым слоем тёплого льда в областях аккумуляции и абляции и тонким слоем холодного льда в

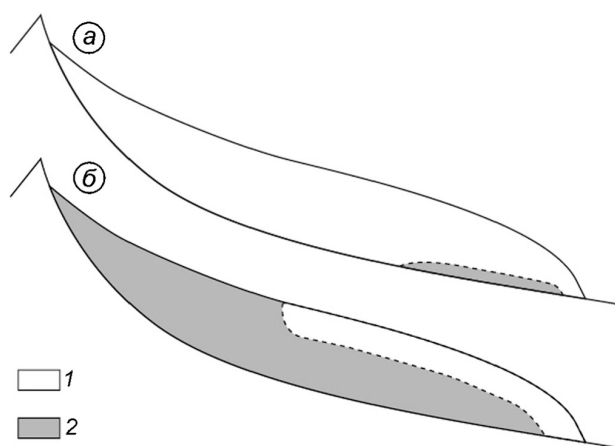


Рис. 1. Характерное распределение холодного (1) и тёплого (2) льда в ледниках с политермической структурой канадского (а) и скандинавского (б) типа. Из работы [11]

Fig. 1. Representative distribution of cold (1) and temperate (2) ice in glaciers with Canadian (a) and Scandinavian (b) polythermal structure. From [11]

областе абляции. Такие ледники называют также двухслойными (рис. 1). На архипелаге Шпицберген большинство политермических ледников по данным радиозондирования 1970–80-х годов имеют термическую структуру скандинавского типа с толщиной верхнего слоя холодного льда 100–200 м и поверхностью раздела холодного и тёплого льда, проходящей примерно параллельно поверхности ледника [20–22].

Наземные радиолокационные измерения ледников на Земле Норденшельда

Весной 1999, 2007 и 2010–20213 гг. наземные радиолокационные измерения выполнены на 16 ледниках, расположенных в западной части Земли Норденшельда (рис. 2). Общая протяжённость профилей зондирования – 577 км. Большинство исследованных ледников оканчивается на суше, имеет площадь более 0,5 км² и длину от 2 до 11,5 км и относится к ледникам долинного типа. Лишь один ледник Фритьоф, самый крупный, длиной 13 км и площадью 47,1 км² оканчивается в море и относится к ледникам пульсирующего типа. Последняя его подвижка наблюдалась в 1990-х годах, продолжалась семь лет и сопровождалась образованием большого числа продольных и поперечных трещин [23].

Аппаратура, методика измерений и интерпретации данных радиозондирования

Для измерений применяли моноимпульсные локации разных типов [24]. Большинство измерений выполнено с помощью локации ВИРЛ-6 и ВИРЛ-7, имеющих центральную частоту 20 МГц, длительность зондирующего импульса около 25 нс и период дискретизации 2,5 нс. Для излучения и приёма применяли резистивно-нагруженные антенны длиной 5,6 м. Чтобы уменьшить фон помех в ближней зоне, расстояние между центрами передающей и приёмной антенн принималось равным 16 м. Все локации снабжены системой цифровой регистрации радарных и GPS-данных с интервалом 1–2 м с точностью плановой привязки около 5 м. Передающее и приёмно-регистрирующие устройства монтировались на одних или двух пластиковых или деревянных саях, которые транспортировались по леднику снегоходом со скоростью 10–20 км/ч. Для синхронизации излученных и принятых сигналов использовали оптоволоконный кабель.

Визуализация и обработка радарных данных.

Для визуализации и последующей обработки радарных данных использовался пакет программ RadexPro [25] с применением разных модулей. Модули Amplitude Correction и Bandpass Filtering служили для лучшей визуализации радарных записей; модуль Apply Statics – для введения статической поправки в начало зондирующих импульсов; модуль Picking – для оцифровки в ручном или полуавтоматическом режиме времени запаздывания отражённых сигналов от ложа и поверхности раздела холодного и тёплого льда (cold-temperate surface – CTS) относительно начала зондирующих импульсов; модуль Stolt-FK Migration – для миграции радарных записей с применением Фурье-анализа, позволяющего уточнить толщину льда и геометрию ложа за счёт коррекции глубины и положения боковых отражений; модуль SSAA – для измерения относительной интенсивности отражений от CTS и ложа и из толщи ледника и уточнения их природы. При этом модуль Amplitude Correction не использовался, и для измерений служили немигрированные радарные записи вдоль профилей измерений. Модуль Diffraction использовался для оценки скорости распространения радиоволн в холодном и тёплом льду по отражениям гиперболической формы от внутрiledниковых отражателей.

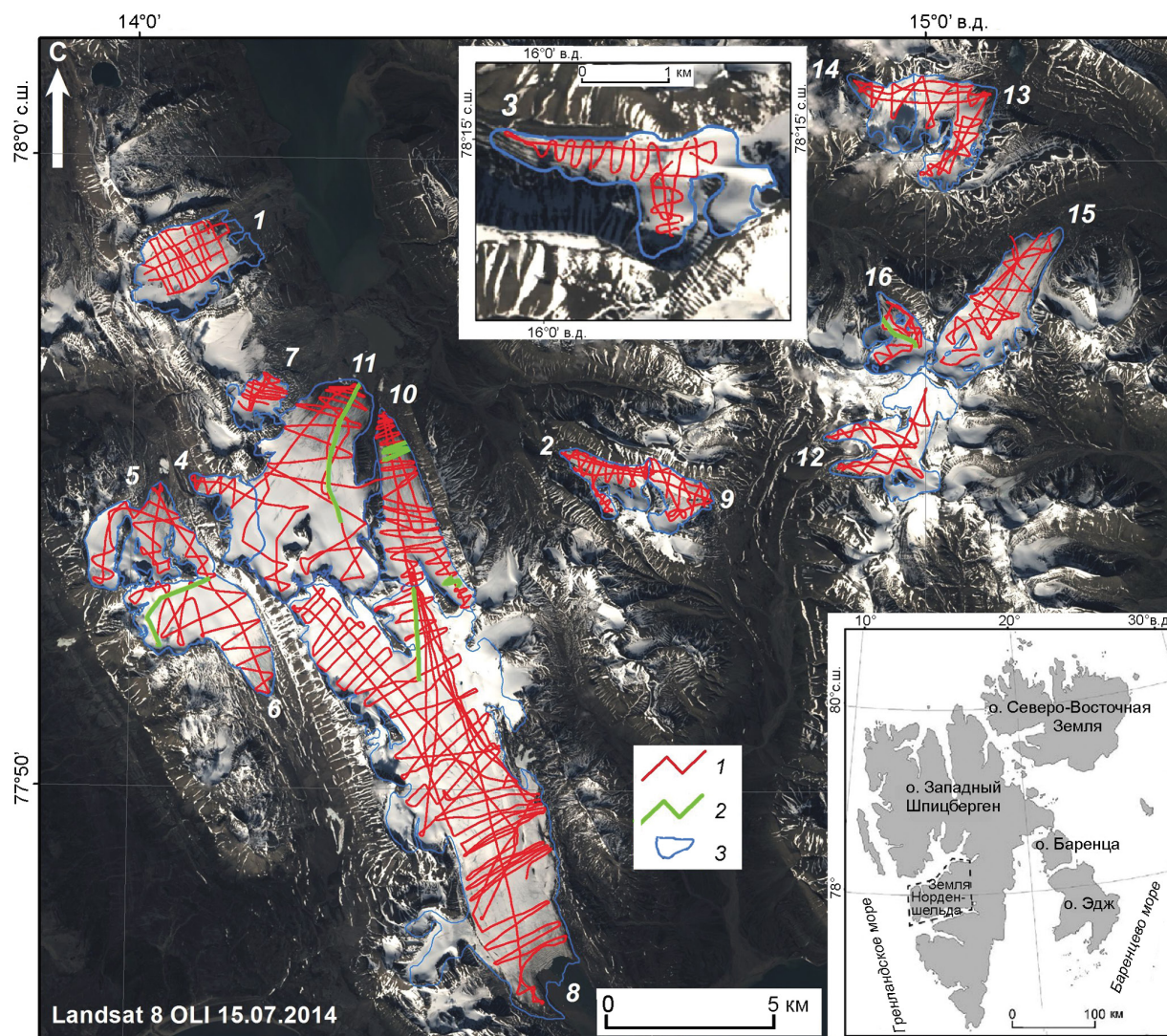


Рис. 2. Профили (1) наземных радиолокационных измерений в 1999, 2007 и 2010–2013 гг. на Земле Норден-шельда на ледниках:

1 – Альдегонда; 2 – Баалсруд; 3 – Блекум; 4 – Восточный Дальфонна; 5 – Западный Дальфонна; 6 – Эрдман; 7 – Западное поле (бывшая часть ледника Западный Грёнфьорд); 8 – Фриттьоф; 9 – Гледичфонна; 10 – Восточный Грёнфьорд; 11 – Западный Грёнфьорд; 12 – Марстрандер; 13 – Восточный Пассфьель; 14 – Западный Пассфьель; 15 – Тавле; 16 – Тунге. Зелёным цветом (2) показаны участки профилей, которым соответствуют радарограммы на рис. 3; синим цветом (3) показаны границы ледников

Fig. 2. Profiles (1) of ground-based radar measurements in 1999, 2007 and 2010–2013 in Nordenskiöld Land on glaciers: 1 – Aldegondabreen; 2 – Baalsrubbreen; 3 – Blekumbreen; 4 – Austre Dahlfonna; 5 – Vestre Dahlfonna; 6 – Erdmanbreen; 7 – Vestre Field (former part of Vestre Grønfjordbreen); 8 – Fridtjovbreen; 9 – Gleditschfonna; 10 – Austre Grønfjordbreen; 11 – Vestre Grønfjordbreen; 12 – Marstranderbreen; 13 – Austre Passfjellbreen; 14 – Vestre Passfjellbreen; 15 – Tavlebreen; 16 – Tungebreen. The green color (2) shows the sections of the profiles, which correspond to the radargrams in Fig. 3; blue color (3) indicates glacier outlines

Интерпретация радарных записей. Качественная интерпретация. В зависимости от места, глубины регистрации и характера отражений полученные радарные записи можно разделить на три основных типа:

1) *записи типа А*, на которых, кроме зондирующих импульсов и протяжённых треков от-

ражений от ложа, в верхней части радарограммы видна «радиопрозрачная» зона без внутренних отражений, однако на отдельных коротких участках внутри этой зоны наблюдаются вертикальные серии гиперболических отражений;

2) *записи типа Б*, на которых на протяжённых участках над углублениями, склонами и

Таблица 1. Тип записей подповерхностных радиолокационных отражений и их связь с гидротермическим состоянием ледников

Тип радарной записи, название ледника	Пример записи	Характерная картина радиолокационных отражений	Связь характера внутренних радиолокационных отражений с внутренним строением ледника	Гидротермический тип участка ледника
A1, Восточный Грэнфьорд	Рис. 3, а	Свободная от внутренних отражений радиопрозрачная зона от поверхности ложа ледника	Отсутствие диэлектрически контрастных границ и включений в толще ледника	Холодный без внутренних неоднородностей
A2, Восточный Грэнфьорд	Рис. 3, б	Радиопрозрачная зона с серией вертикальных гиперболических отражений	Отражения от погребённой трещины или ледникового колодца в холодном льду	Холодный с погребённой трещиной или ледниковым колодцем
B1, Западный Грэнфьорд	Рис. 3, в	Множество гиперболических отражений с крутыми короткими ветвями ниже радиопрозрачной зоны	Отражения от включений воды в тёплом льду	Политермический с включениями воды в придонном слое тёплого льда ниже поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS)
B2, Фритьюф	Рис. 3, г	Множество гиперболических отражений с крутыми короткими ветвями ниже радиопрозрачной зоны с отдельными сериями вертикальных гиперболических отражений в приповерхностной толще ледника	Отражения от включений воды в тёплом льду и погребённых приповерхностных трещин или ледниковых колодцев	Политермический с приповерхностными трещинами или ледниковыми колодцами в холодном льду и включениями воды в придонном слое тёплого льда ниже поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS)
B3, Тунге	Рис. 3, д	Участки с множеством гиперболических отражений с крутыми короткими ветвями в приповерхностной толще ледника	Отражения от включений воды	Политермический с включениями воды в тёплом льду в приповерхностной толще ледника
B4, Эрдман	Рис. 3, е	Участок с множеством гиперболических отражений с короткими крутыми ветвями вблизи поверхности ледника		Политермический с включениями воды в тёплом льду ниже поверхности раздела с холодным льдом (CTS)

поднятиями ложа видна «непрозрачная» зона с множеством внутренних отражений гиперболической формы с короткими ветвями;

3) *записи типа В*, на которых внутренние отражения наблюдаются в приповерхностной толще ледника в виде серии субгоризонтальных отражений и отражений гиперболической формы с пологими ветвями.

На записях типа А зону без внутренних отражений между поверхностью ледника и отражениями от ложа мы интерпретируем как слой холодного льда, а на записях типа Б отражения из «непрозрачной» зоны — как отражения от включений воды в слое тёплого льда и рассматриваем их в качестве индикатора политермической структуры ледников, в которых верхняя граница зоны соответствует глубине поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS) и толщине слоя холодного льда. Их достоверное определение и представляет собой одну из основных задач настоящей работы, оно необходимо для вычисления толщины и объёма холодного и тёплого водосодержащего льда. Поэтому далее мы приводим характерные приме-

ры полученных радарных записей (рис. 3) и даём краткое описание участков ледников с холодной и тёплой политермическими структурами (табл. 1). Регистрируемые на записях типа А и Б вертикальные серии гиперболических отражений интерпретируются нами как отражения от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев, которые в холодный период могут быть частично или полностью заполнены воздухом или снегом. В ряде случаев отражения этого типа достигают «непрозрачной» зоны и могут показывать возможные места и пути поступления в периоды таяния с поверхности воды в толщу тёплого льда и к ложу ледника.

Количественная интерпретация. Количественным критерием для оценки гидротермической структуры ледников служила *скорость распространения радиоволн* в их толще. Для этого использованы гиперболические отражения симметричной формы [26] от ложа и из толщи тёплого льда ниже поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS), и с помощью модуля Diffraction оценена скорость распространения радиоволн в холодном и тёплом льду. Средняя

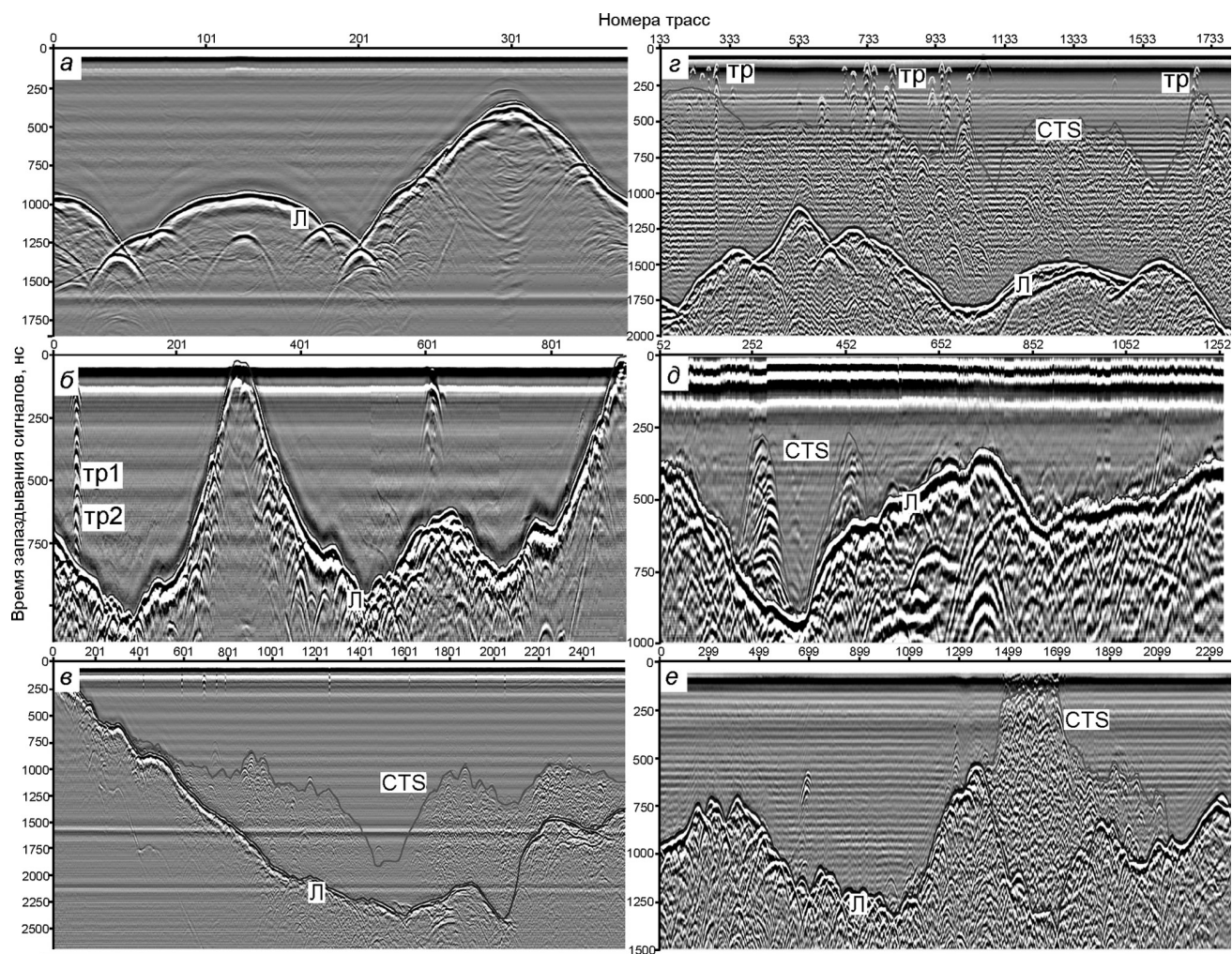


Рис. 3. Примеры характерных радарограмм, полученных на ледниках Земли Норденшельда весной 2010–2013 гг.: на участке ледника Восточный Грёнфьорд с холодной термической структурой при отсутствии (а) и наличии (б) погребённых трещин и/или ледниковых колодцев; на участках ледников Западный Грёнфьорд (в), Фриттьоф (г), Тунге (д) и Эрдман (е) с политермической структурой при отсутствии (в, д, е) и при наличии (г) погребённых трещин и/или ледниковых колодцев. Отражения от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS), приповерхностных трещин (тр) и ложа (л) показаны красным, жёлтым и синим цветом и соответствующими символами. Типы и характерные особенности радарных записей на ледниках с холодной и политермической структурой указаны в табл. 1, средняя мощность отражений от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев, CTS и ложа – в табл. 2. Положение профилей показано зелёным цветом на рис. 2

Fig. 3. Examples of radargrams from glaciers in Nordenskiöld Land in spring of 2010–2013: transect part of Austre Grönfjordbreen with absence of (a) and presence of (b) buried crevasses and/or glacier wells; transect parts of Vestre Grönfjordbreen (в), Fridtjovbreen (г), Tungebreen (д) and Erdmanbreen (е) with polythermal structure with absence of (в, д, е) and presence of (г) buried crevasses and/or glacier wells. Reflections from CTS, near-surface crevasses (тр) and bedrock (л) are shown in red, yellow and blue with certain symbols. Types and characteristics of radar records on glaciers with cold and polythermal structure are shown in Table 1, the average power of reflections from buried crevasses and/or glacier wells, CTS and bedrock – in Table 2. Location of the transects are given in green at Fig. 2

скорость распространения радиоволн в сухом холодном льду и тёплом водосодержащем льду, определённая по гиперболическим отражениям симметричной формы, составила соответственно $172 \pm 0,5$ и $154 \pm 0,8$ м/мкс. По величине скорости можно определить относительную ди-

электрическую проницаемость холодного льда ϵ'_d и тёплого льда ϵ'_s по формулам

$$\epsilon'_d = (c/v_d)^2 \text{ и } \epsilon'_s = (c/v_s)^2,$$

где c – скорость света в вакууме, равная 300 м/мкс; v_d и v_s – скорость распространения радиоволн в

Таблица 2. Относительная интенсивность отражений от ложа, CTS и приповерхностных трещин и/или ледниковых колодцев

Тип радарной записи ^{1*} , название ледника, номер рисунка	Относительная мощность отражений, дБ			Разность относительной мощности отражений от ложа и CTS, дБ
	от ложа	от CTS	от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев	
A1, Восточный Грэнфьорд, рис. 3, а	84,2	—	—	
A2, Восточный Грэнфьорд, рис. 3, б	87,44		73,3 ^{2*} 69,4 ^{3*}	
Б1, Западный Грэнфьорд, рис. 3, в	83,9	75,3	—	8,6
Б1, Западный Грэнфьорд	82,7	77,2		5,5
Б1, Восточный Грэнфьорд	85,4	72,2		13,2
Б1, Тунге, рис. 3, г	92,0	84,1		7,9
Б2, Фритьоф, рис. 3, г	100,7	86,5	85,0	14,2
Б1, Блекум	—	—	85,0	
Б1, Эрдман	96,6	84,5	—	12,1
Б4, Эрдман	96,9	86,4		10,5

^{1*}Записи типа А1 и А2 относятся к участкам ледников с холодным термическим режимом, записи типа Б1–Б4 – к участкам ледников с политермическим режимом. ^{2*} и ^{3*} – соответственно отражения из менее и более глубокой части серии вертикальных гиперболических отражений. Прочерк – отражения не наблюдаются.

холодном и тёплом льду, и по формуле Луэнга [27] оценить содержание воды W в тёплом льду [28]:

$$W = (\epsilon_s'^{1/3} - \epsilon_i'^{1/3}) / (\epsilon_w'^{1/3} - \epsilon_i'^{1/3}),$$

где $\epsilon_w' = 87,9$ – относительная диэлектрическая проницаемость воды при температуре 0 °С; $\epsilon_i' = 3,19$ – относительная диэлектрическая проницаемость холодного льда без воздушных включений плотностью 917 кг/м³ [14]; для холодного и тёплого льда она составила соответственно $3,04 \pm 0,05$ и $3,79 \pm 0,08$, что по формуле Луэнга отвечает средней пористости холодного льда около 5% и содержанию воды в тёплом льду $W = 2,9 \pm 0,4\%$. Для примерной оценки запасов воды в тёплом льду политермических ледников принято, что $W_{cp} = 2\%$ (см. табл. 3).

Интенсивность отражений. Согласно оценкам с применением теории рассеяния Ми [29], мощность (интенсивность) рассеяния радиоволн на включениях воздуха и воды во льду зависит от их размера и частоты зондирования. На частоте 20 МГц максимум рассеяния на включениях воды в тёплом льду имеет место при радиусе включений 0,25–0,4 м, при этом рассеяние на включениях воды во льду на 20–30 дБ больше, чем на включениях воздуха такого же размера. Поэтому различие в величине рассеяния на таких включениях также можно использовать для уточнения природы отражений на радарных записях разных типов (см. рис. 3).

Причины отражений от пород ложа, поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS), включений воды в тёплом льду и приповерхностных неоднородностей на радарных записях (см. рис. 3) – различия в диэлектрических свойствах

этих сред. Для оценки относительных изменений интенсивности отражений от погребённых трещин, внутриледниковых каналов, ледниковых колодцев и ложа с применением модуля SSAA во временном окне 80 нс, превышающем в 2–3 раза длительность зондирующего импульса, измерена средняя квадратическая амплитуда этих отражений и, согласно уравнению радиолокации [14] для учёта пространственных изменений глубины h отражений, введена поправка $h/\sqrt{\epsilon_i'}$, где $h = v_{cp}\tau/2$; ϵ_i' – относительная диэлектрическая проницаемость льда; $v_{cp} = 168$ м/мкс – средняя скорость распространения радиоволн в леднике; τ – время запаздывания отражённых сигналов.

Результаты измерений относительной интенсивности отражений от ложа, CTS и приповерхностных трещин (см. рис. 3) приведены в табл. 2, из которой следует несколько заключений:

1) средняя относительная мощность отражений от ложа в ледниках с холодной и политермической структурой составляет соответственно 84,2 и 82,7–100,7 дБ (в среднем 91,2 дБ) и на 5,5–14,2 дБ (в среднем на 10,3 дБ) превышает мощность отражений от CTS, изменяющейся в пределах 72,2–86,5 дБ;

2) относительная мощность отражений от ложа P_{bed} в холодных ледниках без погребённых трещин и/или ледниковых колодцев равна 84,2 дБ, а при их наличии в политермических ледниках в среднем возрастает до 91,2 дБ (на 7,0 дБ);

3) относительная мощность отражений от CTS (P_{CTS}) в политермических ледниках без погребённых трещин и/или ледниковых колодцев в среднем

составляет 80,9 дБ, а при наличии таких включений возрастает до 100,7 дБ (на 19,8 дБ). Эти различия могут быть объяснены соответственно большим и меньшим содержанием воды в тёплом льду у этих границ и заметным влиянием погребённых трещин и/или ледниковых колодцев в толще ледников;

4) относительная мощность отражений от приповерхностных погребённых трещин и/или ледниковых колодцев P_{crev} в холодных ледниках уменьшается от 73,3 до 69,4 дБ в нижней и верхней частях (на 3,9 дБ) и возрастает до 85,0 дБ в политермических ледниках, превышая на 11,7–15,6 дБ среднюю мощность отражений от включений воды в тёплом льду ниже CTS ($P_{CTS} = 80,9$ дБ). Такие различия можно объяснить тем, что в весенний период погребённые трещины и ледниковые колодцы ещё могут оставаться частично незамёрзшими и содержать некоторое количество воды.

Приведённые примеры показывают, что повторные измерения способствуют выяснению динамики процесса их опорожнения и промерзания в этот период.

По данным измерений скорости распространения радиоволн в холодном и тёплом льду относительная диэлектрическая проницаемость холодного льда $\epsilon'_d = 3,04 \pm 0,05$, а тёплого льда $\epsilon'_s = 3,79 \pm 0,08$. Зная это, можно вычислить коэффициенты отражения R_{1-2} и R_{2-3} от плоской гладкой границы раздела холодного и тёплого льда, холодного льда и ложа и тёплого льда и ложа:

$$R_{1-2} = 20 \lg \left| \frac{\sqrt{\epsilon'_1} - \sqrt{\epsilon'_2}}{\sqrt{\epsilon'_1} + \sqrt{\epsilon'_2}} \right|;$$

$$R_{2-3} = 20 \lg \left| \frac{\sqrt{\epsilon'_{1,2}} - \sqrt{\epsilon'_3}}{\sqrt{\epsilon'_{1,2}} + \sqrt{\epsilon'_3}} \right|,$$

где индексы 1 и 2 обозначают соответственно холодный и тёплый лёд; индекс 3 – породы ложа.

При $\epsilon'_1 = 3,04$, $\epsilon'_2 = 3,79$ и $\epsilon'_3 = 5$ значения $R_{1-2} = -24,9$ дБ и $R_{2-3} = -18,6$ дБ, т.е. коэффициент отражения от ложа больше, чем от границы раздела холодного и тёплого льда. Похожую картину показывают результаты измерений интенсивности отражений от этих границ с применением модуля SSAA (см. рис. 3 и табл. 2). По абсолютной величине эти оценки согласуются с данными аэроадиозондирования на частоте 60 МГц вдоль продольного профиля политермических ледников в разных районах Шпицбергена [21], согласно которым коэффициент отражения от ложа варьирует от –7,4 до –15,9 дБ и выше коэффициента отражения от CTS, изменяющегося от –18,0 до –27,1 дБ; разность между ними составляет 10,6–11,2 дБ. На

политермическом леднике Оливарес Альфа в Чилийских Андах по данным аэрозондирования на частоте 50 МГц [30] мощность отражений от CTS в среднем составляет около –30 дБ, от ложа – около –20 дБ, т.е. мощность отражений от ложа также превышает мощность отражений от CTS примерно на 10 дБ, а вариации мощности отражений от ложа в диапазоне от –20 до –30 дБ объясняются изменением относительной диэлектрической проницаемости пород ложа ϵ'_3 в диапазоне от 4 до 10.

Определение толщины льда и средняя скорость распространения радиоволн в леднике. Методика определения общей толщины и общего объёма ледников по данным радиозондирования с применением моноимпульсных локаторов детально рассмотрена в работах [24, 31, 32], а точность их определения – в работах [13, 33, 34]. Общая толщина ледника h_Σ и толщина холодного льда h_{cold} определялись по времени запаздывания отражений от ложа τ_B и времени запаздывания отражений τ_R от CTS по верхней огибающей серии гиперболических отражений от включений воды в тёплом льду (см. рис. 3). По этим временам запаздывания в точках с измеренными GPS-координатами (x , y) вычисляли общую толщину ледника h_Σ и толщину холодного льда h_{cold} при одной и той же средней скорости распространения радиоволн $v_{cp} = 168$ м/мкс, соответствующей скорости распространения радиоволн в плотном холодном льду с плотностью 917 кг/м³.

Общая толщина ледника h_Σ с учётом расстояния x_0 между передающей и приёмной антеннами определялась из соотношения

$$h_\Sigma = [(v_{cp}\tau_B/2)^2 - x_0^2]^{1/2},$$

где v_{cp} – средняя скорость распространения радиоволн во всей толще холодного и тёплого льда; τ_B – время запаздывания отражений от ложа.

Аналогичным путём по времени запаздывания τ_R определялась и толщина холодного льда h_{cold} . Если толщина льда в 7–20 раз превышает расстояние x_0 между антеннами, то для её вычисления с погрешностью 1–0,1% можно применять более простые формулы [13]:

$$h_\Sigma = v_{cp}\tau_B/2;$$

$$h_{cold} = v_{cold}\tau_R/2,$$

где v_{cold} – скорость распространения радиоволн в верхнем слое холодного льда (включает в себя толщину снега и фирна) до глубины CTS; τ_R –

время запаздывания отражений от внутреннего отражающего горизонта.

Толщину тёплого льда h_{temp} находили как разность общей толщины ледника h_{Σ} и толщины холодного льда h_{cold} :

$$h_{temp} = h_{\Sigma} - h_{cold}. \quad (1)$$

При вычислении *общей толщины h_{Σ} холодных и политермических ледников* в областях абляции и аккумуляции обычно используют одну и ту же среднюю скорость распространения радиоволн $v_{cp} = 168$ м/мкс для плотного льда, что, по оценкам работы [13], приводит к ошибкам в средней скорости до 5% ($\pm 8,4$ м/мкс), к переоценке локальной толщины льда в области абляции и её недооценке в области аккумуляции за счёт слоя снега и фирна и вариаций его толщины, плотности и влажности. В нашем случае ошибки в скорости за счёт вариаций влажности снега и фирна можно не учитывать, так как измерения выполнялись до начала таяния на ледниках, когда вся снежно-фирновая толща до глубины 15–20 м имела отрицательные температуры [32]. В политермических ледниках средняя скорость v_{cp} зависит также от соотношения толщин холодного h_{cold} и тёплого h_{temp} льда, скорости распространения радиоволн в холодном v_{cold} и тёплом льду v_{temp} , а также содержания воды в тёплом льду.

В работе [24] для вычисления общей толщины ледников среднюю скорость распространения радиоволн v_{cp} принимали равной 166–170 м/мкс в зависимости географического положения ледника, его средней толщины, термической структуры (холодной или политермической) и имеющихся данных измерений v_{cp} методом наклонного радиозондирования с общей глубинной точкой (ОГТ). С учётом этого для ледников на Земле Норденшельда ошибка определения их средней и максимальной толщины составляет соответственно $\pm 3 \div 10$ м и $\pm 3 \div 25$ м [24], в среднем около 10%. Ошибка определения толщины холодного льда обычно меньше и равна 2–3%. Для толщины тёплого льда, вычисляемой по формуле (1), она не превышает 10%.

Построение карт толщины холодного и тёплого льда. Для построения карт толщины холодного и тёплого льда использовались данные измерений h_{Σ} и h_{cold} вдоль профилей зондирования, точки на краях ледников, где толщина льда $h_0 = 0$, и точки на профилях (см. рис. 3), где толщина тёплого льда $h_{temp} = 0$. В результате методом Topo to Raster в программной среде ESRI ArcGIS строились соответ-

ствующие карты. Правильность их построения с учётом возможных ошибок идентификации отражений от ложа и CTS и ошибок измерений времени запаздывания τ_B и τ_R этих отражений контролировалась путём сравнения измеренных толщин h_{Σ} и h_{cold} в точках пересечения радарных профилей. В нашем случае различие не превышало ± 5 м. По этим картам определялся общий объём ледников V_{Σ} , объём холодного льда V_{cold} и объём тёплого льда V_{temp} как разность между общим объёмом ледников и объёмом холодного льда:

$$V_{temp} = V_{\Sigma} - V_{cold}.$$

Результаты исследований

Толщина холодного и тёплого льда. Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда по данным наземного радиозондирования на частоте 20 МГц показано на рис. 4. Приведённая на рисунке карта толщины ледника Тавле не охватывает его верхнюю часть, так как здесь не удалось выполнить радиолокационные измерения [35]. Полученные данные об объёме холодного льда V_{cold} , объёме тёплого льда V_{temp} и общем объёме ледников V_{Σ} приведены в табл. 3. По величине соотношения $K_{cold} = V_{cold}/V_{\Sigma}$ наиболее близки к холодным ($K_{cold} = 1$) ледники Баалсруд, Блекум и Западный Дальфонна, а к более тёплым ($K_{cold} < 1$) — ледники Эрдман, Фритьоф и Восточный Грэнфьорд. Возможное объяснение этому — их положение по отношению к направлению основных влагонесущих потоков: первые три ледника расположены поперёк, а другие три — вдоль этого направления. Отношение объёма $K_{temp} = V_{temp}/V_{\Sigma}$ для большей части политермических ледников изменяется от 0,39 до 0,54 и возрастает до 0,73 на леднике Фритьоф, что вероятнее всего связано с его сильной трещиноватостью (см. рис. 7 и табл. 4), обусловленной недавней подвижкой, которая способствовала образованию большого числа трещин и проникновению через них талой воды в периоды таяния с поверхности внутрь ледника и отеплению его толщи.

Доля тёплого льда в политермических ледниках. Распределение доли тёплого льда FTIV в общем объёме исследованных ледников на Земле Норденшельда по данным наземного радиозондирования (см. табл. 3) показано на рис. 5, из которого видно, что наибольшая доля тёплого льда в

Таблица 3. Площадь ледника S (на год радиолокационных измерений), площадь тёплого льда S_{temp} , средняя толщина ледника H_{av} , средняя толщина холодного H_{avcold} и тёплого H_{avtemp} льда, объём холодного V_{cold} и тёплого V_{temp} льда, общий объём ледника V_{Σ} , доля тёплого льда в общем объёме ледника $FTIV = V_{temp}/V_{\Sigma}$ и запас воды $W_s = W \times V_{temp}$ в тёплом льду ледников на Земле Норденшельда (где W – доля содержания воды в тёплом льду)

Ледник	S , км ²	S_{temp} , км ²	H_{av} , м	H_{avcold} , м	H_{avtemp} , м	V_{cold} , км ³	V_{temp} , км ³	V_{Σ} , км ³	FTIV, %	W_s , ^{3*} $n \cdot 10^3$ м ³
Баалсруд	2,61	0,06	30	30	15	0,077	0,0009	0,078	1,2	18
Блекум	2,10	0,11	32	31	27	0,065	0,003	0,068	4,0	60
Восточный Дальфонна	2,84	1,37	53	34	39	0,097	0,054	0,151	35,6	1080
Западный Дальфонна	6,23	0,11	32	31	19	0,196	0,002	0,198	1,0	42
Эрдман	8,15	5,12	92	62	49	0,502	0,249	0,752	23,1	4980
Западное ледяное поле ^{1*}	1,79	0	11	11	0	0,020	0	0,020	0	0
Фриттьоф	47,31	38,80	107	29	96	1,352	3,733	5,085	73,8	74 660
Гледицфонна ^{1*}	2,26	0	26	26	0	0,059	0	0,059	0	0
Восточный Грэнфьорд	7,59	2,65	75	61	39	0,466	0,104	0,570	17,1	2080
Западный Грэнфьорд	17,70	13,12	94	66	37	1,172	0,486	1,658	24,1	9720
Марстрандер ^{1*}	6,24	0	29	29	0	0,181	0	0,181	0	0
Восточный Пассфьель ^{1*}	5,46	0	33	33	0	0,181	0	0,181	0	0
Западный Пассфьель ^{1*}	2,51	0	37	37	0	0,093	0	0,093	0	0
Тавле ^{2*}	7,47	2,49	53	51	10	0,297	0,030	0,069	15,8	608
Тунге	2,91	0,48	26	22	21	0,065	0,010	0,076	10,8	200
Всего	130,02	64,31				4,528	4,672	9,239		93 448

^{1*}Ледники, состоящие из холодного льда. ^{2*}Толщина и объём тёплого и холодного льда по данным [35] даны только для нижней части ледника. ^{3*}Значения приведены при среднем содержании воды W в тёплом льду 2%.

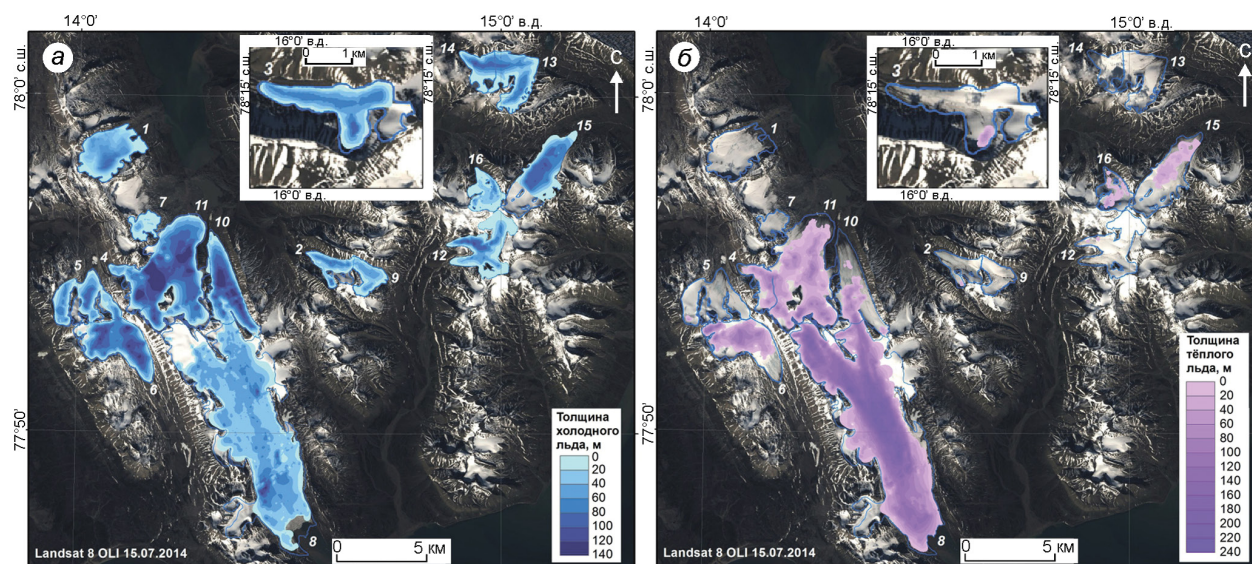


Рис. 4. Толщина холодного (а) и тёплого (б) льда по данным наземного радиозондирования 1999, 2007 и 2010–2013 гг. ледников на Земле Норденшельда.

Цифрами обозначены исследованные ледники, их названия приведены на рис. 2

Fig. 4. Thickness of cold ice (a) and temperate ice (b) in glaciers in Nordenskiöld Land by data of ground-based radar measurements in 1999, 2007 and 2010–2013.

Names of numbered glaciers are given in captions to Fig. 2

ледниках политермического типа приходится на самые верхние области ледников. В частности, на леднике Фриттьоф она достигает 78–80% в области выше многолетней границы питания, что

в несколько раз превышает его долю в областях абляции. Доля объёма тёплого льда в ледниках FTIV (табл. 4) изменяется от нуля в холодных ледниках до ~1–74% в политермических и достигает

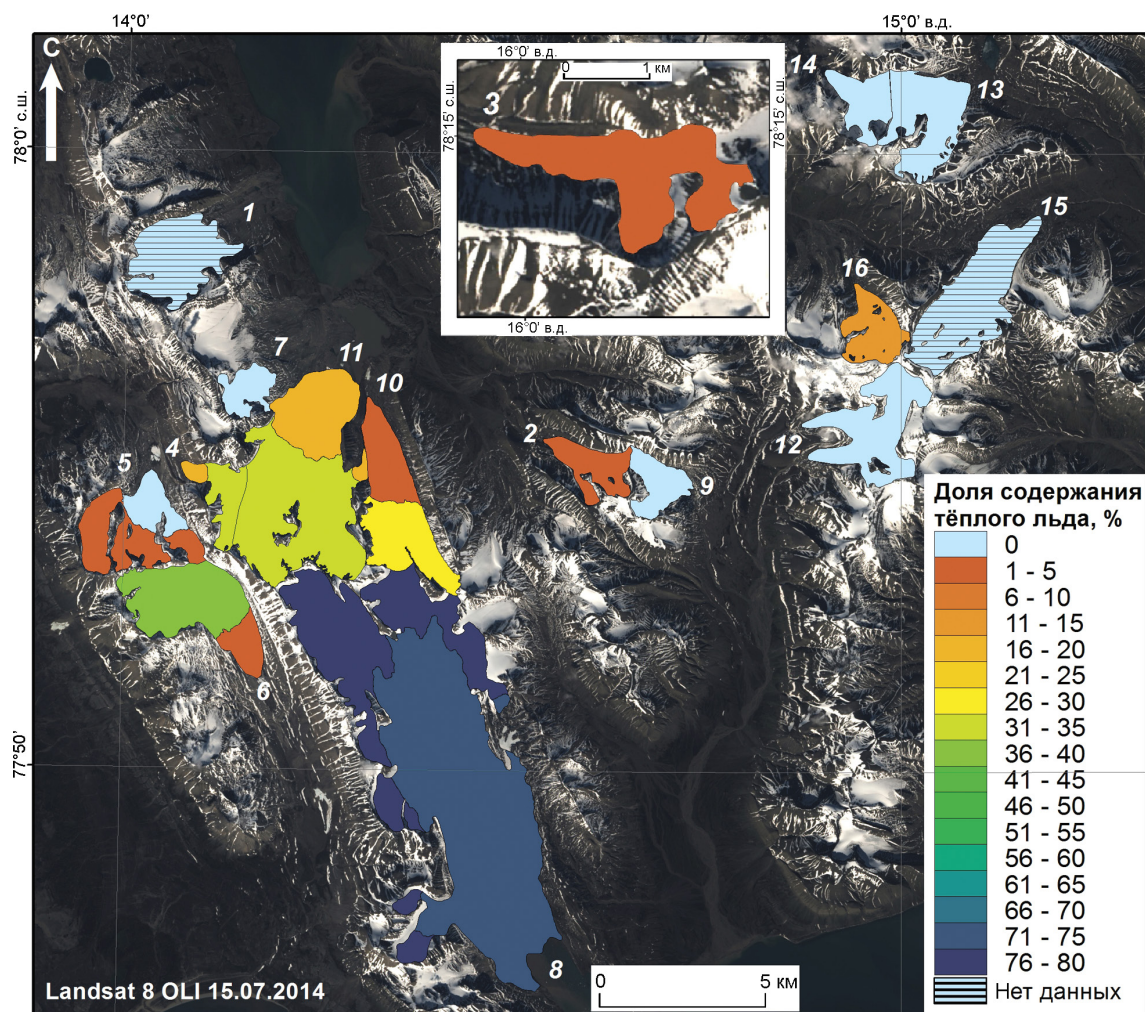


Рис. 5. Доля содержания тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда по данным наземного радиозондирования 1999, 2007 и 2010–2013 гг.

Цифрами обозначены исследованные ледники, их названия приведены на рис. 2; штриховкой показаны ледники, для которых доля тёплого льда не указана из-за недостатка данных

Fig. 5. Fraction of temperate ice content in glaciers in Nordenskiöld Land by data of ground-based radar measurements in 1999, 2007 and 2010–2013.

Names of numbered glaciers are given in captions to Fig. 2. Glaciers with deficiency of radar data are shaded

максимума на леднике Фритьюф, который пульсировал в 1990-х годах в течение семи лет [23].

Оценка объёма тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда. Чтобы оценить объём тёплого льда во всех 202 ледниках на Земле Норденшельда, выполнен поиск возможных эмпирических связей измеренного объёма тёплого льда V_{temp} в ледниках с их разными морфологическими показателями, которые можно получить из Каталога ледников [19] или измерить по картографическим материалам. В результате установлено, что объём тёплого льда V_{temp} отрицательно коррелирует с минимальной высотой

концов ледников Z_{min} ($R = -0,76$) и положительно с длиной ледников L_m ($R = 0,93$) и их площадью S ($R = 0,97$). Эмпирическая связь V_{temp} с Z_{min} описывается логарифмическим уравнением

$$V_{temp} = -0,6589 \ln Z_{min} + 3,6627$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,978$.

Если принять за основу это соотношение, то из него следует, что при высоте концов больше 260 м над ур. моря тёплый лёд в ледниках отсутствует и тогда на Земле Норденшельда есть всего 26 политермических ледников (13% общего числа), которые содержат около $6,9 \text{ км}^3$ тёплого

Таблица 4. Количество N_k (в числителе) и густота $D_k = N_k/S$ (в знаменателе) возможных мест поступления воды с поверхности ледников площадью S в периоды таяния через погребённые трещины и/или ледниковые колодцы до СТС и ложа по данным наземных радарных измерений ледников на Земле Норденшельда*

Ледник	S , км ²	N_1/S				N_2/L			
		[A]	[B]	[C]	[D]	[A]	[B]	[C]	[D]
Восточный Дальфонна	2,84	—**	1/0,35	—	10,35/	—	2/71	—	1/17
Западный Дальфонна	6,23	—	—	3/0,48	—	—	—	—	—
Эрдман	8,14	—	3/0,37	—	—	—	3/240	—	—
Фритьоф	47,31	243/5,14	122/2,58	5/0,11	133/2,81	39/5551	14/1042	1/17	10/422
Гледицфонна	2,26	—	—	3/1,33	—	—	—	—	—
Восточный Грэнфьорд	7,59	6/0,79	5/0,66	5/0,66	7/0,92	—	—	—	1/11
Западный Грэнфьорд	17,58	6/0,34	10/0,57	3/0,17	1/0,06	1/54	3/259	1/23	1/9
Марстрандер	6,24	—	—	3/0,48	—	—	—	—	—
Восточный Пассфьель	5,46	—	—	2/0,37	—	—	—	—	—

*Величины N_k и D_k получены для участков регистрации серии вертикальных гиперболических отражений от отдельных трещин, ледниковых колодцев ($k = 1$) и скоплений трещин ($k = 2$) на профилях длиной L , м. Они приведены для участков ледников с холодной [C] и политермической [A], [B], [D] структурами. Прочерк — отражения от погребённых трещин и/или ледниковых колодцев и их скоплений не наблюдаются.

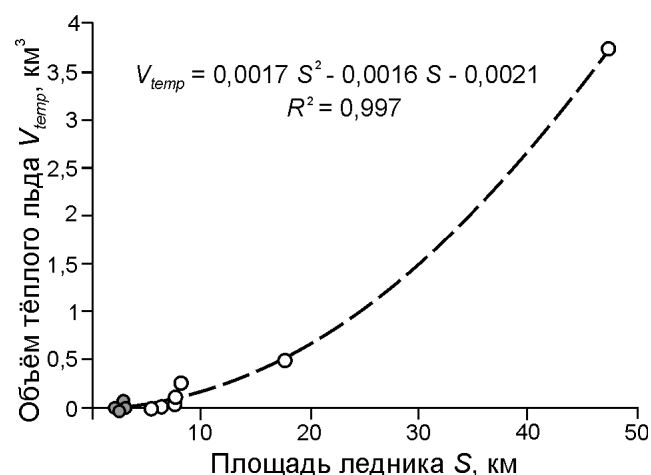


Рис. 6. Связь между объемом теплого льда V_{temp} (км³) в исследованных радиолокационным методом ледниках Земли Норденшельда и их площадью S (км²). Кружками показаны результаты измерений. Пунктирной линией — аппроксимация связи в виде полинома

Fig. 6. The relationship of temperate ice volume V_{temp} (km³) in the RES-studied glaciers in Nordenskiöld Land and their area S (km²).

Circles shows the results of measurements. The dashed line shows the polynomial approximation

льда. Если же в качестве аргумента использовать длину ледников L_m , то это эмпирическое соотношение можно представить в виде полинома

$$V_{temp} = 2 \cdot 10^{-8} L_m^2 - 0,0002 L_m + 0,3052$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,997$. А если использовать это соотношение для общей оценки, то число политермических ледников на

Земле Норденшельда возрастает до 98 (49%), и объем теплого льда в них будет равен 14,2 км³.

Как уже отмечалось, самая высокая корреляция объема теплого льда V_{temp} установлена с площадью ледников S . В связи с этим мы исследовали и использовали несколько способов нахождения их взаимосвязи.

1. Связь в виде полинома

$$V_{temp} = 0,0017 S^2 - 0,0016 S - 0,0021 \quad (2)$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,997$ показывает наличие 75 политермических ледников (18% общего числа) с объемом теплого льда 10,30 км³. График, где в виде полинома показана связь между объемом теплого льда в исследованных ледниках, дан на рис. 6. Кружками показаны результаты измерений. Графики других приведенных ниже уравнений регрессии на рисунке не приводятся, так как все они практически не различимы и сливаются в одну линию.

2. Методом итераций получены три уравнения регрессии в виде показательной функции cS^y . Для первого из них использовались данные измерений только политермических ледников:

$$V_{temp} = 0,00153 S^{2,02204} \quad (3)$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,999$. Для второго уравнения были взяты данные измерений как политермических, так и холодных ледников:

$$V_{temp} = 0,00134 S^{2,05714} \quad (4)$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,997$.

Если учитывать, что минимальная площадь ледников, где наблюдалось тёплое ядро, равна $1,79 \text{ км}^2$, а при площади менее $1,79 \text{ км}^2$ его уже нет, то формула (4) приобретает следующий вид:

$$V_{temp} = 0,00276(S - 1,79)^{1,88778} \quad (5)$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,997$.

3. Кроме того, уравнение регрессии в виде показательной функции cS^γ было получено методом бутстрэппинга [36]:

$$V_{temp} = 0,001816S^{1,975423} \quad (6)$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,998$.

Общий объём тёплого льда в 202 ледниках Земли Норденшельда, оценённый по формулам (3)–(6), очень близок и равен соответственно $10,90$, $10,66$, $10,09$ и $10,58 \text{ км}^3$. Учитывая, что весь запас льда в этих ледниках равен $36,69 \pm 19,94 \text{ км}^3$ [37], доля тёплого льда в них может составлять примерно 30% (в пределах от 20 до 60%). Отметим, что около 80% всего тёплого льда сосредоточено в пяти ледниках площадью более 17 км^2 , которые составляют 2,5% общего числа ледников и около 30% всей их площади. Формулы (3), (4) и (6) уже по своей структуре не позволяют оценить число политермических ледников среди всех ледников Земли Норденшельда, но, судя по уравнению (5), их число равно 72 (36%), что близко с оценкой по уравнению (2).

Общий недостаток полученных эмпирических соотношений состоит в том, что все они построены на основе очень малой статистической выборки и поэтому, несмотря на высокие корреляционные связи, имеют большую неопределённость коэффициентов регрессионных уравнений. Так, с учётом вычисленного 95%-го доверительного интервала коэффициентов c и γ , формула (5) даёт оценку минимально и максимально возможного объёма тёплого льда в пределах от 8 до 33 км^3 .

Методом итерации была подобрана более сложная нелинейная двухпараметрическая связь V_{temp} с Z_m и S :

$$V_{temp} = 0,34161 + 0,00155S^2 - 0,00146S - 0,06196 \ln Z_m$$

с коэффициентом детерминации $R^2 = 0,997$. Её применение приводит к тому, что незначительно уменьшаются оценки числа политермических ледников (до 45,22% общего числа) и общего объёма тёплого льда в них (до $9,67 \text{ км}^3$). Но, по

указанной ранее причине, это не решает проблемы малой выборки. Оценка максимально возможного объёма тёплого льда в 95%-м доверительном интервале достигает 28 км^3 . Дальнейшее уточнение эмпирических связей объёма (или характерной доли) тёплого льда в политермических ледниках с их морфометрическими характеристиками может проходить в двух направлениях: в продолжении радиолокационных измерений на всё большем числе ледников и в привлечении уже имеющихся данных измерений по продольным профилям вдоль оси политермических ледников.

Содержание воды в тёплом льду политермических ледников. По оценкам [14], основанным на измерениях скорости распространения радиоволн методом наклонного радиозондирования с ОГТ-измерений, в нижнем слое тёплого льда политермических ледников Шпицбергена может содержаться от 0,2 до 2,6% воды. При среднем содержании воды 2% её запас в измеренных нами политермических ледниках с общей площадью тёплого льда $64,31 \text{ км}^2$ и объёмом тёплого льда $4,672 \text{ км}^3$ (см. табл. 4) составит около $0,093 \text{ км}^3$ или $0,72 \text{ см}$ в слое воды.

Распределение трещин и ледниковых колодцев. Возможными источниками поступления воды в толщу и к ложу ледников в периоды таяния могут быть трещины, ледниковые колодцы и внутриледниковые каналы (см. рис. 3). Число и густота трещин и/или ледниковых колодцев, проникающих в толщу ледников на разную глубину, приведены в табл. 4. Пример их распределения на ледниках Западный Грэнфьорд, Восточный Грэнфьорд и Фритьоф по данным наземного радиозондирования весной 2010–2012 гг. показан на рис. 7, и для этих и остальных ледников на Земле Норденшельда такие данные приведены в табл. 4. Из табл. 4 и рис. 7 видно, что наибольшее число отражений типа [A], [B] и [D], проникающих через отдельные трещины и ледниковые колодцы до CTS и ложа, наблюдается на пульсировавшем в 1990-х годах леднике Фритьоф, где их густота достигает соответственно 5,14, 2,58 и 2,81 на 1 км^2 , в то время как на соседнем «нормальном» леднике Восточный Грэнфьорд она почти в 6, 4 и 3 раза меньше. Скопления трещин наблюдаются на леднике Фритьоф на гораздо большем протяжении радарных профилей, чем на леднике Восточный Грэнфьорд. Это позволяет предположить, что в периоды таяния вода с поверхности может поступать в толщу и к ложу ледника Фритьоф более ин-

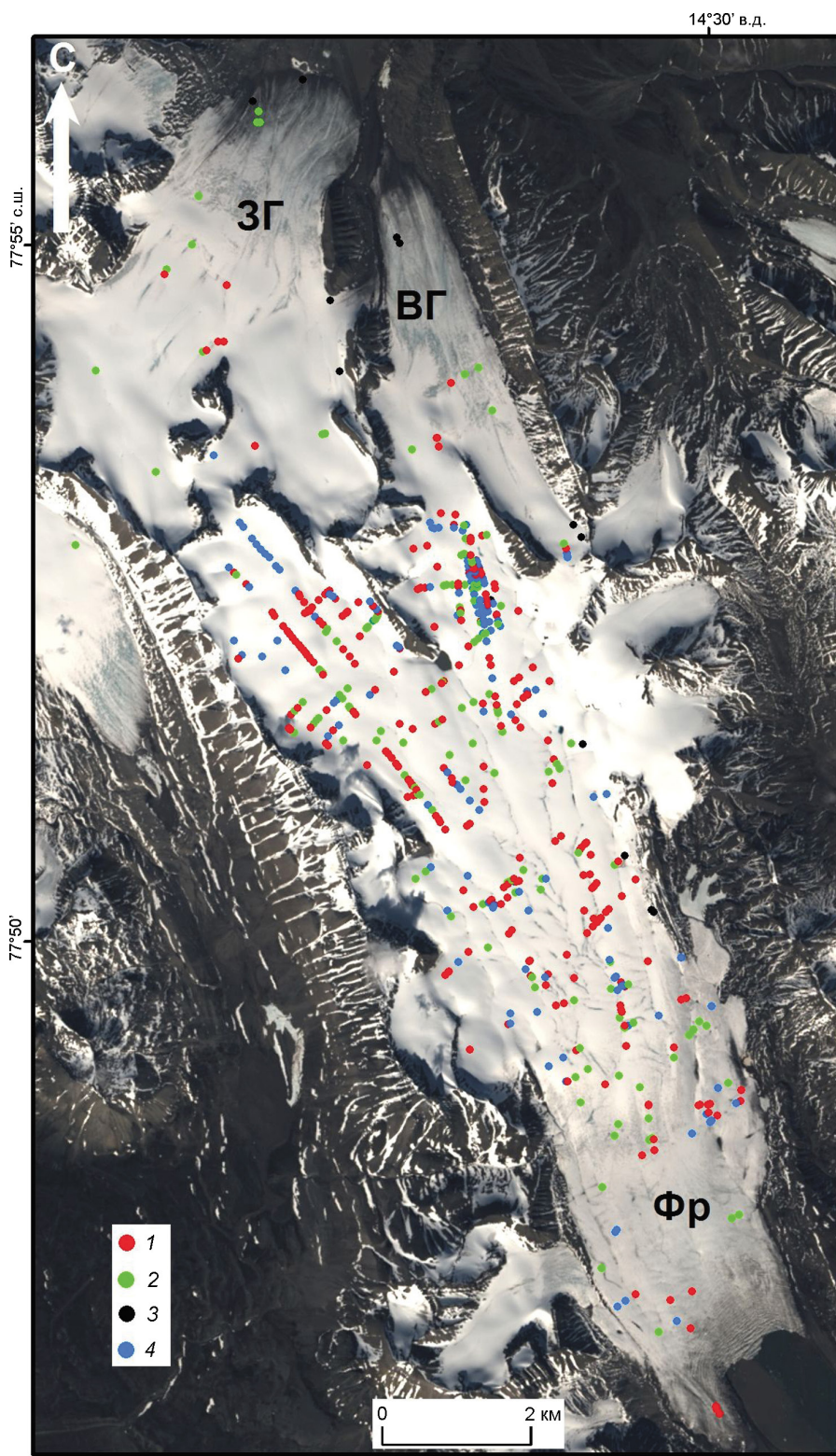


Рис. 7. Положение погребённых трещин и ледниковых колодцев, проникающих с поверхности и из толщи холодного льда до CTS (1, 2) и до ложа на участках холодного льда (3) и тёплого льда (4) на ледниках Западный (ЗГ) и Восточный Грёнфьорд (ВГ) и Фриттьоф (Фр) по данным наземного радиозондирования весной 2010–2012 гг. Для этих и других ледников на Земле Норденшельда количество и густота трещин и/или ледниковых колодцев приведены в табл. 4

Fig. 7. Position of buried crevasses and glacial wells penetrating from surface and from the inside of cold ice to CTS (1, 2) and to bedrock in the areas of cold ice (3) and temperate ice (4) on the Austre (ЗГ) and Vestre Grønfjordsbreen (ВГ) and Fridtjovbreen (Фр) according to ground-based radar measurements in 2010–2012.

Number and density of crevasses and/or glacier wells on studied glaciers in Nordenskiöld Land are given in the Table 4

тенсивно и тем самым способствовать очередному ускорению скорости его движения. Остальные из рассмотренных в табл. 4 ледников — менее трещиноватые, что затрудняет поступление талой воды с

поверхности в их толщу и не может заметно влиять на их динамическое поведение.

Наглядный пример возможного пути поступления воды с поверхности в толщу ледников

в периоды таяния — рис. 3, г, на котором видна серия вертикальных гиперболических отражений, проникающих в ледник Фритьоф до тёплого ледяного ядра и ложа. Распределение трещин в ледниках важно для моделирования их гидротермического состояния, условий на их ложе и их динамического поведения. Оценки с применением упрощённой модели термического влияния криогидрологической системы, включающей в себя поверхностные трещины, показали [18], что даже при небольшом содержании воды в системе (0,5% объёма) лёд может прогреться на несколько градусов до глубины первых сотен метров менее чем за 10 лет и скорость его прогревания будет зависеть от того, насколько часто расположены элементы криогидрологической системы, и будет расти обратно пропорционально квадрату расстояния между ними. Картирование распределения трещин как наиболее вероятных путей поступления талой воды в толщу и к ложу ледников оказалось полезным для моделирования их распространения в краевых частях выводных ледников, оканчивающихся в море, исследования гидрологического механизма их пульсирующего поведения и оценки коэффициента базального трения, контролирующего скорость движения ледников и их реакцию на усиление поверхностного таяния.

Водотоки у концов политермических ледников.

При среднем содержании воды 2% в тёплом льду десять политермических ледников Земли Норденшельда, где проводили радиолокационные измерения, содержат от $18 \cdot 10^3 \text{ м}^3$ до $74\,660 \cdot 10^3 \text{ м}^3$ воды в зависимости от размера их тёплого ядра (см табл. 3). Этого объёма может быть достаточно, чтобы служить источником образования приледниковых наледей и внутри-, и подледникового стока, поступающего из наземных ледников в водотоки, реки и приледниковые озёра, а также в море из ледников приливного типа. На Земле Норденшельда мы наблюдали приледниковые наледи в весенний период, до начала таяния, у языков ледников Восточный Грэнфьорд, Западный Грэнфьорд, Тунге, Тавле, Эрдман, Дальфонна; наблюдались они и в других районах Шпицбергена [38, 39], в частности у ледника Бертиль, сток из которого происходил и в зимнее время и использовался для водоснабжения рудника Пирамида [40]. У фронта приливных ледников на космических снимках в летний период наблюдались шлейфы взвешенных частиц, выносимых в море и

связанных с донным таянием. Фиксировались они и во время полётов у фронта ледника Фритьоф. В зимнее время подледниковый сток, приводящий к опреснению морской воды, отмечен у фронта приливного ледника Туна по данным измерений её температуры и солёности [41]. Учитывая, что на Шпицбергене выявлены 163 приливных ледника с общей протяжённостью ледяных фронтов 860 км [42], подледниковый сток из них может заметно влиять на состояние и распространение морского льда в прилегающих морских фьордах [43].

Выводы

По данным наземного радиозондирования весной 1999, 2007 и 2010–2013 гг. 16 ледников на Земле Норденшельда получены новые данные о гидротермической структуре ледников и распределении в них холодного и тёплого льда (см. рис. 4). Установлено, что пять из них относятся к ледникам холодного типа, а 11 — к ледникам политермического типа с участками холодного и тёплого водосодержащего льда в их верхней и придонной частях. Для оценки гидротермической структуры ледников разработана методика качественной и количественной интерпретация радиолокационных данных, включая классификацию типов подповерхностных отражений, определение скорости распространения радиоволн по гиперболическим отражениям и относительной мощности отражений от поверхности раздела холодного и тёплого льда (CTS) и ложа.

Толщина холодного льда определена по измеренному времени запаздывания отражений от CTS, а толщина и объём тёплого льда — как разность между измеренными [36] общей толщиной и объёмом ледников. Установлено (см. рис. 4), что в политермических ледниках придонные участки тёплого льда неравномерно распределены по их площади, глубине и объёму и приурочены в основном к поднятиям и углублениям ложа, но на отдельных участках наблюдаются вблизи поверхности ледников и прослеживаются вплоть до подстилающего ложа. Площадь тёплого льда таких ледников составляет от 0,11 до 38,8 км², занимает от 1,8 до 82% их площади, объём тёплого льда составляет от 1 до 74% их общего объёма, его суммарный объём равен $4,7 \pm 0,4 \text{ км}^3$ и составляет 51% общего объёма измеренных политермических ледников.

При среднем содержании воды в тёплом льду 2%, в этих ледниках находится от 18 до 74 660 тыс. м³ жидкой воды (см. табл. 3). Этого объёма может быть достаточно для формирования внутри- и подледникового стока и образования приледниковых наледей в зимнее время. Поступление воды в толщу и к ложу ледников возможно через ледниковые трещины, колодцы и внутриледниковые каналы. Индикатор их положения и глубины (см. рис. 7) — вертикальные серии гиперболических отражений. На политермических ледниках они наблюдались до глубин, достигающих придонного слоя тёплого льда и ложа, и могли быть путями поступления воды с поверхности ледников в периоды таяния в их толщу и тем самым влиять на вязкость льда

и скорость донного скольжения, что должно учитываться при моделировании, прогнозе динамики таких ледников и изучении процессов их формирования и изменения условий у поверхности раздела холодного и тёплого льда и на ложе ледников.

Благодарности. Статья подготовлена по теме Государственного задания № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5). Картографические работы проводились в рамках гранта РФФИ № 18-05-60067.

Acknowledgements. This work was supported by the State contract № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5). Cartographic work was carried out under the grant RFBR № 18-05-60067.

Литература

1. Duval P. The role of water content on the creep of polycrystalline ice. In: Isotopes and impurities in snow and ice // Proc. of IAHS Publication. 1977. № 118. P. 29–33.
2. Fowler A.C., Larson D.A. On the flow of polythermal glaciers. Part I: model and preliminary analysis // Proc. of the Royal Society of London. 1978. Ser. A. V. 363. № 1713. P. 217–242.
3. Hutter K. A mathematical model of polythermal glaciers and ice sheets // Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1982. V. 21. № 3–4. P. 201–224.
4. Fowler A.C. On the transport of moisture in polythermal glaciers // Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1984. V. 28. № 2. P. 99–140.
5. Hutter K., Blatter H., Funk M. A model computation of moisture content in polythermal glaciers // Journ. of Geophys. Research. 1988. 93 (B10): 12205–12214.
6. Blatter H., Hutter K. Polythermal conditions in Arctic glaciers // Journ. of Glaciology. 1991. V. 37. № 126. P. 261–269.
7. Hutter K. Thermo-mechanically coupled ice-sheet response- cold, polythermal, temperate // Journ. of Glaciology. 1993. V. 39. № 131. P. 65–86.
8. Aschwanden A., Blatter H. Meltwater production due to strain heating in Storglaciären, Sweden // Journ. of Geophys. Research. 2005. V. 110 (F4). F04024. doi: 10.1029/2005JF000328.
9. Aschwanden A., Blatter H. Mathematical modeling and numerical simulation of polythermal glaciers // Journ. of Geophys. Research. 2009. V. 114 (F1). F01027. doi: 10.1029/2008JF001028.
10. Aschwanden A., Bueller E., Khroulev C., Blatter H. An enthalpy formulation for glaciers and ice sheets // Journ. of Glaciology. 2012. V. 58. № 209. P. 441–457. doi: 10.3189/2012JoG11J088 441.
11. Blatter H., Greve R. Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model // Polar Science. 2015. V. 9. P. 197–207.
12. Hewitt J., Schoof C. Models for polythermal ice sheets and glaciers // The Cryosphere Discuss. 2016. doi: 10.5194/tc-2016-240.

References

1. Duval P. The role of water content on the creep of polycrystalline ice. IAHS Publication. 1977, 118: 29–33.
2. Fowler A.C., Larson D.A. On the flow of polythermal glaciers. Part I: model and preliminary analysis. Proc. of the Royal Society of London. 1978, Ser. A. 363 (1713): 217–242.
3. Hutter K. A mathematical model of polythermal glaciers and ice sheets. Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1982, 21 (3–4): 201–224.
4. Fowler A.C. On the transport of moisture in polythermal glaciers. Geophys. Astrophys. Fluid Dyn. 1984, 28 (2): 99–140.
5. Hutter K., Blatter H., Funk M. A model computation of moisture content in polythermal glaciers. Journ. of Geophys. Research. 1988, 93 (B10): 12205–12214.
6. Blatter H., Hutter K. Polythermal conditions in Arctic glaciers. Journ. of Glaciology. 1991, 37 (126): 261–269.
7. Hutter K. Thermo-mechanically coupled ice-sheet response – cold, polythermal, temperate. Journ. of Glaciology. 1993, 39 (131): 65–86.
8. Aschwanden A., Blatter H. Meltwater production due to strain heating in Storglaciären, Sweden. Journ. of Geophys. Research. 2005, 110 (F4): F04024. doi: 10.1029/2005JF000328.
9. Aschwanden A., Blatter H. Mathematical modeling and numerical simulation of polythermal glaciers. Journ. of Geophys. Research. 2009, 114 (F1): F01027. doi: 10.1029/2008JF001028.
10. Aschwanden A., Bueller E., Khroulev C., Blatter H. An enthalpy formulation for glaciers and ice sheets. Journ. of Glaciology. 2012, 58 (209): 441–457. doi: 10.3189/2012JoG11J088 441.
11. Blatter H., Greve R. Comparison and verification of enthalpy schemes for polythermal glaciers and ice sheets with a one-dimensional model. Polar Science. 2015, 9: 197–207.
12. Hewitt J., Schoof C. Models for polythermal ice sheets and glaciers. The Cryosphere Discuss. 2016, doi: 10.5194/tc-2016-240.
13. Lapazaran J.J., Otero J., Martin-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness

13. Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates I: Ground-penetrating radar measurement errors // *Journ. of Glaciology*. 2016. V. 62. № 236. P. 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
14. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: Изд-во ГЕОС, 2014. 528 с.
15. Budd W.F. A first model for periodically self-surging glaciers // *Journ. of Glaciology*. 1975. V. 14. № 70. P. 3–21.
16. Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperate glaciers // *Reviews of Geophysics*. 1998. V. 36. № 3. P. 299–328.
17. Catania G.A., Neumann T.A., Price S.F. Characterizing englacial drainage in the ablation zone of the Greenland ice sheet // *Journ. of Glaciology*. 2008. V. 54. № 187. P. 567–578.
18. Phillips T., Rajaram H., Steffen K. Cryo-hydrologic warming: a potential mechanism for rapid thermal response of ice sheets // *Geophys. Research Letters*. 2010. V. 37. L20503. doi: 10.1029/2010GL044397.
19. RGI Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0, Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
20. Мачерет Ю.Я., Божинский А.Н., Глазовский А.Ф., Игнатьева И.Ю., Красс М.С., Константинова Т.Н., Ларина Т.Б., Москалевский М.Ю. Строение, гидротермическое состояние и режим субполярных ледников // *Режим и эволюция полярных ледниковых покровов*. СПб.: Гидрометеоздат, 1992. С. 48–115.
21. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding // *Journ. of Glaciology*. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37.
22. Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O. Airborne radio echo sounding of sub-polar glaciers in Spitsbergen // *Norsk Polarinstitute Skrifter*. 1984. № 182. P. 41.
23. Murray T., James T.D., Macheret Yu.Ya., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Sykes H. Geometric changes in a tidewater glacier in Svalbard // *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2012. V. 44. № 3. P. 359–367. doi: 10.1657/1938-4246-44.3.359.
24. Navarro F.J., Lapazaran J., Martín-Español A., Otero J. Ground-penetrating radar studies in Svalbard aimed to the calculation of the ice volume of its glaciers // *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 2016. V. 42. № 2. P. 399–414. doi: 10.18172/cig.2929.
25. Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю. Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // *Разведка и охрана недр*. 2001. № 3. С. 6–11.
26. Мачерет Ю.Я. Оценка содержания воды в ледниках по гиперболическим отражениям // *МГИ*. 2000. Вып. 89. С. 3–10.
27. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture // *Physica*. 1965. V. 31. № 3. P. 401–406.
28. Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data // *Polar Research*. 2000. V. 19. № 2. P. 205–216.
29. Bamber J.L. Enhanced radar scattering from water inclusions in ice // *Journ. of Glaciology*. 1988. V. 34. № 118. P. 293–296.
- estimates I: ground-penetrating radar measurement errors. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1008–1020. doi: 10.1017/jog.2016.93.
14. Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya. *Voda v lednikakh. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
15. Budd W.F. A first model for periodically self-surging glaciers. *Journ. of Glaciology*. 1975, 14 (70): 3–21.
16. Fountain A.G., Walder J.S. Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*. 1998, 36 (3): 299–328.
17. Catania G.A., Neumann T.A., Price S.F. Characterizing englacial drainage in the ablation zone of the Greenland ice sheet. *Journ. of Glaciology*. 2008, 54 (187): 567–578.
18. Phillips T., Rajaram H., Steffen K. Cryo-hydrologic warming: a potential mechanism for rapid thermal response of ice sheets. *Geophys. Research Letters*. 2010, 37: L20503. doi: 10.1029/2010GL044397.
19. RGI Consortium, 2017. Randolph Glacier Inventory – A Dataset of Global Glacier Outlines: Version 6.0: Technical Report, Global Land Ice Measurements from Space, Colorado, USA. Digital Media. doi: <https://doi.org/10.7265/N5-RGI-60>.
20. Macheret Yu.Ya., Bozhinsky A.N., Glazovsky A.F., Ignatieva I.Yu., Krass M.S., Konstantinova T.N., Larina T.B., Moskalevsky M.Yu. *Stroenie, gidrotermicheskoe sostoyanie i rezhim subpolyarnykh lednikov*. Structure, hydrothermal state and regime of subpolar glaciers. *Rezhim i evolutsiya polyarnykh lednikovyykh pokrovov*. Regime and evolution of polar ice sheets. St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 48–115. [In Russian].
21. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses from airborne radio-echo sounding. *Journ. of Glaciology*. 1989, 35 (119): 30–37.
22. Dowdeswell J.A., Drewry D.J., Liestøl O., Orheim O. Airborne radio echo sounding of sub-polar glaciers in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitute Skrifter*. 1984, 182: 41.
23. Murray T., James T.D., Macheret Yu.Ya., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Sykes H. Geometric changes in a tidewater glacier in Svalbard. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 2012, 44 (3): 359–367.
24. Navarro F.J., Lapazaran J.J., Martín-Español A., Otero J. Ground-penetrating radar studies in Svalbard aimed to the calculation of the ice volume of its glaciers. *Cuadernos de Investigación Geográfica*. 2016, 42 (2): 399–414. doi: 10.18172/cig.2929.
25. Kulnitsky L.M., Gofman P.A., Tokarev M.Yu. Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana nedr*. Prospect & Protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
26. Macheret Yu.Ya. Estimation of water content in glaciers using hyperbolic reflections. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2000, 89: 3–10. [In Russian].
27. Looyenga H. Dielectric constants of heterogeneous mixture. *Physica*. 1965, 31 (3): 401–406.
28. Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F. Estimation of absolute water content in Spitsbergen glaciers from radar sounding data. *Polar Research*. 2000, 19 (2): 205–216.
29. Bamber J.L. Enhanced radar scattering from water inclusions in ice. *Journ. of Glaciology*. 1988, 34 (118): 293–296.

30. Gacitua G., Urbine J.A., Wilson R., Loriaux T., Hernandez J., Rivera A. 50 MHz helicopter-borne radar data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes // *Annals of Glaciology*. 2015. V. 56. № 70. P. 93–101. doi: 10.3189/2015AoG70A953.
31. Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Lavrentiev I.I., Macheret Y.Y., Machío F. Radio-echo sounding and ice volume estimates of western Nordenskiöld Land glaciers, Svalbard // *Annals of Glaciology*. 2013. V. 54. № 64. P. 211–217. doi: 10.3189/2013AoG64A109.
32. Василенко Е.В., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я. Изменение гидротермической структуры ледников Восточный Грөнфьорд и Фри-тьоф на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2014. № 1 (125). С. 5–19. doi: 10.15356/2076-6734-2014-1-5-19.
33. Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness // *Journ. of Glaciology*. 2016. V. 62. № 236. P. 1021–1029. doi: 10.1017/jog.2016.94.
34. Martín-Español A., Lapazaran J.J., Otero J., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates III: Error in volume // *Journ. of Glaciology*. 2016. V. 62. № 236. P. 1030–1036. doi: 10.1017/jog.2016.95.
35. Лаврентьев И.И., Мачерет Ю.Я., Холмlund П., Глазовский А.Ф. Гидротермическая структура и подледниковая дренажная сеть ледника Тавле на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2011. № 3 (115). С. 41–46.
36. Wu N.F.L. Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis (with discussions) // *Annals of Statistics*. 1986. V. 14. P. 1261–1350.
37. Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Мачерет, Ю.Я., Мацковский В.В., Муравьев А.Я. Запасы льда в ледниках на Земле Норденшельда, Шпицберген, и их изменения за последние десятилетия // *Лёд и Снег*. 2019. № 1 (59). С. 23–38. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-23-38.
38. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of crevasse routing of surface water and basal friction on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap // *The Cryosphere*. 2018. V. 12. P. 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
39. Гохман В.В. Распространение и условия формирования наледей на Шпицбергене // *МГИ*. 1987. Вып. 60. С. 68–76.
40. Журавлев А.Б., Боброва Л.И., Мачерет Ю.Я. Радиолокационные измерения на полярном леднике с зимним стоком // *МГИ*. 1993. Вып. 46. С. 143–149.
41. Музылёв С.В., Мачерет Ю.Я., Морозов Е.Г., Лаврентьев И.И., Марченко А.В. Колебания ледяного покрова и давления в морской воде вблизи фронта ледника Туна на Шпицбергене // *Лёд и Снег*. 2013. № 4 (124). С. 119–124.
42. Błaszczyk M., Jania J.A., Hagen J.O. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes // *Polish Polar Research*. 2009. V. 30. № 2. P. 85–142.
43. Marchenko A.V., Morozov E.G., Marchenko N.A. Supercooling of seawater near the glacier front in a fjord // *Earth Science Research*. 2017. V. 6. № 1. P. 97–108.
30. Gacitua G., Urbine J. A., Wilson R., Loriaux T., Hernandez J., Rivera A. 50 MHz helicopter-borne radar data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*. 2015, 56 (70): 93–101. doi: 10.3189/2015AoG70A953.
31. Martín-Español A., Vasilenko E.V., Navarro F.J., Otero J., Lapazaran J.J., Lavrentiev I.I., Macheret Yu. Ya, Machío F. Radio-echo sounding and ice volume estimates on western Nordenskiöld Land, Svalbard. *Annals of Glaciology*. 2013, 54 (64): 211–217. doi: 10.3289/2013AoG64A109.
32. Vasilenko E.V., Glazovsky A.F., Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya. Changes of hydrothermal structure of Austre Grönfjorbreen and Fridtjovbreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 5–19. [In Russian].
33. Lapazaran J.J., Otero J., Martín-Español A., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates II: Errors in digital elevation models of ice thickness. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1021–1029. doi: 10.1017/jog.2016.94.
34. Martín-Español A., Lapazaran J.J., Otero J., Navarro F.J. On the errors involved in ice-thickness estimates III: Error in volume. *Journ. of Glaciology*. 2016, 62 (236): 1030–1036. doi: 10.1017/jog.2016.95.
35. Lavrentiev I.I., Macheret Yu.Ya., Holmlund P., Glazovsky A.F. Hydrothermal structure and subglacial drainage network of Tavlebreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 3 (115): 41–46. [In Russian].
36. Wu N.F.L. Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis (with discussions). *Annals of Statistics*. 1986, 14: 1261–1350.
37. Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Macheret Yu.Ya., Matkovsky V.V., Muravyev A.Ya., Reserves of ice in glaciers on the Nordenskiöld Land, Spitsbergen, and their changes over the last decades. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 1 (59): 23–38. [In Russian].
38. Gong Y., Zwinger T., Astrom J., Altena B., Schellenberger T., Gladstone R., Moore J.C. Simulating the roles of crevasse routing of surface water and basal friction on the surge evolution of Basin 3, Austfonna ice cap. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1563–1577. <https://doi.org/10.5194/tc-12-1563-2018>.
39. Gokhman V.V. Spreading and formation conditions of icings in Spitsbergen. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1987, 60: 68–76. [In Russian].
40. Zhuravlev A.B., Bobrova L.I., Macheret Yu.Ya. Radio-echo-sounding of a polar glacier with summer water run-off. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1993, 46: 143–149. [In Russian].
41. Muzylev S.V., Macheret Yu.Ya., Morozov E.G., Lavrentiev I.I., Marchenko A.V. Fluctuation of sea ice cover and pressure in sea water near by the ice front of Tunabreen in Spitsbergen. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 4 (124): 119–124. [In Russian].
42. Błaszczyk M., Jania J.A., Hagen J.O. Tidewater glaciers of Svalbard: Recent changes and estimates of calving fluxes. *Polish Polar Research*. 2009, 30 (2): 85–142.
43. Marchenko A.V., Morozov E.G., Marchenko N.A. Supercooling of seawater near the glacier front in a fjord. *Earth Science Research*. 2017, 6 (1): 97–108.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 556.124.2

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-401>

Расчёты формирования снежного покрова на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP

© 2019 г. Е.М. Гусев*, О.Н. Насонова

Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

*sowaso@yandex.ru

Simulating of snow cover formation by the model of interaction between the land surface and the atmosphere (SWAP)

Е.М. Gusev*, O.N. Nasonova

Institute of Water Problems, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*sowaso@yandex.ru

Received May 20, 2018 / Revised November 28, 2018 / Accepted 22 March, 2019

Keywords: *ESM-SnowMIP reference sites, model of interaction between the land surface and the atmosphere (SWAP), models of snow processes, snow storage, the River Lena basin, the River Ob basin.*

Summary

In framework of the project «The Earth system Models – Snow Models Intercomparison Project» (ESM-SnowMIP), calculations of snow storages were carried out on ten experimental sites organized for long-term monitoring of the snow cover variability in various regions of the globe. The calculation method is based on the physical and mathematical description of heat and moisture exchange processes occurring within the system «ground water – soil – vegetation cover/snow cover – surface layer of the atmosphere», and it is implemented in the form of the model of interaction between the land surface and the atmosphere (SWAP). The model was developed at the Institute of water problems (IWP) of Russian Academy of Sciences. The model makes possible to calculate components of water and heat balances and different characteristics of the hydrological regime of terrestrial ecosystems and river basins having different spatial scales and located in different natural conditions. Good quality of reproduction of the snow storages variability on all considered sites is reached that allows consideration of the SWAP model as one of the best models of the snow cover formation. Thus, the SWAP model has a sufficiently optimal degree of complexity of the algorithm for reproducing the dynamics of snow cover, which is necessary and sufficient in global and regional hydrological models describing formation of the water balance of the land in the cold regions of the planet, and can be used to create scenario forecasts of snow dynamics (as the important part of the cryosphere). This conclusion is verified by the results of using the SWAP model to reproduce long-term variability of snow storages in basins of the River Lena and the River Ob (with its tributary Irtysh) which are the two largest rivers of the Russian Federation. The calculated and measured characteristics of snow cover dynamics for these basins are shown to be in good agreement.

Citation: Gusev E.M., Nasonova O.N. Simulating of snow cover formation by the model of interaction between the land surface and the atmosphere (SWAP). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 167–181. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-401>.

Поступила 20 мая 2018 г. / После доработки 28 ноября 2018 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *бассейны рек Лены и Оби, модели формирования снежного покрова, модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP, снегозапасы.*

Расчёты снегозапасов на десяти экспериментальных площадках в разных районах земного шара показали, что модель SWAP входит в число лучших мировых моделей формирования снежного покрова. Расчёты по этой модели многолетней динамики снегозапасов в бассейнах рек Лены и Оби (с её притоком р. Иртыш) подтвердили вывод о способности модели SWAP адекватно воспроизводить формирование снегозапасов в крупных речных бассейнах.

Введение

Снег — важнейший криосферный компонент биосферы. Особая роль снега на планете обусловлена его физическими свойствами, а именно: высоким альбедо и, как правило, низкой теплопроводностью. Снежный покров в районе высоких и средних широт осуществляет долговременную регуляцию составляющих водного баланса рассматриваемой территории, играя роль водного буфера, который накапливает атмосферные осадки зимой и теряет их в процессе весеннего снеготаяния, определяя при этом специфический для данных широт годовой ход составляющих водного баланса. Кроме того, снежный покров выступает регулятором и в отношении климатической системы Земли, отражая значительную часть приходящей солнечной радиации в атмосферу, а также поддерживая в течение периодов снеготаяния нулевую температуру подстилающей поверхности. Дополнительная роль снежного покрова в гидрологическом цикле связана также с тем, что от его толщины зависит степень промерзания сезонно-промерзающих почв, которая влияет на их инфильтрационные свойства, а значит и на разделение поступающих на её поверхность в период весеннего снеготаяния талых вод и осадков между поверхностным стоком и пополнением почвенных влагозапасов.

Наблюдаемые глобальные и региональные (преимущественно в Северном полушарии) тренды продолжительности и площади залегания снежного покрова за последние десятилетия неизменно отрицательны и связаны с тенденцией глобального потепления на планете [1–4]. Поэтому всё более актуальными становятся модели формирования снежного покрова, на основе которых можно делать прогнозы динамики данного элемента криосферы в будущем. В связи с этим в 2013 г. по инициативе Всемирной программы исследований климата (ВПИК) был организован международный проект «The Earth System Models — Snow Models Intercomparison Project» (ESM-SnowMIP), который входит во ВПИК в рамках «Grand Challenge Melting Ice & Global Consequences». Проект призван обеспечить быстрый прогресс в понимании процессов, связанных со снегом, и систематизировать полученные знания в глобальных и региональных климатических и гидрологических моделях в контексте

происходящих глобальных изменений, характеризующихся быстрым уменьшением площади и массы криосферы. Авторы настоящей статьи — участники проекта ESM-SnowMIP [5].

Первая задача проекта ESM-SnowMIP была связана с оценкой современного состояния снежных моделей в разных пространственных масштабах — от локальной экспериментальной площадки до регионального и глобального масштабов. В локальном масштабе наличие долгосрочных высококачественных наблюдений за характеристиками снежного покрова и метеорологическими параметрами предоставляет больше возможностей для оценки существующих моделей формирования снегозапасов в разных климатических условиях по сравнению с масштабами речного бассейна или региона. В связи с этим *первая цель настоящей статьи* — демонстрация работоспособности методики расчёта формирования снежного покрова, используемой в модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP [6] в различных природных условиях в локальном масштабе. Методика была разработана авторами статьи раньше, а во время участия в ESM-SnowMIP в неё были внесены небольшие уточнения. Кроме того, работа имеет и *вторую цель* — проверить возможность применения указанной методики для моделирования формирования снегозапасов в масштабах крупного речного бассейна.

Методика расчётов

Участвующие в проекте ESM-SnowMIP 26 модельных блоков [5], которые описывают формирование снежного покрова и включены в различные гидрологические и климатические модели, имеют разную степень сложности — от очень простых однослойных моделей снежного покрова с заданными физическими свойствами снега до более сложных многослойных моделей, воспроизводящих такие процессы, как уплотнение снежного покрова, перенос жидкой воды в нём, фазовые переходы воды в снеге, перехват твёрдых осадков растительностью с последующей их трансформацией и т.д. Основным методическим инструментом, используемым для расчёта динамики характеристик снежного покрова, послужила модель взаимодействия

подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP, разработанная в Институте водных проблем РАН [6]. В её основу положено физико-математическое описание процессов тепло- и влагообмена, происходящих в системе грунтовые воды — почва — растительный покров/снежный покров — приземный слой атмосферы. Модель позволяет рассчитывать составляющие водного и теплового балансов, различные характеристики гидрологического режима наземных экосистем и речных бассейнов, имеющих разные пространственные масштабы и находящихся в различных природных условиях.

В качестве входных данных используются метеорологические параметры, которые можно получить из данных наблюдений, продукты «ре-анализа», различные прогнозы как с учётом возможного изменения климата, так и без него. Кроме метеорологических данных, обеспечивающих верхнее граничное условие для расчётов по модели SWAP, к необходимой информации относятся также данные, идентифицирующие исследуемый объект: параметры растительного покрова и почвы. В случае значительного по пространственным масштабам и неоднородного по природным условиям и характеристикам подстилающей поверхности объекта (большой речной бассейн, регион, континент и т.д.) выполняется переход от модели локального масштаба к её мезомасштабному аналогу (upscaling, регионализация) [6]. Выходными переменными модели служат значения различных составляющих водного и теплового балансов, а также показатели динамики водного и теплового режимов рассматриваемой системы. Выходных переменных может быть до нескольких десятков.

В отношении воспроизведения динамики снежного покрова SWAP представляет собой модель, отличительные особенности которой — её простота в сочетании с достаточной физической обоснованностью и рациональностью с точки зрения используемых модельных средств. При этом рациональность обусловлена применением преимущественно аналитических методов решения систем уравнений (в то время как в большинстве существующих моделей используются численные методы) и стремлением к сокращению, по мере возможности, числа параметров модели. Модель описывает формирование снеготопливных запасов на подстилающей поверхности суши

как для случая низкой растительности (полевые участки), которая в зимнее время находится под снегом, так и для высокой растительности (лесные участки), когда снежный покров формируется под пологом леса.

На рис. 1 приведён пример моделируемых в SWAP основных процессов, связанных с формированием снежного покрова для последнего более сложного объекта (хвойного леса). Здесь мы не будем описывать параметризацию процессов, указанных на рис. 1, и общего алгоритма расчёта формирования снежного покрова, так как они достаточно подробно изложены в работах [6–8], а рассмотрим только один из аспектов используемой в SWAP методики, связанный с расчётом такой важной характеристики, как альбедо поверхности снежного покрова на открытых участках и под пологом древостоя α_{sn} . Алгоритм оценки именно этой характеристики был немного изменён в настоящей работе.

Альбедо снежного покрова зависит от многих факторов: спектрального состава солнечной радиации, высоты Солнца над горизонтом, состояния снежного покрова (его плотности, влажности, загрязнённости) [9]. Снег неравномерно отражает солнечную радиацию в различных областях её спектра: в крайних областях альбедо меньше, чем в видимой части. Комбинация действия указанных факторов может быть различна при формировании снежного покрова в регионах с разными природными условиями. В работах [10, 11] дан обзор моделей, которые учитывают изменение альбедо в зависимости от возраста снега, диаметра снежных зёрен, зенитного угла Солнца, а также от плотности снега ρ_{sn} . Тем не менее во многих гидрологических и климатических моделях при описании динамики снежного покрова ограничиваются параметризацией α_{sn} в виде функции плотности снега. Использование аппроксимации $\alpha_{sn}(\rho_{sn})$ оправдывается тем, что плотность снега, как правило, коррелирует с его возрастом, зернистостью и загрязнённостью. В модели SWAP также используется приближённая параметризация альбедо снежного покрова в виде

$$\alpha_{sn} = a - b(\rho_{sn} - 0,1)^3, \quad (1)$$

где a и b — эмпирические параметры; плотность снега ρ_{sn} — рассчитываемая переменная, г/см³.

Зависимость (1) получена нами по данным наблюдений за альбедо α_{sn} и плотностью ρ_{sn} снега

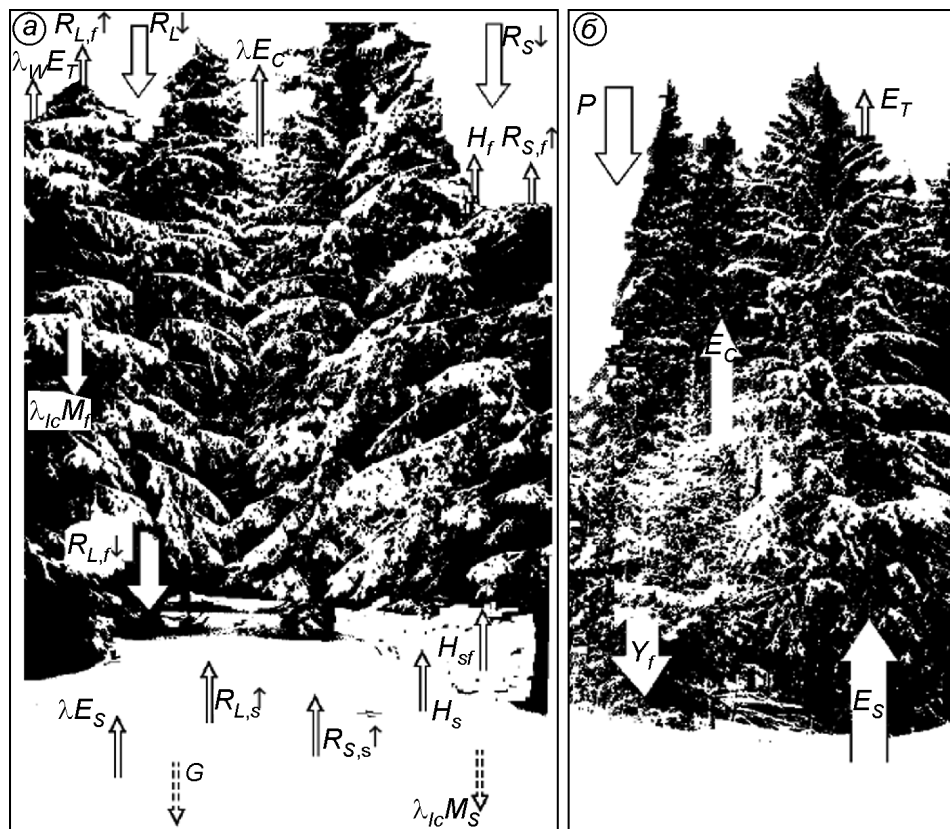


Рис. 1. Схематизация основных процессов тепло- (а) и влагообмена (б) в зимнем хвойном лесу в модели SWAP [6]. Здесь $R_{S\downarrow}$ и $R_{L\downarrow}$ — входящие потоки коротко- и длинноволновой радиации; $R_{L\uparrow}$ — длинноволновая радиация, направленная от крон деревьев к лесному пологу; $R_{Ls\uparrow}$ — длинноволновая радиация, направленная от полога леса в атмосферу; $R_{Ss\uparrow}$ — солнечная радиация, отражённая пологом леса; $R_{L\uparrow}$ — длинноволновая радиация, направленная от крон деревьев в атмосферу; $R_{Sf\uparrow}$ — солнечная радиация, отражённая кронами деревьев; H_f — турбулентные потоки тепла и водяного пара, исходящие от крон деревьев; H_s и H_{sf} — турбулентные потоки тепла, направленные в атмосферу и к кронам деревьев соответственно; G — кондуктивный поток тепла от поверхности снежного покрова в почву; λE_C , $\lambda_w E_T$, λE_s , $\lambda_{Ic} M_f$, $\lambda_{Ic} M_s$ — скрытые потоки тепла, связанные с испарением перехваченных осадков, транспирацией, сублимацией снега, снеготаянием на кронах деревьев, снеготаянием под пологом леса соответственно ($\lambda = \lambda_{Ic} + \lambda_w$ — удельная теплота сублимации снега, равная сумме скрытой теплоты снеготаяния λ_{Ic} и скрытой теплоты испарения воды λ_w); P — осадки; E_T — транспирация; E_C — испарение перехваченных кронами деревьев осадков; E_s — сублимация снега под пологом леса; Y_f — снеготаяние на кронах деревьев

Fig. 1. Scheme of the main processes of heat (a) and water (b) exchange within a boreal forest during a winter season in the SWAP model.

$R_{S\downarrow}$ and $R_{L\downarrow}$ — incoming shortwave and longwave radiation; $R_{L\uparrow}$ — longwave radiation directed from crowns to forest floor; $R_{Ls\uparrow}$ — longwave radiation directed from crowns to the atmosphere; $R_{Ss\uparrow}$ — solar radiation reflected by forest floor; $R_{L\uparrow}$ — longwave radiation directed from crowns to the atmosphere; $R_{Sf\uparrow}$ — solar radiation reflected by crowns; H_f — turbulent heat and water vapour fluxes generated by crowns; H_s and H_{sf} — turbulent heat fluxes directed to the atmosphere and crowns; respectively; G — ground heat flux; λE_C ; $\lambda_w E_T$; λE_s ; $\lambda_{Ic} M_f$; $\lambda_{Ic} M_s$ — latent heat fluxes related to evaporation of intercepted precipitation, transpiration, snow sublimation, snow melt on crowns, snow melt on forest floor, respectively ($\lambda = \lambda_{Ic} + \lambda_w$ — specific heat of sublimation equaled to the sum of latent heat of snow melt λ_{Ic} and latent heat of vaporization of water λ_w); P — precipitation; E_T — transpiration; E_C — evaporation of precipitation intercepted by vegetation; E_s — snow sublimation on forest floor; Y_f — water yield from snow on crowns

в течение 18-летнего периода (1966–1983 гг.) на травянистом участке Валдайской водно-балансовой станции, отличающейся большой полнотой измерений. При этом численные значения параметров a и b составили соответственно 0,83 и 22.

Полученная параметризация $\alpha_{sn}(\rho_{sn})$ использована авторами во многих работах и для раз-

личных объектов [например, 12–14]. При этом сопоставление смоделированных характеристик снежного покрова с данными измерений показало вполне удовлетворительные результаты. Тем не менее, авторы понимают, что эмпирические параметры в формуле (1) вряд ли универсальны для всех регионов Земли, поскольку спектр сол-

Таблица 1. Используемые в работе экспериментальные площадки для многолетнего наблюдения за динамикой снежного покрова [5]

Экспериментальная площадка, (код площадки)	Северная широта, градусы	Долгота, градусы	Высота над ур. моря, м	Расчётный период, годы	Климат	Описание объекта (литература)
BERMS* Old Aspen, Canada (oas)	53.63	106.20 з.д.	600	1997–201	Бореальный,	Bartlett et al. (2006)
BERMS* Old Black Spruce, Canada (obs)	53.99	105.12 з.д.	629			
BERMS* Old Jack Pine, Canada (ojp)	53.92	104.69 з.д.	579			
Col de Porte, France (cdp)	45.30	5.77 в.д.	1325	1994–2014	Альпийский	Morin et al. (2012)
Reynolds Mountain East, USA (rme)	43.06	116.75 з.д.	2060	1988–2008		Reba et al. (2011)
Sapporo, Japan (sap)	43.08	141.34 в.д.	15	2005–2015	Морской	Niwano et al. (2012)
Senator Beck, USA (snb)	37.91	107.73 з.д.	3714	2005–2015	Альпийский	Landry et al. (2014)
Sodankylä, Finland (sod)	67.37	26.63 в.д.	179	2007–2014	Арктический	Essery et al. (2016)
Swamp Angel, USA (swa)	37.91	107.71 з.д.	3371	2005–2015	Альпийский	Landry et al. (2014)
Weissfluhjoch, Switzerland (wfj)	46.83	9.81 в.д.	2540	1996–2016		WSL (2017)

нечного излучения, зависящий от зенитного угла Солнца, степень открытости поверхности снега, увлажнённость снежного покрова, определяемая во многом климатическими условиями, степень чистоты поверхности снега и другие факторы, влияющие на альбедо снега, могут быть связаны с региональными особенностями рассматриваемых объектов. Именно поэтому параметры a и b могут отличаться для разных регионов. Указанные параметры желательно корректировать по имеющимся (пусть и не в очень большом объёме) данным измерений характеристик снежного покрова для каждого конкретного объекта. Такая корректировка и была сделана в настоящей работе для каждой из десяти экспериментальных площадок, предложенных в качестве модельных объектов в проекте ESM-SnowMIP и расположенных в разных регионах земного шара. Продолжительность периода корректировки, как правило, была небольшой – 1–2 года (максимум семь лет), велась она вручную и весьма приближённо по данным, которые удавалось найти в литературных источниках [15–21].

После указанной корректировки значений параметров в формуле (1) были выполнены расчёты по модели SWAP динамики снегозапасов с одночасовым временным шагом для многолетнего периода (от 8 лет до 21 года в зависимости от имеющихся данных) по десяти экспериментальным площадкам. Информацию о входных метеорологических элементах для каждого объекта обеспечивали организаторы проекта ESM-SnowMIP [22]. Характеристики

почвы и растительного покрова задавались на основе качественного описания исследуемых объектов [22], а также с использованием информации из глобальной базы данных проекта GSWP-2 [23, 24].

Исследуемые локальные объекты

Как уже отмечалось, к локальным объектам исследования отнесены десять выбранных в проекте ESM-SnowMIP экспериментальных площадок, предназначенных для многолетнего наблюдения за динамикой снежного покрова в различных местах земного шара (табл. 1) [5]. Районы расположения площадок отличаются природными условиями: климатом (бореальный, морской, арктический, альпийский), типом почв, высотой над уровнем моря, поверхностным покровом (от практически оголённой почвы на площадках Senator Beck и Weissfluhjoch до хвойных и лиственных лесов в BERMS). Поэтому их совокупность позволяет выяснить возможности модели SWAP по воспроизведению динамики характеристик снежного покрова в широком спектре природных условий. Поскольку данная работа выполнялась в рамках проекта ESM-SnowMIP, аналогичные расчёты были проведены с использованием ещё 25 моделей, воспроизводящих формирование снежного покрова и разработанных исследователями 14 стран (модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой, гидрологические мо-

Таблица 2. Модели, с помощью которых проводились расчёты формирования снежного покрова для экспериментальных площадок ESM-SnowMIP* [5]

Модель	Тип модели
BCC_AVIM	LSS в BCC-ESM
CABLE	LSS в ACCESS
CRHM	Гидрологическая модель
CLASS	LSS в CanESM
CLM5	LSS в CESM
CoLM	LSS в BNU-ESM and CAS-ESM
Crocus	Физическая модель формирования снежного покрова
ecearth	LSS в EC-EARTH
ESCIMO	Модель энергетического баланса снежного покрова
ESCROC	Мультифизическая ансамблевая система формирования снежного покрова (35-членный ансамбль)
FSM	
htessel	LSS в системе оперативных прогнозов ECMWF
htesselML	LSS в исследовательской системе прогнозов ECMWF
ISBA-ES	LSS в CNRM-CM
ISBA-MEB	
JSBACH	LSS в MPI-ESM
JSBACH3_PF	
JULES	LSS в UKESM
MATSIRO	LSS в MIROC
MOSES	LSS в HadCM3
ORCHIDEE-E	LSS в IPSL-CM
ORCHIDEE-I	
RUC	LSS в в системе оперативных прогнозов NOAA/NCEP
SMAP	Физическая модель формирования снежного покрова
SNOWPACK	
SPONSOR	Гидрологическая модель
SWAP	LSS
VEG3D	Модель формирования режима почвы и растительного покрова

*LSS – Land Surface Scheme.

дели, физико-математические модели формирования снежного покрова и т.д.) (табл. 2).

Полученные результаты моделирования снежного покрова на экспериментальных площадках

На рис. 2. представлены полученные на основе модели SWAP результаты многолетнего моделирования динамики снеготолщины SWE для указанных в табл. 1 экспериментальных площадок.

Здесь же приведены и данные полевых наблюдений, любезно предоставленные организаторами ESM-SnowMIP. Видно, что соответствие рассчитанных с помощью модели SWAP и измеренных снеготолщин для всех рассмотренных площадок достаточно хорошее. Этот факт подтверждается и проделанным организаторами проекта ESM-SnowMIP сравнительным анализом качества воспроизведения динамики снеготолщин всеми участвующими в ESM-SnowMIP моделями (см. табл. 2). На рис. 3. приведены среднеквадратические ошибки $RMSE_n$ смоделированных SWE для каждой модели и для каждой площадки. При этом ошибки нормированы на стандартное отклонение измеренных SWE для рассматриваемой площадки. Значение $RMSE_n > 1$ означает, что для этой площадки соответствующая модель воспроизводит динамику измеренных SWE не лучше простого среднего по расчётному периоду значения наблюдаемых снеготолщин. Чёрные точки на рис. 3 соответствуют осреднённой по ансамблю моделей динамике снеготолщин.

На рис. 3, а участвующие в проекте ESM-SnowMIP модели проранжированы по $RMSE_n$, осреднённой для соответствующей модели по всем площадкам. Как видно, модель SWAP находится на третьем месте из 26. На рис. 3, б представлены ошибки $RMSE_n$ всех моделей, полученные при расчётах SWE на разных площадках (коды площадок см. в табл. 1). Ошибки расчёта по модели SWAP (серые кружки) не превышают единицу на всех площадках и в основном близки к минимальным. Данные результаты указывают на вполне удовлетворительное качество воспроизведения динамики снеготолщин моделью SWAP для участков с разными природными условиями. Это позволяет считать, что модель SWAP отличается более или менее оптимальной степенью сложности алгоритма воспроизведения динамики снежного покрова, необходимой и достаточной в глобальных и региональных гидрологических моделях, описывающих формирование составляющих водного баланса суши в холодных регионах планеты. Она может использоваться при получении сценарных прогнозов изменения динамики снеготолщин (как важной части криосферы) для участков суши в различных природных условиях. Для подтверждения этого вывода, связанного со второй целью работы, приведём два примера использования

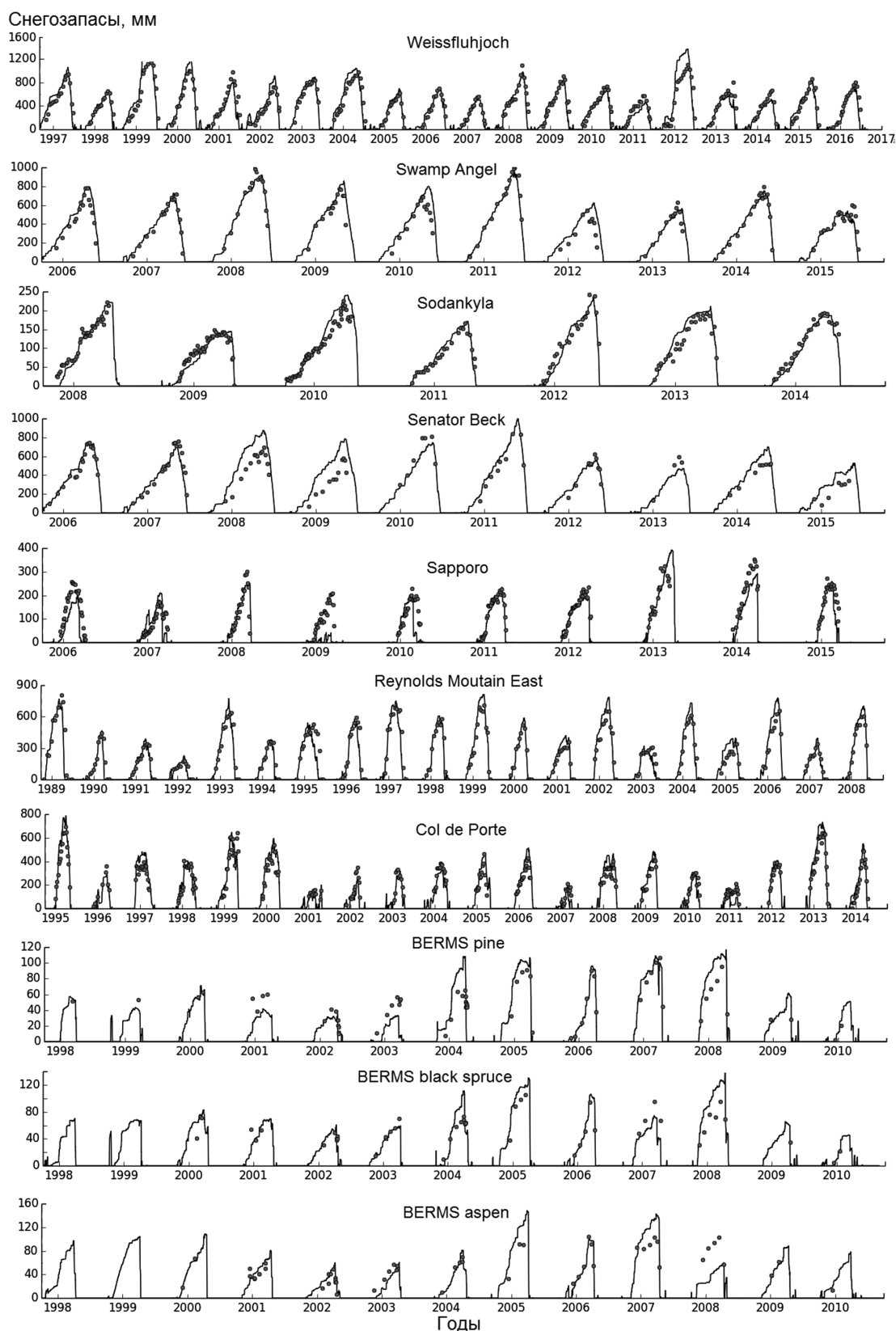


Рис. 2. Динамика измеренных (точки) и рассчитанных с использованием модели SWAP (линии) снегозапасов на указанных в табл. 1 экспериментальных площадках

Fig. 2. The dynamics of the measured (points) and modeled by SWAP (lines) snowpack on the experimental sites (see Table 1)

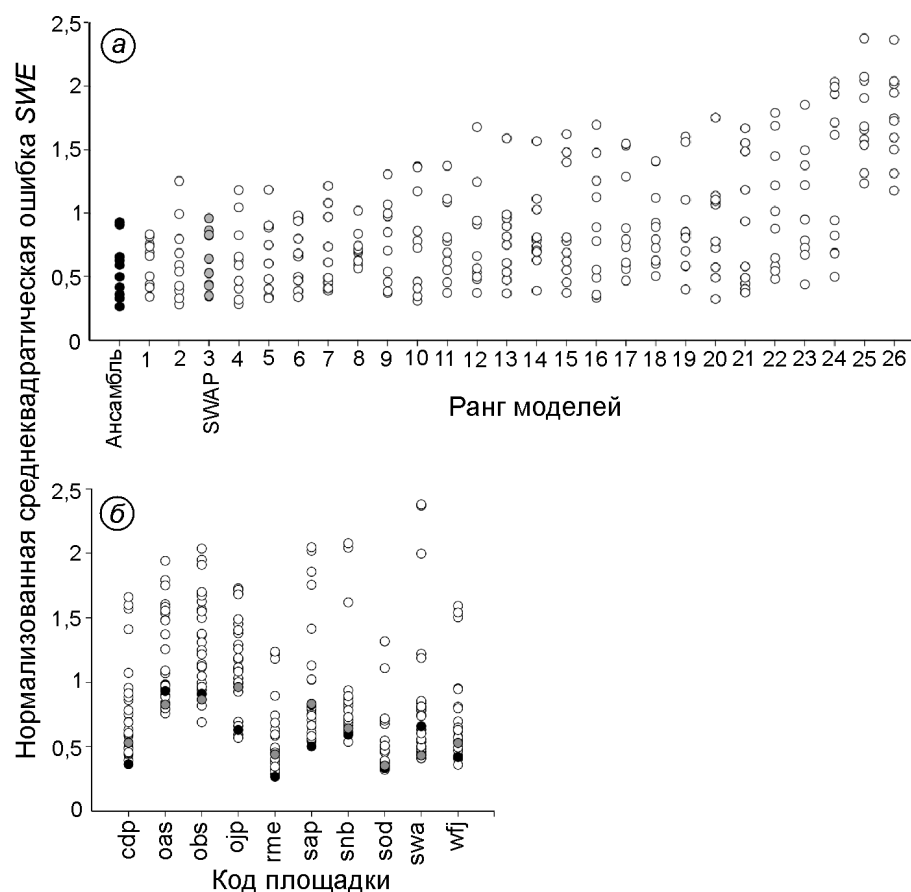


Рис. 3. Нормализованные среднеквадратические ошибки расчёта *SWE* для десяти экспериментальных площадок ESM-SnowMIP и 26 моделей (серые кружки для модели SWAP, пустые — для остальных моделей), а также для осреднённой по ансамблю моделей динамики *SWE* (чёрные кружки) [5].

a — модели ранжированы по погрешности, осреднённой по всем площадкам; *b* — представлены ошибки расчёта для каждой модели, полученные на разных площадках (коды площадок см. в табл. 1)

Fig. 3. The normalized root mean square error of the calculation of *SWE* for 10 pilot sites ESM-SnowMIP and 26 models (grey circles for the SWAP model, empty for all the other models), and for the dynamics of *SWE* averaged over the ensemble of models (black circles) [5].

a — the models are ranked by the error averaged over all sites; *b* — errors for all models for different sites (see Table 1 for site codes)

модели SWAP для воспроизведения многолетней динамики снегозапасов на территории двух крупных речных бассейнов.

Расчёты динамики снегозапасов на территории бассейнов рек Лены и Оби

Расчёты многолетней динамики снегозапасов на основе модели SWAP были выполнены для бассейнов двух крупнейших рек Российской Федерации — Лены и Оби (с её притоком Иртышом). Речные бассейны были схематизированы в виде совокупности ячеек пространственной сетки с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ (рис. 4), соединён-

ных гидрографической сетью. Бассейн р. Лена до створа Столб представлен совокупностью 395 ячеек, Обь-Иртышский бассейн — совокупностью 441 ячейки. Для каждой ячейки рассчитывалась площадь и моделировались различные характеристики гидрологического режима, в том числе и характеристики снежного покрова.

Необходимое для расчётов информационное обеспечение модели SWAP включало в себя заданную для каждой расчётной ячейки приземную трехчасовую метеорологическую информацию (температуру и влажность воздуха, атмосферное давление, скорость ветра, атмосферные осадки, а также значения приходящих потоков длинно- и коротковолновой радиации)

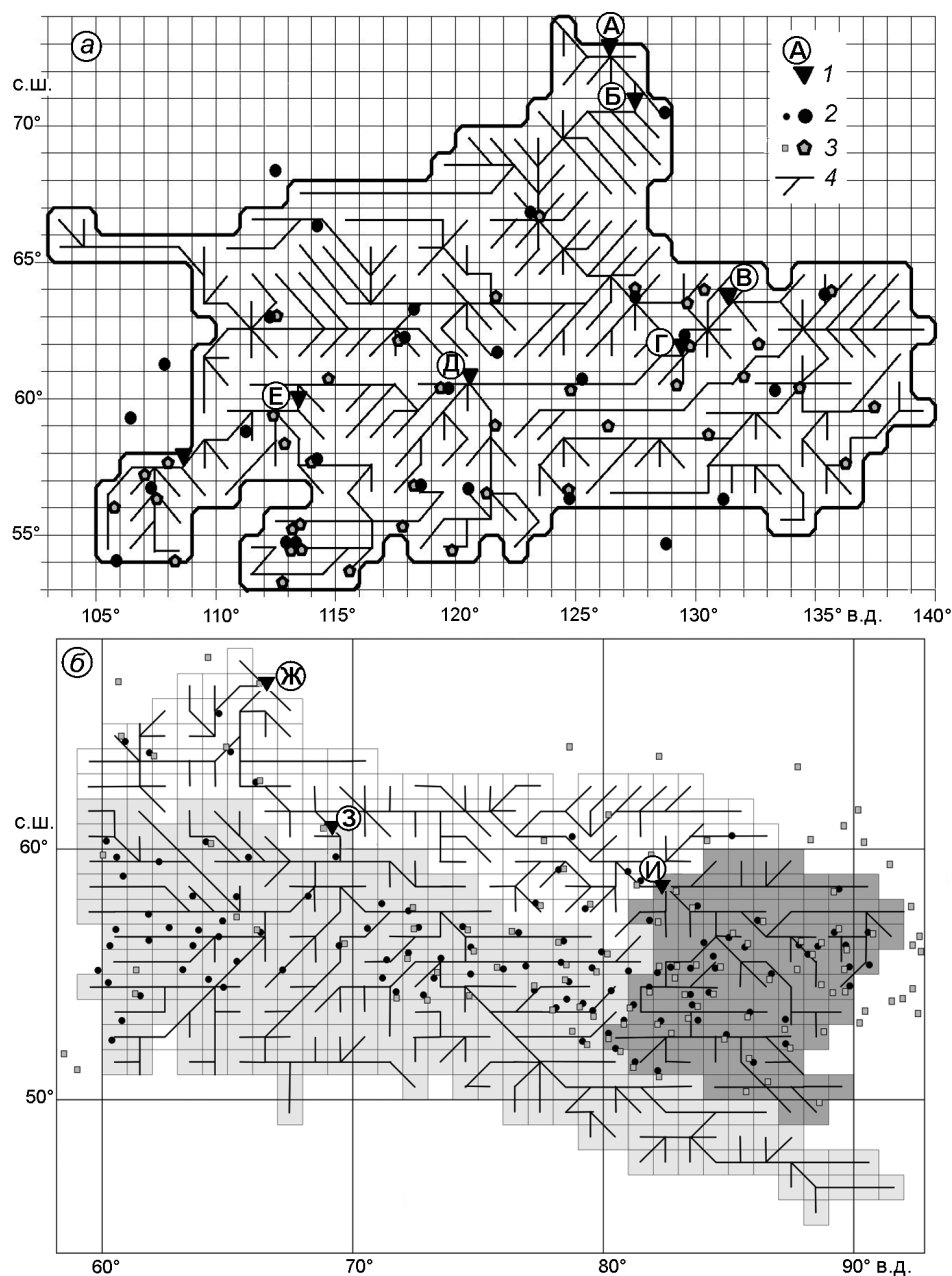


Рис. 4. Схематизация бассейнов рек Лены [14] (а), Оби (б) и их речных сетей.

1 – стоковые станции: Столб (А), Кузур (Б), Верхоянский перевоз (В), Табага (Г), Солянка (Д), Бодайбо (Е), Салехард (Ж), Ханты-Мансийская (З), Колпашево (И); 2 – метеорологические станции; 3 – снегомерные станции; 4 – речная сеть

Fig. 4. Schematization of the Lena R. [14] (a), Ob' R. (b) basins and their river network.

1 – streamflow gauges: Stolb (A), Kuzur (B), Verkhoyanskii perevoz (V), Tabaga (G), Solyanka (D), Bodaibo (E), Salekhard (Z), Khanty-Mansiyskaya (3), Kolpashevo (I); 2 – meteorological stations; 3 – snow gauges; 4 – river network

с 1967 по 1981 г. для бассейна р. Лена и с 1967 по 2000 г. для Обь-Иртышского бассейна, а также параметры подстилающей поверхности: почвы, растительного покрова, топографические характеристики бассейна. В данной работе метеорологическая информация получена на основе дан-

ных наблюдений метеорологических станций (значения приходящих потоков коротко- и длинноволновой радиации рассчитывались по данным стандартных метеорологических измерений по методике, приведённой в работах [6, 14]). Значения метеорологических элементов, характери-

стик растительного покрова, параметров почвы и т.д. интерполировались в центры расчётных ячеек бассейнов с использованием модифицированной процедуры кригинга [6].

Параметры подстилающей поверхности речных бассейнов взяты из глобальных баз данных, а затем наиболее важные из них уточнялись на основе оптимизации с использованием суточных значений измеренного стока в разных створах рассматриваемых рек (см. рис. 4) (для р. Лена за период, равный семи годам, для р. Обь — восьми годам). Результаты расчётов с использованием полученных оптимальных значений параметров проверялись по данным наблюдений за стоком за гораздо более длительные периоды. При создании базы данных растительного покрова, адаптированной под модель SWAP, за основу принята глобальная база данных из проекта Second Global Soil Wetness Project (GSWP-2) [23, 24]. При этом использовалась классификация типов подстилающей поверхности International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP), включающая в себя 17 типов поверхности суши. База данных корректировалась для устранения грубых несоответствий и ошибок, а также была дополнена рядом специфических параметров, необходимых при работе с моделью SWAP. Подробности указанной корректировки изложены в работе [6]. Там же приведён и перечень параметров растительного покрова, используемых в модели SWAP.

При подготовке адаптированной под модель SWAP базы данных по почвенным параметрам за основу приняты данные из информационной базы International Satellite Land-Surface Climatology Project Initiative II (ISLSCP-II)/GSWP-2, которые, в свою очередь, взяты из IGBP-DIS (Data Information System). Указанные данные также частично корректировались в целях устранения неправдоподобных значений ряда параметров и согласования их между собой и с параметрами растительного покрова [6]. Последняя группа данных — топографические характеристики, включающие в себя среднюю высоту ячейки расчётной сетки и углы наклона поверхности ячейки в меридиональном и широтном направлениях, высоты, необходимые для расчётов трансформации стока в пределах расчётной ячейки, — взята из информационной базы Центра данных по системам наблюдений за ресурсами Земли

Earth Resources Observation Systems Data Center (EDC); углы наклона рассчитаны по данным о средних высотах соседних ячеек.

Отметим, что в рассмотренной ранее зависимости $\alpha_{sn}(\rho_{sn})$ использовались значения параметров, полученные на основе указанных выше данных наблюдений за динамикой снежного покрова на участке Валдайской водно-балансовой станции, поскольку рассмотренные речные бассейны в основном находятся в зоне российских таёжных лесов.

Рассмотрим результаты моделирования снежного покрова на территории бассейнов выбранных рек. На рис. 5, а приведена динамика измеренных и рассчитанных средних по бассейну р. Лена снегозапасов [14]. Данные об измеренных снегозапасах взяты из материалов маршрутных снегосъёмок на соответствующих снегомерных станциях, расположенных в бассейне (см. рис. 4, а). Статистические критерии соответствия указанных величин, а именно эффективность расчёта по Нэш—Саклифу Eff [25] и систематическая ошибка $Bias$ равны соответственно 0,90 и 1,3% (0,8 мм).

Можно оценить также способность модели SWAP воспроизводить распределение снегозапасов по территории бассейна р. Лена. На рис. 5, в приведён пример такого распределения, рассчитанного на конец февраля и осреднённого за 1966–1999 гг. (при пространственной интерполяции распределения снегозапасов использован метод кригинга). Здесь же (см. рис. 5, б) для сравнения дано распределение, полученное по данным маршрутных снегосъёмок на снегомерных станциях. Поскольку снегомерных станций с удовлетворительным качеством данных наблюдений на весь речной бассейн с прилегающей территорией было всего около 40, что, к сожалению, для такой огромной площади недостаточно (особенно плохо обеспечены данными наблюдений северная и северо-западная части бассейна), получить точную картину пространственного распределения измеренных снегозапасов, даже при использовании такого мощного метода, как кригинг, невозможно (см. рис. 5, б). Поэтому есть основания полагать, что снегозапасы, рассчитанные по 395 модельным ячейкам, дают более реальную картину распределения снега по бассейну (см. рис. 5, в).

На рис. 6, а показана многолетняя динамика снегозапасов, осреднённых по всему Обь-Иртышскому бассейну. Средние по бассейну

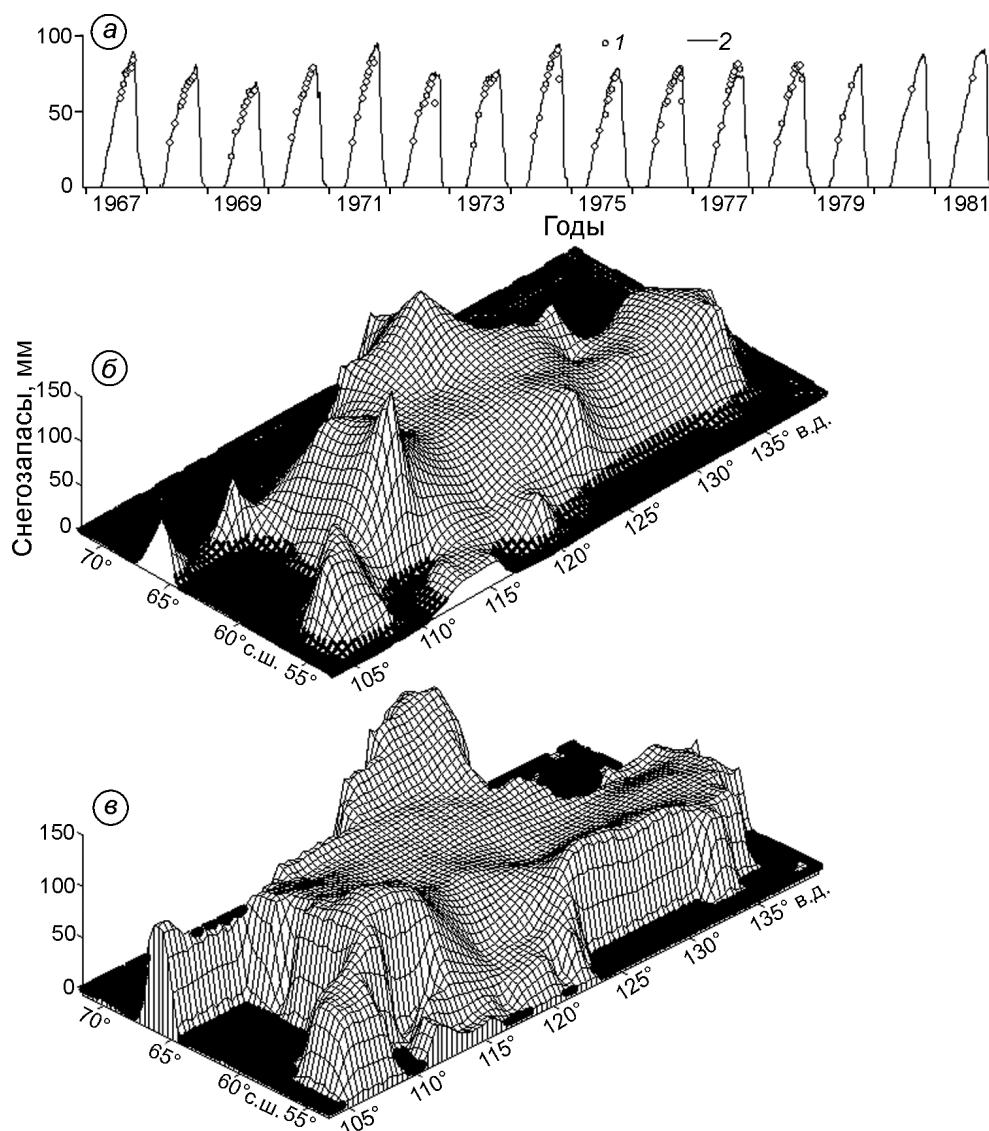


Рис. 5. Временная и пространственная вариации снегозапасов в бассейне р. Лена [14].

a – динамика осреднённых по бассейну р. Лена измеренных (1) и рассчитанных (2) снегозапасов; *б, в* – пространственное распределение по бассейну р. Лена осреднённых за 1966–1999 гг. измеренных (*б*) и рассчитанных (*в*) снегозапасов на конец февраля

Fig. 5. Temporal and spatial variations of snowpack within the Lena River basin [14].

a – the dynamics of measured (1) and modeled (2) snowpack averaged over the Lena River basin; *б, в* – the spatial distribution of measured (*б*) and calculated (*в*) snowpack at the end of February over the Lena River basin, averaged over the period of 1966–1999

снегозапасы определялись на основе данных измерений 128 маршрутных снегосъёмок на 115 снегомерных станциях, расположенных непосредственно в бассейне или рядом с ним (см. рис. 4). Поскольку не всегда в конкретные сутки присутствовали данные снегосъёмок по каждой станции, для повышения качества оценки средних по бассейну измеренных снегозапасов осреднения данных снегомерных наблюдений выполнялись только для тех суток, когда число маршрутов пре-

вышало 85. Средние по бассейну смоделированные снегозапасы находились путём осреднения их значений, рассчитанных для каждой ячейки по модели SWAP с учётом площадей ячеек. Среднеквадратическое отклонение измеренных и рассчитанных средних по бассейну снегозапасов оказалось равным около 10 мм, эффективность расчётов $Eff = 0,80$. Учитывая точечный характер процедуры измерения снегозапасов, а также редкую снегомерную сеть для Обь-Иртышского бас-

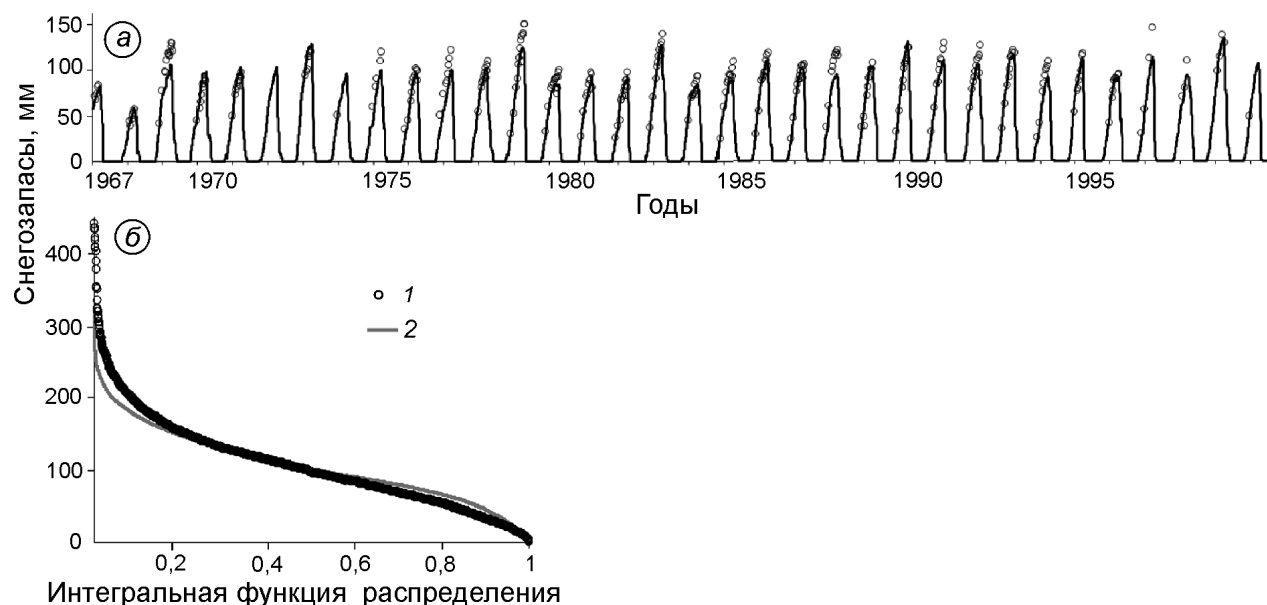


Рис. 6. Сопоставление характеристик снеготпасов в районе Обь-Иртышского бассейна, полученных по данным снегомерных измерений и рассчитанных на основе модели SWAP.

a – динамика осреднённых по Обь-Иртышскому бассейну измеренных (кружки) и рассчитанных (линия) снеготпасов; *b* – интегральная функция распределения по территории бассейна климатических (осреднённых за расчётный период) значений снеготпасов, полученных на основе снегомерных наблюдений (1) и модельных расчётов (2)

Fig. 6. Comparison of characteristics of snowpack within the Ob-Irtysh basin, obtained from snow measurements and simulated by the SWAP model.

a – the dynamics of measured (circles) and modeled (line) snowpack averaged over the Ob-Irtysh River basin; *b* – the cumulative probability function of climatic values (averaged over the calculational period) of measured (1) and simulated snowpack (2)

сейна (одна снегомерная станция приблизительно на 25 тыс. км²), соответствие измеренных и рассчитанных снеготпасов можно признать удовлетворительным. Подтверждает хорошее качество расчёта снежного покрова интегральная функция его распределения P (обеспеченность) по территории бассейна. На рис. 6, *b* приведён пример сопоставления интегральных функций распределения климатических значений снеготпасов (осреднённых по расчётному периоду) по бассейну на 31 марта, полученных на основе маршрутных снегомерных наблюдений, и данных о снеготпасах в расчётных ячейках Обь-Иртышского бассейна, рассчитанных по модели SWAP.

Заклучение

В рамках проекта ESM-SnowMIP, в котором участвовало 26 моделей, имеющих блоки формирования снежного покрова, из 14 стран (включая и модель авторов настоящей статьи SWAP),

проведены расчёты формирования снеготпасов для десяти экспериментальных площадок, расположенных в разных районах земного шара и предназначенных для многолетнего наблюдения за динамикой снежного покрова. Районы расположения площадок существенно отличаются по природным условиям: климату (бореальный, морской, арктический, альпийский), типу почв, высоте над уровнем моря, поверхностному покрову (от практически оголённой почвы до хвойных и лиственных лесов). Полученные результаты по качеству воспроизведения динамики снеготпасов на всех рассмотренных площадках показали, что модель SWAP находится в числе лучших мировых моделей формирования снежного покрова. Таким образом, можно считать, что модель SWAP характеризуется более или менее оптимальной степенью сложности алгоритма воспроизведения динамики снежного покрова, необходимой и достаточной в глобальных и региональных гидрологических моделях, описывающих формирование составляющих водного баланса суши в холодных

регионах планеты, и её можно использовать для получения сценарных прогнозов изменения динамики снеготранспорта (как важной части криосферы) для участков суши, находящихся в различных природных условиях.

Этот вывод подтвердили вполне адекватные результаты воспроизведения моделью SWAP многолетней динамики осреднённых по площади снеготранспорта и их распределения по территории бассейнов двух крупнейших рек Российской Федерации — Лены и Оби (с её притоком Иртышом).

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 16-17-10039); расчёты динамики снеготранспорта на территории бассейна р. Лена — при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.B25.31.0026).

Авторы выражают признательность организаторам проекта ESM-SnowMIP за обеспечение необходимой для модельных расчётов информации и персонально R. Essery за предоставленные результаты расчётов по всем участвующим в проекте ESM-Snow моделям.

Acknowledgments. The work was supported by the Russian Science Foundation: project № 16-17-10039; calculations of snowpack dynamics in the Lena river basin were supported by the Ministry of education and science of the Russian Federation (project № 14.B25.31.0026). The authors are grateful to organizers of the ESM-SnowMIP project for providing data needed for model simulations and personally to R. Essery for the results of simulations from all participating in ESM-Snow models.

Литература

1. Derksen C., Brown R. Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections // *Geophys. Research Letters*. 2012. V. 39. P. 1–6. doi: 10.1029/2012GL053387.
2. Brown R.D., Mote P.W. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate // *Journ. of Climate*. 2009. V. 22. P. 2124–2145. doi: 10.1175/2008JCLI2665.1.
3. Déry S.J., Brown R.D. Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback // *Geophys. Research Letters*. 2007. V. 34. P. 2–7. doi: 10.1029/2007GL031474.
4. Räisänen J. Warmer climate: Less or more snow? // *Climate Dynamics*. 2008. V. 30. P. 307–319. doi: 10.1007/s00382-007-0289-y.
5. Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chérut F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharme A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svensson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W. ESM-SnowMIP: Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks // *Geoscientific Model Development*. 2018. V. 11. P. 5027–5049. doi: 10.5194/gmd-2018-153.
6. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.

References

1. Derksen C., Brown R. Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39: 1–6. doi: 10.1029/2012GL053387.
2. Brown R.D., Mote P.W. The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate. *Journ. of Climate*. 2009, 22: 2124–2145. doi: 10.1175/2008JCLI2665.1.
3. Déry S.J., Brown R.D. Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback. *Geophys. Research Letters*. 2007, 34: 2–7. doi: 10.1029/2007GL031474.
4. Räisänen J. Warmer climate: Less or more snow? *Climate Dynamics*. 2008, 30: 307–319. doi: 10.1007/s00382-007-0289-y.
5. Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chérut F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharme A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schaedler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svensson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W. ESM-SnowMIP: Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks. *Geoscientific Model Development*. 2018, 11: 5027–5049. doi: 10.5194/gmd-2018-153.
6. Gusev E.M., Nasonova O.N. *Modelirovanie teplo- i vlagoobmena poverkhnosti суши с атмосферой*. Modelling heat and water exchange of land surface with atmosphere. Moscow: Nauka, 2010: 328 p. [In Russian].

7. Gusev Ye.M., Nasonova O.N. The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP // *Hydrological Processes*. 2002. V. 16. P. 1893–1919. doi: 10.1002/hyp.362.
8. Gusev E.M., Nasonova O.N. Parametrization of heat and moisture transfer processes in ecosystems of boreal forests // *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*. 2001. V. 37. № 2. P. 167–185.
9. Козин В.В., Кузнецова Э.А. Физико-географические факторы пространственно-временной изменчивости снежного покрова нефтегазопромыслового региона. Нижневартовск: изд. Нижневартовского гос. ун-та, 2015. 151 с.
10. Мачульская Е.Е. Моделирование и диагноз процессов тепловлагообмена между атмосферой и суши в условиях холодного климата: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук: 25.00.30. М.: Гидрометцентр, 2001. 22 с.
11. Шмакин А.Б., Турков Д.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // *Криосфера Земли*. 2009. Т. 13. № 4. С. 69–79.
12. Гусев Е.М., Насонова О.Н. Моделирование процессов тепловлагообмена суши с атмосферой в локальном масштабе для территорий с многолетней мерзлотой // *Почвоведение*. 2004. № 9. С. 1077–1092.
13. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я., Айзель Г.В. Моделирование формирования стока рек и снежного покрова на севере Западной Сибири // *Водные ресурсы*. 2015. Т. 42. № 4. С. 387–395. doi: 10.7868/S0321059615040069.
14. Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я. Физико-математическое моделирование многолетней динамики суточных значений речного стока и снегозапасов в бассейне р. Лены // *Водные ресурсы*. 2016. Т. 43. № 1. С. 24–36. doi: 10.7868/S0321059616010089.
15. Bartlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands // *Atmosphere–Ocean*. 2006. V. 44. № 3. P. 207–222. doi: 10.3137/ao.440301.
16. Morin S., Lejeune Y., Lesaffre B., Panel J.-M., Poncet D., David P., Sudul M. An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models // *Earth Syst. Sci. Data*. 2012. V. 4. P. 13–21. doi: 10.5194/essd-4-13-2012.
17. Reba M.L., Marks D., Seyfried M., Winstral A., Kumar M., Flerchinger G. A long-term data set for hydrologic modeling in a snow-dominated mountain catchment // *Water Resources Research*. 2011. V. 47. P. 1–7. doi: 10.1029/2010WR010030.
18. Niwano M., Aoki T., Kuchiki K., Hosaka M., Kodama Y. Snow Metamorphism and Albedo Process (SMAP)
7. Gusev Ye.M., Nasonova O.N. The simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface for the boreal grassland by the land-surface model SWAP. *Hydrological Processes*. 2002, 16: 1893–1919. doi: 10.1002/hyp.362.
8. Gusev E.M., Nasonova O.N. Parametrization of heat and moisture transfer processes in ecosystems of boreal forests. *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics*. 2001, 37 (2): 167–185.
9. Kozin V.V., Kuznetsova E.A. *Fisiko-geograficheskie faktory prostranstvenno-vremennoy izmenchivosti snezhnogo pokrova neftegazopromyslovogo regiona*. Physical and geographical factors of spatial and temporal variability of snow cover of oil and gas field region. Nizhnevartovsk: Nizhnevartovsk State University. 2015: 151 p. [In Russian].
10. Machul'skaya E.E. *Modelirovanie i diagnoz processov teplovлагообмена mezhdu atmosferoy i sushey v usloviyakh kholodnogo klimata*. Modeling and diagnosis of heat and water exchange between the atmosphere and land surface in a cold climate. PhD. Thesis. Moscow: Gidrometcentr, 2001: 22 p. [In Russian].
11. Shmakin A.B., Turkov D.V., Mikhailov A.Yu. Model of snow cover with inclusion of layered structure and its seasonal evolution. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2009, 13 (4): 69–79. [In Russian].
12. Gusev E.M., Nasonova O.N. Simulation of heat and water exchange at the land–atmosphere interface on a local scale for permafrost territories. *Eurasian Soil Science*. 2004, 37 (9): 946–959.
13. Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzhogan L.Y., Ayzel G.V. Simulating the formation of river runoff and snow cover in the northern west Siberia. *Water Resources*. 2015, 42 (4): 460–467. doi: 10.1134/S0097807815040065.
14. Gusev E.M., Nasonova O.N., Dzhogan L.Ya. Physically based modeling of many-year dynamics of daily streamflow and snow water equivalent in the Lena R. basin. *Water Resources*. 2016, 43 (1): 21–32. doi: 10.1134/S0097807816010085.
15. Bartlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L. Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands. *Atmosphere–Ocean*. 2006, 44 (3): 207–222. doi: 10.3137/ao.440301.
16. Morin S., Lejeune Y., Lesaffre B., Panel J.-M., Poncet D., David P., Sudul M. An 18-yr long (1993–2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models. *Earth Syst. Sci. Data*. 2012, 4: 13–21. doi: 10.5194/essd-4-13-2012.
17. Reba M.L., Marks D., Seyfried M., Winstral A., Kumar M., Flerchinger G. A long-term data set for hydrologic modeling in a snow-dominated mountain catchment. *Water Resources Research*. 2011, 47: 1–7. doi: 10.1029/2010WR010030.
18. Niwano M., Aoki T., Kuchiki K., Hosaka M., Kodama Y. Snow metamorphism and albedo process (SMAP)

- model for climate studies: Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan // *Geophys. Research Letters. Earth Surface*. 2012. V. 117. P. 1–18. doi: 10.1029/2011JF002239.
19. Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P. Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes // *Water Resources Research*. 2014. V. 50. P. 1773–1788. doi: 10.1002/2013WR013711.
 20. Essery R., Kontu A., Lemmetyinen J., Dumont M., Ménard C.B. A 7-year dataset for driving and evaluating snow models at an Arctic site (Sodankylä, Finland) // *Geoscience Instrumentation, Methods Data System*. 2016. V. 5. P. 219–227. doi: 10.5194/gi-5-219-2016.
 21. <http://www.envidat.ch/dataset/snowmip>. doi: 10.16904/16. WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF. Weissfluhjoch dataset for ESM-SnowMIP. 2017.
 22. https://www.geos.ed.ac.uk/~ressery/ESM-SnowMIP/ESMSnowMIP_Reference_sites.pdf.
 23. Dirmeyer P., Gao X., Oki T. The Second Global Soil Wetness Project. Science and Implementation Plan // IGPO Publ. Series. Silver Spring: Int. GEWEX Project Office. 2002. № 37. 75 p.
 24. Zhao M., Dirmeyer P. Production and analysis of GSWP-2 near-surface meteorology data sets // COLA Technical Report. Calverton: Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies, 2003. № 159. 38 p.
 25. Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models: 1 A discussion of principles // *Journ. of Hydrology*. 1970. V. 10. № 3. P. 282–290.
- model for climate studies: Model validation using meteorological and snow impurity data measured at Sapporo, Japan. *Geophys. Research Letters. Earth Surface*. 2012, 117: 1–18. doi: 10.1029/2011JF002239.
19. Landry C.C., Buck K.A., Raleigh M.S., Clark M.P. Mountain system monitoring at Senator Beck Basin, San Juan Mountains, Colorado: A new integrative data source to develop and evaluate models of snow and hydrologic processes. *Water Resources Research*. 2014, 50: 1773–1788. doi: 10.1002/2013WR013711.
 20. Essery R., Kontu A., Lemmetyinen J., Dumont M., Ménard C. B. A 7-year dataset for driving and evaluating snow models at an Arctic site (Sodankylä, Finland). *Geosci. Instrumentation. Methods Data Syst*. 2016, 5: 219–227. doi: 10.5194/gi-5-219-2016.
 21. <http://www.envidat.ch/dataset/snowmip>. doi: 10.16904/16. WSL Institute for Snow and Avalanche Research SLF. Weissfluhjoch dataset for ESM-SnowMIP. 2017.
 22. https://www.geos.ed.ac.uk/~ressery/ESM-SnowMIP/ESMSnowMIP_Reference_sites.pdf.
 23. Dirmeyer P., Gao X., Oki T. The Second Global Soil Wetness Project. Science and Implementation Plan. IGPO Publ. Series. Silver Spring: Int. GEWEX Project Office. 2002, 37: 75 p.
 24. Zhao M., Dirmeyer P. Production and Analysis of GSWP-2 near-surface meteorology data sets. COLA Technical Report. Calverton: Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies, 2003, 159: 38 p.
 25. Nash J.E., Sutcliffe J.V. River flow forecasting through conceptual models: 1 A discussion of principles. *Journ. of Hydrology*. 1970, 10 (3): 282–290.

Влияние условий на контакте снег–почва на глубину её промерзания (по наблюдениям в Курской области)

© 2019 г. В.М. Котляков, А.В. Сосновский*, Р.А. Чернов

Институт географии РАН, Москва, Россия

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Influence of the snow–soil contact conditions on the depth of ground freezing (based on observations in the Kursk region)

V.M. Kotlyakov, A.V. Sosnovsky*, R.A. Chernov

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

*alexandr_sosnovskiy@mail.ru

Received August 15, 2018 / Revised January 21, 2019 / Accepted 22 March, 2019

Keywords: *air gap, landscape conditions, mathematical modeling, snow cover, ground freezing, thermal conductivity, thermal regime, the snow–soil interface.*

Summary

The results of measurements of the ground freezing under a snow cover do not always agree with the calculations. The reason for this may be variability of thermal characteristics of the snow cover which properties depend on the landscape features. One of probable reasons may be also the incomplete contact between the snow cover and the soil. In autumn, the ground surface is usually covered with fallen leaves or withered grass. Estimates show that, in the presence of such layer on the soil surface, the air gap between snow and soil with the 1 cm thickness has a thermal protection capacity equal to the value of a 10-centimeter thick layer of snow. Sometimes the presence of local gaps in the snow–soil interface can also be caused by other reason, for example, the spontaneous downfall of a depth hoar layer. The results of field measurements of snow cover characteristics, ground freezing depths and investigation of the contact conditions at the snow–soil interface carried out in different landscapes are presented. The results of mathematical modeling showed that when the air gap between snow and soil is taken into account the calculated values of depth of ground freezing are in a good agreement with data of the measurements. This consideration is especially important for small thicknesses of snow cover with high density and thermal conductivity. Numerical experiments did also show that the snow hardness is the necessary characteristic for analysis of the snow cover state. This provides more accurate estimating of the snow thermal conductivity that is closely connected with its hardness.

Citation: Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Chernov R.A. Influence of the snow–soil contact conditions on the depth of ground freezing (based on observations in the Kursk region). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 182–190. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-407>.

Поступила 15 августа 2018 г. / После доработки 21 января 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *воздушный зазор, граница снег–почва, ландшафтные условия, математическое моделирование, промерзание почвы, снежный покров, теплопроводность.*

Приводятся результаты полевых измерений параметров снежного покрова, глубины промерзания почвы и анализа условий на границе снег–почва в разных ландшафтах. Проведено сравнение данных измерений и расчётов по влиянию зазора на границе снег–почва на термический режим почвы и глубину промерзания. Изоляционный слой на границе снег–почва из растительности, опавших листьев и воздуха снижает поток тепла из почвы в атмосферу, что препятствует охлаждению грунта и уменьшает глубину его промерзания.

Введение

Снежный покров в значительной степени определяет температурный режим и промерзание почвы [1]. В работе [2] показана корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и толщиной снежного покрова на территории России. При оценке термического состояния почвы важную роль играет крупномасштабная измен-

чивость снежного покрова [3]. При этом важны не только динамика толщины и плотности снежного покрова в ландшафте, определяющие его термическое сопротивление [4, 5], но и структурные изменения снежного покрова [6–8].

Результаты измерений промерзания почвы под снежным покровом не всегда соответствуют расчётам. Причины этого — характеристики снежного покрова и особенности ландшафта.

Наши измерения показали, что зимой 2016/17 г. температура поверхности почвы в лесу на юго-западе Москвы не опускались ниже $-0,3^{\circ}\text{C}$ при температуре воздуха $-15 \div -20^{\circ}\text{C}$ на протяжении более двух недель и снежном покрове толщиной до 25 см. Объясняется это неполным контактом снежного покрова с почвой. На поверхности почвы при формировании снежного покрова оказался слой опавших листьев. Оценки показывают, что слой воздушного зазора между снегом и почвой толщиной 1 см (например, при наличии пожухлой травы на поверхности почвы) имеет теплозащитную способность, равную её значению для 10-сантиметрового слоя снега. Это обусловлено тем, что коэффициент теплопроводности воздуха, который равен $0,024 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ в диапазоне температур от 0 до -10°C , приблизительно на порядок меньше, чем коэффициент теплопроводности снега. При средней многолетней толщине снежного покрова здесь около 30–35 см наличие такого слоя изоляции – серьёзный фактор, влияющий на промерзание почвы. Этот фактор начинает действовать уже с начала установления снежного покрова, поскольку снег препятствует эффективному продуванию этого слоя изоляции ветром в отличие от бесснежного периода. При этом начальный период наступления отрицательных температур и образование снежного покрова очень важны для формирования температурного режима почвы.

В работе [9] приведены материалы измерения температуры почвы под снежным покровом в центре Восточно-Европейской равнины. Установлено, что температура почвы на глубинах 10–40 см стабилизируется в диапазоне от $-1,0$ до $1,0^{\circ}\text{C}$, в период залегания снега меняется крайне незначительно и не зависит от сезонных и межгодовых колебаний толщины снега и похолодания даже до -23°C . Например, на открытом участке Центрально-Лесного заповедника зимой 2013/14 г. при температуре воздуха ниже -15°C в течение двух–трёх недель января–февраля и толщине снега до 15 см температура почвы на глубине 10 см находилась в диапазоне от 0 до $1,0^{\circ}\text{C}$ и практически не изменялась. Это объясняется, по мнению авторов, теплоизолирующими свойствами снежного покрова и значительной влажностью почвы.

При этом на метеостанции Коломна при толщине снежного покрова 20 см температура грун-

та на глубине 20 см снижалась до $-3,7^{\circ}\text{C}$ при средней (в течение трёх дней) температуре воздуха -17°C – данные с сайта ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>). На метеостанциях, где проводится измерение температуры грунта, отсутствует растительный слой на границе снег–грунт. Наличие локальных зазоров на этой границе может быть вызвано и другими причинами, в частности, спонтанным обрушением слоя глубинной изморози и деятельностью мелких грызунов [10].

В районах распространения многолетней мерзлоты наличие растительности также может формировать воздушный зазор на границе снег–грунт, снижать выхолаживание пород и ухудшать условия существования мерзлоты. Однако это в меньшей степени касается районов распространения мохового покрова, который зимой имеет небольшое термическое сопротивление [11]. При этом влияние мохового покрова на температурный режим многолетней мерзлоты в летний период, особенно в районах с небольшой положительной температурой воздуха, весьма велико. Это обусловлено небольшой теплопроводностью мха в летний период, которая определяется в значительной степени его влажностью. При этом теплоёмкость мха приблизительно соответствует теплоёмкости древесной растительности и близка к теплоёмкости льда. В холодный период из-за замерзания воды теплопроводность мха резко повышается, так как теплопроводность льда почти в 4 раза больше чем воды. Поэтому в холодный период года моховой покров не представляет собой существенное препятствие для выхолаживания подстилающих пород.

Цель исследований – на примере измерений глубины промерзания почвы в разных ландшафтах и математического моделирования оценить возможное влияние условий на контакте снег–почва на глубину промерзания почвы.

Район исследований и методика измерений

Исследования проводились зимой 2016/17 г. на территории Курской области в окрестностях Курской биосферной станции Института географии РАН. Курская область расположена в лесостепной зоне с преобладанием открытых участков, освоенных земледелием. В окрестностях станции находятся лиственный лесной массив

(дуб, берёза), пахотные поля и степные участки (луга и балки с естественным травяным покровом и порослью кустарника). Рельеф холмистый с перепадом высот до 30 м, возвышенные участки и пологие склоны заняты полями. В текущем состоянии поля западнее территории станции вспаханы, поля на севере и востоке от станции засеяны озимыми.

На исследованных участках неравномерность залегания снежного покрова обусловлена микро-рельефом местности, а также влиянием листового опада и травяной растительности. Последний фактор проявляется в образовании пустот на контакте снег–почва. На степных участках снежный покров лежит на травянистом слое и контактирует с почвенным слоем лишь на отдельных выступающих неровностях микро-рельефа. Значительная масса пожухлой травы образует упругий слой толщиной до 5 см, а в отдельных случаях — до 10 см. Подобная ситуация наблюдалась на участке лесной опушки, где травянистый слой вместе с листовым опадом препятствовал контакту снежного покрова с почвой. В лиственном лесу в основании снежного покрова листовая опад был плотно прижат снегом к почве и воздушные полости обнаружены не были. Изменчивость толщины снега на этом участке также была минимальна. Наилучший контакт снежного покрова и почвы отмечен на участке озимых и пашне. Здесь травянистый слой отсутствует, поэтому контакт снега с почвой был полным; в отдельных случаях в основании снежного покрова отмечена ледяная корка, притёртая к почве.

Для исследования особенностей промерзания почвы под снежным покровом в разных ландшафтах проводилась ландшафтная снегомерная съёмка, которая предусматривала измерение толщины снега и его плотности, определение средних снегозапасов на характерных участках ландшафта (лес, поле, луг, балка, пашня) с постоянным шагом измерения толщины равным 5 м. Снегомерная съёмка велась по постоянным профилям протяжённостью 250–300 м, проложенным в пределах характерных участков рельефа. Проводилось описание стратиграфии снежного покрова с определением характерных черт развития снежной толщи в зимний период, измерялись зазор (при его наличии) на границе снег–почва и глубина промерзания почвы в разных ландшафтах. С помощью элект-

ронного термометра и автоматических датчиков температуры устанавливался температурный режим снежного покрова и верхнего слоя почвы.

Общая характеристика снежного покрова

На термический режим грунта влияют толщина снежного покрова, его плотность и стратиграфия (структура и текстура). Толщина снежного покрова и его плотность измеряются на метеостанциях при маршрутных снегосъёмках, а изучение стратиграфии снежного покрова относится к трудоёмкому и достаточно сложному процессу. Получаемые при этом параметры имеют пространственную и временную изменчивость и влияют на термическое сопротивление снежного покрова [8].

Важный теплофизический параметр снежного покрова — коэффициент теплопроводности снега. Существующие зависимости для его определения дают 200–300%-й разброс значений при одной плотности снега [12, 13]. Это обусловлено структурными особенностями снежного покрова, которые определяются, в частности, контактом между кристаллами льда. От контакта между кристаллами льда зависит и твёрдость снега. Поэтому в качестве характеристики снега в шурфах измерялась его твёрдость. Снег по твёрдости, согласно Международной классификации снега [14], подразделяется на очень рыхлый, рыхлый, средний, твёрдый и очень твёрдый. В работе [15] приведены зависимости для определения коэффициента теплопроводности снега от плотности при разной его твёрдости. Согласно этим зависимостям, коэффициенты теплопроводности снега плотностью 0,2; 0,25 и 0,3 г/см³ составляют для рыхлого (среднего) по твёрдости снега следующие значения: 0,15 (0,21); 0,17 (0,23) и 0,19 (0,25) Вт/(м·К). При этом наименьшая теплопроводность характерна для очень рыхлого снега, к которому относятся глубинная изморозь и свежеснеживший снег. Для них коэффициент теплопроводности снега не превышает 0,05–0,1 Вт/(м·К). Твёрдость снега может измеряться как приборами, так и ручным методом [15].

Характеристики снега по отдельным шурфам, пройденным в степи и в поле озимых посевов на разные моменты времени, приведены в таблице. В шурфах измерялись толщина, плотность

Характеристики снежного покрова

Дата	Шурф № 1	Шурф № 2	Шурф № 3
	степь, сухая трава под снегом, толщина воздушного зазора на границе снег–почва		поле озимых посевов, зазор отсутствует
	2–3 см	до 5 см	
09.12.16	12/0,21/–* <i>рыхлый**</i>	21/0,2/– <i>средний</i>	20/0,23/– –
27.12.16	10/0,20/10 <i>рыхлый</i>	23/–/– –	–/–/– –
27.01.17	31/0,20/10 <i>рыхлый</i>	40/0,18/9 <i>средний</i>	31/0,25/24 <i>рыхлый</i>
27.02.17	27/0,29/27 <i>средний</i>	43/0,27/–	34/0,30/– <i>средний</i>

*Толщина снега h_s , см / плотность снега ρ , г/см³ / глубина промерзания почвы h_{gr} , см. **Курсивом выделен класс твёрдости снега; пробел – отсутствие данных.

и класс твёрдости снега, толщина зазора на границе снег–почва и глубина промерзания почвы. В зависимости от ландшафта на границе снег–почва может формироваться воздушный зазор. В степи наличие сухой травы под снегом приводит к образованию воздушного зазора на границе снег–почва и уменьшению глубины промерзания. Однако в поле озимых посевов такой зазор отсутствовал (см. таблицу). Результаты исследований показывают, что в степи при наличии пожухлой травы возможен значительный воздушный зазор на границе снег–почва (рис. 1) величиной до 5 см. Величина такого зазора может меняться. В зависимости от ландшафта изменяется и плотность снега. Так, в поле озимых посевов плотность снега на 20–30% больше, чем в степи в течение большей части зимы.



Математическое моделирование

Для оценки термического состояния почвы и глубины её промерзания проводились математическое моделирование теплопереноса в системе атмосфера – снежный покров – почва и численные эксперименты. Температура в мёрзлом слое горной породы рассчитывалась с учётом зависимости её теплоёмкости и теплопроводности от температуры и фазового состава (влажность/льдиистость). Движение границ мёрзлого и талого грунтов определялось из условия Стефана. Деформация грунта и миграция влаги не учитывались. На верхней границе грунта (снежного покрова) задавалось условие теплообмена с атмосферой, а на нижней вводился геотермический поток тепла. Распределение температуры в снежном покрове толщиной $h_s(\tau)$ при $0 < z < h_s$ описывается уравнением теплопроводности Фурье с переменными во времени теплофизическими параметрами снега [16]:

$$c_s \rho_s \frac{\partial T_s}{\partial \tau} = \frac{\partial T_s}{\partial z} \left(\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right). \quad (1)$$

В мёрзлой и талой зонах грунта распределение температуры описывается уравнениями теплопроводности и зависимостью соответствующих параметров грунта от его температуры и влажности:

$$c_{ef} \rho_f \frac{\partial T_f}{\partial \tau} = \frac{\partial T_f}{\partial x} \left(\lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \right);$$

$$c_{th} \rho_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial \tau} = \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \left(\lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \right).$$

Рис. 1. Шурф № 2 в степи, с пятисантиметровым воздушным зазором на границе снег–почва (в поле озимых такой зазор отсутствует)

Fig. 1. Snow pit № 2 in the steppe, with an air gap of 5 cm at the border of snow–soil (there is no such gap in the field)

На границе контакта снег–грунт принимается граничное условие, задающее равенство температур и потоков тепла:

$$T_s|_{z=0} = T_f|_{x=0};$$

$$\lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \Big|_{z=0} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=0}.$$

На границе мёрзлого и талого грунта, т.е. границе промерзания, принимается температура начала замерзания грунта $T_{f0} = 272,5^\circ\text{C}$ и условие Стефана:

$$\rho_w L w_1 \frac{d\xi}{d\tau} = \lambda_f \frac{\partial T_f}{\partial x} \Big|_{x=\xi} - \lambda_{th} \frac{\partial T_{th}}{\partial x} \Big|_{x=\xi}.$$

Эффективная удельная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды задаётся в зависимости от суммарной влажности следующей формулой:

$$c_{e,f}(T, w_{th}) = c_f(w_{th}) + L \rho_f \frac{\partial w_w(T)}{\partial T}.$$

Во всех этих формулах приняты следующие обозначения: z и x – пространственные координаты по глубине снежного покрова и мёрзлой породе соответственно; T – температура, К; τ – время; λ – коэффициент теплопроводности грунта; ρ – плотность; c – удельная теплоёмкость, индексы s, f и th при параметрах относятся к снежному покрову, мёрзлому и талому грунту соответственно; c_s и c_{th} – удельная теплоёмкость снега и талого грунта соответственно; c_{ef} – эффективная удельная теплоёмкость мёрзлого грунта с учётом фазовых переходов незамёрзшей воды; L – удельная теплота плавления льда; ξ – координата границы раздела фаз; w_1 – доля воды, замерзающей на границе талого и мёрзлого грунта $w_1 = w_{th} - w_w$, где w_{th} – суммарная влажность талого грунта, w_w – влажность мёрзлого грунта на границе промерзания.

Зависимость доли незамёрзшей воды в супеси w_w принималась по экспоненциальной зависимости [16]. Система уравнений замыкается граничными условиями на поверхности и подстилающем основании, начальным распределением температуры и влажности в талом грунте, динамикой снегонакопления, заданием изменчивости теплофизических параметров снега.

На поверхности грунта (снежного покрова) при $x = 0$ задаётся условие теплообмена с атмосферой в виде

$$\lambda_{f(s)} \frac{\partial T_{f(s)}}{\partial x} = Q_{th} + Q_e + Q_r - Q_{sn},$$

где Q_{th} , Q_e , Q_r , – потоки тепла соответственно за счёт конвективного теплообмена, испарения и эффективного излучения, рассчитывались по методике, описанной в работе [16]. Солнечная радиация в зимний период не учитывалась: $Q_{sn} = 0$.

Цель расчётов – определение температурного режима почвы и динамики её промерзания. При расчётах принята модель с явным выделением фронта промерзания.

Исходные данные для расчётов

Входные параметры для расчётов по модели – характеристики грунта, снежного покрова и температура воздуха. Толщина снежного покрова, плотность снега и его твёрдость определялись по данным измерений в шурфах и аппроксимацией этих параметров в промежутки времени между измерениями с учётом динамики суммы твёрдых осадков на ГМС Курск. Так, в период с 12 по 26 декабря сумма твёрдых осадков на ГМС Курск изменилась только на 9%. Температура воздуха использовалась для определения потоков тепла при конвективном теплообмене, испарении и эффективном излучении и принималась по данным ГМС Курск. Из рис. 2 видно, что средняя суточная температура воздуха на ГМС Курск и данные измерений показывают хорошее совпадение, поэтому для

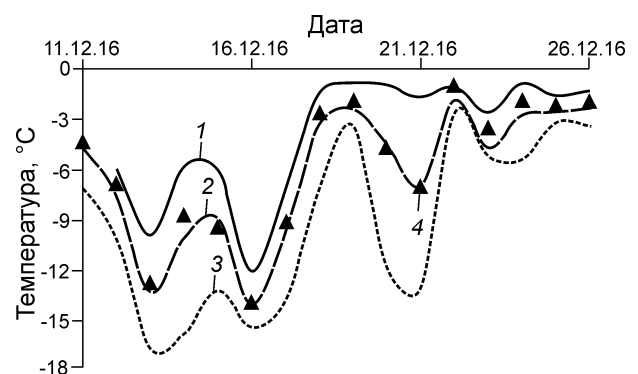


Рис. 2. Суточные температуры воздуха по данным ГМС Курск (1–3) и в районе проведения измерений (4): 1 – максимальные; 2 – средние; 3 – минимальные; 4 – данные измерений

Fig. 2. The daily air temperature according to the weather station Kursk (1–3) and in the measurement area (4): 1 – maximum; 2 – average; 3 – minimum; 4 – measurement data

расчётов использованы значения температуры воздуха по ГМС Курск за период с 1 декабря 2016 г. по 28 февраля 2017 г. За расчётный период было два дня с максимальной суточной температурой воздуха около 3 °С и шесть дней с максимальной суточной температурой воздуха от 0 до 1 °С при средней суточной температуре воздуха меньше 0 °С. Расчёт снеготаяния за расчётный период не проводился.

Расчёты проводились для супеси плотностью 1600 кг/м³. Влажность почвы, измеренная по нескольким образцам, составляла 28%. Влажность мёрзлого суглинка на границе промерзания принималась равной 7%. Поскольку температура мёрзлой почвы под снегом изменялась в небольших пределах, значения теплоёмкости и коэффициента теплопроводности мёрзлого и талого грунта принимались согласно СНиП [17] в зависимости от суммарной влажности. При расчётах сдвиг времени начала снегонакопления по отношению к моменту установления отрицательных среднесуточных температур воздуха τ_{s0} в основном принимался равным 0 суток. Измерения показали, что величина воздушного зазора на границе снег–почва может достигать 5 см (см. рис. 1), причём этот зазор частично заполнен пожухлой растительностью и частицами снега, поэтому его теплопроводность может быть значительно выше, чем у воздуха. Поскольку оценить реальную теплопроводность такого слоя трудно, для расчётов приняты эффективная толщина воздушного зазора на границе снег–почва равная 1 и 2 см и значения коэффициента теплопроводности воздуха для этих слоёв.

Для получения эффективной теплопроводности системы снежный покров – воздушно-растительный зазор λ_{sa} определялось термическое сопротивление этой системы R_{sa} как суммы термического сопротивления воздушного зазора R_a и снежного покрова R_s [8]: $R_{sa} = R_s + R_a$, где $R_s = h_s/\lambda_s$, а $R_a = h_a/\lambda_a$ (λ_a – теплопроводность воздуха). Так как $R_{sa} = (h_s + h_a)/\lambda_{sa}$, то $\lambda_{sa} = (h_s + h_a)/(h_s/\lambda_s + h_a/\lambda_a)$. Значение эффективной теплопроводности системы снежный покров – воздушно-растительный зазор λ_{sa} подставлялось в уравнение (1) вместо λ_s .

Начальная температура почвы на 1 декабря (начало расчётов) принималась равной 2,5 °С. Для её определения была рассмотрена температура почвы на ГМС Поньри (ближайшая к району исследований, где ведутся маршрутные снегосъёмки и измерения температуры почвы). Распреде-

ление температуры почвы по глубине на 1 декабря в 2007 г. было следующим: $T = -0,7331x^2 + 5,2453x + 0,225$ °С, $R^2 = 0,983$; x – глубина, м (<http://meteo.ru>). При этом средняя температура на глубине 0–1 м составляла около 2,5 °С, а средняя температура воздуха с 15 по 30 ноября на ГМС Поньри была –3 °С. Близкое значение средней температуры воздуха (–3,7 °С) было на ГМС Курск последние две недели ноября 2016 г. Средняя скорость ветра принята в расчётах равной 3 м/с.

Результаты расчётов

Результаты расчётов глубины промерзания почвы под снегом по модели при эффективной толщине воздушного зазора на границе снег–почва 1 и 2 см и результаты измерений в шурфах № 1–3 приведены на рис. 3. При отсутствии воздушного зазора на границе снег–почва глубина промерзания к концу зимы составляет 36 см (см. рис. 3, а), что на 9 см превышает измеренное значение, которое находится между расчётными значениями глубины промерзания при эффективной толщине воздушного зазора порядка 0,5–1 см. При этом глубина промерзания при зазоре 1 см составляет 23 см, что на 13 см меньше, чем без воздушного зазора.

Измерения и расчёты по шурфу № 2 с большим воздушным зазором между снегом и почвой показали (см. рис. 3, б), что данные измерений глубины промерзания находятся между результатами расчётов с эффективной толщиной воздушного зазора 1–2 см. При этом измеренная глубина промерзания на 29 января составляет 9 см, тогда как расчётная глубина промерзания без воздушного зазора составляет 19 см. Наибольшая глубина промерзания почвы в шурфе № 2 составляет 11 см при эффективной толщине воздушного зазора 2 см и 25 см при отсутствии зазора. В шурфе № 3 отсутствовал воздушный зазор на границе снег–почва и результаты измерений и расчётов на 29 января 2017 г. составили 0,24 см и 0,23 см соответственно (см. рис. 3, в).

Обсуждение результатов

Результаты измерений и расчётов показали, что для адекватной оценки глубины промерзания почвы необходимо учитывать ландшафтные условия, которые во многом определяют как состоя-

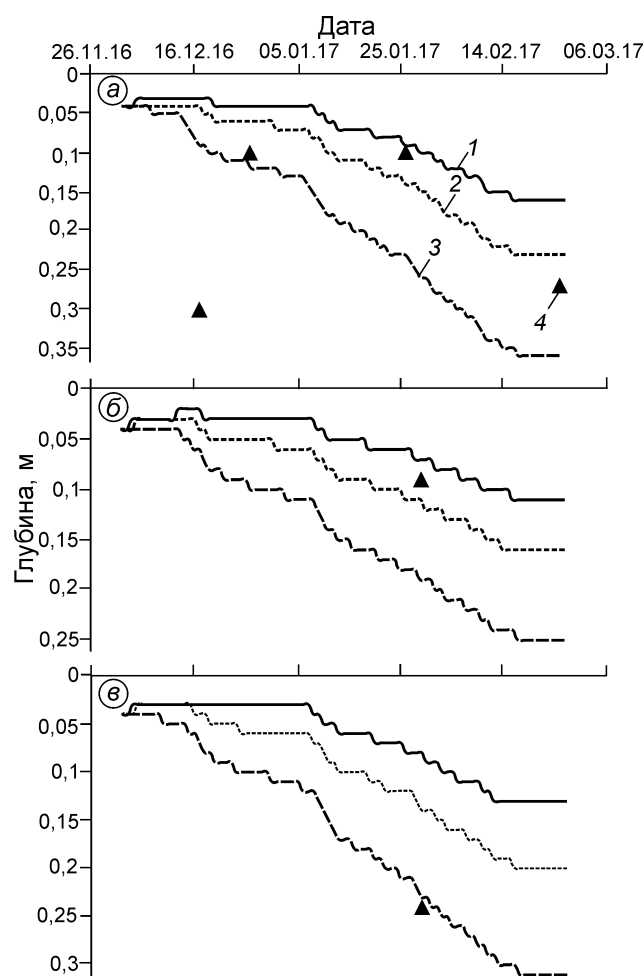


Рис. 3. Глубина промерзания почвы под снегом в степи и поле (см. таблицу) для шурфов № 1 (а), № 2 (б) и № 3 (в).

Расчёты при величине эффективного воздушного зазора на границе снег–почва: 1 – 2 см; 2 – 1 см; 3 – без зазора; 4 – данные измерений

Fig. 3. The depth of soil freezing under the snow in the steppe and field (see Table), snow pits № 1 (a); № 2 (б); № 3 (в). According to the calculations with the size of the effective air gap at the snow–soil boundary: 1 – gap 2 cm; 2 – gap 1 cm; 3 – without a gap; 4 – measurements

ние снежного покрова, так и качество контакта на границе снег–грунт. На рис. 4 представлена расчётная температура поверхности почвы для условий шурфа № 1 в случае рыхлого и среднего по твёрдости снега при эффективной толщине воздушного зазора на границе снег–почва толщиной 1 см и при его отсутствии. Видно, что отличие температуры поверхности почвы для рыхлого и среднего по твёрдости снега может превышать $-1,5^{\circ}\text{C}$ при отсутствии воздушного зазора на границе снег–почва. Наличие этого зазора толщи-

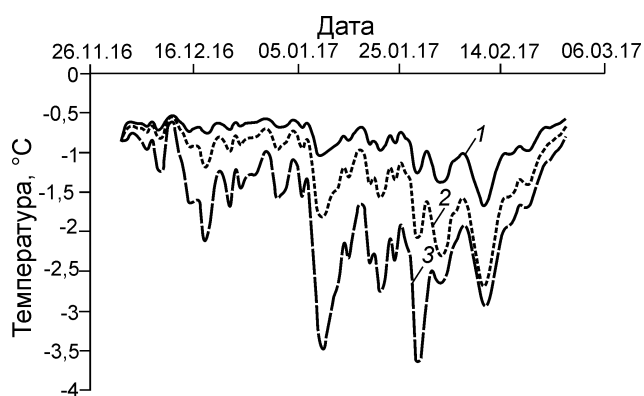


Рис. 4. Расчётная температура поверхности грунта под снежным покровом в шурфе № 1 (см. таблицу) для рыхлого (1, 2) и среднего по твёрдости снега (3) при наличии эффективного воздушного зазора на границе снег–почва толщиной 1 см (1) и при его отсутствии (2, 3)

Fig. 4. The calculated temperature of the soil surface under the snow in the snow pit № 1 (see Table) for loose (1, 2) and medium hardness of snow (3) if there is an effective air gap at the border of snow–soil 1 cm thick (1) and in its absence (2, 3)

ной в 1 см повышает температуру поверхности грунта под рыхлым снегом на $1,0^{\circ}\text{C}$.

Для рыхлого снега толщиной 30 см термическое сопротивление снежного покрова составит $2,0 \text{ м}^2 \text{ К/Вт}$, тогда как для среднего по твёрдости снега значение термического сопротивления будет в 1,4 раза меньше. Расчёты показали, что для условий шурфа № 1 это приводит к увеличению глубины промерзания почвы для среднего по твёрдости снега на 13 см – глубина промерзания для рыхлого и твёрдого снега составляет 36 и 49 см соответственно (рис. 5). Эти результаты показывают важность измерения твёрдости снега (наряду с измерениями его толщины и плотности) при описании состояния снежного покрова.

Наличие воздушного зазора на границе снег–почва, влияющего на термическое состояние почвы, динамику и глубину промерзания, обусловлено ландшафтными условиями. Термическое сопротивление системы снежный покров – воздушный зазор R_{sa} более значимо для снежного покрова незначительной толщины с большими значениями плотности и коэффициента теплопроводности. Так, для рыхлого снежного покрова плотностью $200 (250) \text{ кг/м}^3$ и толщиной 10 см величина R_{sa} при эффективной толщине воздушного зазора 1 см составляет $1,08 (1,00) \text{ м}^2 \text{ К/Вт}$, что

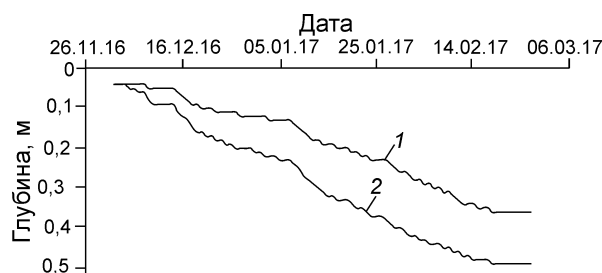


Рис. 5. Расчётная динамика промерзания почвы в точке шурфа № 1 для снега разной твёрдости:

1 – рыхлого; 2 – среднего по твёрдости

Fig. 5. The calculated dynamics of soil freezing at the snow pit number 1 for snow of varying hardness of snow:

1 – loose snow; 2 – medium hard snow

на 63 (71)% больше, чем без зазора. Для среднего по твёрдости снега плотностью 200 (250) кг/м³ и при указанных ранее параметрах величина R_{sa} составляет 0,89 (0,85) м² К/Вт, что на 88 (96)% больше, чем без воздушного зазора. При увеличении толщины снежного покрова до 30 см и эффективной толщины воздушного зазора 1 см величина R_{sa} увеличивается на 21–32% в зависимости от твёрдости снега и его плотности.

Заключение

Исследования термического режима почвы, проведённые в разных ландшафтах при различных параметрах снежного покрова, и расчёты по математической модели показали следующее:

1) в зависимости от ландшафта к началу установления снежного покрова на поверхности почвы сохраняется растительность в виде пожухлой травы в поле или слоя опавших листьев в

лесу, которая создаёт слой тепловой изоляции из растительности, воздуха и частиц снега;

2) подобный воздушный зазор ухудшает контакт между снежным покровом и почвой;

3) термическое сопротивление системы снежный покров и воздушный зазор на границе снег–почва снижает поток тепла из почвы в атмосферу, что препятствует быстрому охлаждению грунта и уменьшает глубину его промерзания;

4) ландшафтные условия в значительной степени определяют параметры снежного покрова – его толщину, плотность и стратиграфию;

5) при описании снежного покрова, наряду с плотностью снега, необходимо определять его твёрдость, что позволит уточнить коэффициент его теплопроводности;

6) учёт ландшафтных особенностей позволит точнее оценивать термический режим почвы и глубину её промерзания.

Благодарности. Математическое моделирование проводилось при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-60067, численные эксперименты и их анализ в рамках темы Государственного задания № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5), экспериментальные исследования в полевых условиях и обработка экспериментальных данных – по проекту РФФИ 17-55-80107 БРИКС_a.

Acknowledgments. Mathematical modeling was carried out with the financial support of the RFBR grant 18-05-60067, numerical experiments and their analysis was carried out according to the framework of fundamental scientific studies within the project reg. № 0148-2019-0004 (AAAA-A19-119022190172-5), experimental field studies and experimental data processing were carried out according to the RFBR 17-55-80107 BRICS_a project.

Литература

1. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2008. 229 с.
2. Шерстюков А.Б. Корреляция температуры почвогрунтов с температурой воздуха и высотой снежного покрова на территории России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 1. С. 79–87.
3. Gislén K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B. A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover // The Cryosphere. 2014. № 8. Р. 2063–2074.
4. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова

References

1. Pavlov A.V. *Monitoring krielitozony*. Monitoring of Permafrost. Novosibirsk: Geo Publishers, 2008: 229 p. [In Russian].
2. Sherstyukov A.B. Correlation of soil temperature with air temperature and snow cover depth in Russia. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2008, XII (1): 79–87. [In Russian].
3. Gislén K., Westermann S., Schuler T.V., Litherland T., Isaksen K., Boike J., Etzelmüller B. A statistical approach to represent small-scale variability of permafrost temperatures due to snow cover. *The Cryosphere*. 2014, 8: 2063–2074.
4. Osokin N.I., Sosnovskiy A.V. Impact of dynamics of air temperature and snow cover thickness on the ground freezing. *Kriosfera Zemli*. Cryosphere of the Earth. 2015, 19 (1): 99–105. [In Russian].

- на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. 19. № 1. С. 99–105.
5. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Накалов П.Р., Ненашев С.В.* Термическое сопротивление снежного покрова и его влияние на промерзание грунта // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 1. С. 93–103.
6. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow // Geophys. Research Letters. 2009. V. 36. L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
7. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow // Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences / Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999. P. 395–402.
8. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Влияние стратиграфии снежного покрова на его термическое сопротивление // Лёд и Снег. 2013. Т. 53. № 3. С. 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70.
9. *Китаев Л.М., Аблеева В.А., Асаинова Ж.А., Желтухин А.С., Коробов Е.Д.* Сезонная динамика температуры воздуха, снегозапасов и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 518–526. doi: 10.15356/2076-6734-2017-4-518-526.
10. *Florent Domine, Mathieu Barrere, and Denis Sarrazin* Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada // The Cryosphere. 2016. № 10. P. 2573–2588. www.the-cryosphere.net/10/2573/2016/ doi: 10.5194/tc-10-2573-2016.
11. *Тишков А.А., Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние синузий мохообразных на деятельный слой арктических почв // Изв. РАН. Серия геогр. 2013. № 3. С. 39–46.
12. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow // Journ. of Glaciology. 1997. V. 43. № 143. P. 26–41.
13. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 3. С. 60–68.
14. *Фицц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А.* Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова). Русское издание // МГИ. 2012. № 2. 80 с.
15. *Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Оценка коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твёрдости на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 343–352. doi: 10.15356/2076-6734-2018-3-343-352.
16. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. XIX. № 1. С. 99–105.
17. СНиП 2.02.04–88. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Минстрой России. М.: ГУП ЦПП, 1997. 52 с.
5. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Nakalov P.R., Nenashev S.V.* Thermal resistance of snow cover and its influence to the ground freezing. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2013, 53 (1): 93–103. [In Russian].
6. *Pinzer B.R., Schneebeli M.* Snow metamorphism under alternating temperature gradients: Morphology and recrystallization in surface snow. Geophys. Research Letters. 2009, 36: L23503. doi: 10.1029/2009GL039618.
7. *Kamata Y., Sokratov S.A., Sato A.* Temperature and temperature gradient dependence of snow recrystallization in depth hoar snow. Advances in Cold Regions Thermal Engineering and Sciences. Eds. K. Hutter, Y. Wang, H. Beer. Verlag: Springer, 1999: 395–402.
8. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A.* Influence of snow cover stratigraphy on its thermal resistance. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2013, 53 (3): 63–70. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-63-70. [In Russian].
9. *Kitaev I.M., Ableeva V.A., Asainova Z.A., Zheltukhin A.S., Korobov E.D.* Seasonal dynamics of air temperature, snow storage and soil freezing in Central part of the East European Plain. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2017, 57 (4): 518–526. doi: https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-4-518-526. [In Russian].
10. *Florent Domine, Mathieu Barrere, and Denis Sarrazin* Seasonal evolution of the effective thermal conductivity of the snow and the soil in high Arctic herb tundra at Bylot Island, Canada // The Cryosphere. 2016, 10: 2573–2588. www.the-ryosphere.net/10/2573/2016/ doi:10.5194/tc-10-2573-2016.
11. *Tishkov A.A., Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* The Impact of Moss synusia on the active layer of arctic soil and subsoil. *Izvestiya Ross. Akad. Nauk, Seriya Geogr. Proc. of the RAS, Geographical Series.* 2013, 3: 39–46.
12. *Sturm M., Holmgren J., König M., Morris K.* The thermal conductivity of seasonal snow. Journ. of Glaciology. 1997, 43 (143): 26–41.
13. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V., Chernov R.A.* Effective thermal conductivity of snow and its variations. *Kriosfera Zemli. Cryosphere of the Earth.* 2017, XXI (3): 60–68. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-3(60-68). [In Russian].
14. *Fierz C., Armstrong R.L., Durand Y., Etchevers P., Green E., McClung D.M., Nishimura K., Satyawali P.K., Sokratov S.A.* The International Classification for Seasonal Snow on the Ground: IHP-VII Technical Documents in Hydrology. IACS Contribution № 1. Paris: UNESCO–IHP. 2009, 83: 80 p.
15. *Kotlyakov V.M., Sosnovsky A.V., Osokin N.I.* Estimation of thermal conductivity of snow by its density and hardness in Svalbard. *Led i Sneg. Ice and Snow.* 2018, 58 (3): 343–352. doi: https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-343-352. [In Russian].
16. *Osokin N.I., Sosnovskiy A.V.* Influence of temperature and dynamics of snow cover on the ground freezing. *Kriosfera Zemli. Earth Cryosphere.* 2015, XIX (1): 99–105. [In Russian].
17. Building Code. SNiP 2.02.04–88. Osnovaniya i fundamenty na vechnomerzlyh gruntah. Basements and Foundations in Permafrost. GUP TCPP. Moscow, 1997: 52 p. [In Russian].

Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья)

© 2019 г. А.Д. Олейников*, Н.А. Володичева

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

*snowldozor@yandex.ru

Recent trends of snow avalanche regime in the Central Caucasus (Elbrus region as an example)

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

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*snowldozor@yandex.ru

Received September 18, 2018 / Revised February 9, 2019 / Accepted March 22, 2019

Keywords: *avalanche danger, avalanche regime, catastrophic avalanches, Central Caucasus, climate change, snowiness of winters.*

Summary

The climate change during cold seasons of 1995–2017 in the Central Caucasus is estimated, and its influence on the avalanche regime is shown. Data on the avalanche releases in the Central Caucasus for the period 1968–2017 together with observations of high-altitude meteorological stations were used for the analysis. The paper presents estimates of snowiness of the winters and their frequency of occurrence in the area under investigation. The winter snowiness was noted to decrease since the beginning of the 2000s. The last decade of the period was not snowy, especially its series of six winters having very small amounts of snow. It is shown that in the second half of the XX century the heaviest snowfalls took place mostly in Januaries, and they were followed by releases of avalanches with the volumes exceeding 1 million cubic metres. In the early 2000-ies, intensive January snowfalls were observed later, i.e. during the winter-spring period. In the warmer months March and April, the destructive potential of avalanches was noticeably smaller. In the present time, the warming and decrease of winter snowiness resulted in significant diminution of the avalanche hazard in the region. At the same time, on the background of general warming the certain increase in inter-seasonal variability of air temperature was noted. These changes may be compared to the warming of 1910–1945 when during its warmest phase the Europe suffered with one of the harshest winters in 1941/42. The swing of the «temperature pendulum» indicates that a harsh winter with heavy snowfalls and avalanches with catastrophic consequences may occur on the background of winters with mild and moderate avalanche danger. This is one of probable scenarios in the development of avalanche activity in the Greater Caucasus in the context of the current climate change.

Citation: Oleinikov A.D., Volodicheva N.A. Recent trends of snow avalanche regime in the Central Caucasus (Elbrus region as an example). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 191–200. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-400>.

Поступила 18 сентября 2018 г. / После доработки 9 февраля 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *изменение климата, катастрофические лавины, лавинная опасность, лавинный режим, снежность зим, Центральный Кавказ.*

На рубеже XX–XXI вв. (1995–2017 гг.) увеличились изменчивость и частота экстремальных явлений. Рассмотрены тенденции изменения снеголавинного режима в Приэльбрусье за последние десятилетия, показана их связь с изменениями климата.

Характеристика района исследований

Приэльбрусьем называют верховья долины р. Баксан на Центральном Кавказе. Сотрудники географического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова ведут здесь с 1967 г. стационарные снеголавинные и гляциологические наблюдения. В 1957–1959 гг. на Эльбрусе проводили работы по программе Международного геофизического года. Собранный учёными МГУ обширный

фактический материал составил фундаментальную основу для последующих гляциологических исследований. Открытие Эльбрусской учебно-научной базы (УНБ) на Поляне Азау в 1969 г. способствовало продолжению снеголавинных исследований, начатых в 1957 г. под руководством Г.К. Тушинского. На протяжении почти 50 лет база служит местом проведения комплексных географических исследований и учебных практик студентов географического факультета университета.

За прошедший период в районе неоднократно случались зимы аномально высокой снежности, сопровождавшиеся лавинными катастрофами. Так, в декабре 1973 г. сошла одна из самых крупных лавин Приэльбрусья объёмом 1,2 млн м³ при толщине снега на линии отрыва 7,6 м [1]. В январе 1976 г. произошло обрушение «Иткольской» лавины, которая достигла автотрассы на дне долины и привела к гибели девяти человек. В рекордном по снежности 1986/87 г. на Кавказе и в Приэльбрусье толщина снежного покрова на дне долины достигала 3,5 м. Утром 9 января 1987 г. в ходе непрекращающегося снегопада на Чегетскую поляну обрушилась «Когутайская» лавина. При объёме 680 тыс. м³ она перекрыла обширную поляну площадью 20 тыс. м² и остановилась у восьмизэтажной гостиницы «Чегет» [2]. В настоящее время Чегетская поляна практически полностью застроена частными гостиницами, которые при очередном сходе лавины могут оказаться в зоне её разрушительного воздействия. В январе 1993 г. в верховьях Баксанской долины отмечен сход рекордного числа особо крупных лавин из свежевывапавшего снега. Наибольший ущерб был нанесён лавинами левого, обычно малоснежного борта долины южной экспозиции. В результате разрушения высоковольтной линии электропередач район Приэльбрусья на протяжении семи дней оставался без электричества.

О понятии «снеголавинный режим»

Понятия «снеголавинный режим» или «лавинный режим», употребляемые часто как синонимы, носят в лавиноведении комплексный характер. В отечественной литературе это понятие было предложено В.Н. Аккуратовым [3], а впоследствии было развито в работах М.Ч. Залиханова [4] и Е.С. Трошкиной [5]. При составлении лавинных карт для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира использован подход, разработанный сотрудниками географического факультета МГУ, который позволил дать характеристику лавинного режима малоизученных горных территорий [6]. Несмотря на востребованность термина в научных исследованиях, он не представлен в «Гляциологическом словаре» [7]. На наш взгляд, причины этого — смысловая трансформация термина при решении различных гляциологических

и инженерных задач, а также недостаток режимных наблюдений за лавинами во многих горных районах. Последнее обстоятельство ориентирует исследователей на поиск косвенных показателей снеголавинного режима в области корреляционных связей между ходом метеорологических элементов и обрушением лавин. На этапе становления термина вполне оправдана точка зрения, высказанная известным климатологом Г.В. Грузой: «...можно вводить новые определения. Необходимо только придерживаться их при описании результатов» [8, с. 53].

Исходя из имеющегося в распоряжении авторов материала многолетних наблюдений за лавинами, *под снеголавинным режимом мы понимаем характеристику текущего состояния условий снегонакопления и схода снежных лавин (генетические типы, повторяемость, размеры) и их изменение за определённый период времени.* Зимний сезон рассматривается в этом случае как первичная таксономическая единица при сравнительном анализе и выявлении изменений в снеголавинном режиме.

Исходные данные

В основу работы положены материалы по регистрации и картографированию снежных лавин, полученные в ходе стационарных и маршрутных наблюдений в верховьях долины р. Баксан за 1967–2017 гг. Стационарные наблюдения вели на ключевом участке протяжённостью 4 км, где по обоим бортам долины выделено 32 лавиносбора. Наибольшую угрозу представляет собой склон северной экспозиции хр. Чегет (абсолютная высота 3761 м; в статье везде приводится абсолютная высота), состоящий из серии деформированных ледниковых каров с обрывистыми скальными ригелями в средней части склона. В аномально снежные зимы соседние кары объединяются в единый очаг зарождения площадью до 130 га, формируя гигантскую снежную лавину объёмом свыше 1 млн м³. Разнообразие морфологических типов лавиносборов на ключевом участке делает его репрезентативным для высокогорной зоны Центрального Кавказа. Похожий рельеф отмечается на северном и южном макросклонах Главного хребта, который аналогично ведёт себя в условиях гидрометеорологических

аномалий. Маршрутные наблюдения по регистрации лавин в долине р. Баксан проводятся на участке Поляна Азау – город Тырныауз (протяжённость 50 км), когда процессом массового лавинообразования охвачена значительная часть территории речного бассейна.

Анализ факторов лавинообразования и климатических изменений в районе исследований выполнен по данным метеостанции Росгидромета (ГМС) Терскол (2141 м) и метеопоста (м/п) «Поляна Азау» (2326 м) Эльбрусской УНБ. Отметим, что ГМС Терскол в 1996 г. была перенесена в более холодное и затенённое место, что нарушило однородность ряда наблюдений. По этой причине климатический анализ по материалам ГМС Терскол выполнен с учётом норм, рассчитанных для двух периодов – до и после переноса станции в 1996 г.

Методика исследований

При регистрации лавин их размеры оценивались по четырёхбалльной шкале, используемой в практике отечественных и альпийских исследований. В её основу положена дальность выброса лавин:

«1» – небольшие лавины, которые останавливаются в лавиносборе или на склоне;

«2» – лавины средних размеров, останавливающиеся в пределах минеральных конусов выноса;

«3» – крупные лавины, перекрывающие минеральные конусы выноса;

«4» – особо крупные, часто катастрофические лавины, которые выходят за пределы минеральных конусов выноса.

В отдельные зимы при помощи фототеодолитного метода вели измерения объёмов лавин, площади зоны поражения, толщины снега на линии отрыва [1]. Генетические типы лавин выделены на основе учёта причин их обрушения: лавины из свежеснежного покрова; температурного сокращения; инсоляционные; адвекционные и весеннего снеготаяния [9]. В Приэльбрусье лавины температурного сокращения – крайне редкое явление, поэтому данный тип лавин мы не рассматриваем.

Для оценки климатических изменений использованы лавинно-индикационные показатели: снежность зим, месячный коэффициент аномалии осадков, сведения о температуре воздуха

(суточной, месячной, за холодный период). Под *снежностью* мы понимаем комплекс природных условий территории, определяющих залегание снежного покрова и изменение его толщины в зимний период. Снежность зим обычно выражают в абсолютных и относительных показателях, в соответствии с которыми выделяют мало-, средне- и многоснежные зимы, характеризующие фоновое распределение толщины снежного покрова на исследуемой территории. В настоящей работе разделение зим по снежности оценивается по величине отклонения от многолетней нормы толщины снежного покрова за холодный период, измеряемой по стационарной снегомерной рейке на метеорологической площадке, которая расположена в центральной части Поляны Азау:

$$A = (h_i/h)100\%, \quad (1)$$

где A – аномалия снежности, %; h_i – средняя толщина снежного покрова конкретной зимы, рассчитанная по среднедекадным значениям, см; h – среднемноголетняя толщина снежного покрова за холодный период, см.

Зима считается малоснежной, если величина A составляет менее -30% , среднеснежной $-30\% \leq A < 30\%$, многоснежной $30\% \leq A < 60\%$, аномально снежной $A \geq 60\%$. Величина отклонения 30% близка к коэффициенту вариации для межгодовой изменчивости толщины снежного покрова, рассчитанной по большому числу ГМС. Предложенный подход согласуется с известной методикой Н.Н. Галахова для равнинных территорий [10], удобен для статистической обработки больших массивов данных и выявления экстремально снежных зим.

Другой лавинно-индикационный показатель – *месячный коэффициент аномалии осадков* K_m . В большинстве горных районов мира, в том числе и на Кавказе, наиболее опасны лавины из свежеснежного покрова, на долю которых приходится до 70% всех сходящих лавин [6]. Особо крупные лавины объёмом свыше $0,5$ млн m^3 в основном относятся к лавинам из свежеснежного покрова, которые возникают в результате продолжительных обильных снегопадов. Один из индикаторных показателей этого класса лавин – *суточные величины осадков* интенсивностью $20, 30, 40$ мм/сут и более. Статистическая оценка этого показателя требует обширной базы суточных данных. В работе использован относительный

показатель — месячный коэффициент аномалии осадков, который рассчитывается по доступным среднемесячным данным:

$$K_M = \sum x_i / \sum X_{\text{ср.хол.п}}, \quad (2)$$

где $\sum x_i$ — сумма осадков i -го месяца; $\sum X_{\text{ср.хол.п}}$ — среднее многолетнее количество осадков холодного периода (согласно рекомендациям ВМО норма осадков рассчитывается за 30-летний период 1960–1990 гг.).

На примере Приэльбрусья установлено, что коэффициент, соответствующий двукратной месячной норме осадков $K_{\text{м.кр}}$, служит индикатором схода особо крупных лавин. Эта критическая величина осадков зависит от продолжительности холодного периода и рассчитывается по формуле

$$K_{\text{м.кр}} = 2 \sum X_{\text{ср.хол.п}} / N, \quad (3)$$

где $K_{\text{м.кр}}$ — критический коэффициент аномалии осадков; N — число месяцев в холодном периоде.

Анализ 42 зимних месяцев в Приэльбрусье (Центральный Кавказ) и Архызе (Западный Кавказ) с аномально высокими осадками показал, что 75% их месячного количества выпадает в течение 4–5 дней в пределах единого синоптического периода или одного интенсивного снегопада. Из этого следует, что в месяц с критическим коэффициентом осадков наиболее вероятно наличие обильного снегопада с приростом более 1 м снега за 4–5 дней. Таким образом, физический смысл коэффициента состоит в том, что он характеризует не только распределение осадков по месяцам, но и внутри месяца, что наиболее интересно для лавиноведения. Расчёт показывает, что в Приэльбрусье при норме осадков 282 мм (за период 1962–1991 гг.) и продолжительности холодного периода, равной пяти месяцам (XI–III), $K_{\text{м.кр}} = 112$ мм. На Западном Кавказе на ГМС Клухорский перевал (2037 м) при норме 737 мм (1960–1990 гг.) и таком же пятимесячном холодном периоде $K_{\text{м.кр}} = 295$ мм. Отметим, что критический коэффициент характеризует осадки, близкие к пороговому значению при обрушении особо крупных лавин, поэтому в него может вноситься региональная эмпирическая поправка. Для оценки линейных трендов в изменении температуры воздуха использованы сведения о среднесуточной, среднемесячной и средней за холодный период температуре.

Результаты исследований

Как уже отмечалось, снежность — один из ключевых показателей, определяющих лавинный облик зим. В современных климатических условиях величина снежности в значительной мере зависит от соотношения тепла и влаги на протяжении холодного периода. Так, в Альпах в диапазоне высот 500–1000 м в виде снега выпадает от 5 до 25% осадков, а в диапазоне 2000–2500 м — от 60 до 77% [11]. На Кавказе из-за его более южного положения содержание твёрдых осадков на соответствующих высотах меньше по сравнению с Альпами. Наиболее яркий пример влияния температурного фактора на снежность — Красная Поляна, где, согласно данным одноименной ГМС (550 м), многоснежные зимы на дне долины формируются в диапазоне осадков холодного периода 358–1113 мм в зависимости от более высокой или низкой температуры холодного периода (XII–II).

Снежность обычно рассматривают в сочетании с другими факторами лавинообразования, поскольку сведений об одной снежности недостаточно для оценки лавинного потенциала зим. Это подтверждают результаты многолетних натурных наблюдений в Приэльбрусье. Согласно принятым критериям, в районе исследований за период 1962–2017 гг. отмечено четыре аномально снежных зимы ($A \geq 60\%$, рис. 1), но только две из них (1967/68 и 1986/87 гг.) сопровождались сходом разрушительных по размеру лавин. Для более точной диагностики лавинной опасности зим существует другой метод, основанный на соотношении температуры воздуха и осадков за холодный период [12]. Данный метод позволяет среди многоснежных зим устанавливать те сезоны, которые сопровождаются массовым сходом катастрофических лавин. Для района Приэльбрусья такие исследования выполнены авторами ранее [12]. На рис. 1 маркерами в виде стрелок отмечены годы схода катастрофических лавин (1967/68, 1975/76, 1986/87, 1992/93 гг.).

Как видно из приведённого перечня, к уже выделенным сезонам аномально высокой снежности можно добавить 1975/76 и 1992/93 гг., которые не имели аномально высокого снегонакопления, но отличались низкими температурами воздуха на протяжении большей части зимы. Такие зимы обычно относят к категории суро-

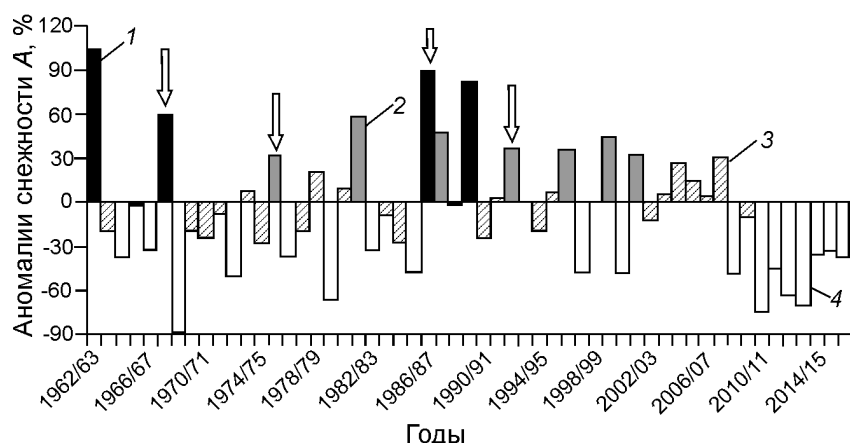


Рис. 1. Аномалии снежности зим (A , %) на ГМС Терскол (2141 м) за период 1962–2017 гг.:

1 – аномально снежные; 2 – много-
снежные; 3 – среднеснежные; 4 – мало-
снежные; см. текст

Fig. 1. Anomalies of winters' snowi-
ness (A , %) at Terskol meteorological sta-
tion (2141 m) for the period 1962–2017:

1 – abnormally snowy; 2 – heavy snowy;
3 – medium snowy; 4 – low snowy; see text

вых. Они сопровождаются интенсивными мете-
лями и холодными снегопадами, которые спо-
собствуют формированию неустойчивых масс
снега на горных склонах и, как следствие, обру-
шению особо крупных пылевых лавин. Именно
такие лавины сходили в 1975/76 и 1992/93 гг.

В Приэльбрусье повторяемость зим разной
снежности имеет следующее распределение: ано-
мально снежные 7%; многоснежные 13%; сред-
неснежные 45%; малоснежные 35% (см. рис. 1)
В многолетнем осреднении каждая пятая зима
относится к группе многоснежных (при объеди-
нении первых двух групп). Повторяемость мно-
госнежных и аномально снежных зим по деся-
тилетиям выглядит следующим образом (число
зим): 1960-е годы – 2; 1970-е – 1; 1980-е – 4;
1990-е – 3; 2000-е – 2; 2010-е – 0. Обращает на
себя внимание серия из шести малоснежных
зим в последнем десятилетии. Такой длитель-
ной отрицательной аномалии в снежности зим
не отмечалось за весь период метеонаблюдений.
В последние годы в результате ослабления меж-
широтного градиента температуры воздуха на
Кавказе участились случаи блокирующих ситуа-
ций в циркуляции атмосферы. Они сопровожда-
ются формированием продолжительной и одно-
типной по режиму погоды. Так, зимой 2016/17 г.
на протяжении трёх месяцев – с середины дека-
бря до середины марта – стояла ясная антицик-
лональная погода с кратковременным выпадени-
ем незначительных осадков. В целом с начала
1990-х годов в исследуемом районе Центально-
го Кавказа наметилась явная тенденция к умень-
шению снежности зим. Об этом свидетельствуют
как интегральный показатель средnezимней тол-
щины снежного покрова, так и отсутствие по-

ложительных флуктуаций в снегонакоплении,
когда за последние 25 лет не было отмечено ни
одной аномально снежной зимы.

В отличие от интегрального показателя
снежности, отражающего межсезонные изме-
нения лавинного режима, другой показатель –
коэффициент аномалии осадков – характеризу-
ет изменения на уровне месяцев. К достоинству
коэффициента относится наглядность в отобра-
жении экстремальных осадков. По результатам
стационарных наблюдений в Приэльбрусье во
второй половине XX в. аномальные осадки, со-
ответствующие $K_{м.кр}$, чаще всего наблюдались в
январе и в 80% случаев приводили к сходу ката-
строфических лавин. Именно январь как самый
холодный месяц представляет собой наиболь-
шую потенциальную угрозу при обрушении
особо крупных лавин, которая обусловлена зна-
чительными приростами свежеснежного покрова
в очагах зарождения лавин (4 м и более) и обра-
зованием на склонах особого типа снега в виде
«снежных досок».

В середине 1990-х годов режим выпадения
осадков изменился и обильные январские снего-
пады стали редким явлением. По данным ГМС
Терскол (2141 м), повторяемость таких снего-
падов в январе 1955–1992 гг. составляла 15%, а
в последующий период 1993–2016 гг. – 4%. На
Западном Кавказе по данным ГМС Клухорский
перевал (2037 м) за те же периоды она составля-
ет 11% и 0% соответственно (рис. 2). Таким об-
разом, январь, «лишившись» обильных снегопа-
дов в последние два десятилетия, перестал быть
самым грозным лавинным месяцем.

Второй период, в котором произошли изме-
нения в режиме выпадения осадков, – март. На

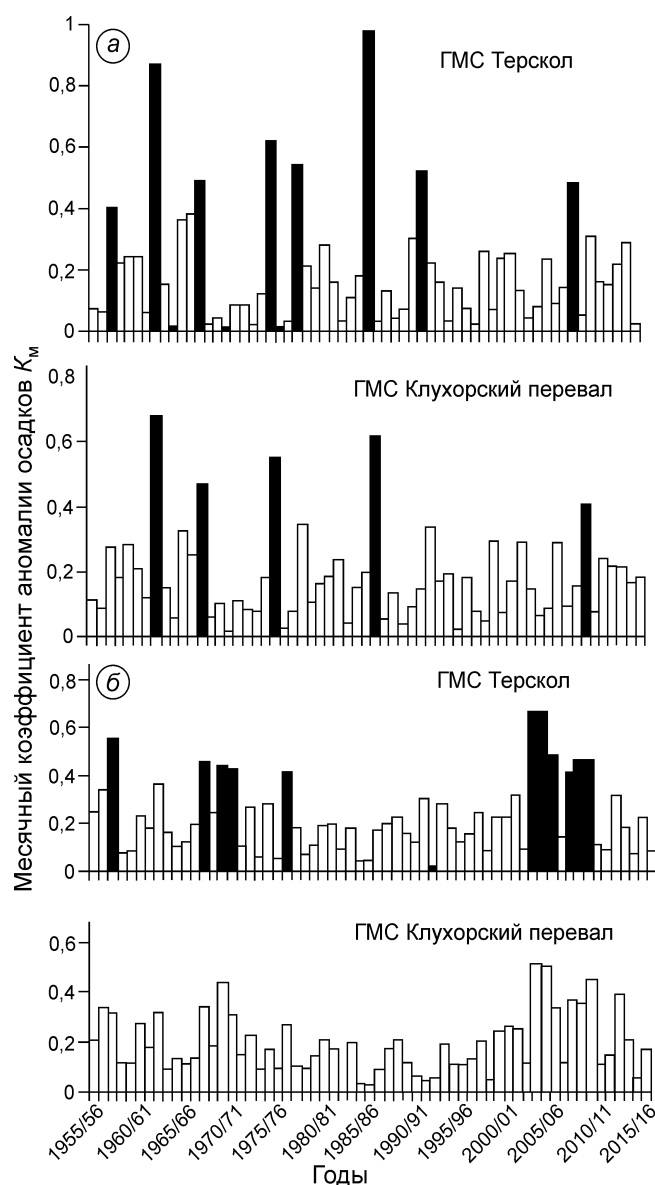


Рис. 2. Повторяемость месячного коэффициента аномалии осадков K_m на Центральном Кавказе (ГМС Терскол) и Западном Кавказе (ГМС Клухорский перевал) в 1955–2017 гг.:

a – январь; *б* – март (чёрным цветом выделены критические значения K_m более 0,4)

Fig. 2. Recurrence of monthly coefficient of precipitation anomaly K_m in the Central Caucasus (Terskol meteorological station) and the Western Caucasus (Klukhorsk Pass meteorological station) from 1955–2017:

a – January; *b* – March (highlighted critical values K_m more than 0.4)

горнолыжных курортах Кавказа в 1980–90-е годы март всегда считался «бархатным сезоном» с обилием солнечных дней и умеренными непродолжительными снегопадами, которые обеспечива-

ли комфортное горнолыжное катание по мягким заснеженным склонам. В 2000-е годы мартовская погода претерпела существенные изменения. На протяжении целого ряда зим в марте всё чаще стали отмечаться интенсивные снегопады и метели. Если, за 20-летний период (1980–2000) в марте в Приэльбрусье ни разу не было отмечено интенсивных снегопадов с приростом снега более 1 м, то в последнее десятилетие наблюдается явный всплеск аномальных осадков (см. рис. 2). На Западном Кавказе ситуация выглядит ещё более контрастной: на ГМС Клухорский перевал за 50-летний период наблюдений в марте был отмечен лишь один случай с критическим коэффициентом аномалий осадков (1969/70 г.), а за последние годы таких случаев было три – 2003/04, 2004/05, 2009/10 гг. (см. рис. 2). Анализ изменчивости лавинно-индикационных показателей на примере месячного коэффициента аномалии осадков указывает на заметную трансформацию климатических характеристик на рубеже XX–XXI в., которые относятся к важным показателям в режиме лавинообразования.

Следующий фактор, повлиявший на изменение лавинного режима, – температура воздуха. Температурный фон зимы во многом определяет интенсивность процессов перекристаллизации снега и общее направление в развитии снежной толщи – по типу разрыхления или уплотнения. В высокогорной зоне Центрального Кавказа в тёплые зимы преобладающее развитие в снежной толще получают процессы уплотнения, которые ведут к стабилизации снега на склоне и общему ослаблению лавинной активности. В холодные зимы, напротив, доминируют процессы разрыхления, которые усиливают структурно-стратиграфические неоднородности снежной толщи, способствуют образованию лавиноопасных слоёв из слабосвязного снега, что в итоге снижает устойчивость снежной массы на склоне.

Наиболее заметные изменения в зимней температуре воздуха приходятся на 2009/10–2016/17 гг. В короткий отрезок времени отмечены новые климатические экстремумы: тёплый в 2009/10 г. ($-3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) и холодный в 2011/12 г. ($-7,8\text{ }^{\circ}\text{C}$). В Приэльбрусье амплитуда межсезонных колебаний температуры воздуха увеличилась на 20% по сравнению с предшествующим периодом наблюдений (1970–2010 гг.). В результате адвекции тёплых воздушных масс в середи-

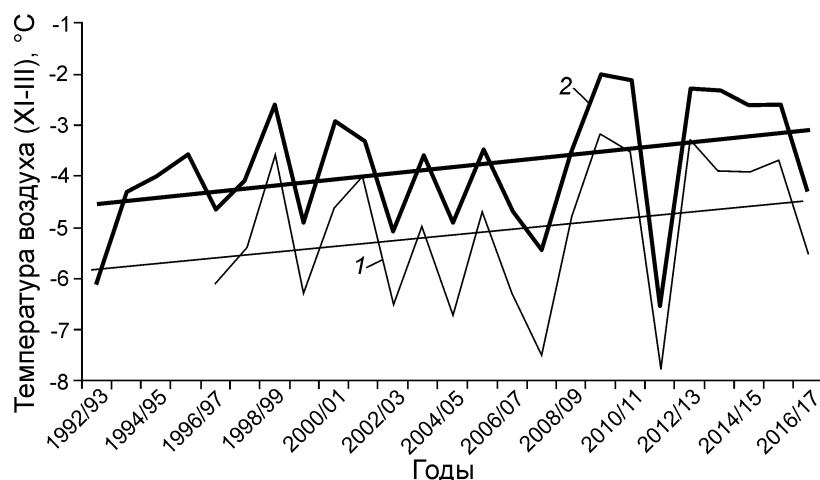


Рис. 3. Изменения температуры воздуха и линейные тренды за холодный период (ноябрь–март) по данным ГМС Терскол (1) и м/п «Поляна Азау» (2) за 1993–2017 гг.

Fig. 3. Linear trend of air temperature change during the cold period (XI–III) at Terskol meteorological station (1) and «Azau meteorological post» (2) 1993–2017

не зимы стали наблюдаться глубокие оттепели продолжительностью в несколько дней. По данным наблюдений на Эльбрусской УНБ в декабре–январе отмечены случаи выпадения жидких ливневых осадков до высоты 3000 м.

Особенность температурного режима последнего десятилетия – продолжительная серия аномально тёплых зим – 2009/10, 2010/11, 2012/13, 2013/14, 2014/15 гг., для которых температурная норма была превышена на величину среднего квадратического отклонения ($\sigma = 1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$), рассчитанного за период 1962–1991 гг. (рис. 3). Вызывает интерес вклад различных месяцев холодного периода в происходящие изменения. Как показал анализ, эти изменения за 1996–2016 гг. носят разнонаправленный характер (рис. 4). В декабре отмечена тенденция к снижению температуры воздуха, тогда как в январе, феврале и марте, напротив, наблюдается её повышение. На м/п «Поляна Азау», расположенном на более освещённом солнцем участке по сравнению с ГМС Терскол, отмеченные закономерности выражены ещё ярче.

При характеристике лавинного режима района исследований основное внимание уделялось статистике схода крупных и катастрофических лавин (градации размеров «3» и «4»), с которыми связаны главные проблемы при освоении горных территорий. В ходе стационарных снеголавинных наблюдений во второй половине XX в. все случаи обрушения особо крупных лавин в верховьях Баксанской долины были связаны именно с обильными снегопадами [13]. Тенденция к уменьшению числа крупных лавин наиболее отчётливо проявилась в последнем десяти-

летии (рис. 5). Если в 2000–2010 гг. на участке детальных наблюдений среднее число сошедших за зиму лавин составляло 12, то после 2010 г. эта цифра уменьшилась в 3 раза – до четырёх лавин. В 2015/16 г. со склонов Чегетского массива не сошла ни одна крупная лавина – единственный случай за всё время наблюдений с 1968 г.

С 1981 г. в Приэльбрусье Северо-Кавказская служба по активным воздействиям стала проводить обстрел склонов для предупредительного спуска снежных лавин. Эти мероприятия уменьшили опасность обрушения лавин неконтролируемых размеров, но не исключили их полностью. Так, в декабре 2001 г., спустя несколько дней после обстрела склонов северного массива горы Чегет, из ледниковых каров № 9 и 10 (по кадастру МГУ) сошла лавина объёмом 700 тыс. м^3 [14], которая разрушила несколько пролётов высоковольтной линии электропередач, уничтожила 9 га взрослого хвойного леса и привела к длительной остановке работы горнолыжного комплекса на склонах Эльбруса.

Фактор активных воздействий безусловно отражается на естественной статистике схода особо крупных лавин, но не вносит принципиальных изменений в оценку тенденций лавинообразования. Согласно принятому в работе определению снеголавинного режима, эта оценка даётся по результатам анализа двух массивов информации – непосредственных данных о сходе лавин и сопутствующих им снежно-метеорологических условий. В экстремальной ситуации обстрел склонов в горной долине снижает степень лавинной угрозы, но не может повлиять на развитие атмосферных процессов, формиру-

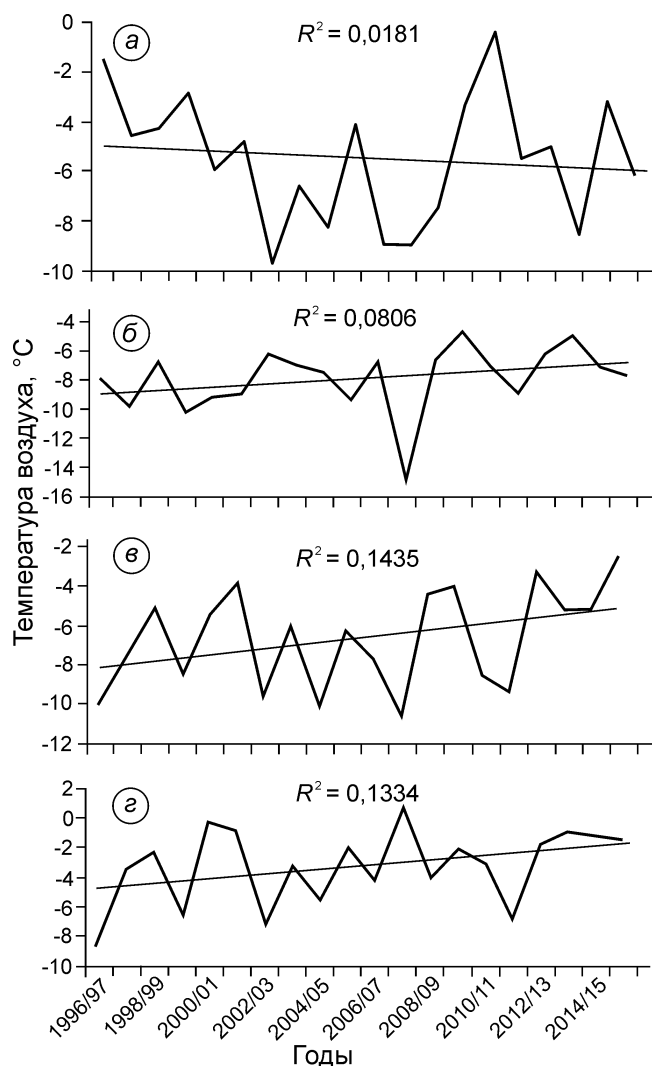


Рис. 4. Линейные тренды изменения температуры воздуха за отдельные месяцы на ГМС Терскол за 1996–2016 гг.:

а – декабрь; б – январь; в – февраль; г – март

Fig. 4. Linear trend of air temperature change at Terskol meteorological station for 1996–2016:

а – December; б – January; в – February; г – March

ющих гидрометеорологическую аномалию в обширном горном регионе. Именно поэтому при оценке тенденций в изменении лавинного режима особое место отводится анализу лавинно-индикационных показателей, имеющих тесную связь со сходом лавин.

Типичная картина лавинообразования в последние зимы – пик лавинной активности, приходящийся на конец зимнего сезона. В общем балансе лавин разных генетических типов по-прежнему сохраняется доминирование лавин из свежеснежавшего снега, но при этом наметилась тенденция увеличения числа лавин, связанных с воздействием теплового фактора – адвекционных и весеннего снеготаяния. Этот тип лавин имеет меньшую дальность выброса и зону поражения по сравнению с лавинами из свежеснежавшего снега. Однако, выходя за пределы минеральных конусов выноса, они также представляют собой значительную угрозу для жизни людей и инженерных сооружений.

Заключение

Результаты выполненных исследований показывают заметные изменения в режиме лавинообразования на Центральном Кавказе, что обусловлено быстрыми темпами преобразования климата на рубеже XX–XXI вв. Эти изменения проявились в уменьшении снежности зим, изменении режима выпадения интенсивных осадков, росте повторяемости аномально тёплых зим, увеличении внутри- и межсезонной изменчивости температуры воздуха. Так, уменьшение снежности зим привело к общему ослаблению лавинной опасности и сокращению числа особо круп-

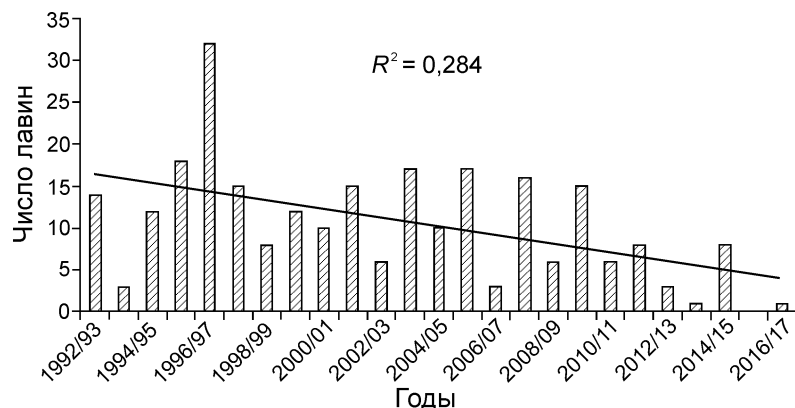


Рис. 5. Линейный тренд изменения суммарного числа лавин с индексом размера «3» и «4» в Приэльбрусье за 1992–2017 гг.

Fig. 5. The linear trend of the change in the total number of avalanches with an index of size «3» and «4» in the Elbrus region for 1992–2017

ных лавин, выходящих на днище горной долины. Этот класс лавин особо опасен для населённых пунктов и рекреационно-промышленной инфраструктуры горного района (линии электропередач, газопроводы, автотрассы, канатные дороги). За последние 20 лет в бассейне р. Баксан не было ни одного случая массового обрушения особо крупных лавин, которые бы охватывали оба борта долины. Наиболее типичная картина лавинообразования в современный период — нарастание активности небольших по размеру лавин к концу сезона. Снижение уровня лавинной опасности в 2000-е годы сопровождалось массовой застройкой района Приэльбрусья объектами рекреационного назначения, часть из которых была размещена на лавиноопасных участках и в будущем может быть подвергнута разрушению.

Ещё один фактор, сыгравший важную роль в сокращении числа особо крупных лавин, — изменение режима в выпадении интенсивных осадков. Во второй половине XX в. затяжные обильные снегопады чаще всего приходились на самый холодный месяц зимы — январь. Однако на рубеже XX—XXI вв. произошло смещение интенсивных январских осадков. Если в холодных условиях января такие снегопады сопровождались сходом гигантских лавин из сухого снега, которые характеризуются наибольшей разрушительной силой и дальностью выброса, то в более тёплых условиях марта и апреля их разрушительный потенциал существенно снизился. Лавины марта, состоящие из более плотного и вязкого снега, и лавины апреля из влажного и мокрого снега, имея меньшую скорость и дальность выброса, имеют меньший поражающий эффект. Таким образом, январь, с которым в XX в. были

связаны самые крупные лавинные катастрофы, в первые два десятилетия XXI в. перешёл в разряд относительно спокойного лавинного месяца.

Происходящие в настоящее время изменения температуры воздуха оказывают более сложное влияние на общий процесс лавинообразования. Так, потепление, сопровождающееся ростом повторяемости аномально тёплых зим в сочетании с уменьшением их снежности, ведёт к сокращению числа крупных лавин и ослаблению лавинной опасности. Нарастание внутрисезонной изменчивости температуры воздуха привело к появлению глубоких оттепелей в середине зимы с выпадением жидких осадков, вплоть до ливневых. В результате в высокогорной зоне Центрального Кавказа в этот период стали сходить адвекционные лавины из влажного снега, чего ранее не наблюдалось. Одновременно на фоне потепления наблюдается нарастание межсезонной изменчивости температуры воздуха. Происходящие изменения можно сравнить с потеплением в 1910—1945 гг., когда в его самую тёплую фазу была отмечена одна из самых суровых зим в Европе — 1941/42 г. На современном этапе, который сопровождается высокой изменчивостью климата с возвратами зимних холодов, возможно появление суровой и снежной зимы с катастрофическими лавинными последствиями. Это — один из вероятных сценариев в развитии лавинной деятельности на Большом Кавказе на фоне происходящих изменений климата.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту № 16-05-00525.

Acknowledgments. This work was supported by RFBR project № 16-05-00525.

Литература

1. Золотарев Е.А. Изучение снега и лавин в Приэльбрусье фотограмметрическим методом // Лавины Приэльбрусья. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 47—62.
2. 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.
3. Аккуратов В.Н. Понятие о лавинном режиме // Всес. совещание по изучению

References

1. Zolotarev E.A. Studies of snow and snow avalanches in the Elbrus region by photogrammetry. *Laviny Prielbrusia*. Snow avalanches in the Elbrus region. Moscow: Moscow State University, 1980: 47—62. [In Russian].
2. 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].
3. Akkuratov V.N. The snow avalanche regime. *Vsesoyuznoe soveshchanie po izucheniyu protsessov formirovaniya i skhoda lavin: Tezisy*

- процессов формирования и схода лавин: Тез. докл. Ташкент, 1963. С. 2.
4. *Залиханов М.Ч.* Снежно-лавиный режим и перспективы освоения гор Большого Кавказа. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1981. 376 с.
 5. *Трошкина Е.С.* Лавинный режим горных территорий СССР // Итоги науки и техники. Сер. Гляциология. 1992. Т. 11. 185 с.
 6. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира: Т. 2. Кн. 1 / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 263 с.
 7. Гляциологический словарь / Ред. В.М. Котляков. Л., Гидрометеиздат, 1984. 528 с.
 8. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 50–66.
 9. *Аккуратов В.Н.* Генетическая классификация лавин // Тр. Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции: Т. 1: Нальчик, 1959. С. 215–233.
 10. *Галахов Н.Н.* Выделение типов зим по высоте и динамике снежного покрова на большей части территории СССР // Роль снежного покрова в природных процессах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 11–26.
 11. *Котляков В.М.* Снежный покров Земли и ледники. Л.: Гидрометеиздат, 1968. 479 с.
 12. *Олейников А.Д.* Снежные лавины на Большом Кавказе в условиях общего потепления климата // МГИ. 2002. Вып. 93. С. 67–72.
 13. *Урумбаев Н.А.* Лавинный режим Приэльбрусья // Тр. ВГИ. Физика снега и снежные лавины. Вып. 46. М.: Гидрометеиздат, 1980. С. 13–20.
 14. *Олейников А.Д., Володичева Н.А.* Об увеличении лавинных катастроф в районах деградации горного оледенения // МГИ. 2005. Вып. 99. С. 89–93.
 - dokladov.* The All-Union Conf. on study of the processes of formation and occurrence of snow avalanches. Theses of reports. Tashkent, 1963: 2. [In Russian].
 4. *Zalixanov M.Ch. Snezhno-lavinnyi rezhim i perspektivy osvoyeniya gor Bolshogo Kavkaza.* The snow-avalanche regime and prospects for the development of the Greater Caucasus Mountains. Rostov-on-Don: Rostov State University, 1981: 376 p. [In Russian].
 5. *Troshkina E.S.* The snow avalanche regime of the mountain regions of the USSR. *Itogi nauki i tekhniki. Ser. Glyatsiologiya.* The Outcomes of Science and Technology. Glaciology series. 1992, 11: 185 p. [In Russian].
 6. *Atlas snezhno-ledovykh resursov mira: T. 2. Kn. 1.* World Atlas of Snow and Ice Resources. V. 2. Is. 1. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 263 p. [In Russian].
 7. *Glyatsiologicheskii slovar'.* Glaciological Glossary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
 8. *Gruza G.V., Ranykova E.Ya.* Detection of climate change: the state, variability and extremes of the climate. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2004, 4: 50–66. [In Russian].
 9. *Akkuratov V.N. Geneticheskaya klassifikatsiya lavin.* Genetic classification of avalanches. *Trudy Elbrusskoy vysokogornoy kompleksnoy ekspeditsii: V. 1.* The Works of the High Altitude Multipurpose Elbrus Expedition. V. 1. Nalchik, 1959: 215–233. [In Russian].
 10. *Galakhov N.N. Vydelenie tipov zim po vysote i dinamike snezhnogo pokrova na bolshey chasti territorii SSSR.* Detection of winter types by depth and dynamics of snow cover across the majority of USSR territory. *Rol' snezhnogo pokrova v prirodnykh protsessakh.* The role of snow cover in natural processes. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1961: 11–26. [In Russian].
 11. *Kotlyakov V.M. Sneghnyi pokrov Zemli i ledniki.* Snow cover of the Earth and glaciers. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1968: 479 p. [In Russian].
 12. *Oleynikov A.D.* Snow avalanches in the Bolshoy Caucasus in the conditions of general climate warming. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2002, 93: 67–72. [In Russian].
 13. *Urumbaev N.A.* The snow avalanche regime in the Elbrus Region. *Trudy VGI.* Proc. of the High mountain Geophysical Institute. Physics of snow and snow avalanches. Moscow: Gidrometeoizdat, 1980, 46: 13–20. [In Russian].
 14. *Oleynikov A.D., Volodicheva N.A.* On the increase of snow avalanche catastrophes in the areas of degradation of the mountain glaciation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2005, 99: 89–93. [In Russian].

Подземные льды и наледи

УДК 551.328

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-388>

Наледи бассейна р. Индигирка по современным снимкам Landsat и историческим данным

© 2019 г. О.М. Макарьева^{1-3*}, А.Н. Шихов⁴, А.А. Осташов³, Н.В. Нестерова^{3,5}¹Научная группа модели Гидрограф, Санкт-Петербург, Россия; ²Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, Якутск, Россия; ³Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;⁴Пермский государственный национальный исследовательский университет, Пермь, Россия;⁵Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

*omakarieva@gmail.com

Iceings of the Indigirka river basin according to the recent Landsat satellite images and historical data

O.M. Makarieva^{1-3*}, A.N. Shikhov⁴, A.A. Ostashov³, N.V. Nesterova^{3,5}¹Hydrograph model research group, St. Petersburg, Russia; ²Melnikov Permafrost Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Yakutsk, Russia; ³St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;⁴Perm State University, Perm, Russia; ⁵State Hydrological institute, St. Petersburg, Russia

*omakarieva@gmail.com

Received January 25, 2018 / Revised August 30, 2018 / Accepted October 16, 2018

Keywords: *aufeis, database, Indigirka river basin, inventory of aufeises, Landsat images.*

Summary

The paper presents methods and results of creation of the digital catalogue of aufeises for the Indigirka river basin made on the basis of Landsat images and historical data. The region under study is the basin before the hydrometric section of GMS Vorontsovo, its area is about 305 000 km². Historical data were taken from the Inventory of naleds of the North-East of the USSR territory published in 1958 and topographic maps. It includes the estimated coordinates and characteristics of 897 aufeises with total area of 2064 km². The Landsat-based identification of aufeises for 2013–2017 allowed making description of 1213 aufeises over a total area of 1287 km². The integrated digital catalogue of the aufeises for the Indigirka river basin based on combination of the above two sources is available at <https://issues.pangaea.de/browse/PDI-17699>. 10% of the largest aufeises make up about 60% of the total area of all aufeises according to both sources. The largest number of aufeises is at altitudes of 900–1300 m. The interannual variability of area of the aufeises for the period 2001–2016 was estimated by the example of the Bolshaya Morskaya naled and the group of large aufeises in the basin of the Syuryukty River which is the left tributary of the Indigirka. The conclusions cannot be considered unambiguous due to certain limitations of the imagery data but the results of the analysis is indicative of a tendency to decreasing in the area of the Bolshaya Morskaya naled in recent years, while no reduction in the aufeis area is noted in the basin of the Syuryukty River. The main results of this work are the new geodatabase of the aufeises in the Indigirka river basin, and also the comparison of the satellite observations with historical data performed for two major naleds. It is established that the satellite-estimated total area of aufeises is 1.6 times less than in the Cadastre (1958). At the same time, it was found that more than 600 aufeises recognized by the Landsat images were absent in the Cadastre of 1958. This may suggest that either the Cadastre data is incomplete or that conditions of the aufeis can be significantly changed over the past 50 years.

Citation: Makarieva O.M., Shikhov A.N., Ostashov A.A., Nesterova N.V. Iceings of the Indigirka river basin according to the recent Landsat satellite images and historical data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 201–212. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-388>.

Поступила 25 января 2018 г. / После доработки 30 августа 2018 г. / Принята к печати 16 октября 2018 г.

Ключевые слова: база данных, бассейн р. Индигирка, кадастр наледей, наледи, снимки Landsat.

На основе Кадастра наледей Северо-Востока СССР (1958 г.) и топографических карт создана база данных о 897 наледах в бассейне р. Индигирка. По данным космической съёмки Landsat за 2013–2017 гг. выявлены 1213 наледей суммарной площадью 1287 км². Создан единый электронный Каталог наледей в бассейне р. Индигирка. Современная площадь наледей здесь в 1,6 раза меньше, чем по данным Кадастра 1958 г., но в Кадастре отсутствуют сведения более чем о 600 наледей, обнаруженных по снимкам.

Введение

Растущий интерес к освоению и развитию арктических областей требует понимания гляциальных и мерзлотных явлений, к которым относятся и наледы. Наледи — результат сложной взаимосвязи речных и подземных вод в условиях сурового климата и многолетнемёрзлых грунтов, они играют большую роль в хозяйственной деятельности человека. Активизация наледообразовательных процессов может приводить к существенным материальным издержкам. Они отрицательно влияют на устойчивость инженерных сооружений, а также осложняют эксплуатацию гидротехнических и промышленных конструкций [1]. Однако ключи, питающие наледы, могут в некоторых случаях служить единственным источником водоснабжения населённых пунктов [2]. Запасы воды в наледях Северо-Востока, Забайкалья, Якутии и Западной Сибири составляют не менее 50 км³, что равно почти объёму годового стока Индигирки [3].

Существуют различные оценки отклика наледей на потепление климата. Так, В.Р. Алексеев [4] отмечает, что в многолетнем режиме наледей зафиксированы циклы подъёма и спада максимальных в году размеров продолжительностью 3, 7 и 11 лет с амплитудой колебания в 25–30% относительно средних многолетних значений. За последние 50–60 лет уменьшается объём родниковых наледей, что согласуется с другими фактами современной дегляциации криосферы [4].

В работе [5] утверждается, что деградация мёрзлых пород, особенно в зоне их прерывистого и островного распространения, приведёт к сокращению числа наледей и их практически полному исчезновению. В то же время в зоне сплошной мерзлоты потепление климата на 2–3 °С, прогнозируемое для Северо-Востока Сибири на конец XXI в., не приведёт к коренному изменению режима многолетнемёрзлых пород, но увеличит объёмы сквозных и несквозных таликов. Это может вызвать рассредоточение крупных наледей и формирование новых небольших наледей [6]. Прогноз усиления динамики формирования наледей в условиях изменения климата подтверждается полевыми наблюдениями. Так, на основе анализа величины прироста деревьев на наледных полянах в работе [6] делается вывод, что импульсы потепления климата создают условия для роста наледей в долинах Улахан-Тарын и Булус (Центральная Якутия).

В 1958 г. опубликованы Карта наледей Северо-Востока СССР в масштабе 1:2 00 000 и Кадастр наледей, представляющий собой приложение к Карте [7, 8]. В последние 60 лет информация о наледях Северо-Востока не обновлялась. В 1980–1982 гг. в Государственном гидрологическом институте был издан Каталог наледей зоны БАМ [9–11], а в работе [12] её авторы обобщили результаты экспедиционных исследований южной горной тайги Восточной Сибири с 1976 по 1983 г. Однако до сих пор нет электронного Каталога наледей, как, например, Каталога ледников [13].

Широкомасштабное развитие социально-экономической инфраструктуры, активное транспортное строительство в зоне распространения многолетнемёрзлых пород [14] требуют разработки геоинформационных систем, позволяющих получить систематизированную информацию о наледях, их распространении и динамике [15]. Цель нашего исследования — создание электронного Каталога, содержащего сведения об историческом и современном местоположении и характеристиках наледей, согласно Кадастру наледей Северо-Востока за 1958 г. [7] и спутниковым снимкам Landsat 2013–2017 гг. В настоящее время работа выполнена для бассейна р. Индигирка (до ГМС Воронцово) площадью 305 тыс. км² — созданная база данных и ГИС-каталог наледей опубликованы на ресурсе <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.891036> [16].

Объект исследования

Большая часть бассейна р. Индигирка представляет собой горную страну с отчётливо выраженными хребтами максимальной высотой до 3003 м. В нижнем течении река пересекает низменность с отметками до 350 м. Климат рассматриваемой территории — резко континентальный. Территория исследования известна как район, в котором находится «Полюс холода» Северного полушария. Абсолютные минимумы в Оймяконе достигают рекордных значений: –71 °С [17]. Бассейн Индигирки расположен в зоне распространения многолетней мерзлоты. Её мощность может достигать 450 м на водоразделах и до 180 м в речных долинах и межгорных впадинах, прерываясь в трещиноватых зонах таликами. На физико-географические процессы

сильно влияет деятельный слой мерзлоты мощностью от 0,3 м до более 2 м [18].

В исследуемом районе наледи формируются на горных хребтах, в предгорных и межгорных впадинах. Всего на Северо-Востоке России известно около 10 тыс. наледей, общая площадь которых составляет около 14 тыс. км² [3]. Относительная наледность в среднем колеблется от 0,4 до 1,3%, достигая 4% в бассейнах некоторых рек [19].

Материалы и методы

Создание базы данных наледей по Кадастру и топографическим картам. Карта и Кадастр наледей Северо-Востока СССР [7, 8] (далее Карта и Кадастр) стали первыми обобщающими работами по учёту наледей и их характеристик для исследуемой территории. Они были выполнены в рамках Центральной комплексной тематической экспедиции Северо-Восточного геологического управления. Кадастр содержит данные о 7448 наледях разных размеров и более чем о 2000 булгуниях. Из общего числа наледей 7006 нанесены по данным дешифрирования аэрофотоснимков, а

442 — по данным геологических отчётов. Дешифрирование наледных участков долин базировалось на геоморфологических признаках, т.е. дешифрировались не наледи как таковые, а наледные поляны. В качестве характеристик наледей в Кадастре представлены данные по местоположению наледей, размерам (максимальная длина, средняя ширина, площадь) и дате фиксации льда по аэрофотоснимку. Площадь наледей определялась методом планиметрирования. Размеры наледей, нанесённых на Карту согласно отчётным данным и устным сообщениям, в Кадастре не приводятся.

Очень большие и гигантские наледи были нанесены на Карту [8] в масштабе, остальные условно показаны точками. Каждая наледь на Карте [8] имеет номер, под которым она занесена в Кадастр [7]. Как отмечают А.С. Симаков и З.Г. Шильниковская [2], некоторые небольшие наледи могли быть пропущены из-за невозможности дешифрировать их на аэроснимках, кроме того, к моменту съёмки они могли уже разрушиться. Пример части листа Карты [8] для верховьев бассейна Индигирки приведён на рис. 1.

В настоящей работе на основе Кадастра наледей [7] и топографических карт создана база

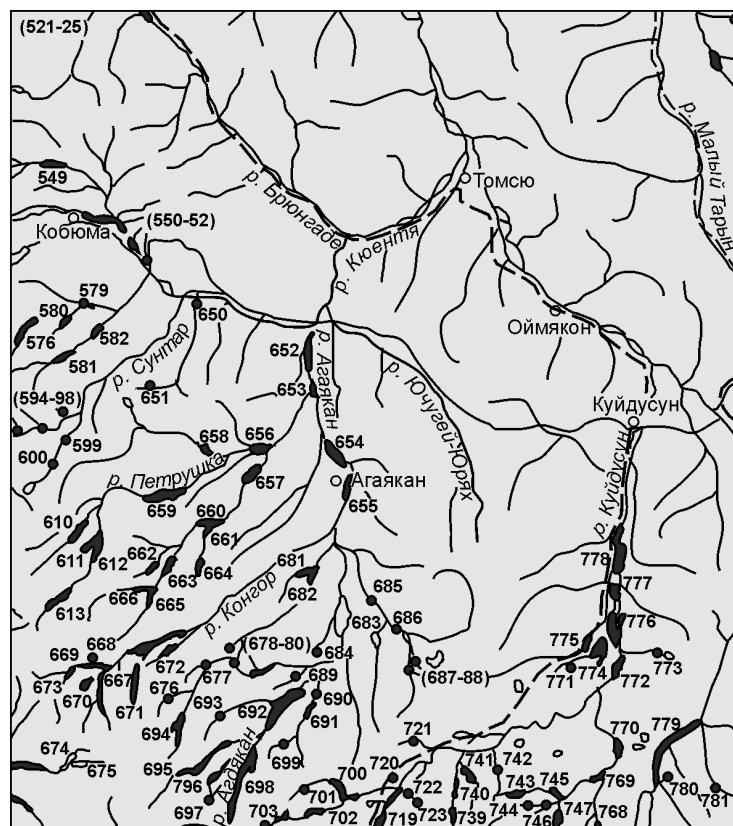


Рис. 1. Пример части Листа 7 Карты наледей Северо-Востока СССР (верховья р. Индигирка — бассейны рек Сунтар, Агаякан, Куйдусун)
Fig. 1. An example of the part of Sheet 7 Maps of the aufeises in the North-East of the USSR (the upper reaches of the Indigirka River — the Suntar, Agayakan, Kuidusun Rivers)

геоданных о наледях в бассейне р. Индигирка до створа ГМС Воронцово. Она содержит сведения о 897 наледях. В базе данных наледи представлены в виде точечных объектов. Для 808 наледей приведена площадь. Сумма площадей наледей составляет 2063,6 км², а площадь отдельных наледей — от 0,01 до 82 км². Сведения о дате фиксации льда по аэрофотоснимку в пределах исследуемого района приведены в Кадастре для 592 наледей (66%). Средняя дата фиксации льда — 2 августа, самая ранняя — 8 июня, а самая поздняя — 27 сентября. Для остальных 34% наледей дата фиксации льда отсутствует, т.е. наличие льда при дешифрировании аэрофотоснимка зафиксировано не было. Скорее всего, в большинстве случаев наледи уже стаяли, однако Кадастр также может содержать данные о старых наледных полях, на которых сами наледы отсутствовали.

Пространственная привязка карты наледей проводилась по топографическим картам масштаба 1:200 000 [20], что обеспечивает точность оценки местоположения в пределах 100 м. Местоположение 292 наледей определено непосредственно по топокартам (при оцифровке точка ставилась в центр наледи на топокарте), для остальных наледей местоположение установлено по привязанной карте Кадастра. Также были выделены 11 наледей, которые отсутствовали в Кадастре, но показаны на топографических картах. Их площадь была определена путём оцифровки по этим картам. Площадь остальных наледей найдена по Кадастру. Для 88 наледей площадь установить не удалось, так как они не показаны на топокартах и их площадь не указана в Кадастре.

В созданной базе геоданных для каждой наледи приведены следующие атрибуты:

номер наледи по Кадастру (в случае присутствия наледи только на топографической карте присваивалось значение «0»); площадь наледи; дата фиксации наледи; наличие на топографической карте («0» — отсутствует, «1» — присутствует); наличие в Кадастре («0» — отсутствует, «1» — присутствует); номер карты Кадастра; номенклатура листа топографической карты; долгота, градусы; широта, градусы; высота над уровнем моря, м (определена по ЦМР Aster GDEM); комментарий (здесь отмечались в основном опечатки на кадастровой карте).

Идентификация наледей по данным космической съёмки Landsat. Местоположение и площадь наледей достаточно легко определяются по снимкам со спутников серии Landsat и/или

Sentinel-2, полученным сразу после схода снежного покрова. Как известно, снежно-ледовые объекты характеризуются высокими коэффициентами отражения в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах спектра и значительным его снижением в среднем инфракрасном диапазоне. На этой закономерности основан нормализованный дифференциальный снежный индекс NDSI, который рассчитывается по формуле [21]

$$NDSI = (GREEN - SWIR1) / (GREEN + SWIR1),$$

где GREEN — коэффициент отражения в зелёном канале (0,525–0,6 мкм для снимков Landsat-8); SWIR1 — коэффициент отражения в среднем инфракрасном канале (1,56–1,66 мкм для снимков Landsat-8).

Пороговое значение NDSI, по которому происходит отделение снежно-ледовых поверхностей, принимается равным 0,4 [21]. Помимо NDSI, для выделения наледей по снимкам Landsat предложены также другие индексы:

а) нормализованный разностный индекс ледников (Normalized Difference Glacier Index, NDGI);

б) индекс максимальной разности льда (Maximum Difference Ice Index, MDII).

Их преимущества и недостатки описаны в работе [22]. Существенная проблема при идентификации наледей по космическим снимкам — их отделение от пойменных и термокарстовых озёр, которые в мае–июне также покрыты льдом и имеют сходные с наледями спектральные характеристики. Для решения этой проблемы рекомендуется выполнять маскирование водных объектов по снимкам, полученным в середине летнего сезона, когда ледяной покров на всех водоёмах уже разрушается [22].

Идентификация наледей в бассейне р. Индигирка проведена по снимкам со спутника Landsat-8 за 2013–2017 гг., полученным с веб-сервиса Геологической службы США [23]. Всего обработано 33 снимка, полностью покрывающих бассейн р. Индигирка. Дата съёмки выбиралась таким образом, чтобы выделить максимально возможное число наледей, так как в июне происходит их интенсивное таяние. Самая ранняя из выбранных дат съёмки — 15 мая, самая поздняя — 18 июня. На ряде снимков присутствовала облачность (от 1 до 20%). Предварительная обработка снимков (пересчёт из яркостей в коэффициенты отражения) выполнена

средствами модуля Semi-Automatic Classification Plugin в программе Qgis 2.18. Алгоритм выделения наледей реализован в пакете ArcGis с помощью приложения ModelBuilder. Помимо снимков, при расчётах использована цифровая модель рельефа GMTED2010 с пространственным разрешением 250 м, полученная с веб-сервиса Геологической службы США. На основе данной ЦМР построена сеть тальвегов в пределах исследуемого водосбора. Использование сети тальвегов необходимо, так как практически все наледы расположены либо на водотоках, либо в непосредственной близости от них. Предварительный визуальный анализ снимков позволил оценить оптимальную ширину буферной зоны вокруг тальвегов, необходимой для выделения наледей. Она принята равной 1,5 км.

Процесс идентификации наледей по снимкам Landsat проходил в несколько этапов: 1) выделение снежно-ледовых объектов по пороговому значению NDSI равному 0,4; 2) создание маски воды по пороговым значениям нормализованного разностного водного индекса NDWI (порог принят равным 0,3) и коэффициента отражения в ближнем ИК-канале (порог принят равным 0,04); 3) вырезание выделенных снежно-ледовых объектов по границам буферной зоны вокруг тальвегов (шириной 1,5 км); 4) конвертация в векторный формат, расчёт площадей и удаление объектов площадью менее 5 пикселей Landsat (0,45 га).

Предложенный алгоритм позволил успешно выделить наледы по снимку при отсутствии снежного покрова сверху наледы. В конце мая – начале июня многие наледы в горных районах ещё покрыты снегом. Для их выделения использовали снимки с более поздней датой съёмки (полученные в середине июня). В работе [22] предложен новый спектральный индекс MDII для автоматического разделения снежных и ледовых объектов. В настоящей работе реализовать его преимущества не удалось, так как некоторые наледы на момент съёмки были частично покрыты снегом. При наличии снежного покрова уточнение контуров наледей выполнялось вручную, как и удаление покрытых снегом областей, прилегающих к наледям. При оценке числа наледей по спутниковым данным необходимо учитывать, что в процессе таяния часто происходит разделение одной наледы на несколько смежных участков. Такие участки считались частя-

ми одной наледы, если расстояние между ними не превышало 150 м (5 пикселей Landsat) и при этом они были расположены последовательно в пределах одной долины (наледной поляны).

Результаты и верификация

Наличие данных Кадастра наледей позволяет провести взаимную верификацию исторических и спутниковых данных. Верификация основана на определении соседних (ближайших) объектов между точечным слоем наледей по данным Кадастра и полигональным слоем, полученным по снимкам Landsat. При этом связываемые объекты должны находиться в пределах одного тальвега или наледной поляны. Пороговое расстояние между объектами для их сопоставления не задавалось, так как за период с середины XX в., когда проводились полевые исследования, положение наледей в пределах одной долины могло существенно измениться.

По результатам автоматизированной обработки спутниковых снимков Landsat выделены наледы общей площадью 1253,9 км². В ходе сопоставления с данными Кадастра по снимкам вручную были векторизованы ещё около 100 наледей общей площадью 33,5 км². Пропуски обусловлены главным образом наличием снежного покрова и/или облачности на снимках. При верификации использовалось по 2–3 снимка одной и той же территории, что позволило восстановить пропущенные объекты. Общее число наледей, выделенных по снимкам Landsat в бассейне р. Индигирка, составило 1213, а их суммарная площадь равна 1287,4 км². Таким образом, величину ошибки второго рода (долю пропуска объектов) при автоматизированном выделении наледей можно оценить в 2,7% их общей площади.

Результаты выполненного сопоставления приведены в табл. 1. Всего по снимкам Landsat были идентифицированы 634 наледы из Кадастра. Им соответствует 611 наледей, выявленных по снимкам, т.е. в 23 случаях одной наледы на снимке соответствуют две наледы в Кадастре. Ещё 262 наледы, присутствующие в Кадастре, не удалось идентифицировать по спутниковым данным. В основном это небольшие по площади наледы, которые стаивают уже к середине июня. Однако в это число входит также 43 крупных на-

Таблица 1. Сопоставление данных о наледях по Кадастру (1958 г.) и по снимкам Landsat

Источник данных	Верификация	Число наледей	Площадь, км ²
Кадастр	Подтверждённые по снимкам	634	1905,0
	Не подтверждённые по снимкам	262	158,6
Снимки Landsat	Подтверждённые по Кадастру	611	1037,0
	Не подтверждённые по Кадастру	602	250,4

леди площадью свыше 1 км² (рис. 2, а). Такие расхождения можно объяснить естественной изменчивостью, так как с середины XX в. (когда проводились полевые наблюдения и был создан Кадастр наледей) некоторые наледы могли ис-

чезнуть. Из наледей, установленных по снимкам, в Кадастре присутствует менее половины: 602 наледы (на общей площади 250,4 км²), выявленные по снимкам Landsat, не подтверждены по данным Кадастра (см. рис. 2, б). Столь значительное расхождение может быть вызвано несколькими причинами: а) в ряде случаев одной наледы по Кадастру соответствуют две или больше наледей, установленных по снимку; б) для наледей характерна значительная межгодовая изменчивость условий образования, поэтому не исключено образование новых наледей на участках, где они ранее не наблюдались.

Общая площадь наледей, установленная по данным космической съёмки, оказалась в 1,6 раза меньше, чем по данным Кадастра [7]. Такое расхождение можно объяснить тем, что в Кадастре [7] указана площадь не самих наледей,

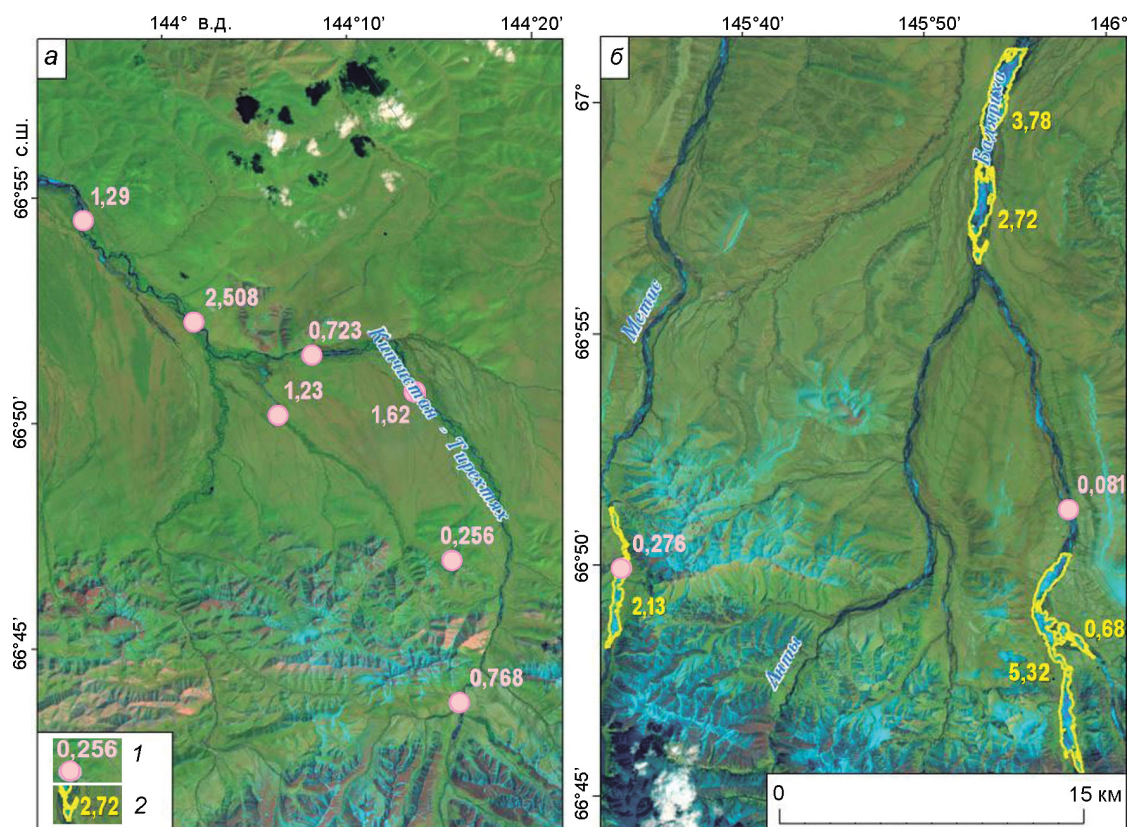


Рис. 2. Расхождения между положением наледей по данным Кадастра и по спутниковым данным:

а – отсутствие наледей на снимке при их наличии в Кадастре (снимок Landsat-8 за 18.06.2017 г.); б – отсутствие (или занижение площади) наледей по Кадастру при их наличии на снимке (снимок Landsat-8 за 30.05.2016 г.). 1 и 2 – наледы по данным Кадастра и снимкам Landsat и их площадь (км²) соответственно

Fig. 2. The discrepancy between the position of aufeises according to the Cadastre and satellite data:

а – the absence of aufeises in the picture if they are present in the Cadastre (Landsat-8 image for June 18, 2017); б – the lack (or underestimation of the area) of the aufeises in the Cadastre, if they are present in the image (Landsat-8 image for May 30, 2016). 1 and 2 – the aufeises and their areas (km²) by Cadastre and Landsat images respectively

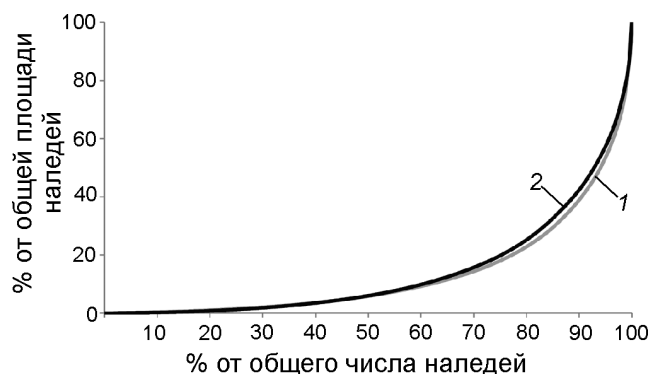


Рис. 3. Кривые Лоренца, иллюстрирующие распределение площади наледей по данным Кадастра (1) и по спутниковым данным (2)

Fig. 3. Lorentz curves illustrating the distribution of the area of aufeises according to the Cadastre (1) and satellite data (2)

а наледных полян (которая соответствует максимальной площади наледей в течение одного или нескольких сезонов). По спутниковым же данным оценивалась площадь самих наледей, причём в ряде случаев (когда использовались снимки за середину июня) эта площадь была существенно меньше максимально возможной. Вероятно, часть различий спутниковых данных с Каталогом связана с тем, что в Каталоге не учитывались наледи речных вод, которые не имеют ярко выраженных наледных полей.

Распределение площади наледей по данным Кадастра и спутниковым данным проиллюстрировано с помощью кривых Лоренца (рис. 3). Форма кривых в обоих случаях указывает на высокую степень неравномерности, причём неравномерность распределения площадей по данным Landsat оказывается несколько выше, чем по данным Кадастра. На 10% крупнейших наледей по данным Landsat приходится 61,1% их общей площади, а 10% крупнейших наледей по данным Кадастра занимают 57,4% общей площади.

Представляет интерес сопоставление распределения площади наледей, подтверждённых и не подтверждённых в ходе взаимной верификации данных Кадастра и спутниковых снимков. Как следует из рис. 4, а, почти 60% наледей, присутствующих в Кадастре и не подтверждённых по снимкам, имеют площадь до 0,25 км². Среди наледей, подтверждённых по снимкам, таких насчитывается всего около 20% (площадь приведена по Кадастру). Таким образом, не подтверждёнными по снимкам оказались в основном небольшие наледи. В свою очередь, по рис. 4, б также можно отметить, что почти 60% наледей, выявленных по снимкам и не подтверждённых по Кадастру, имеют площадь менее 0,25 км² (площадь приведена по снимкам).

Распределение наледей по высотным зонам. Рельеф — важнейший фактор, определяющий

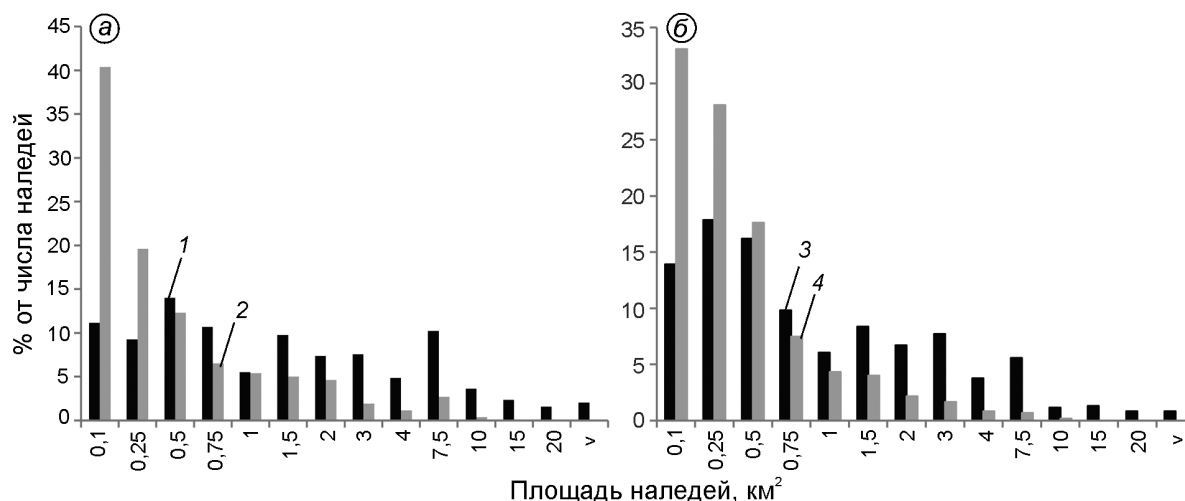


Рис. 4. Распределение площадей наледей:

а — по данным Кадастра, подтверждённых и не подтверждённых по снимкам Landsat; б — по снимкам Landsat, подтверждённых и неподтверждённых по Кадастру; 1 и 2 — соответственно подтверждённые и не подтверждённые по Кадастру; 3 и 4 — соответственно подтверждённые и не подтверждённые по снимками Landsat

Fig. 4. The distribution of aufeises areas:

а — according to the Cadastre, confirmed and unconfirmed by Landsat images; б — Landsat images, confirmed and unconfirmed by Cadastre; 1 and 2 — confirmed and unconfirmed by Cadastre; 3 and 4 — confirmed and unconfirmed by Landsat images

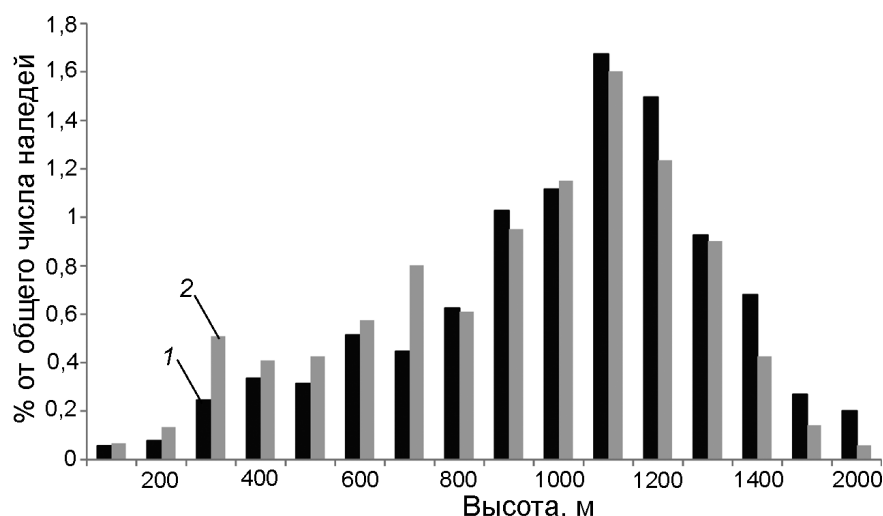


Рис. 5. Распределение наледей бассейна р. Индигирка по высотным зонам:

1 — данные Кадастра; 2 — спутниковые данные

Fig. 5. Distribution of augeises at the Indigirka River basin on high-altitude zones:

1 — Cadastre; 2 — satellite images

пространственное распределение наледей. Их распределение по высотным зонам, по данным Кадастра и снимкам Landsat, имеет высокую степень подобия (рис. 5). Больше всего наледей на высотах 1100–1300 м. В нижних высотных зонах (до 800 м) их число, по данным Landsat, оказывается больше, чем по данным Кадастра. Наоборот, на высотах от 1400 до 2000 м по данным Кадастра выделено больше наледей, чем по снимкам. Это можно объяснить тем, что многие наледи, расположенные на значительных высотах, невелики по размерам, поэтому их могли не заметить при анализе спутниковых данных. В период съёмки они могли быть покрыты снегом, что также увеличивало вероятность их пропуска.

Распределение наледей по речным бассейнам.

В.В. Шепелев [15] предлагает использовать бассейновый подход к изучению распространения и динамики наледей. В бассейне р. Индигирка выделяется несколько областей с высокой плотностью наледей — в южной части территории (в бассейнах рек Сунтар и Куйдусун), а также в центральной части бассейна на склонах хр. Черского (рис. 6). Самые крупные наледи по спутниковым данным выявлены в бассейне р. Сюрюктях на северо-восточном склоне хр. Черского. В то же время наледи практически не встречаются в самой северной, равнинной части водосбора р. Индигирка. Из рассмотренных речных бассейнов наибольшей наледностью отличается бассейн верхнего течения р. Индигирка до пос. Юрты (табл. 2). Зависимость между средней высотой бассейна и наледностью статистически значима, но менее выражена, чем

можно было бы ожидать. Коэффициент ранговой корреляции Спирмена между средней высотой бассейна и наледностью составляет 0,71 и 0,77 при оценке наледности по данным Кадастра и спутниковым снимкам соответственно.

Межгодовая изменчивость площади наледей. Оценка межгодовой изменчивости площади наледей выполнена на примере двух объектов: Большой Момской наледи, расположенной в русле р. Мома (площадь по данным Кадастра составляет 82 км²), а также группы крупных наледей в бассейне левого притока Индигирки — р. Сюрюктях (общая их площадь по данным Кадастра достигает 287,8 км²). Для проведения такой оценки получены безоблачные снимки со спутников Landsat-5 (TM), Landsat-7 (ETM+) и Landsat-8 (OLI) с датами съёмки между 1 мая и 30 июня. В архивах USGS на рассматриваемую территорию отсутствуют снимки со спутника Landsat-5 за период с 1984 по 2007 г. Это ограничивает продолжительность спутниковых наблюдений за наледями периодом с 1999 г. (когда был запущен спутник Landsat-7). Получение репрезентативных данных затрудняет также наличие облачности. Перечень дат снимков и полученные значения площади наледей приведены в табл. 3.

Оценивая межгодовые изменения площади рассматриваемых наледей, необходимо иметь в виду, что они расположены на небольших высотах: Большая Момская наледь — на высоте от 430 до 500 м, наледи в бассейне р. Сюрюктях — на высоте от 200 до 500 м. Это способствует их сравнительно раннему и интенсивному таянию весной. Максимальной площади наледи дости-

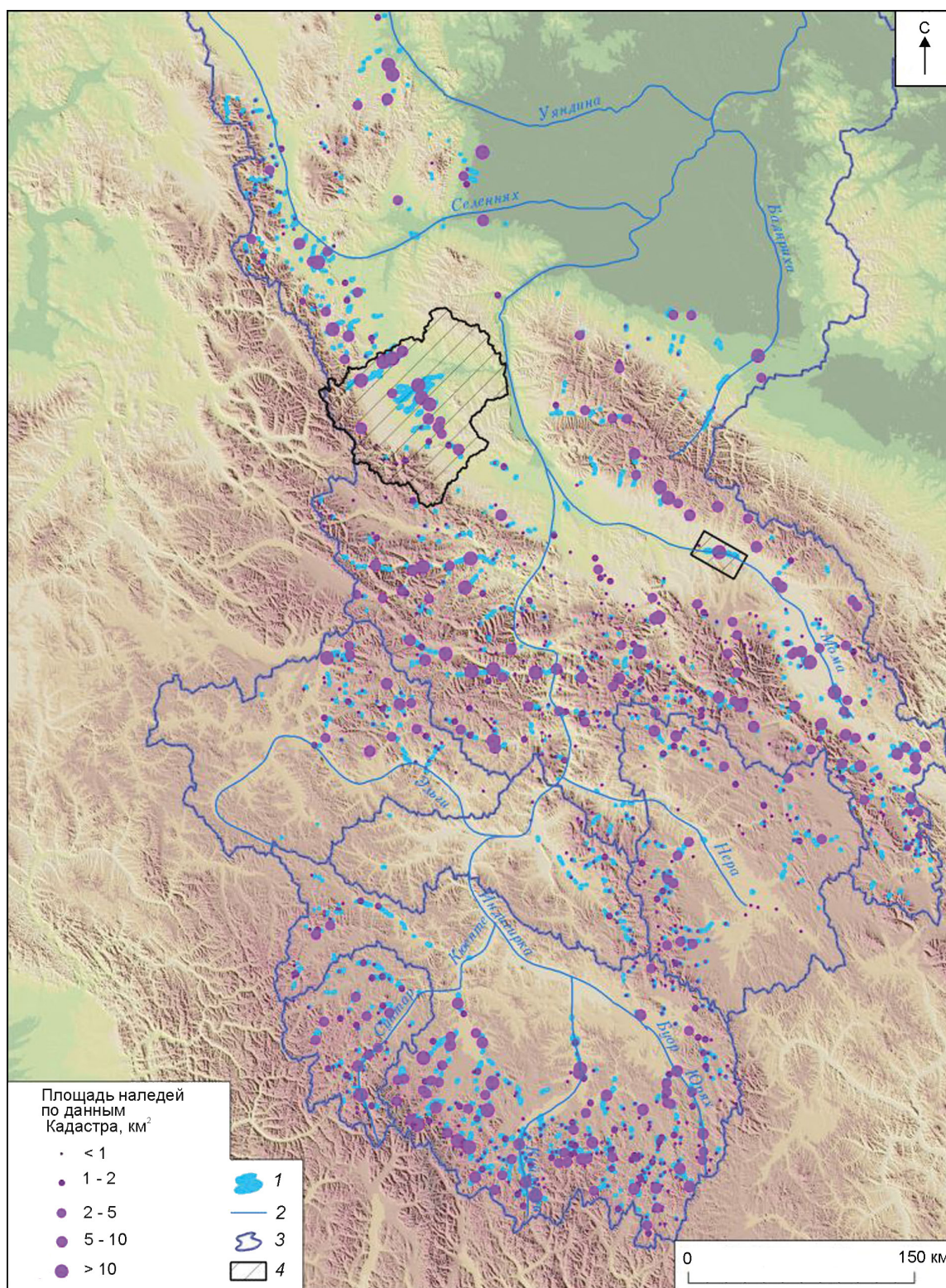


Рис. 6. Наледи в бассейне р. Индигирка по данным Кадастра и космическим снимкам Landsat:

1 – наледи по данным Landsat; 2 – речная сеть; 3 – бассейны рек; 4 – участки, по которым оценивалась межгодовая изменчивость площади наледей

Fig. 6. Aufeises at the Indigirka River basin according to Cadastre data and Landsat images:

1 – aufeises from Landsat images; 2 – river network; 3 – borders of river basins; 4 – the areas where the interannual variability of the aufeises area was carried out

Таблица 2. Наледность частных водосборов бассейна р. Индигирка

Бассейн реки – створ	Площадь водосбора, км ²	Средняя абсолютная высота водосбора, м	Наледность по Кадастру, %	Наледность по снимкам Landsat, %
Р. Сунтар – устье р. Сахарынья	7680	1460	0,97	0,78
Р. Эльги – 5,0 км выше устья р. Артык-Юрях	17 600	1104	0,49	0,23
Р. Индигирка – ГМС Юрты	51 100	1256	1,15	0,80
Р. Индигирка – пос. Индигирский	83 500	1185	0,82	0,56
Р. Нера – пос. Ала-Чубук	22 300	1174	0,32	0,26
Р. Индигирка – пос. Воронцово	305 000	803	0,68	0,41

Таблица 3. Площади наледей по снимкам Landsat

Дата съёмки	Площадь наледи, км ²
<i>Большая Момская наледь</i>	
17.06.2002	29,2
08.05.2005	66,2
27.05.2006	57,9
19.06.2009	39,5
25.05.2011	61,7
27.05.2012	49,6
15.05.2013	48,1
18.06.2017	21,9
<i>Группа наледей в бассейне р. Сюрюктях</i>	
26.06.2001	69,7
29.06.2002	100,6
04.06.2007	155,1
17.06.2009	89,5
22.06.2011	117,5
21.05.2014	268
18.06.2015	164,8
04.06.2016	206,4

гают к началу мая. По имеющимся снимкам сделать однозначный вывод о росте или уменьшении площади наледей невозможно, поскольку даты съёмки от года к году существенно различаются. Тем не менее, по полученным данным можно сделать некоторые частные выводы.

1. За рассматриваемый период Большая Момская наледь ни разу не достигала площади, указанной в Кадастре (82 км²), в том числе по снимку, полученному в первой декаде мая 2005 г., когда процесс таяния наледи ещё не начинался. При сравнении двух снимков, полученных в сопоставимых условиях (8 мая 2005 г. и 15 мая 2013 г.), установлено, что площадь наледи в 2013 г. оказалась меньше на 18,1 км². Всё это может указывать на тенденцию к снижению площади Большой Момской наледи в последние годы.

2. Площадь крупнейшей наледи в бассейне р. Сюрюктях в мае 2014 г. достигала 78,0 км², что на 8 км² больше, чем по данным Кадастра. Отметим, что максимальные площади наледей в бассейне р. Сюрюктях установлены по снимкам, полученным в конце рассматриваемого периода (2014–2017 гг.), в том числе в середине июня (18 июня 2015 г.). Это позволяет предположить, что в данном бассейне в последние годы площадь наледей не уменьшается.

Заключение

Настоящее исследование – первый этап проекта по созданию электронного Каталога наледей Северо-Востока России, который предусматривал выполнение следующих работ: 1) на основе использования данных Кадастра [7] и топографических карт создать базу данных о наледях в бассейне р. Индигирка (до створа ГМС Воронцово, площадь 305 тыс. км²), в которую вошли сведения о 896 наледях; 2) идентифицировать наледи по данным космической съёмки Landsat за период 2013–2017 гг. (установлены 1213 наледей с суммарной площадью 1287,4 км²); 3) объединить исторические данные Кадастра [7] и результаты выявления наледей по данным космической съёмки в единый электронный Каталог наледей в бассейне р. Индигирка, ныне он доступен на <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.891036> [16].

К важнейшим результатам относится создание актуальной базы данных о наледях в бассейне р. Индигирка, а также выполненное сопоставление данных космической съёмки с историческими данными для двух крупных наледей. Установлено, что современная площадь наледей в 1,6 раза меньше, чем по данным Ка-

дастра [7], но в Кадастре отсутствуют сведения более чем о 600 наледях, обнаруженных по снимкам. Это указывает, с одной стороны, на неполноту данных Кадастра, а с другой — на существенное изменение условий образования наледей за последние 50 лет.

В результате выполненных работ расширена база данных о наледях на территорию Северо-

Востока России и установлено, насколько их изменения обусловлены климатом и как они влияют на речной сток.

Благодарность. Авторы благодарны М.Л. Маркову за конструктивные комментарии и замечания.

Acknowledgements. The authors are grateful to M.L. Markov for constructive comments and suggestions.

Литература

1. Наледи Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1981. 244 с.
2. Симаков А.С., Шильниковская З.Г. Карта наледей Северо-Востока СССР. Краткая объяснительная записка. Магадан: Северо-Восточное геологическое управление Главного управления геологии и охраны недр при Совете Министров РСФСР, 1958. 40 с.
3. Соколов Б.Л. Наледи и речной сток. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 190 с.
4. Алексеев В.Р. Многолетняя изменчивость родниковых наледей-тарынов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 73–92. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-73-92.
5. Гаврилова М.К. Изменение современного климата области «вечной мерзлоты» в Азии // Обзор состояния и тенденций изменения климата Якутии. Якутск: изд. СО РАН, 2003. С. 13–18.
6. Поморцев О.А., Кашкаров Е.П., Попов В.Ф. Наледи: глобальное потепление климата и процессы наледообразования (Ритмическая основа долгосрочного прогноза) // Вестн. Якутского гос. ун-та. 2010. Т. 7. № 2. С. 40–48.
7. Кадастр к карте наледей Северо-Востока СССР масштаба 1:2 000 000 / Сост. З.Г. Шильниковская. Магадан: Центральная комплексная тематическая экспедиция Северо-Восточного геологического управления, 1958. 398 с.
8. Карта наледей Северо-Востока СССР масштаба 1:2 000 000 / Сост. А.С. Симаков, З.Г. Шильниковская. Магадан: Северо-Восточное геологическое управление Главного управления геологии и охраны недр при Совете Министров РСФСР. Центральная комплексная тематическая экспедиция, 1958.
9. Каталог наледей зоны БАМ: Вып. 1. Наледи верхней части бассейна р. Чары. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 62 с.
10. Каталог наледей зоны БАМ: Вып. 3. Наледи бассейна р. Муя. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 84 с.
11. Каталог наледей зоны БАМ: Вып. 2. Наледи бассейна р. Верхней Ангары. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 95 с.

References

1. *Naledi Sibiri i Dal'nego Vostoka*. Naledi of Siberia and the Far East. Novosibirsk: Nauka, 1981: 244 p. [In Russian].
2. *Simakov A.S., Shilnikovskaya Z.G. Karta naledey Severo-Vostoka SSSR. Kratkaya obyasnitel'naya zapiska*. The map of naleeds of the North-East USSR. Brief explanatory note. Magadan: North-Eastern Geological Administration of the Main Directorate of Geology and Subsoil Resources Protection under the Council of Ministers of the RSFSR, 1958: 40 p. [In Russian].
3. *Sokolov B.L. Naledi i rechnoy stok*. Naleds and river runoff. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975: 190 p. [In Russian].
4. *Alekseev V.R. Long-term variability of the spring tarynaufeses. Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 73–92. doi: 10.15356/2076-6734-2016-1-73-92. [In Russian].
5. *Gavrilova M.K. Changes in the current climate in the permafrost region in Asia. Obzor sostoyaniya i tendency izmeneniya klimata Yakutii*. Overview of the state and trends of climate change in Yakutia. Yakutsk: Siberian Branch of RAS, 2003: 13–18. [In Russian].
6. *Pomortsev O.A., Kashkarov E.P., Popov V.F. Naledi: global warming of the climate and processes of ice formation (Rhythmic basis of the long-term forecast). Vestnik Yakutskogo gos. Universiteta*. Herald of the Yakutsk State University. 2010, 7 (2): 40–48 [In Russian].
7. *Kadastr k karte naledey Severo-Vostoka SSSR Masshtaba 1:2 000 000*. Cadastre to the map of the north-east of the USSR Scale 1:2 000 000. Central complex thematic expedition of the North-Eastern geological department. Magadan, 1958: 398 p. [In Russian].
8. *Karta naledey Severo-Vostoka SSSR Masshtaba 1:2 000 000*. Map of the ice-creams of the North-East of the USSR Scale 1: 2 000 000. North-Eastern Geological Administration of the Main Directorate of Geology and Subsoil Protection under the Council of Ministers of the RSFSR. Central complex thematic expedition. Magadan, 1958. [In Russian].
9. *Katalog naledey zony BAM*. Inventory of the icings at the BAM zone. Is. 1. The icings on the upper part of the Chara River basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 62 p. [In Russian].
10. *Katalog naledey zony BAM*. Inventory of the icings at the BAM zone. Is. 3. The icings of the Moya River basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1981: 84 p. [In Russian].

12. Марков М.Л., Василенко Н.Г., Гуревич Е.В. Наледи зоны БАМ: Экспедиционные исследования. СПб.: Нестор-История, 2017. 320 с.
13. GLIMS and NSIDC: Global Land Ice Measurements from Space glacier database. Compiled and made available by the international GLIMS community and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, 2005. U.S.A. doi: 10.7265/N5V98602.
14. Государственная программа Российской Федерации «Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации», утверждена постановлением Правительства Российской Федерации от 21 апреля 2014 г. № 366 (в редакции постановления Правительства Российской Федерации от 31 августа 2017 г.).
15. Шепелев В.В. О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей распространения наледей // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 381–386. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-381-386.
16. Makarieva O., Shikhov A., Ostashov A., Nesterova N. Aufeises (naleds) of the North-East of Russia: GIS catalogue for the Indigirka River basin (Russia). PANGAEA, 2018. <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.891036>.
17. Иванова Р.Н. Рекордно низкие температуры воздуха в Евразии // Вестн. Сев.-Вост. федерального ун-та им. М.К. Аммосова. 2006. Т. 3. № 1. С. 13–19.
18. Объяснительная записка к геокриологической карте СССР масштаба 1:2 500 000 / Сост. К.А. Кондратьева, Е.Н. Дунаева, Н.И. Труш, А.В. Гаврилов, Е.В. Афанасьенко, С.Ф. Хруцкий, Э.Д. Ершов. М.: Министерство геологии СССР, ПГО Гидропещгеология, 1991. 126 с.
19. Толстухин О.Н. Наледи и подземные воды Северо-Востока СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 164 с.
20. Топографические карты Советского генштаба (Soviet military topographic maps). <https://maps.vlasenko.net>.
21. Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data // Remote Sensing of Environment. 1995. V. 54. P. 127–140.
22. Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada // Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015. V. 120. P. 1670–1686.
23. Сервер Геологической службы США. <http://earthexplorer.usgs.gov>.
11. Katalog naledey zony BAM. Inventory of the icings at the BAM zone. Is. 2. The icings of the Upper Angara River basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982: 95 p. [In Russian].
12. Markov M.L., Vasilenko N.G., Gurevich E.V. Naledi zony BAM: Ekspeditsionnye issledovaniya. Icing fields of the BAM zone: field studies expeditionary investigations. St. Petersburg: Nestor-History, 2017: 320 p. [In Russian].
13. GLIMS and NSIDC. Global Land Ice Measurements from Space glacier database. Compiled and made available by the international GLIMS community and the National Snow and Ice Data Center, Boulder CO, U.S.A. 2005. doi: 10.7265/N5V98602.
14. Gosudarstvennaya programma Rossiyskoy Federatsii «Sotsial'no-ekonomicheskoe razvitiye Arkticheskoy zony Rossiyskoy Federatsii» The State Program of the Russian Federation «Social and Economic Development of the Arctic Zone of the Russian Federation», approved by Resolution of the Government of the Russian Federation of April 21, 2014, 366 (as amended by the Resolution of the Government of the Russian Federation of August 31, 2017). [In Russian].
15. Shepelev V.V. Advantages of the basin approach for investigations of aufeises (naleds). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 381–386. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-381-386. [In Russian].
16. Makarieva O., Shikhov A., Ostashov A., Nesterova N. Aufeises (naleds) of the North-East of Russia: GIS catalogue for the Indigirka River basin (Russia). 2018. PANGAEA, <https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.891036>.
17. Ivanova R.N. Record low air temperatures in Eurasia. *Vestnik Severo-Vostochnogo federal'nogo universiteta im. M.K. Ammosova*. Bulletin of the Ammosov North-Eastern Federal University. 2006, 3 (1): 13–19. [In Russian]
18. Obyasnitel'naya zapiska k geokriologicheskoy karte SSSR masshtaba 1:2 500 000 Explanatory note to the geocryological map of the USSR, scale 1: 2 500 000. Moscow: Ministry of Geology of the USSR, PGO Hydrospegeology, 1991: 125 p. [In Russian].
19. Tolstikhin O.N. Naledi i podzemnyye vody Severo-Vostoka SSSR Naleds and underground waters of the Northeast of the USSR. Novosibirsk: Nauka, 1974: 164 p. [In Russian].
20. Soviet military topographic maps. <https://maps.vlasenko.net>.
21. Hall D.K., Riggs G.A., Salomonson V.V. Development of methods for mapping global snow cover using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) data. Remote Sensing of Environment. 1995, 54: 127–140.
22. Morse P.D., Wolfe S.A. Geological and meteorological controls on icing (aufeis) dynamics (1985 to 2014) in subarctic Canada. Journ. of Geophys. Research. Earth Surface. 2015, 120: 1670–1686.
23. US Geological Survey Server. <http://earthexplorer.usgs.gov>.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.326(269)

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-412>

Влияние температуры поверхности океана в тропиках на антарктический морской лёд в период глобального потепления

© 2019 г. Г.В. Алексеев*, Н.И. Глок, А.Е. Вязилова, Н.Е. Иванов,
Н.Е. Харланенкова, А.В. Смирнов

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

*alexgv@aari.ru

Influence of sea surface temperature in the tropics on the Antarctic sea ice under global warming

G.V. Alekseev, N.I. Glok, A.E. Vyasilova, N.E. Ivanov, N.E. Kharlanenkova, A.V. Smirnov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

*alexgv@aari.ru

Received October 29, 2018 / Revised January 21, 2019 / Accepted 22 March, 2019

Keywords: *Antarctica, Intertropical Convergence Zone (ITCZ), latitude of temperature maximum, resistance, sea ice, Sea-Surface temperature (SST).*

Summary

Sea ice fields in the Antarctic, in contrast to the Arctic ones, did not show a reduction in observed global warming, whereas the global climate models indicate its certain decrease. The purpose of the study is to explain this climatic phenomenon on the basis of the idea of joint dynamics of oceanic structures in the Southern Ocean – the Antarctic polar front and the margin of the maximum distribution of sea ice. We used data from the ERA/Interim and HadISST as well as the database on the sea ice for 1979–2017. Relationship between the SST-anomalies in low latitudes of the Northern hemisphere and positions of the Antarctic polar front and maximum sea-ice extent was investigated. It was found that locations of these structures changed under the influence of the SST anomalies in low latitudes. The results obtained confirm existence of the opposite trends in changes in the sea ice extent in the Arctic and Antarctic under the influence of the SST anomalies in the central North Atlantic Ocean. When positive, the anomalies cause a shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and the Hadley circulation to the North, while, on the contrary, the negative anomaly promotes the corresponding shift of the Antarctic polar front, followed by the boundary of sea ice.

Citation: Alekseev G.V., Glok N.I., Vyasilova A.E., Ivanov N.E., Kharlanenkova N.E., Smirnov A.V. Influence of sea surface temperature in the tropics on the Antarctic sea ice under global warming. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 213–221. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-412>.

Поступила 29 октября 2018 г. / После доработки 21 января 2019 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *Антарктика, зона внутритропической конвекции, морской лёд, температура поверхности океана, устойчивость, широта температурного максимума.*

При наблюдаемом глобальном потеплении морской ледяной покров в Антарктике не проявлял тенденций к сокращению, в то время как глобальные климатические модели показывают его уменьшение. Цель исследования – объяснить этот климатический феномен на основе идеи о совместной динамике океанических структур Южного океана – Антарктического полярного фронта и границы максимального распространения морского льда, положение которых меняется под влиянием аномалий температуры на поверхности океана в низких широтах.

Введение

Антарктический морской ледяной покров в период максимального развития ограничен с севера Антарктическим циркумполярным течением и Антарктическим полярным фронтом (АПФ) и, следовательно, находится под

влиянием факторов, определяющих его положение и интенсивность. Согласованность между максимальным распространением антарктического морского льда в сентябре и положением переходной зоны в стратификации верхнего 100-метрового слоя показана в работе [1]. Причина – разная стратификация верхнего слоя по

обе стороны от переходной зоны. К югу от неё сильно стратифицированный слой способствует быстрому охлаждению воды до точки замерзания и образованию льда. Севернее стратификация в верхнем слое слаба, что приводит к более глубокому перемешиванию, препятствующему быстрому охлаждению и формированию льда. Ранее на основании анализа климатического положения основных океанических и атмосферных циркуляционных структур Южной полярной области было показано [2], что отклонения от зональной симметрии в пространственном положении Антарктического циркумполярного течения, Антарктического полярного фронта, а также полей атмосферного давления и температуры близки между собой и соответствуют смещению их центра от Южного полюса к Полюсу недоступности в Антарктиде.

Данные наблюдений, кроме общего увеличения площади антарктического морского ледяного покрова в 1979–2014 гг., показывают значительные сезонные [3] и региональные [4] отличия в величине и знаке трендов. Годовой ход и тренды площади морских антарктических льдов по результатам модельных экспериментов за 1850–2005 гг. на 18 глобальных моделях из CMIP5 значительно отличаются от наблюдаемых в последние 30 лет [5]. Большинство моделей воспроизводят слишком малую протяжённость морского льда в феврале, а часть из них показывает меньше 2/3 её сентябрьского максимума. В отличие от данных спутниковых наблюдений, которые указывают на некоторое увеличение протяжённости ледяного покрова, среднее модельное её значение уменьшается каждый месяц в 1979–2005 гг., что свидетельствует, по мнению авторов настоящей статьи, об отсутствии в моделях процессов, ответственных за рост протяжённости ледяного покрова в последние 30 лет.

В исследовании [6] отмечено, что во всех экспериментах с глобальными моделями из CMIP5 наблюдаемое сокращение морского льда в Арктике получается при значительно большем глобальном потеплении по сравнению с наблюдаемым. В Антарктике увеличение площади в моделях получается при значительно меньшем глобальном потеплении, чем в действительности. Таким образом, модели не улавливают асимметрию трендов морского льда

в Арктике и Антарктике. Отсюда авторы статьи заключают, что модели могут получить соответствующие действительности тренды морского льда лишь при некорректно заданных условиях в обоих полярных регионах.

Как в модельных, так и в эмпирических исследованиях причины, влияющие на распространение морского ледяного покрова в Антарктике, связаны либо с атмосферным, либо с океаническим воздействием. Так, авторы статьи [7] считают, что противоположные тенденции моделируемого и наблюдаемого антарктического морского ледяного покрова обусловлены тем, что современные глобальные модели воспроизводят зонально симметричное поле давления в отличие от наблюдаемой асимметрии в поле давления. По данным наблюдений и атмосферных реанализов они установили, что междесятилетние изменения Антарктического ледяного покрова вызваны усилением меридиональных ветров, связанных с зональной асимметрией атмосферной циркуляции.

В работе [8] исследовалась роль различных мод атмосферной циркуляции в изменчивости протяжённости морского льда в Антарктике. Установлено заметное влияние региональных мод, которые представляют собой доминирующий фактор взаимодействия между атмосферными полями и морским льдом в Антарктике. Ранее [9] было показано, что Южная круговая мода (South Annular Mode) – ведущая атмосферная циркуляционная мода в Южном полушарии, влияющая на изменения климата. При этом отмечен её рост в направлении к преобладанию положительной фазы. Авторы работы [10], отмечая пространственную неоднородность в межгодовых изменениях распространения морского льда в Антарктике, также связывают её с влиянием изменений в атмосферной циркуляции, что, по их мнению, должно составить тему для будущих исследований. В тихоокеанском секторе Южного океана причину тренда кромки льда видят [11] в южном колебании атмосферной циркуляции, который накладывается на антропогенный форсинг. Обратное влияние морского ледяного покрова Антарктики на атмосферную циркуляцию установлено в экспериментах на глобальной модели климата Хадлеевского центра [12], в которых увеличение площади антарктическо-

го льда вызывает сдвиг среднеширотного джета Южного полушария в сторону полюса.

Океанское влияние на рост антарктического морского ледяного покрова найдено в эксперименте на глобальной модели климата (Kiel Climate model) [13] в связи с вековым колебанием в Южном океане. Колебание зарождается в Южном океане в результате изменения глубокой конвекции в море Уэдделла и относится к собственной океанской моде. Авторы исследования [14] также видят причину в циркуляции Южного океана, которая реагирует на столетний и более продолжительный антропогенный форсинг. Влияние положительной фазы Атлантической междесятилетней осцилляции на перераспределение морского льда между морем Росса и морями Амундсена, Беллинсгаузена и Уэдделла обнаружено в предположении, что северная тропическая Атлантика важна для проекций будущих климатических изменений в Антарктике и может влиять на глобальную термохалинную циркуляцию и изменения уровня океана [15].

Среди океанических причин разрастания антарктического морского ледяного покрова называется также усиление таяния подводной части антарктического ледяного шельфа, влияние которого подтверждается в эксперименте на совместной модели климата [16]. Причину разрастания морского ледяного покрова при потеплении находят в уменьшении притока соли в верхний слой в результате замедления образования льда, что ведёт к усилению стратификации и ослаблению притока тепла для таяния льда, но способствует формированию льда [17]. Обзор публикаций по данной проблеме показывает отсутствие общепринятого объяснения устойчивости морского ледяного покрова Антарктики в период современного глобального потепления и неспособность глобальных климатических моделей воспроизвести этот климатический феномен. Поиск причин наблюдаемых изменений морского ледяного покрова ведётся либо в океане, либо в особенностях атмосферной циркуляции в Южном полушарии. Наш подход будет включать в себя совместный анализ океанических и атмосферных данных в рамках представления о взаимодействии океанических и атмосферных мод, а также процессов в климатической системе Южного полушария и в низких широтах Северного полушария.

Данные и методы

Исследование основано на данных глобальных реанализов HadISST, ERA/Interim, базе ледовых данных, созданной в ААНИИ (<http://www.aari.ru/datasets>), данных об индексах циркуляции атмосферы и аномалиях температуры поверхности океана (ТПО) в океане, представленных в сети Интернет. Используются расчёты многомерных взаимно-корреляционных функций, Фурье-анализ характеристик положения Антарктического полярного фронта и кромки льдов для оценки их круговых мод и асимметрии. С помощью этих методов в низких широтах Мирового океана выделены области, температура воды в которых влияет на положение АПФ, кромки морских льдов и площадь льдов. Получены количественные оценки связи между рядами ТПО и характеристиками положения АПФ, кромки и площади льдов с учётом запаздывания между ними. Найдены связи характерных структур в атмосферных полях с положением океанических структур в Южном океане.

Результаты исследования

Антарктический полярный фронт. По данным реанализа ERA/Interim о среднемесячной температуре воды на поверхности океана определено положение Антарктического полярного фронта в сентябре 1979–2017 гг. путём расчёта максимального меридионального градиента ТПО на каждой долготе через $0,75^\circ$ широты в полосе $50\text{--}70^\circ$ ю.ш. На рис. 1, а показано положение АПФ, соответствующее максимальной (сентябрь 2014 г.) и минимальной (сентябрь 2017 г.) площади морских льдов. По полученному массиву широт положения АПФ на каждой долготе определены среднее многолетнее положение и максимальные отклонения от него (см. рис. 1, б). Разложение широтного положения АПФ в ряд Фурье показывает основной вклад первой круговой моды, центр которой находится вблизи полюса относительной недоступности материка Антарктиды (см. рис. 1, в). Координаты центра круговых мод АПФ смещены от Южного полюса в сторону Полюса относительной недоступности, что согласуется с выводом [2] о влиянии материка Антарктиды на положение климати-

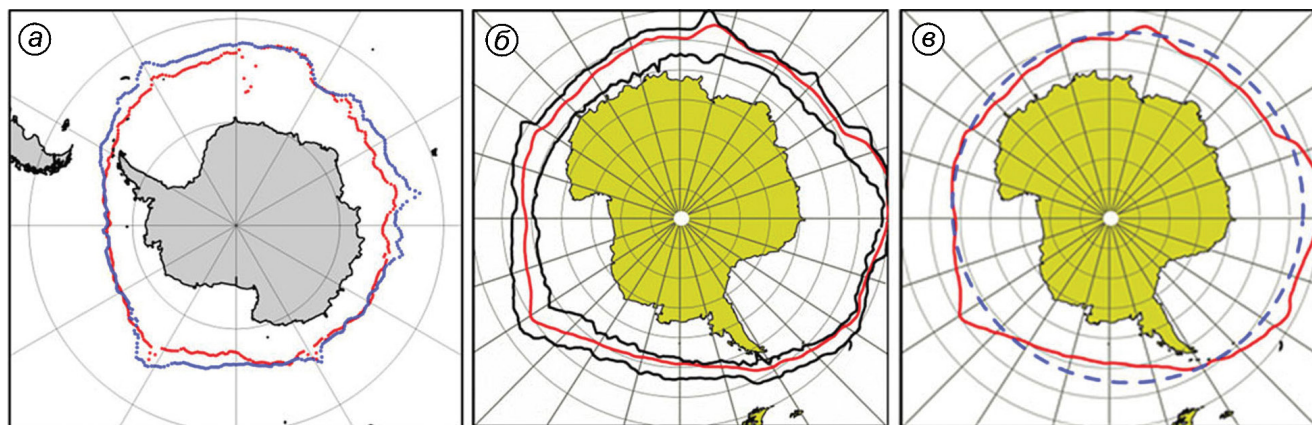


Рис. 1. Положение Антарктического полярного фронта, установленное по данным о среднемесечной температуре поверхности океана в сентябре из ERA/Interim:

a – в 2014 г. (синий) и 2017 г. (красный); *б* – среднее положение и максимальные отклонения от него за 1979–2014 гг.; *в* – круговая мода (пунктир) среднемноголетнего положения Антарктического полярного фронта; координаты центра моды – 86,7° ю.ш., 30° в.д.

Fig. 1. Position of the Antarctic polar front, established according to the monthly sea surface temperature in September from the ERA/Interim:

a – in 2014 (blue) and 2017 (red); *б* – the average position and maximum deviations for 1979–2014; *в* – the circular mode (dotted line) of the average multiyear position of the Antarctic polar front; the coordinates of the mode center are 86,7° S, 30° E

ческих зон в Южном полушарии. На круговую моду приходится 69% в сентябре и 70% в октябре изменчивости положения АПФ в эти месяцы.

Положение Антарктического полярного фронта и площадь морских льдов. Антарктический полярный фронт служит границей распространения поверхностной распреснённой водной

массы на север и соответственно возможного распространения морского льда. Средняя широта АПФ и максимальная площадь льдов в сентябре изменяются год от года согласованно с коэффициентом корреляции $-0,70$ на протяжении 1979–2016 гг. (рис. 2, *a*). Сглаживание аномалий скользящим осреднением по три года усиливает

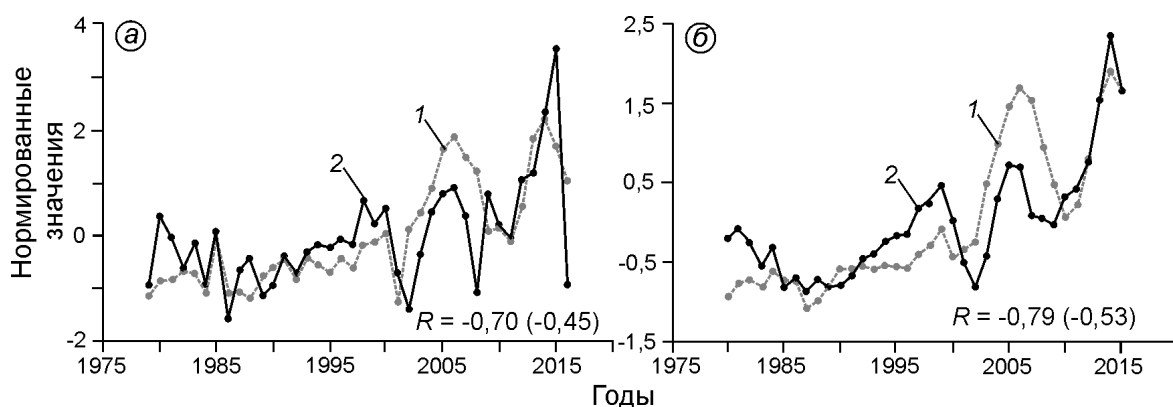


Рис. 2. Нормированные значения аномалий средней широты Антарктического полярного фронта (1) и максимальной площади морского льда (2) в сентябре 1979–2016 гг.:

a – исходные данные; *б* – ряды, сглаженные скользящим осреднением по три года. Аномалии широты для наглядности взяты с обратным знаком. R – коэффициенты корреляции между аномалиями, в скобках – между отклонениями от линейного тренда

Fig. 2. The normalized anomalies of the average latitude of the Antarctic polar front (1) and the maximum of sea ice extent (2) in September 1979–2016.

a – initial data; *б* – smoothed with 3 years window. The anomalies of latitude are taken with the opposite sign. R is the correlation coefficients between the anomalies, in brackets – between deviations from the linear trend

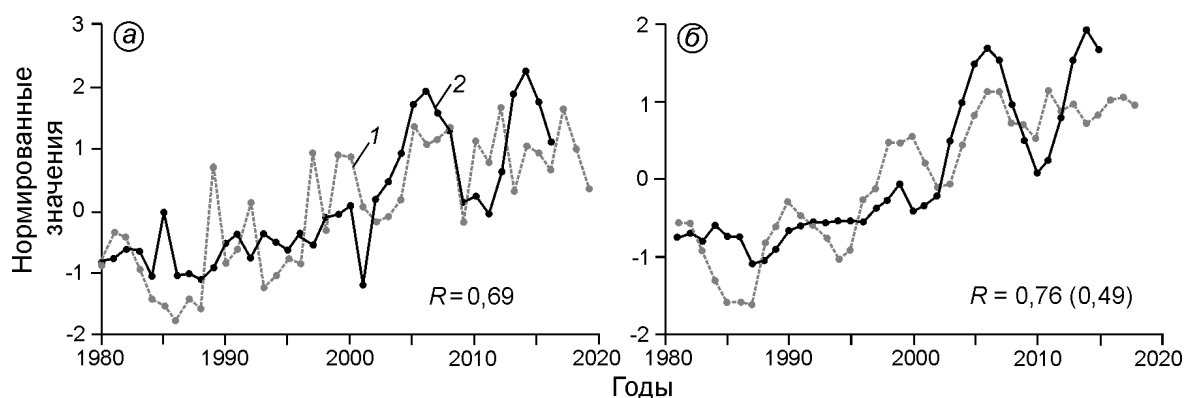


Рис. 3. Нормированные аномалии температуры поверхности океана в области 5–25° с.ш., 60–20° з.д в октябре (1) и широты Антарктического полярного фронта (2) за 1980–2015 гг.:

a – аномалии исходных значений; *б* – то же, после сглаживания скользящим осреднением по три года. Аномалии широты Антарктического полярного фронта запаздывают на два года. R – коэффициент корреляции между (1) и (2)

Fig. 3. Normalized sea surface temperature anomalies in the region of 5–25° N, 60–20° W in October (1) and latitude of Antarctic polar front (2) for 1980–2015:

a – anomalies of the original values; *б* – the same after smoothing with three years window. Anomalies of the Antarctic polar front latitude are delayed by two years. R is the correlation coefficient between (1) and (2)

соответствие между ними (см. рис. 2, б). На распространение льда зимой влияет и температура воздуха. Зависимость между суммой градусодней мороза и максимальной площадью льда за 1979–2017 гг. в сентябре характеризуется коэффициентом корреляции 0,46, а в августе – 0,51. Коэффициент возрастает до 0,50 в сентябре и до 0,53 в августе для минимальной в данном месяце площади льда, что указывает на ослабление ограничивающего влияния АПФ, которое в целом превосходит роль изменений в температуре воздуха при формировании зимнего распространения морского антарктического льда.

Причины изменений в распространении морского льда зимой. Согласованные изменения в положении АПФ и площади льда указывают на постепенное смещение АПФ к северу с максимумом в 2014 г. и рост площади льда от начала наблюдений до 2015 г., после которого АПФ сместился к югу и площади льда резко сократились, достигнув минимума в 2017 г. В этот год отмечен и абсолютный минимум суммы градусодней мороза на акватории, обычно занятой зимой морским льдом. Изменения 2016–2017 гг. очевидно были вызваны мощным Эль-Ниньо в 2015 г. Предыдущие изменения, характеризующиеся постепенным ростом площади морского антарктического льда, ускорившемся после 1997 г., противоположны сокращению морских арктических льдов и поэтому привлекают особое внимание. Ранее

нами была найдена связь сокращения арктических льдов с потеплением в низких широтах Северной Атлантики [18], что навело на поиск подобной связи и для антарктических льдов.

Аномалии температуры поверхности океана в этой же области – 5–25° с.ш. и 60–20° з.д. – были сопоставлены с аномалиями положения АПФ и максимальной площади антарктического льда в сентябре за период 1980–2015 гг. Наибольшее соответствие между ними установлено при запаздывании аномалий АПФ и площади льда относительно аномалии ТПО на два года (рис. 3). Коэффициенты корреляции между аномалиями температуры поверхности океана и широты Антарктического полярного фронта составили 0,69 и 0,76 (после сглаживания), а после удаления тренда – 0,34 и –0,43 соответственно. Связь между аномалиями ТПО и максимальной площадью льда характеризуется коэффициентами корреляции 0,57 для исходных и 0,66 для сглаженных аномалий.

Полученные результаты показали, что противоположные тенденции в изменении площади льда в Арктике и в Антарктике развивались под влиянием аномалий ТПО в одной и той же тропической области Северной Атлантики. Возникает вопрос о механизме подобного воздействия аномалий ТПО. Предположительно он включает смещения таких глобальных климатических структур, как максимум приповерхностной температуры воздуха (ПТВ) и внутритропическая

Тренды нормированных значений максимальной температуры ($T_{\max}$, К/год) и её средней широты (F , градус/год) на 2 м и на 1000 гПа для 12 месяцев за 1979–2016 гг., $с^{-1}$

	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь
T_{1000}	0,011*	0,012	0,015	0,012	0,011	0,011	0,014	0,018	0,017	0,015	0,016	0,015
T_{2m}	0,012	0,014	0,015	0,016	0,015	0,013	0,015	0,018	0,016	0,016	0,014	0,014
F_{1000}	–0,004	0,012	0,007	0,001	0,005	0,004	–0,026	–0,025	–0,017	–0,003	0,017	0,030
F_{2m}	–0,008	0,006	–0,010	–0,007	–0,003	–0,001	–0,036	–0,032	–0,037	–0,039	–0,008	0,003

*Жирным шрифтом отмечены 95%-е значимые тренды.

зона конвекции в атмосфере (ITCZ), вслед за которым смещаются антарктический полярный фронт и кромка максимального распространения льдов в Южном океане.

Максимум ПТВ летом располагается к северу от экватора, а зимой перемещается ближе к экватору, опускаясь на отдельных долготах южнее экватора. Эти сезонные перемещения – следствие наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики. Являются ли эти перемещения регулярными или испытывает многолетние изменения, которые могут иметь последствия в распределении инсоляции на поверхности экваториальной зоны? Для ответа на этот вопрос мы определили положение температурного максимума среднемесячной ПТВ в тропиках от 20° ю.ш. до 20° с.ш. по данным реанализа ERA/Interim с 1979 по 2016 г. Температурный максимум T находился на каждом меридиане l в пределах этой зоны для каждого месяца m каждого года g , фиксировалась его широта F на данном меридиане, а затем обе величины усреднялись по долготе:

$$T_{mg} = (T_{mgl})_l, F_{mg} = (F_{mgl})_l.$$

Использовались поля ПТВ на высоте 2 м и поля температуры на 1000 гПа, значения широты F_{mg} на которых оказались близки (коэффициенты корреляции от 0,88 до 0,61). Наибольшие смещения температурного максимума к экватору отмечены с июля по октябрь, в другие месяцы они незначительны, за исключением ноября и декабря (на 1000 гПа). Максимальная температура во все месяцы растёт и более всего – в августе (таблица). Средняя широта $T_{\max}$ на 2 м в августе–октябре и средняя широта АПФ в сентябре изменяются согласованно – смещение $T_{\max}$ к экватору сопровождается таким же смещением АПФ (рис. 4, а, б) и увеличением максимальной площади морского антарктического льда в сентябре (см. рис. 4, в, г). В этот же пери-

од арктический морской лёд в сентябре сокращался параллельно со смещением $T_{\max}$ в августе–октябре к экватору (рис. 5).

После сглаживания рядов скользящим осреднением по три года коэффициент корреляции возрастает. Корреляция между смещением широты $T_{\max}$ к экватору и площадью льда соответствует противоположным тенденциям в эволюции площади льда в Антарктике и Арктике на протяжении 1979–2016 гг. Это соответствие обеспечивается главным образом их трендами ввиду зашумлённости исходных данных, особенно оценок широты $T_{\max}$. Разложение годовых серий T_{mg} и F_{mg} в ряд Фурье показало, что амплитуды их сезонных колебаний AT_g и AF_g убывают (рис. 6, а), а расчёт спектра изменчивости ежемесячных значений аномалий широты $T_{\max}$ (по 468 ежемесячным значениям за 1979–2016 гг.) выделил основные масштабы её межгодовых колебаний (см. рис. 6, б). Рост ТПО сопровождается усилением конвекции в атмосфере в зоне внутритропической конвекции (ITCZ) и интенсификацией ячейки Хедли к югу от экватора, что приводит к усилению переноса тёплой воды из Южного полушария, сопровождается смещением к северу АПФ и увеличением площади антарктического морского льда.

Выводы

Определено положение Антарктического полярного фронта в сентябре 1979–2014 гг. На круговую моду АПФ приходится 69% межгодовой изменчивости средней широты в этот месяц. Центр круговой моды АПФ смещён от Южного полюса в сторону Полюса относительной недоступности, что согласуется с выводом [2] о влиянии Антарктического материка на формирование положения климатических зон в Южном

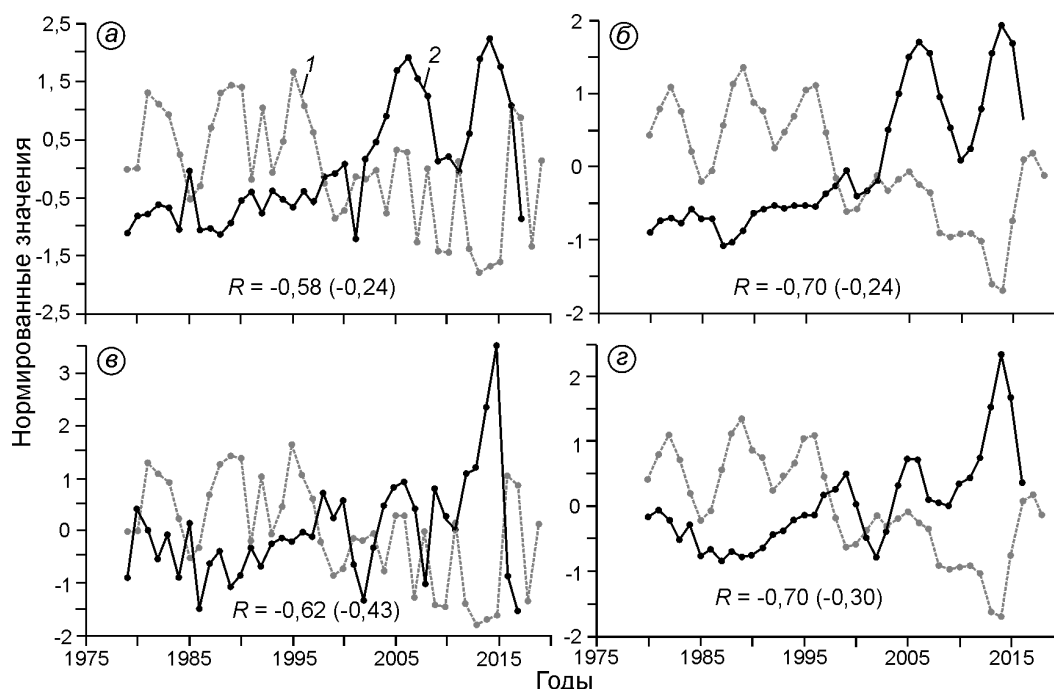


Рис. 4. Нормированные значения средней широты $T_{\max}$ в августе–октябре, средней широты Антарктического полярного фронта и максимальной площади морского антарктического льда в сентябре.

a – широта $T_{\max}$ (1) и Антарктического полярного фронта (2); *б* – то же, после сглаживания по три года; *в* – широта $T_{\max}$ (1) и площадь льда (2); *г* – то же, после сглаживания по три года. R – коэффициент корреляции между (1) и (2). Изменения широты $T_{\max}$ опережают на два года изменения широты АПФ и площади льда

Fig. 4. Normalized values of the average latitude of $T_{\max}$ in August–October (1), the average latitude of the Antarctic polar front, and the maximum of the Antarctic sea ice extent in September.

a – latitude of $T_{\max}$ (1) and Antarctic polar front (2); *б* – the same after smoothing with three years window; *в* – latitude of $T_{\max}$ (1) and sea ice extent (2); *г* – the same after smoothing with three years window. R is the correlation coefficient between (1) and (2). Changes in the $T_{\max}$ latitude are 2 years ahead of changes in the APF latitude and sea ice extent

полушарии. Антарктический полярный фронт ограничивает возможное распространение морского льда на север. Средняя широта АПФ и максимальная площадь льдов в сентябре изменяются год от года согласованно с коэффициентом корреляции $-0,70$ на протяжении 1979–2016 гг.

За 1979–2017 гг. зависимость между суммой градусодней мороза и максимальной площадью льда в сентябре характеризуется коэффициентом корреляции $0,46$, в августе – $0,51$. Согласованные изменения АПФ и площади льда указывают на постепенное смещение АПФ к северу с максимумом в 2014 г. и на рост площади льда от начала наблюдений до 2015 г., после которого произошли смещение АПФ к югу и резкое сокращение площади льда, достигшее минимума в 2017 г. в результате мощного Эль-Ниньо в 2015 г.

Найдено соответствие между аномалиями ТПО в области $5\text{--}25^\circ$ с.ш., $60\text{--}20^\circ$ з.д. и аномалиями положения АПФ и максимальной площа-

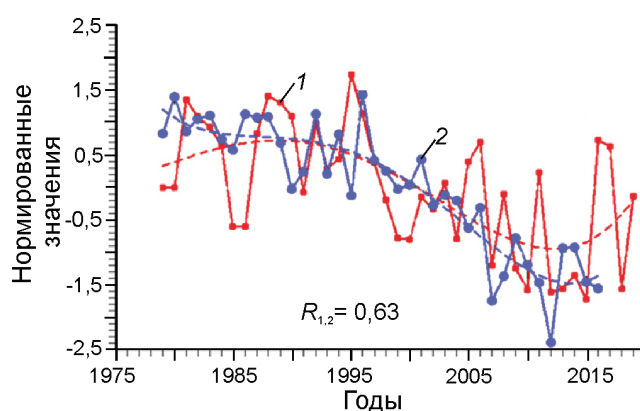


Рис. 5. Нормированные значения средней широты $T_{\max}$ в августе–октябре (1) и площади морского арктического льда в сентябре (2) за 1979–2016 гг.

R – коэффициент корреляции между (1) и (2). Изменения широты $T_{\max}$ опережают на 2 года изменения площади льда

Fig. 5. Normalized values of the average latitude of $T_{\max}$ in August–October (1) and the Arctic sea ice extent in September (2) 1979–2016 after 2 years.

R is the correlation coefficient between (1) and (2)

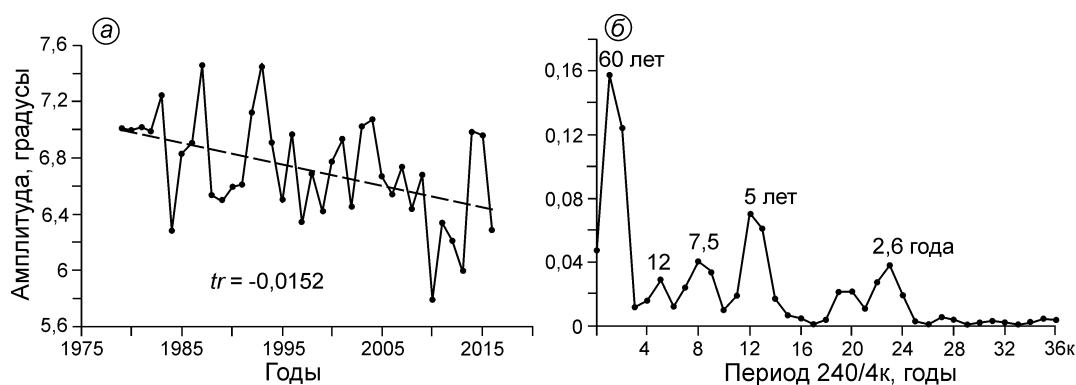


Рис. 6. Характеристики сезонной и межгодовой изменчивости широты $T_{\max}$:

a – амплитуды сезонных колебаний широты $T_{\max}$; *tr* – коэффициент тренда; *b* – спектральная плотность колебаний аномалий широты $T_{\max}$

Fig. 6. Characteristics of seasonal and interannual variability of $T_{\max}$ latitude:

a – amplitudes of seasonal fluctuations of $T_{\max}$ latitude; *tr* – trend coefficient; *b* – the spectral density of oscillations of the anomalies of the $T_{\max}$ latitude

ди антарктического льда в сентябре при запаздывании аномалий АПФ и площади льда на два года. Коэффициенты корреляции между ними равны $-0,74$ ($-0,34$) и $0,57$ ($0,21$) соответственно (в скобках после удаления тренда). После сглаживания рядов с окном в три года коэффициенты возрастают и соответственно становятся равными $-0,86$ ($-0,49$) и $0,74$ ($0,37$).

Связь между положением максимума ПТВ и максимальной площадью морского антарктического льда во все месяцы года отрицательна, в то время как с площадью морского арктического льда корреляция положительна. Наиболее тесная связь приходится на сентябрь при запаздывании изменений площади льда на два года. При этом наблюдавшиеся до 2016 г. противоположные тренды площадей арктических и антарктических льдов соответствуют смещению положения максимума ПТВ к югу. Динамика аномалий максимума ПТВ может быть проявлением астрономических колебаний в распределении солнечной инсоляции в низких широтах в результате прецессии и нутации оси вращения Земли и колебаний расстояния до Солнца. Аномалии смещения

максимума в сторону экватора соответствуют увеличению инсоляции и формированию аномалий ТПО в низких широтах, влияние которых проявляется в Арктике через механизм циркуляции океана и атмосферы, предложенный в работе [18].

Смещение АПФ к северу и увеличение площади антарктического морского льда в 1979–2015 гг. предположительно связано с увеличением переноса тёплой воды из Южного полушария в результате усиления конвекции в ИТСЗ и интенсификации ячейки Хедли к югу от экватора. Противоположные тенденции в поведении морских льдов Арктики и Антарктики подобны противоположным тенденциям в развитии оледенений в Северном и Южном полушариях, которые отмечены в работе [19] и увязаны с влиянием прецессии оси вращения Земли.

Благодарности. Статья подготовлена с использованием результатов работы по гранту РФФИ 18-05-00334.

Acknowledgments. The article was prepared using the results of the grant from the Russian Foundation for Basic Research 18-05-00334.

Литература

1. Su Z. Preconditioning of Antarctic maximum sea ice extent by upper ocean stratification on a seasonal timescale // *Geophys. Research Letters*. 2017. V. 44. P. 6307–6315.
2. Treshnikov A.F., Alekseev G.V., Sarukhanyan E.I., Smirnov N.P. Water circulation in the Southern Ocean // *Polar Geography and Geology*. 1980. V. 4. № 1. P. 21–35.

References

1. Su Z. Preconditioning of Antarctic maximum sea ice extent by upper ocean stratification on a seasonal timescale. *Geophys. Research Letters*. 2017, 44: 6307–6315.
2. Treshnikov A.F., Alekseev G.V., Sarukhanyan E.I., Smirnov N.P. Water circulation in the Southern Ocean. *Polar Geography and Geology*. 1980, 4 (1): 21–35.

3. Holland P.R. The seasonality of Antarctic sea ice trends // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 4230–4237. doi: 10.1002/2014GL060172.
4. Stammerjohn S., Massom R., Rind D., Martinson D. Regions of rapid sea ice change: An interhemispheric seasonal comparison // *Geophys. Research Letters*. 2012. V. 39. L06501. doi: 10.1029/2012GL050874.
5. Turner J., Bracegirdle T.J., Phillips T., Marshall G.J., Hosking J.S. An Initial Assessment of Antarctic Sea Ice Extent in the CMIP5 Models // *Journ. of Climate*. 2013. V. 26. P. 1473–1484. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00068.1.
6. Rosenblum E., Eisenman I. Sea Ice Trends in Climate Models Only Accurate in Runs with Biased Global Warming // *Journ. of Climate*. 2017. V. 30. № 16. P. 6265–6278.
7. Haumann F.A., Notz D., Schmidt H. Anthropogenic influence on recent circulation-driven Antarctic sea ice changes // *Geophys. Research Letters*. 2014. V. 41. P. 8429–8437. doi: 10.1002/2014GL061659.
8. Yuan X., Li C. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice // *Journ. of Geophys. Research*. 2008. V. 113. C06S91. doi: 10.1029/2006JC004067.
9. Marshall G.J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses // *Journ. of Climate*. 2003. V. 16. P. 4134–4143.
10. Parkinson C.L., Cavalieri D.J. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010 // *Cryosphere*. 2012. V. 6. P. 871–880. doi: 10.5194/tc-6-871-2012.
11. Kwok R., Comiso J., Lee T., Holland P. Linked trends in the South Pacific sea ice edge and Southern Oscillation Index // *Geophys. Research Letters*. 2016. V. 43. P. 10,295–10,302. doi: 10.1002/2016GL070655.
12. Smith D.M., Dunstone N.J., Scaife A.A., Fiedler E.K., Copsey D., Hardiman S.C. Atmospheric Response to Arctic and Antarctic Sea Ice: The Importance of Ocean – Atmosphere Coupling and the Background State // *Journ. of Climate*. 2017 V. 30. P. 4547–4564.
13. Latif M., Torge M., Park W. Southern Ocean Sector Centennial Climate Variability and Recent Decadal Trends // *Journ. of Climate*. 2013. V. 26. P. 7767–7782.
14. Armor K.C., Marshall J., Scott J.R., Donohoe A., Newsom E.R. Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9. P. 554–549. doi: 10.1038/ngeo2731.
15. Li X., Holland D.M., Gerber E.P., Yoo C. Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice // *Nature*. 2014. V. 505. № 7484. P. 538–542.
16. Bintanja R., Oldenborgh G.J., Drijfhout S.S., Wouters B., Katsman C.A. Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion // *Nature Geoscience*. 2013. V. 6. P. 376–379. doi: 10.1038/ngeo1767.
17. Zhang J. Increasing Antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions // *Journ. of Climate*. 2007. V. 20. № 11. P. 2515–2529.
18. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390.
19. Соломина О.Н. Колебания ледников в голоцене и возможное влияние на них орбитального сигнала, солнечной и вулканической активности и антропогенного воздействия // *Лёд и Снег*. 2014. Т. 54. № 3. С. 81–90.
3. Holland P. R. The seasonality of Antarctic sea ice trends. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 4230–4237. doi: 10.1002/2014GL060172.
4. Stammerjohn S., Massom R., Rind D., Martinson D. Regions of rapid sea ice change: An interhemispheric seasonal comparison. *Geophys. Research Letters*. 2012, 39: L06501. doi: 10.1029/2012GL050874.
5. Turner J., Bracegirdle T.J., Phillips T., Marshall G.J., Hosking J.S. An Initial Assessment of Antarctic Sea Ice Extent in the CMIP5 Models. *Journ. of Climate*. 2013, 26: 1473–1484. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00068.1.
6. Rosenblum E., Eisenman I. Sea ice trends in climate models only accurate in runs with biased global warming. *Journ. of Climate*. 2017, 30 (16): 6265–6278.
7. Haumann F.A., Notz D., Schmidt H. Anthropogenic influence on recent circulation-driven Antarctic sea ice changes. *Geophys. Research Letters*. 2014, 41: 8429–8437. doi: 10.1002/2014GL061659.
8. Yuan X., Li C. Climate modes in southern high latitudes and their impacts on Antarctic sea ice. *Journ. of Geophys. Research*. 2008, 113: C06S91. doi: 10.1029/2006JC004067.
9. Marshall G.J. Trends in the Southern Annular Mode from Observations and Reanalyses. *Journ. of Climate*. 2003, 16: 4134–4143.
10. Parkinson C.L., Cavalieri D.J. Antarctic sea ice variability and trends, 1979–2010. *Cryosphere*. 2012, 6: 871–880. doi: 10.5194/tc-6-871-2012.
11. Kwok R., Comiso J., Lee T., Holland P. Linked trends in the South Pacific sea ice edge and Southern Oscillation Index. *Geophys. Research Letters*. 2016, 43: 10,295–10,302. doi: 10.1002/2016GL070655.
12. Smith D.M., Dunstone N.J., Scaife A.A., Fiedler E.K., Copsey D., Hardiman S.C. Atmospheric Response to Arctic and Antarctic Sea Ice: The Importance of Ocean– Atmosphere Coupling and the Background State. *Journ. of Climate*. 2017, 30: 4547–4564.
13. Latif M., Torge M., Park W. Southern Ocean Sector Centennial Climate Variability and Recent Decadal Trends. *Journ. of Climate*. 2013, 26: 7767–7782.
14. Armor K.C., Marshall J., Scott J.R., Donohoe A., Newsom E.R. Southern Ocean warming delayed by circumpolar upwelling and equatorward transport. *Nature Geoscience*. 2016, 9: 554 –549. doi: 10.1038/ngeo2731.
15. Li X., Holland D. M., Gerber E. P., Yoo C. Impacts of the north and tropical Atlantic Ocean on the Antarctic Peninsula and sea ice. *Nature*. 2014, 505 (7484): 538–542.
16. Bintanja R., Oldenborgh G.J., Drijfhout S.S., Wouters B., Katsman C.A. Important role for ocean warming and increased ice-shelf melt in Antarctic sea-ice expansion. *Nature Geoscience*. 2013, 6: 376–379. doi:10.1038/ngeo1767.
17. Zhang J. Increasing Antarctic sea ice under warming atmospheric and oceanic conditions. *Journ. of Climate*. 2007, 20 (11): 2515–2529.
18. Alekseev G.V., Kuzmina S.I., Glok N.I., Vyazilova A.E., Ivanov N.E., Smirnov A.V. Influence of Atlantic on the warming and reduction of sea ice in the Arctic. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 381–390. doi: 10.15356/2076-6734-2017-3-381-390. [In Russian].
19. Solomina O.N. Holocene glacier variations and their potential orbital, solar, volcanic and anthropogenic forcings. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 54 (3): 81–90. [In Russian].

Роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовых изменениях площади льдов Восточно-Сибирского моря

© 2019 г. Л.А. Тимохов^{1*}, В.Е. Бородачев¹, И.В. Бородачев¹, Н.А. Вязигина¹,
Е.У. Миронов¹, М. Янут²

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;

²Институт Морских и Полярных исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, Германия

*ltim@aari.nw.ru

Role of hydrometeorological factors and solar activity in interannual variability of ice extent in the East Siberian Sea

L.A. Timokhov^{1*}, V.E. Borodachev¹, I.V. Borodachev¹, N.A. Vyazigina¹, E.U. Mironov¹, M. Janout²

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;

²Alfred Wegener Institute Helmholtz Centre for Polar and Marine Research, Bremerhaven, Germany

*ltim@aari.nw.ru

Received June 22, 2018 / Revised November 2, 2018 / Accepted 22 March, 2019

Keywords: *East Siberian Sea, ice coverage, interannual changes, multiple regression, hydrometeorological impact, sea ice, solar activity, statistical equations for diagnosis.*

Summary

Interannual changes of the summer ice coverage were investigated, and the role of hydrometeorological factors and solar activity in long-period fluctuations of the ice area in the East Siberian Sea was determined. Multivariate statistical analysis of time series of the ice cover, hydrometeorological elements, and the solar activity (SA), was performed for the period from 1950 to 2012 with regard for the cross-correlations of the analyzed variables that made possible to develop the equations of interannual fluctuations of the ice coverage in the East Siberian Sea in August and September. The equations include the following variables: air temperature in June–August of the current year $T_{VI-VIII}$; the atmospheric circulation presented by indices of Arctic oscillation (Arctic Oscillation, AO), Arctic dipole (Arctic Dipole, AD), Pacific North American oscillation (Pacific North American Oscillation, PNA); average annual runoff of river waters into the Laptev and East Siberian seas (RivLES) with a time shift of one and two years; average annual index of the North Atlantic thermal state (AMO) with a time lag of eight years; solar activity SA, presented by the average annual Wolf number with advancing of one year. Diagnostic calculations of the ice area by the obtained equations using the actual values of the indices did show a good agreement between the actual and calculated values in August and September from 1950 to 2012. These equations were used to calculate contribution of each factor to the general dispersion of fluctuations of the ice coverage. The most important factors influencing the ice cover of the Sea in August and September are: the air temperature; the atmospheric circulation, presented by the Arctic Oscillation at the end of winter; and Atlantic waters which are characterized by AMO with a time lag of eight years. The role of other factors, i.e. summer atmospheric circulation, river runoff into the above seas, and 11-year cycle of solar activity were found to be equal to only 5–10% for each. Basing on these estimates, it has been concluded that the obtained statistical equations may be used as the diagnostic models of interannual changes in the ice coverage.

Citation: Timokhov L.A., Borodachev V.E., Borodachev I.V., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Janout M. Role of hydrometeorological factors and solar activity in interannual variability of ice extent in the East Siberian Sea. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 222–232. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-397>.

Поступила 22 июня 2018 г. / После доработки 2 ноября 2018 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *вклад гидрометеорологических факторов и солнечной активности, Восточно-Сибирское море, гидрометеорологическое воздействие, диагностические статистические уравнения, ледовитость, мультирегрессионный анализ, солнечная активность.*

Получены статистические уравнения межгодовых колебаний площади льдов Восточно-Сибирского моря в августе и сентябре. Рассчитан вклад каждого фактора в общую дисперсию колебаний ледовитости. К преобладающим факторам, влияющим на площадь льдов в эти месяцы, относятся: температура воздуха; Арктическое колебание в конце зимы; индекс теплового состояния Северной Атлантики. Вклад в общую дисперсию режима летней атмосферной циркуляции, речного стока, расхода вод через Берингов пролив и солнечной активности находится в пределах 5–10% для каждого фактора.

Введение

Причины долгопериодных колебаний ледовитости арктических морей привлекают внимание учёных ввиду важности этого феномена для развития теории ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана, совершенствования методов долгосрочных ледовых прогнозов и климата Арктики [1]. Наличие различных по продолжительности периодов и циклов в многолетних изменениях площади льдов Арктики отмечали многие учёные. Наиболее полно структура колебаний ледовитости арктических морей описана в исследовании [1], авторы которого отмечают, что в долгосрочных изменениях ледовитости арктических морей обнаруживается постепенное сокращение площади ледяного покрова от начала к концу XX в., которое можно выразить линейным трендом. Наиболее значительные линейные тренды ледовитости наблюдаются в приатлантическом регионе; вклад линейного тренда в дисперсию ледовитости морей, расположенных к востоку от Северной Земли, незначим. На фоне линейных трендов в изменениях площади льдов отмечаются колебания, имеющие полициклический характер. Как отмечают авторы этого исследования, спектры колебаний характеризуются более или менее значимыми пиками на периодах 50–60 лет, около 20,8–12 лет, 5–7 и 2–3 лет. В западном регионе преобладают низкие частоты (50–60 лет и около 20 лет), в восточном — высокие частоты (от 2–3 до 8–12 лет) [1].

Документально установлены факты 11-летней изменчивости числа пятен на Солнце (числа Вольфа — главного показателя интенсивности солнечной активности) и 11-летнего цикла, например, толщины колец деревьев, который представляет собой интегральный показатель состояния климата, что свидетельствует о влиянии солнечной активности на климат Земли [2]. Дискуссия о роли солнечной активности в долгопериодных изменениях гидрометеорологических процессов продолжается не в результате отрицания реакции природных процессов на потоки солнечной энергии. Споры вызывают механизм воздействия солнечной активности на климат, в том числе ледовитость морей, а также трудность выделения доли влияния солнечной активности по сравнению с другими геофизическими воздействиями.

Известны неудачные попытки В.Ю. Визе [3] получить статистическую связь между ледовито-

стью, например, Баренцева моря в мае—июне с годовыми числами Вольфа. Связь оказалась непостоянной: с 1896 по 1912 г. она была обратной, с 1913 по 1935 г. — прямой, а затем знак связи поменялся на противоположный. Т.И. Санцевич [4] на коротком ряду (22 года) обнаружила корреляционную связь между ледовитостью восточного района Арктики и солнечной активностью, а также между показателем дрейфа льда в Арктическом бассейне и солнечной активностью. В развитие этой темы авторы работы [5] установили влияние солнечной активности на формирование крупных аномалий ледовитости: высокому уровню активности соответствует большая повторяемость крупных аномалий, низкому уровню — меньшая повторяемость. По мнению А.Г. Егорова [6], в средней тропосфере наблюдается настроенная на структуру солнечного цикла длительная тенденция в пространственной изменчивости атмосферной циркуляции, которая заключается в том, что усиление солнечной активности в 18–20-летних циклах сопровождается многолетней активизацией циклонической деятельности в умеренной зоне над Атлантическим и Тихим океанами, которая в 21–23-летних циклах постепенно и упорядоченно смещается в высокоширотную зону над Северным Ледовитым океаном. В свою очередь пространственно-временное чередование циклонической и антициклонической циркуляции сопровождается формированием многолетних потеплений и похолоданий в Арктике [6]. По мнению А.Г. Егорова, солнечное воздействие на гидросферу и ледяной покров протекает не непосредственно, а через атмосферную циркуляцию.

Цель настоящей работы состоит в решении двух задач: 1) в рамках физико-статистического подхода разработать модель, адекватно описывающую долгопериодные колебания летней ледовитости Восточно-Сибирского моря; 2) получить оценки вклада гидрометеорологических факторов и 11-летнего цикла солнечной активности в межгодовые изменения ледовитости.

Структура межгодовой изменчивости ледовитости

Исследуя долговременные колебания ледовитости Восточно-Сибирского моря, нельзя не остановиться на его географической характеристике. Это море расположено между Новосибирскими островами и о. Врангеля. Его

площадь — 913 тыс. км². Средняя глубина — 54 м, а максимальная достигает 915 м. В Восточно-Сибирское море впадают реки Алазея, Индигирка и Колыма, среднегодовой сток которых в три раза меньше стока рек в море Лаптевых и более чем в шесть раз меньше стока рек в Карское море [7]. В материк вдаётся залив Чаунская губа. Море характеризуется большой ледовитостью, средняя величина которой при максимальном очищении его ото льдов составляет 65%. Для судоходства большие сложности вызывают льды Айонского ледяного массива. Течения моря изучены мало и выражаются слабовыраженной циклонической циркуляцией [8]. Считается, что потоки холодных вод с севера приносят много паковых (многолетних) льдов из Арктического бассейна при развитии антициклонического круговорота вод и льдов в Канадской котловине. Установлено влияние поступления тихоокеанских вод через Берингов пролив на солёность верхнего слоя моря [9]. Роль тёплых и солёных вод атлантического происхождения в формировании гидрологического режима Восточно-Сибирского моря также изучена недостаточно. Отметим, что климат моря — достаточно суровый: средняя температура воздуха зимой составляет -30°C и ниже, а летом — около 0°C .

На рис. 1, характеризующем межгодовые колебания площади льдов в Восточно-Сибирском

море, приведены среднемесячные значения ледовитости за период с 1946 по 2014 г., рассчитанные по данным, приведённым на сайте ААНИИ [10]. Ледовитость определяется площадью ледяного покрова в пределах границ моря или отношением площади льдов к площади моря. Из графиков рис. 1 видно, что в межгодовых изменениях ледовитости в августе и сентябре наблюдается тесная сопряжённость. Коэффициент корреляции между изменениями площади льдов в июле (график не приводится) и августе равен 0,82, а между ледовитостью в августе и сентябре — 0,90. Связь изменений ледовитости в летне-осенние сезоны указывает на определённую инерционность ледовых процессов в Восточно-Сибирском море в период летней деградации ледяного покрова. Установлена также связь между ледовитостью в августе и сентябре с летне-осенним сезоном предыдущего года. Коэффициенты корреляции между ледовитостью в августе и сентябре текущего года и ледовитостью за тот же период предыдущего года равны соответственно 0,51 и 0,66. Этот важный результат указывает на существенную зависимость ледовитости текущего года от предыстории развития ледовых процессов.

В межгодовой изменчивости площади льдов Восточно-Сибирского моря отмечаются значительные линейный тренд и нелинейный, аппрок-

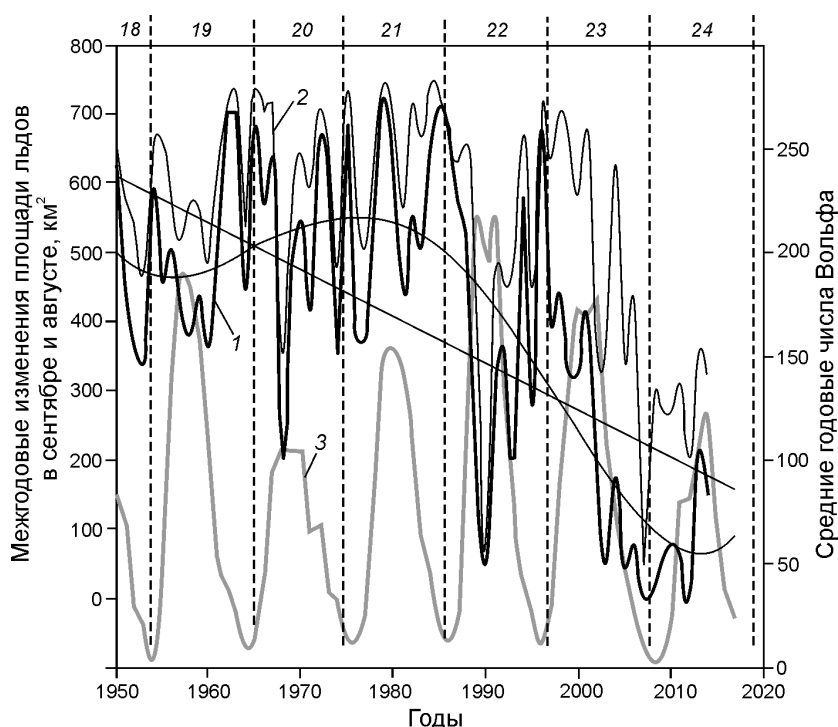


Рис. 1. Межгодовые изменения площади льдов (км²) в сентябре (1) и августе (2) в Восточно-Сибирском море, а также линейный и нелинейный (полином 4-й степени) тренды сентябрьской ледовитости. В нижней части рисунка приведена кривая (3) изменения среднегодовых чисел Вольфа. Вертикальными прерывистыми линиями отмечены пределы циклов СА, номера которых указаны в верхней части рисунка

Fig. 1. Interannual changes of the sea ice area (km²) in September (1) and August (2) in the East Siberian Sea and also linear and nonlinear (a polynomial of the 4th degree) trends of September ice cover. The curve (3) of changes of average annual numbers of Wolf is given in the lower part of the drawing. Vertical dash lines have noted limits of cycle's solar activity (SA) which numbers are specified in the top part of the drawing

симируемый полиномом 6-й степени. За счёт линейного тренда ледовитость моря в сентябре уменьшилась с 1948 по 2012 г. на 432 тыс. км², что сравнимо с удвоенным среднеквадратическим отклонением для всего ряда, равным 426 тыс. км². Нелинейный тренд близок к 60-летней цикличности, удвоенная амплитуда которой (А) может быть оценена как $2A = 260$ тыс. км². Вместе с тем временной ряд с 1946 по 2014 г. не позволяет получить статистически значимую оценку 60-летней цикличности.

Главные факторы, влияющие на динамику льдов и эволюцию ледяного покрова, известны. За образование льда, его нарастание и таяние ответственны: температура воздуха; солнечная радиация; теплосодержание верхнего слоя моря в период, предшествующий льдообразованию; толщина снежного покрова. Касательные напряжения ветра и денивеляция уровня моря определяют дрейф льдов и перераспределение ледяного покрова [1]. Термодинамические модели, в которые включены перечисленные силы и потоки, успешно используются для расчёта и прогноза короткопериодных и сезонных ледовых процессов. Динамика же межгодовых колебаний площади льдов имеет свои специфические особенности, которые отличают её от краткосрочных ледовых процессов. Так, построение термогидродинамических моделей климатической изменчивости площади льдов требует включения ледяного покрова в общую климатическую модель, в которой эволюция морского ледяного покрова — лишь одна из компонент. Однако уровень современных моделей климата пока не позволяет получить адекватную картину межгодовых изменений состояния ледяного покрова даже в диагностическом режиме. Отметим, что ни одна климатическая модель не смогла предсказать аномальное уменьшение ледяного покрова в Арктике в 2007 г. Поэтому в настоящей работе используется эмпирический подход и исследование основывается на статистических методах анализа данных по ледовитости и эмпирических сведениях о факторах, вызывающих долгопериодные колебания ледовитости.

Эмпирический подход, часто называемый физико-статистическим, требует тщательного подбора ключевых факторов (предикторов) для включения в модель межгодовых изменений площади льдов. Ввиду ограниченности наблю-

дений или отсутствия тех параметров атмосферы и океана, которые следуют из физической модели ледовых процессов, используются характеристики, представляющие собой только косвенные показатели действующего фактора. Например, поступление или вынос льдов через северную границу Восточно-Сибирского моря зависит от циркуляции льдов в Амеразийском суббассейне и положения фронтальной зоны Трансарктического дрейфа [4]. Однако временные ряды поверхностной циркуляции вод и льдов, а также данные о положении фронтальной зоны Трансарктического дрейфа отсутствуют. Поэтому мы использовали косвенный показатель положения фронтальной зоны — температуру атлантических вод в районе хребтов Ломоносова и Менделеева.

Известно, что усиление притока вод атлантического происхождения в 1990-х годах вдоль континентального склона Евразийского бассейна в глубь Северного Ледовитого океана к Канадскому бассейну вызвало соответствующий сдвиг фронтальной области между водами атлантического и тихоокеанского происхождения в Центральной Арктике в сторону Амеразийского суббассейна [11]. Именно поэтому для индификации положения фронтальной зоны мы выбрали показатель теплового состояния атлантических вод в районе котловины Подводников между хребтами Ломоносова и Менделеева. Поскольку аномалия индекса теплового состояния Северной Атлантики (Atlantic Multi-decadel Oscillation, АМО) от Северной Атлантики путём адвекции достигает района котловины Подводников примерно за восемь лет, в качестве индекса мы приняли значение АМО, равное -8 . Положительная аномалия теплового состояния в районе котловины Подводников ассоциирует с восточным положением фронтальной зоны, сокращением площади Канадского антициклонического круговорота и формированием выноса льдов из Восточно-Сибирского моря. Отрицательная аномалия ассоциирует с западным положением оси Трансарктического течения, расширением Канадского антициклонического круговорота и затоком льдов в Восточно-Сибирское море. В качестве характеристики солнечной активности был выбран 11-летний цикл чисел Вольфа [12]. Последующие разделы будут посвящены выбору факторов (предикторов) и построению моделей долгопериодных изменений площади льдов.

О сопряжённости изменений ледовитости с 11-летним циклом солнечной активности

Поскольку вопрос о влиянии солнечной активности на ледовитость вызывал и вызывает много вопросов, более подробно обсудим структуру сопряжённости изменений ледовитости и солнечной активности по эмпирическим данным. На рис. 1 приведена кривая изменения средних годовых чисел Вольфа. Вертикальными прерывистыми линиями отмечены пределы циклов солнечной активности, а в верхней части рисунка указаны их номера:

- 18 – февраль 1944 г. – апрель 1954 г.;
- 19 – апрель 1954 г. – октябрь 1964 г.;
- 20 – октябрь 1964 г. – июнь 1976 г.;
- 21 – июнь 1976 г. – сентябрь 1986 г.;
- 22 – сентябрь 1986 г. – май 1996 г.;
- 23 – май 1996 г. – январь 2009 г.;
- 24 – январь 2009 г. – март (?) 2017 г.

Каждый из циклов солнечной активности состоит из двух фаз – роста и спада. При этом продолжительность фазы роста цикла солнечной активности существенно меньше продолжительности фазы спада [13]. При развитии каждой из них наблюдаются разные по мощности потоки солнечной энергии. В первой фазе развития цикла увеличение энергии Солнца подтверждается ростом числа солнечных пятен. В период развития второй фазы цикла поток солнечной энергии, достигающий земной поверхности, уменьшается от максимума до минимума. При сопоставлении графиков межгодовых изменений ледовитости и солнечной активности обращает на себя внимание тот факт, что априорно выделенный цикл изменения ледовитости имеет некоторую аналогию с циклами солнечной активности. Так, повышение числа солнечных пятен на фазе роста солнечной активности сопровождалось общим понижением аномалий ледовитости в Восточно-Сибирском море (см. рис. 1). Действительно, 1947 г. – это год наступления максимума солнечной активности в цикле 18, при этом наблюдалась отрицательная аномалия ледовитости моря; 1957 г. – год наступления минимума ледовитости и одновременно год наступления максимума в цикле 19 солнечной активности; 1968 г. – год минимума ледовитости совпал с годом наступления максимума в цикле 20 солнечной активности. Однако в дальнейшем, в цик-

лах 21 и 22 наступил сбой в выявленной закономерности и годы минимумов в циклах аномалий ледовитости совпадали (были близки) с годами минимумов в указанных циклах солнечной активности. Правда, уже в 1990 г. минимум в цикле аномалий ледовитости оказался вновь близок к максимуму в цикле 23 солнечной активности.

Корреляционный анализ связи ледовитости в июле, августе и сентябре с солнечной активностью для каждого цикла показал неоднозначные результаты. В циклах 18, 21 и 23 связь ледовитости с солнечной активностью была синхронной или с запаздыванием на один год по отношению к солнечной активности, а коэффициент корреляции в пределах 0,24–0,43 был положительным, т.е. за повышением солнечной активности в циклах следовало увеличение ледовитости. В циклах 19, 20 и 22 коэффициент корреляции был отрицательным и находился в пределах 0,62–0,80 с запаздыванием один год, что можно трактовать как уменьшение ледовитости через год после увеличения солнечной активности. При анализе полных временных рядов ледовитости и солнечной активности за период 1948–2014 гг. установлена слабая связь ледовитости с солнечной активностью. Коэффициенты корреляции ледовитости в июле, августе и сентябре с числами Вольфа оказались незначимыми и равными соответственно –0,05, –0,13 и –0,14.

Неоднозначность результатов прямой корреляции между ледовитостью и солнечной активностью подтверждает неудачные попытки использовать 11-летний цикл солнечной активности в качестве предиктора для долгосрочного прогноза ледовитости [3]. Возможно, причина отсутствия или слабой прямой связи исходного временного ряда ледовитости с солнечной активностью заключается в том, что колебания площади льдов индуцируются не только 11-летним циклом солнечной активности, но и другими факторами. Наша гипотеза заключается в следующем: на определённых временных стадиях корреляция между изменениями ледовитости и солнечной активности ослабевает или исчезает в силу того, что усиливается воздействие других гидрометеорологических процессов, которые способны завуалировать статистическую связь ледовитости и солнечной активности. Поэтому роль 11-летнего цикла солнечной активности в межгодовой изменчивости целесообразно исследовать в рамках многомерного ста-

Таблица 1. Результаты анализа статистической связи переменных L_{VIII} и L_{IX} со значимыми предикторами

Предиктора	Парциальный коэффициент корреляции r	Стандартная ошибка Δr	Коэффициент пропорциональности A	Стандартная ошибка ΔA	Уровень значимости p-level
L_{VIII} : коэффициент множественной корреляции $R = 0,861$; $R^2 = 0,741$; скорректированное $R^2 = 0,722$					
Свободный член	—	—	7110	1458	0,00001
$T_{VI-VIII}(0)$	-0,368	0,082	-149	33	0,00003
$AO_{I-IV}(0)$	-0,360	0,071	-91	18	0,00000
$AMO_y(-8)$	-0,320	0,078	-29 282	7091	0,00012
$RivLES_y(-2)$	-0,228	0,076	-0,4	0,12	0,00404
$SA_y(-1)$	-0,193	0,071	-0,5	0,19	0,00838
$AD_{VI-VIII}(0)$	-0,169	0,078	-74	34	0,03477
L_{IX} : коэффициент множественной корреляции $R = 0,868$; $R^2 = 0,753$; скорректированное $R^2 = 0,724$					
Свободный член	—	—	8005	1867	0,00009
$T_{VI-VIII}(0)$	-0,436	0,072	-230	38	0,00001
$AO_{I-IV}(0)$	-0,257	0,068	-63	17	0,00039
$AMO_y(-8)$	-0,272	0,078	-32 422	9292	0,00096
$PNA_{VI-IX}(0)$	-0,217	0,067	-117	36	0,00214
$SA_y(-1)$	-0,187	0,069	-0,7	0,24	0,00876
$BER_y(-1)$	-0,175	0,074	-327	137	0,02094
$RivLES_y(-1)$	-0,162	0,074	-0,3	0,15	0,03193

статистического анализа с включением всех факторов, влияющих на изменчивость ледовитости.

Статистические модели долгопериодной изменчивости площади льдов в летний период

Для построения статистической модели долгопериодных изменений площади льдов мы использовали аппарат мультирегрессионного анализа стандартного пакета программ «СТАТИСТИКА». В качестве переменных были выбраны следующие предикторы:

1) средняя для акватории Восточно-Сибирского моря температура воздуха $T_{k-l}(-m)$, где индексы $k-l$ означают период осреднения параметра, например, от месяца $k = VI$ до месяца $l = VIII$; в скобках указан временной сдвиг в годах параметра относительно ледовитости; знак «минус» означает, что предиктор опережает ледовитость на m лет;

2) средний годовой расход через Берингов пролив $BER(-m)$;

3) индекс теплового состояния Северной Атлантики, представленный средним годовым индексом с заблаговременностью восемь лет — $AMO(-8)$ [14];

4) индексы атмосферной циркуляции, представляющие собой разложение приземного атмосферного давления от широты 60° до полю-

са по эмпирическим ортогональным функциям (Empirical Orthogonal Function, EOF) [15].

Отметим, что моды разложения подобны тем, которые были получены в работе J.E. Overland, M. Wang [16] при разложении приземного атмосферного давления от широты 70° до полюса. Первую моду EOF1 называют Арктическим колебанием (Arctic Oscillation, AO), вторую моду EOF2 — Арктическим диполем (Arctic Dipole, AD) с осью вдоль нулевого меридиана. Третья мода EOF3 представляет собой диполь с осью, перпендикулярной оси AD, и по традиции её называют Тихоокеанско-Североамериканским индексом (Pacific North American oscillation, PNA). Процедура мультирегрессионного анализа учитывает перекрёстные связи переменных, исключает зависимые переменные и выделяет реально значимые факторы, определяющие межгодовую изменчивость ледовитости. В испытаниях использовано около 50 переменных с разными интервалами осреднения и временными лагами. В результате статистического анализа найдены индексы со значимыми частными коэффициентами корреляции (r) и получены оценки статистической их значимости (табл. 1).

Коэффициент множественной корреляции R ледовитости в августе L_{VIII} с шестью предикторами ($T_{VI-VIII}(0)$, $AO_{I-IV}(0)$, $AMO_y(-8)$, $RivLES_y(-2)$, $SA_y(-1)$, $AD_{VI-VIII}(0)$) для временного ряда 1950–2008 гг. равен $R = 0,861$ (см. верхнюю часть

табл. 1). Для площади льдов в сентябре L_{IX} теснота связи с семью предикторами ($T_{VI-VIII}(0)$, $AO_{I-IV}(0)$, $AMO_y(-8)$, $PNA_{VI-IX}(0)$, $SA_y(-1)$, $Ber_y(-1)$, $RivLES_y(-1)$) оказалась равной $R = 0,868$ (см. нижнюю часть табл. 1). Парциальный коэффициент корреляции r показывает относительный вклад предиктора в общую вариацию ледовитости, а коэффициент A представляет собой числовой показатель при предикторе в уравнении множественной корреляции. Для нас самая важная характеристика – статистическая значимость результатов, т.е., в какой степени полученные результаты отражают реальные соотношения. Статистическая значимость, определяемая величиной p -level, представляет собой вероятность ошибки, которая участвует в принятии результата как действительного. Например, p -level = 0,05 указывает, что существует вероятность 5% и что связь между переменными – «случайность». Обычно считается, что результаты достоверно отражают общую картину, если значение p -level меньше 0,05 (т.е. 5%). Результаты на уровне $p \leq 0,01$ обычно считаются статистически значимыми, а на уровне $p \leq 0,005$ или $p \leq 0,001$ часто называются «высоко значимыми».

Рассчитанные нами уровни значимости предикторов, указанные в последней графе табл. 1, значительно меньше порогового p -level = 0,05. Для ледовитости в августе L_{VIII} уровень статистической значимости большинства предикторов оказался «высоко значимым» и только уровень значимости предиктора $AD_{VI-VIII}(0)$ находится в категории «статистически значимого». Для ледовитости L_{IX} пять предикторов вошли в категорию «статистически высоко значимых» и два предиктора в категорию «статистически значимых». Таким образом, полученные нами результаты множественной корреляции с большой вероятностью отражают реальную связь ледовитости с выбранными предикторами. На основании табл. 1 мы составили два уравнения для межгодовой изменчивости площади льдов в августе L_{VIII} и сентябре L_{IX} :

$$L_{VIII} = -149,3T_{VI-VIII}(0) - 74,5AD_{VI-VIII}(0) - 90,9AO_{I-IV}(0) - 29281,9AMO_y(-8) - 0,4RivLES_y(-2) - 0,5SA_y(-1) + 7110,3; \quad (1)$$

$$L_{IX} = -224,0T_{VI-VIII}(0) - 112,9PNA_{VI-IX}(0) - 73,8AO_{I-IV}(0) - 33449,5AMO_y(-8) - 324,4Ber_y(-1) - 0,4RivLES_y(-1) - 0,8SA_y(-1) + 8005,0. \quad (2)$$

Уравнения (1) и (2) имеют схожую структуру, и влияние каждого фактора из правых частей уравнения имеет физическое объяснение. Так, *температура воздуха в весенне-летний период* $T_{VI-VIII}(0)$, входящая в уравнения с отрицательным знаком, играет ключевую роль в таянии ледяного покрова. При положительных аномалиях температуры воздуха наблюдается более быстрое сокращение площади льдов в море и наоборот. Влияние *Арктического диполя*, вошедшего в уравнение (1) со знаком минус, проявляется в следующем. Положительное значение Арктического диполя $AD_{VI-VIII}(0)$, которое формируется в случае положительной аномалии приземного атмосферного давления над Канадско-Аляскинской областью и отрицательной аномалии давления над Сибирью, сопровождается усилением южных ветров над акваторией Восточно-Сибирского моря, в результате площадь льдов быстро уменьшается, как это наблюдалось весной и летом 2007 г. Обратный характер имеет ситуация при отрицательных значениях индекса. Механизм влияния *индекса* $PNA_{VI-VIII}(0)$ подобен Арктическому диполю, с учётом того, что *ось диполя* $PNA_{VI-VIII}(0)$ перпендикулярна оси Арктического диполя.

Индекс *Арктического колебания* $AO_{I-IV}(0)$ также входит в уравнения с отрицательным знаком. Присутствие этого индекса можно трактовать как влияние зимне-весенней атмосферной циркуляции на колебания летней ледовитости. Отрицательное значение $AO_{I-IV}(0)$ соответствует положительной аномалии приземного атмосферного давления над районом полюса и развитой области антициклоничности в Арктическом бассейне, ветровое влияние которой способствует расширению антициклонического круговорота в Американо-Сибирском суббассейне. В результате образуется заток льдов из Канадской котловины и моря Бофорта в Восточно-Сибирское море и возникают условия для формирования положительной аномалии ледовитости моря и тяжёлых ледовых условий, как это наблюдалось в 1970-е годы. Положительное значение индекса $AO_{I-IV}(0)$, ассоциируемое с доминированием циклонического режима атмосферной циркуляции, способствует уменьшению площади антициклонического круговорота льдов; ось трансарктического дрейфа смещается на восток, а начало трансарктического дрейфа формируется в северной части Восточно-Сибирского моря. В результате льды выносятся из моря, уменьшая его ледовитость, как это было в 2007 г.

Суммарный среднегодовой речной сток в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское $RivLES_y(-1)$, $RivLES_y(-2)$ в годы увеличения пресноводного стока через один—два года отражается на уменьшении ледовитости моря. Механизм влияния связан, вероятно, с плотностными процессами. В годы повышенного пресноводного стока возрастает стерический уровень в прибрежной зоне, что способствует усилению вдольберегового течения с запада на восток и приводит к уменьшению площади льдов в летний период.

Положительная аномалия индекса *теплового состояния Северной Атлантики* $AMO_y(-8)$ связана с усилением притока тепла атлантических вод в Арктический бассейн и сопровождается смещением на восток фронтальной зоны Трансарктического геострофического течения. За счёт этого возникает преимущественный вынос льдов из Восточно-Сибирского моря и уменьшается ледовитость моря, как это и следует из уравнений. При отрицательной аномалии индекса наблюдается противоположная ситуация.

Влияние *притока тихоокеанских вод* (индекс $Be_y(-1)$) через Берингов пролив в Чукотское и частично Восточно-Сибирское моря на ледовитость Восточно-Сибирского моря связано, по нашему мнению, с изменением циркуляции тихоокеанских вод. В период увеличенного притока

(положительная аномалия индекса $Be_y(-1)$) тихоокеанских вод они распространяются преимущественно вдоль аляскинского побережья, как это наблюдалось в начале текущего столетия. В период ослабленного поступления тихоокеанских вод, как это происходило в 1970–80-е годы, на востоке Восточно-Сибирского моря наблюдался частичный заток тихоокеанских вод, который способствовал поступлению льдов Чукотского моря в Восточно-Сибирское и увеличению положительной аномалии его ледовитости. Солнечная активность, представленная в уравнении среднегодовыми числами Вольфа $SA_y(-1)$, всегда способствует уменьшению ледовитости, при этом увеличение солнечной активности через год вызывает большее уменьшение площади льдов и наоборот.

Отметим, что наша физическая модель межгодовой изменчивости ледовитости, основанная на уравнениях (1) и (2), в определённой мере согласуется с выводами Т.И. Санцевич [4] и следствия, выводимые из уравнений, не противоречат результатам В.П. Карклина и Е.Г. Ковалева [5]. По уравнениям (1) и (2) проведены расчёты ледовитости на основе фактических значений индексов правых частей уравнений. На рис. 2 приведены кривые фактических и расчётных значений площади льдов в августе и сентябре на зависимом материале с 1950 по 2012 г. (на

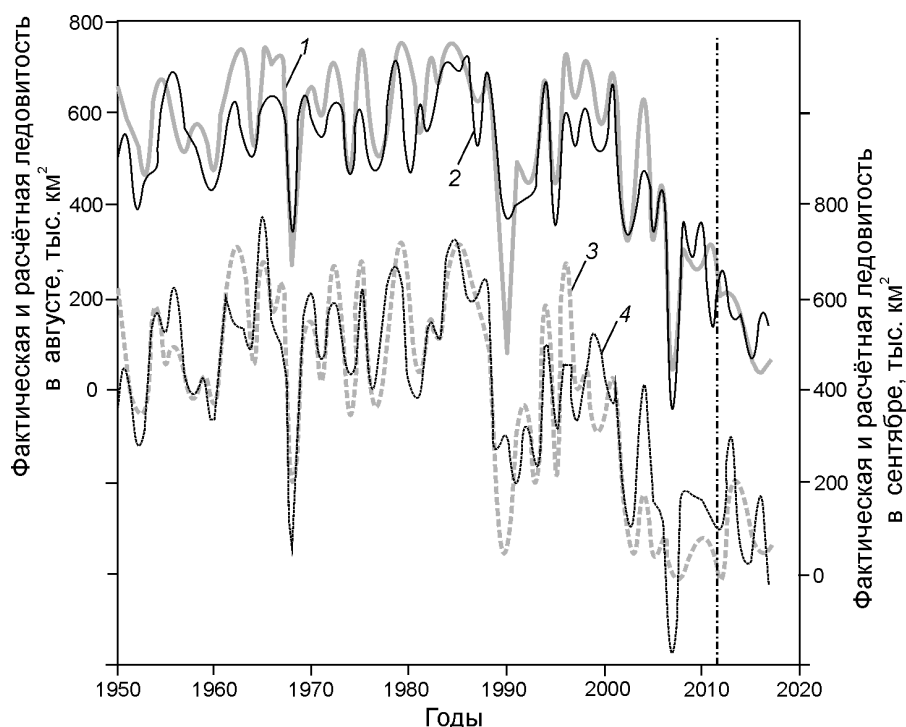


Рис. 2. Сопоставление графиков фактических межгодовых изменений ледовитости Восточно-Сибирского моря в августе (1) и сентябре (3) с рассчитанными по уравнениям августовской (2) и сентябрьской (4) ледовитости. Вертикальная штрих-пунктирная линия отделяет период 2013–2017 гг., рассчитанный на независимом материале

Fig. 2. Comparison of interannual changes of the sea ice cover of the East Siberian Sea in August (1) and September (3) with calculated on the equations August (2) and a September (4) ice cover.

The vertical dash-dotted line separates the period 2013–2017 calculated on independent material

рис. 2 период ограничен вертикальной штрих-пунктирной линией). Расчётные значения ледовитости довольно близко совпадают с фактическими. Общие коэффициенты корреляции для августовской и сентябрьской ледовитости получились равными 0,857 и 0,868 соответственно, а уравнения описывают около 73% общей дисперсии августовской ледовитости и около 76% общей дисперсии сентябрьской ледовитости. Отметим, что расчёты успешно воспроизвели большинство больших пиков изменения ледовитости.

По уравнениям проведены также расчёты по не вошедшим в разработку уравнений (1) и (2) гидрометеорологическим индексам и солнечной активности за период 2013–2017 гг. На рис. 2 расчётные значения ледовитости расположены вправо от вертикальной штрих-пунктирной линии на рисунке. Как видно из рис. 2, в целом расчётные значения ледовитости согласуются с фактическими колебаниями ледовитости в данный период. При этом общий коэффициент корреляции с включением результатов 2013–2017 гг. вырос. Для августовской и сентябрьской ледовитости коэффициенты получились равными соответственно 0,902 и 0,879, что свидетельствует об устойчивости структуры уравнений в последующие пять лет. На основании полученных статистических оценок и вида графиков на рис. 2 есть предположение, что уравнения (1) и (2) достаточно близко описывают межгодовые изменения ледовитости и могут быть использованы в качестве диагностических моделей долгопериодных колебаний площади льдов в Восточно-Сибирском море.

Оценки вклада гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовые изменения площади льдов

Поскольку дисперсия левой части уравнений (1) и (2) равна сумме дисперсий предикторов правой части, умноженных на квадрат коэффициентов пропорциональности, эти уравнения были использованы для расчёта вклада каждого слагаемого правых частей уравнений в общую дисперсию изменений площади льдов. В табл. 2 приведены величины вклада в процентах каждого слагаемого правой части уравнений в общую дисперсию. Из оценок следует, что *преобладающий фактор, влияющий на площадь льдов в августе и сентябре, — ат-*

Таблица 2. Вклад гидрометеорологических индексов (строки 1–8) и солнечной активности (строка 9) в общую дисперсию межгодовой изменчивости ледовитости в августе (L_{VIII}) и сентябре (L_{IX}) в Восточно-Сибирском море, %

Строки	Индексы	Ледовитость в августе L_{VIII}	Ледовитость в сентябре L_{IX}
1	$T_{VI-VIII}(0)$	27	38
2	$AO_{I-IV}(0)$	25	14
3	$AMO_{I-XII}(-8)$	12	19
4	$AD_{VI-VIII}(0)$	8	—
5	$PNA_{VI-IX}(0)$	—	9
6	$RivLES_y(-2)$	8	—
7	$RivLES_y(-1)$	—	8
8	$Ber_y(-1)$	—	7
9	$Sun(-1)$	5	10

мосферные тепловые потоки. Температура воздуха $T_{VI-VIII}(0)$ (см. строку 1 в табл. 2) определяет 27–38% изменчивости ледовитости. Большой вес в межгодовой изменчивости ледовитости приходится на *Арктическое колебание в предвесенний период* ($AO_{I-IV}(0)$) (см. строку 2 в табл. 2); вклад осреднённого индекса за январь–апрель можно трактовать как влияние предыстории атмосферной циркуляции на колебания летней ледовитости.

Следующий по значимости — *индекс теплового состояния Северной Атлантики* $AMO_{I-XII}(-8)$ с оценками 12 и 19% вклада в общую дисперсию межгодовой изменчивости ледовитости соответственно в августе и сентябре (см. строку 3 табл. 2). Столь большое влияние этого индекса объяснимо ввиду особенности взаимодействия моря с Арктическим бассейном. Восточно-Сибирское море — открытое, поэтому через протяжённую северную границу происходит как вынос льдов в Арктический бассейн, так и поступление льдов из него при расширении или сокращении Канадского антициклонического круговорота вод и льдов. Ранее мы уже дали трактовку индекса $AMO_y(-8)$ как маркера положения фронтальной зоны трансарктического дрейфа. Положительные аномалии индекса связывают с восточным положением оси трансарктического течения, при котором доминирует вынос из моря льдов пограничной ветвью Трансарктического течения и Канадского антициклонического круговорота. Таким образом, индексы $AO_{I-IV}(0)$ и $AMO_{I-XII}(-8)$ моделируют главные компоненты ветрового и геострофического потока льдов на северной границе моря и их влияние на колебания площади льдов в летний период.

Значимость *летних индексов атмосферной циркуляции* ($AD_{VI-VIII}(0)$ и $PNA_{VI-IX}(0)$) значительно меньше (см. строки 4 и 5 табл. 2) по сравнению с факторами, указанными ранее. И это понятно, поскольку в летний период интенсивность атмосферной циркуляции в Арктике, как правило, значительно ослабевает [1]. В то же время в отдельные годы роль Арктического диполя может существенно возрасти, например, как это было летом 2007 г., когда его доминанта стала одной из основных причин аномально малой ледовитости в морях сибирского шельфа [16, 17].

Колебания *среднегодового суммарного речного стока* в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском ($RivLES_y(-1)$ и $RivLES_y(-2)$) с временным лагом один и два года определяют в среднем 8% общей дисперсии летней ледовитости (см. строки 6 и 7 табл. 2), что сопоставимо с ролью летних атмосферных процессов. Влияние расхода вод через Берингов пролив $Be_y(-1)$ проявилось в сентябрьской ледовитости, и по рангу оно близко к влиянию речного стока (см. строку 8 табл. 2). Вклад *11-летней цикличности солнечных пятен* $Sun(-1)$ оказался в августе несколько меньше вклада речного стока, но в сентябре роль 11-летней цикличности возросла (см. строку 9 табл. 2). Полученные результаты дают основание считать, что в межгодовой изменчивости ледовитости Восточно-Сибирского моря присутствуют парциальные колебания, сопряжённые с межгодовой изменчивостью солнечной активности.

Заключение

Межгодовые изменения ледовитости представляют собой интегральный результат воздействия атмосферных, океанических, гидрологических процессов и влияния солнечной активности. Многомерный статистический анализ позволил разработать регрессионные модели, которые адекватно описывают межгодовые изменения летней площади льдов Восточно-

Сибирского моря и дают возможность оценить роль каждого гидрометеорологического фактора и 11-летней цикличности солнечной активности в изменении ледовитости. Установлено, что преобладающие факторы, влияющие на площадь льдов Восточно-Сибирского моря в августе и сентябре, — температура воздуха в весенне-летний период, Арктическое колебание в предвесенний период и средний годовой индекс $AMO_y(-8)$, который служит маркером положения фронтальной зоны Трансарктического дрейфа. Вклад в общую дисперсию режима атмосферной циркуляции, представленный индексами AD и PNA , речного стока, расхода вод через Берингов пролив и солнечной активности оказался в пределах 5–10% каждый. Несмотря на относительно небольшой вклад солнечной активности в общую дисперсию изменчивости летней ледовитости, её целесообразно, как и влияние расхода вод через Берингов пролив и стока рек, сохранять в статистических моделях межгодовой изменчивости летней ледовитости Восточно-Сибирского моря.

Полученные статистические оценки и сопоставление графиков фактических межгодовых изменений ледовитости Восточно-Сибирского моря с рассчитанными по уравнениям на зависимом и независимом рядах предикторов позволяют говорить о том, что статистические уравнения (1) и (2) можно использовать в качестве диагностических моделей межгодовых изменений площади льдов. Авторский подход к описанию долгопериодных изменений ледовитости позволит вести разработку методов сверхдолгосрочных прогнозов межгодовых изменений площади льдов.

Благодарность. Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (уникальный идентификатор проекта — RFMEFI61617X0076).

Acknowledgments. This work was funded by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (the unique identifier of the project — RFMEFI61617X0076).

Литература

References

1. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике: Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 135 с.

1. Frolov I.E., Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Kovalev E.G., Smolyanitskiy V.M. Nauchnyye issledovaniya v Arktike: T. 2. Klimaticheskiye izmeneniya ledyanogo pokrova Evraziyskogo shelfa. Scientific studies in Arctic: V. 2.

2. Герман Дж.Р., Голдберг Р.А. Солнце, погода и климат. Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 319 с.
3. Визе В.Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей // Тр. ААНИИ. 1944. Т. 190. 273 с.
4. Санцевич Т.И. К методике долгосрочного гидрометеорологического прогноза для Арктики // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 292. С. 49–86.
5. Карклин В.П., Ковалев Е.Г. Влияние солнечной активности на формирование крупных аномалий ледовитости арктических морей // Тр. ААНИИ. 1994. Т. 432. С. 28–35.
6. Егоров А.Г. Солнечный цикл и многолетние изменения средней тропосферы Арктики в зимний период // ДАН. 2014. Т. 459. № 1. С. 112–117.
7. Prowse T.D., Flegg P.O. Arctic river flow: a review of contributing areas // The freshwater budget of the Arctic Ocean. Ed. E.L. Lewis. NATO Science Series, 2. Environmental Security. 2000. V. 70. P. 269–280.
8. Атлас Арктики. М.: изд. ААНИИ и ГУГК, 1985. 204 с.
9. Шнайхер А.О., Беляков Л.Н., Измайлов В.В. К вопросу о влиянии тихоокеанских вод на гидрологический режим притихоокеанской части Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 1970. Вып. 34. С. 20–29.
10. Электронный ресурс: <http://www.aari.ru/>.
11. Carmack E.C., Macdonald R.W., Perkin R.G., McLaughlin F.A., Pearson R.J. Evidence for warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: Results from the Larsen-93 expedition // Geophys. Research Letters. 1995. V. 22. P. 1061–1064.
12. Электронный ресурс: https://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch/SN_m_tot_V2.0.txt.
13. Абдусаматов Х.И. Солнце диктует климат Земли. СПб.: Логос, 2009. 197 с.
14. Электронный ресурс: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>
15. Janout M.Y., Aksenov J., Hölemann B., Rabe U., Schauer I., Polyakov S., Bacon A., Coward M., Karcher Y., Lenn D., Kassens H., Timokhov L. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing, and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2015. V. 120. № 7. P. 4925–4944. doi: 10.1002/2014JC010635.
16. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus. Ser. A. 2010. V. 62. P. 1–9. doi: 10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.
17. Дмитриев А.А. О причинах возникновения природного феномена в Арктике летом 2007 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Вып. 77. С. 115–127.
- Climate changes of ice cover of Eurasian Shelf seas. St. Petersburg: Nauka, 2007: 135 p. [In Russian].
2. Herman J.R., Golsberg R.A. *Solnze, pogoda i klimat*. Sun, Weather, and Climate. Leningrad: Hydrometizdat, 1981: 319 p. [In Russian].
3. Vize V.Yu. The basics of long-term ice forecasts for the Arctic seas. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1944, 190: 273 p. [In Russian].
4. Santsevich T.I. To a technique of the long-term hydrometeorological forecast for the Arctic. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1970, 292: 49–86.
5. Karklin V.P., Kovalev E.G. The influence of solar activity on the formation of large anomalies in the ice cover of the Arctic seas. *Trudy Arkticheskogo i Antarkticheskogo nauchno-issledovatel'skogo instituta*. Proc. of AARI. 1994, 432: 28–35 [In Russian].
6. Egorov A.G. Solar cycle and long-term changes of the middle troposphere of the Arctic in the winter period. *Doklady Akademii Nauk*. Proc. of the Academy of Sciences. 2014, 459 (1): 112–117 [In Russian].
7. Prowse T.D., Flegg P.O. Arctic river flow: a review of contributing areas. In *The freshwater budget of the Arctic Ocean*. Ed. E.L. Lewis. NATO Science Series, 2. Environmental Security, 2000, 70: 269–280.
8. *Atlas Arktiki*. Atlas of the Arctic. Moscow: Arctic and Antarctic Research Institute and Central Directorate for Geodesy and Cartography, 1985: 204 p. [In Russian].
9. Shpaykher A.O., Belyakov L.N., Izmailov V.V. On the impact of Pacific waters on the hydrological regime of the near-Pacific part of the Arctic basin. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 1970, 34: 20–29. [In Russian].
10. <http://www.aari.ru/>.
11. Carmack E.C., Macdonald R.W., Perkin R.G., McLaughlin F.A., Pearson R.J. Evidence for warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: Results from the Larsen-93 expedition. *Geophys. Research Letters*. 1995, 22: 1061–1064.
12. https://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch/SN_m_tot_V2.0.txt.
13. Abdusamatov H.I. *Solnze diktuet klimat Zemli*. The sun dictates the climate of the Earth. St. Petersburg: The publishing house «Logos», 2009: 197 p. [In Russian].
14. <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>.
15. Janout M.Y., Aksenov J., Hölemann B., Rabe U., Schauer I., Polyakov S., Bacon A., Coward M., Karcher Y., Lenn D., Kassens H., Timokhov L. Kara Sea freshwater transport through Vilkitsky Strait: Variability, forcing, and further pathways toward the western Arctic Ocean from a model and observations. *Journ. of Geophys. Research: Oceans*. 2015, 120 (7): 4925–4944. doi: 10.1002/2014JC010635.
16. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice. *Tellus. Ser. A*. 2010, 62: 1–9. doi: 10.1111/j.1600-0870.2009.00421.x.
17. Dmitriev A.A. On the reasons of occurrence of a natural phenomenon in the Arctic in the summer of 2007. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2007, 77: 115–127. [In Russian].

Особенности промерзания болот при климатических изменениях на севере и северо-западе Европейской территории России

© 2019 г. В.И. Батуев, И.Л. Калюжный*

Государственный гидрологический институт, Санкт-Петербург, Россия

*hfl@mail.ru

Specifics of boglands freezing in the north and northwest of the European part of Russia under climate change

V.I. Batuev, I.L. Kalyuzhny*

State Hydrological Institute, St. Petersburg, Russia

*hfl@mail.ru

Received May 15, 2018 / Revised October 27, 2018 / Accepted March 22, 2019

Keywords: *bogs, depth of freezing, impact of climate change, spatial-temporal variability.*

Summary

Long-term complex observations covering the period of 1949–2018 made possible to determine the average annual characteristics of the depth of freezing of wetlands in the North and Northwest of the European territory of Russia together with main factors of its formation, and spatial and temporal variability. The main factors that determine the depth of freezing of wetlands are ambient temperature, snow cover thickness, and a degree of watering of the micro landscape (water reserves of the micro landscape). At the initial stage of freezing, the major factor is the ambient temperature, when intensity of the freezing reaches 0.5–0.8 cm/day. As snow falls, the freezing rate becomes smaller, and when the snow cover thickness reaches 25–30 cm the depth amounts to 0.2–0.3 cm/day and smaller. It was found that the spatial variability of the freezing depth decreases from large values of the coefficient of variation (0.3–0.4) at the depth of 20–30 cm to less than 0.1 when the depth exceeds 60 cm. The largest values of the depth are recorded in the North of the Kola Peninsula, where sometimes they reach from 84 to 97 cm with the average values of 48–66. In large hummocky bogs, when the seasonal freezing comes down to 63–65 cm it links with the permafrost layer. On average, swamps of these bogs freeze down to a depth of 68 cm. The average climatic depth of freezing of oligotrophic bogs of the North-West is 21–24 cm; in some years, freezing of them reaches 32–40 cm. It has been shown that the relative warming of the climate resulted in decreasing in the depth of freezing of wetlands in the North and North-West of the European territory of Russia. Relative to the previous climatic period, the depth of frost penetration in the northern Ilaskoye bog decreased by 32%, and in north-western Lammin-Suo bog – by 31%.

Citation: Batuev V.I., Kalyuzhny I.L. Specifics of boglands freezing in the north and northwest of the European part of Russia under climate change. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (2): 233–244. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-390>.

Поступила 15 мая 2018 г. / После доработки 27 октября 2018 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *болота, влияние изменений климата, глубина промерзания, пространственная и временная изменчивость.*

Приведены данные об основных факторах, определяющих глубину промерзания болот: температуре воздуха, толщине снежного покрова и степени увлажнения микроландшафта. Относительное потепление климата привело к уменьшению глубины промерзания болот рассмотренной территории на 31–32% по отношению к предшествующему климатическому периоду.

Введение

Строительство линейных сооружений (трубопроводов, дорог, зимников и др.) и использование болотных массивов как несущего основания для них в условиях севера и северо-запада Европейской территории России (ЕТР) требует учёта формирования и установления глубин промерзания и оттаивания торфяной залежи, особенно при климатических изменениях. В ра-

ботах [1, 2] показано, что изменение климатических характеристик за последний более чем 30-летний период значительно влияет на гидрометеорологический режим речных и болотных систем. В пределах северо-западного и северного регионов России именно период с 1977 по 1980 г. отмечен как переломный, когда начались изменения гидрологического режима болот [2].

По данным гидрометеорологических наблюдений на болоте Ламмин-Суо (северо-западная зона

олиготрофных болот) за период с 1969 по 2013 г. среднегодовая температура воздуха изменилась на 1,3 °С. За этот же период на *Иласском болоте* (северная зона) эти изменения составили 1,2 °С. В обеих зонах возросло число оттепелей. Изменение интенсивности теплообмена в приземном слое болота влияет на процесс его промерзания. При появлении мёрзлого слоя на болоте изменяются водно-физические, тепловые и механические свойства его поверхности. Последнее определяет несущую способность болота и, как следствие, проходимость его транспортными средствами.

Проходимость болотных массивов в талом и мёрзлом состоянии применительно к требованиям ведения боевых действий на территории СССР, а также пространственное и временное распределение глубины промерзания болот изучались в 1941–1943 гг. А.П. Доманицким [3] под руководством Б.В. Проскурякова. В послевоенные годы эти исследования продолжали В.В. Романов [4] (1961 г.), С.А. Чечкин [5] (1970 г.), В.В. Бородулин и др. [6] (1974 г.). Однако достоверных сведений о глубине промерзания болот и влиянии на этот процесс климатических изменений за последний период практически нет. Цель настоящей работы — обобщить данные о глубине промерзания болот на севере и северо-западе Европейской территории России и оценить влияние относительного изменения климатических параметров на процессы промерзания в данных регионах.

Объекты исследований

В настоящее время наблюдения за глубиной промерзания болот проводятся на специализированной сети болотных станций и постов Росгидромета, которая была создана в послевоенные годы. При выполнении исследований мы использовали результаты многолетних комплексных наблюдений за характеристиками промерзания болот в следующих районах:

1) Прибеломорская провинция олиготрофных болот северной тайги (Архангельская область, болотная станция Брусовица, Иласский болотный массив, координаты его центра 64°19' с.ш., 40°35' в.д.);

2) провинция средней тайги и выпуклых болот юго-восточной Финляндии и Карельско-го перешейка (Карельский перешеек, болотная

станция Зеленогорская, болото Ламмин-Суо, 60°14' с.ш., 29°49' в.д.);

3) провинция Финско-Кольской северной тайги и лапландских аапа (Кольский полуостров: болотная станция Пулозеро — Пулозерское болото, 68°21' с.ш., 33°18' в.д.; болотные посты Канозерский — болото Канозерское, 64°04' с.ш., 34°12' в.д.; Краснощелье — болото Краснощельское, 67°21' с.ш., 37°03' в.д.; Ловозеро — болото Ловозерское, 68°00' с.ш., 35°01' в.д.);

4) в Карело-Финской провинции северной тайги и аапа болот (болотный пост Алакурттинское, болото Алакурттинское, 66°57' с.ш., 30°20' в.д.).

Описание болотных массивов, характеристики растительного покрова и торфяной залежи приведены в Материалах наблюдений болотных станций и постов [7].

Методика наблюдений за промерзанием болот

Мониторинг промерзания болот — один из элементов комплекса гидрометеорологических наблюдений, проводимых на специализированной болотной сети Росгидромета. Именно комплексность наблюдений позволяет исследовать процесс промерзания торфяной залежи в неразрывной связи с гидрологическими и метеорологическими характеристиками конкретного болота. Наблюдения за промерзанием ведутся по единой методике, изложенной в Наставлении болотным станциям и постам Росгидромета [8]. Характеристики промерзания определяют во всех основных микроландшафтах на повышенных (гряды, подушки и др.) и пониженных (мочажины, озёрки) элементах микрорельефа. При этом измеряют толщину, плотность снежного покрова и уровень болотных вод.

Контактная зона теплового взаимодействия — поверхность болота, а область фазовых превращений влаги — промерзающий (промёрзший) слой болота, нижняя граница которого устанавливает глубину промерзания. Методом шурфования определяют верхнюю и нижнюю границы мёрзлого слоя, а также содержание твёрдой фазы воды в промёрзшей торфяной залежи (в дальнейшем именуемой *приведённым слоем промерзания*). В тепловом балансе болота приведённый слой промерзания позволяет оценить суммарный отток тепла от границы промёрзшего слоя. Этот слой промерзания определяют визуальным путём по методи-

ке, разработанной В.В. Романовым [9]. Суть её заключается в том, что одновременно учитывают два классификационных признака: степень уплотнения растительного вещества по четырём градициям и степень его увлажнения, если бы лёд растаял.

Факторы, определяющие промерзание болот

Процесс промерзания болотных массивов — результат сложного взаимодействия ряда внешних и внутренних факторов. Внешние факторы, к которым в первую очередь относятся температура воздуха и снежный покров, — определяющие в процессе промерзания болот. Внутренние факторы — степень обводнённости торфяной залежи и теплофизические свойства — также некоторым образом влияют на интенсивность промерзания залежи. Мы сопоставили глубину промерзания на начальном этапе этого процесса с суммой отрицательных температур воздуха и толщиной снежного покрова на болотном массиве *Ламмин-Суо*. Обводнённость микроландшафтов происходит путём поглощения атмосферных осадков и обусловлена расположением их относительно генетического центра болота: наиболее обводнённая — центральная часть (сфагново-кустарничково-пушицевый, облесённый сосной микроландшафт и грядово-мочажинный комплекс), несколько менее обводнены склоны (сфагново-пушицево-кустарничковый, облесённый сосной) и слабообводнённая периферия (сосново-сфагново-кустарничковый микроландшафт).

Материалы наблюдений показывают, что интенсивность промерзания в значительной степени зависит от метеорологических условий начала зимнего периода. При этом возникают следующие ситуации: устойчивый снежный покров устанавливается раньше, позже или одновременно с переходом среднесуточной температуры через 0°C . Если снежный покров устанавливается раньше, то болото промерзает незначительно или совсем не промерзает. Анализ результатов наблюдений на болоте *Ламмин-Суо* за период с 1950 по 2016 г. показал, что в отдельные годы при сумме отрицательных температур -109°C и толщине снежного покрова 58 см центральная часть промерзала всего на 6 см, а периферия несколько больше — 10 см. Это объясняется тем, что рыхлый свежавпавший снег, имея высокие теплоизоляционные свойства, не позволяет запасам тепла, аккумуля-

рованным в торфяной залежи, расходоваться на теплообмен с атмосферой. Однако при толщине снега 14 см и сумме температур $-88,5^{\circ}\text{C}$ центральная часть промерзает на 14 см, а периферия — на 16 см. Таким образом, на начальном этапе промерзания центральная часть промерзает меньше, чем периферия. Если же снежный покров устанавливается позже, то интенсивность нарастания мёрзлого слоя будет определяться только оттоком тепла от промерзающей поверхности.

На болоте *Ламмин-Суо* при крайне незначительной толщине снега (2 см) и сумме температур $-66,6^{\circ}\text{C}$ центральная часть промерзает на 14 см, а периферия — на 16 см. В этом случае глубина промерзания зависит непосредственно от радиационного баланса или, как следствие, от суммы отрицательных температур воздуха. Такая ситуация характерна для болот северо-запада ЕТР и Прибалтики.

Суточная динамика скорости промерзания и радиационного баланса показывает, что при толщине снежного покрова до 5 см скорость промерзания обратно пропорциональна суточному ходу радиационного баланса. При толщине снега более 5 см роль радиационного баланса начинает понижаться. Если же толщина снега составляет 10 см, то скорость промерзания уменьшается в десятки раз на повышенных элементах микрорельефа и в 7–10 раз на мочажинах и западинах. Результаты наблюдений подтверждают изменения скорости промерзания при толщине снега 5 и 10 см на всех микроландшафтах, имеющих заметное различие в режиме уровней болотных вод [4]. В отдельные мягкие зимы процесс промерзания прекращается. Сроки замерзания залежи практически совпадают со сроками перехода температуры воздуха через 0°C или запаздывают на 1–2 суток. Обводнённость сфагново-пушицево-кустарничкового, облесённого сосной микроландшафта значительно меньше других. Поэтому, при прочих равных условиях, глубина его промерзания в начальный период больше, чем на других микроландшафтах.

Для всех типов болот температура воздуха в начальный период промерзания, когда толщина снежного покрова незначительна, — определяющий фактор. Эта тенденция хорошо проявилась на болоте *Пулозерское* зимой 1983/84 г. при суммах отрицательных температур от $-2,6$ до $-60,6^{\circ}\text{C}$ вне зависимости от типа болотного микроландшафта. Интенсивность промерзания при этом составля-

ла 0,5–0,8 см/сут. и более. При толщине снежного покрова 10–15 см интенсивность промерзания заметно снижалась, а при толщине 25–30 см она уже составляла 0,2–0,3 см/сут. Подобные зависимости наблюдаются на всех типах болот.

По данным наблюдений за период 1970–90-х годов, на грядово-озерковом комплексе *Иласского болота* при полностью сформировавшемся промёрзшем слое зависимость наибольшей глубины промерзания гряд и озерков $h_{г.о}$ (см) от толщины снега H (см) имеет коэффициент корреляции $R = 0,80$ (при среднеквадратическом отклонении $\sigma = 7$ см) и описывается уравнением

$$h_{г.о} = -0,655H + 63,5.$$

Зависимость подтверждает определяющую роль снежного покрова при формировании максимальной глубины промерзания торфяной залежи к окончанию холодного сезона. Подобная зависимость глубины промерзания h (см) от толщины снега на мезоолиготрофном *Пулозерском болоте* для кустарничково-лишайникового микроландшафта практически отсутствует. Даже используя второй определяющий фактор – абсолютную сумму среднемесячных отрицательных температур ($|\Sigma(-\Theta)|$, °C), получаем слабую корреляционную связь:

$$h = 0,16|\Sigma(-\Theta)| - 0,63H + 71,3.$$

Зависимость имеет коэффициент корреляции $R = 0,54$ при $\sigma = 12$ см. Низкий коэффициент корреляции показывает, что не все факторы, определяющие процесс промерзания залежи, были учтены. К ним, в частности, относится содержание влаги в деятельном слое. *Болота Кольского полуострова* в предзимний период характеризуются высокой изменчивостью их обводнения атмосферными осадками. На болотах севера ЕТР уровни болотных вод в этот период всегда располагаются вблизи поверхности.

Особенность начальной стадии процесса промерзания грядово-мочажинного и грядово-озеркового комплексов – влияние выноса тепла водной массы из гряд в мочажины и озёрки. Относительно тёплые воды, вытекающие из гряды, замедляют процесс промерзания мочажин, образуя узкую полынью шириной 10–20 см, примыкающую к гряде. В относительно тёплые зимы такая полынья может сохраняться на протяжении всего холодного периода. Обводнённость микроландшафтов выпуклых

олиготрофных болот существенно влияет на глубину их промерзания. На склонах массива уровень болотных вод заметно ниже, чем в центральных частях, что объясняется их высокой дренирующей способностью. Поэтому теплоёмкость деятельного слоя в центральной части больше, чем на периферии. Так, зимой 1975/76 г. в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесённом сосной микроландшафте болота *Ламмин-Суо* глубина промерзания в центральной части, на повышениях, составляла 20 см, а в понижениях – 8 см; на периферии в сфагново-кустарничково-сосновом микроландшафте она была равна 40 и 22 см соответственно.

По данным наблюдений за 1951–1991 гг. в этих микроландшафтах сохраняется такая же тенденция: в центральной части средняя глубина промерзания на повышенных элементах микрорельефа составляет 19 см (в понижениях 10 см), а на периферии соответственно 25 и 13 см, т.е. на 32% больше. Экстремальные характеристики (max и min) в центральной части болота также по величине меньше, чем на периферии. Аналогичная закономерность наблюдается и на олиготрофном болоте *Иласское*. Среднеголетняя глубина промерзания повышений на склоне болота в сосново-кустарничково-сфагновом микроландшафте равна 28 см, а на сосново-берёзово-осоково-сфагновом микроландшафте из-за его высокой дренируемости она увеличивается до 35 см, что на 25% больше.

В табл. 1 приведены результаты наблюдений за промерзанием повышенных элементов микрорельефа болот севера и северо-запада ЕТР за период 1949–2018 гг. Наибольшая глубина промерзания наблюдалась на *болотах Кольского полуострова*, где она достигала 84–97 см. Средние многолетние значения изменяются от 48 до 68 см, а наименьшие значения не опускаются ниже 27 см. Болота северо-запада промерзают заметно меньше. Средняя глубина промерзания болота *Ламмин-Суо* не превышает 24 см, но в отдельные годы она может достигать 34–40 см. Наименьшие среднегодовые глубины промерзания повышенных элементов микрорельефа находятся в пределах 2–7 см.

Между глубиной промерзания и приведённым слоем промерзания существует тесная зависимость, обусловленная высоким содержанием капиллярной влаги в деятельном слое болота. Содержание этой влаги формируется за счёт капиллярных сил в пористой структуре слаборазложившегося торфа и не позволяет избыткам влаги

Таблица 1. Глубина промерзания на повышенных элементах микроландшафтов болот севера и северо-запада Европейской территории России

Болото, микроландшафт	Период наблюдений, годы	Глубина, см		
		средняя	max	min
Болота севера				
Пулозерское, кустарничково-лишайниковый грядово-мочажинный комплекс	1956–1993	66	90	48
	1956–1993	67	84	44
Алакерттинское, сфагново-пушицево-кустарничковый	1966–1993	48	97	27
Краснощельское, осоково-пушицевый	1962–1993	57	84	43
Иласское: грядово-мочажинный комплекс грядово-озерковый комплекс	1956–2016	31	62	11
	1970–2016	24	40	8
Ловозерское, крупнобугристый комплекс, топь	1990–2013	68	82	44
Болота северо-запада				
Ламмин-Суо: грядово-мочажинный комплекс сосново-сфагново-кустарничковый сфагново-кустарничково-пушицевый, облесённый сосной сфагново-кустарничково-пушицево-сосновый	1949–1991	21	34	8
	1949–1991	21	32	9
	1950–2018	24	40	10
	1950–2018	18	32	0

Таблица 2. Величины приведённого слоя промерзания M (см) в зависимости от глубины промерзания h (см) болот севера и северо-запада Европейской территории России

Болото, микроландшафт, форма микрорельефа	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции
<i>Иласское</i> : грядово-мочажинный, гряда грядово-озерковый, гряда	$M = 0,79h - 0,57$	0,94
	$M = 0,81h - 2,98$	0,93
<i>Ламмин-Суо</i> : грядово-мочажинный гряда мочажина сфагново-осоковый повышение понижение	$M = 0,78h - 1,40$	0,92
	$M = 0,95h + 0,06$	0,99
	$M = 0,54h + 0,76$	0,84
	$M = 0,85h - 1,32$	0,94
<i>Пулозерское</i> : грядово-мочажинный гряда мочажина кустарничково-лишайниковый повышение понижение	$M = 0,86h + 2,43$	0,94
	$M = 1,02h - 2,68$	0,99
	$M = 0,94h - 0,04$	0,99
	$M = 0,95h - 0,28$	0,99
<i>Ловозерское</i> : крупнобугристый, бугор слабопроточная топь	$M = 0,72h - 0,01$	0,99
	$M = 0,94h - 0,13$	0,99

накапливаться при выпадении осадков выше равновесного содержания. В результате коэффициент корреляции между указанными характеристиками близок к единице. Для практических целей (например, прокладки зимних дорог по болоту) эти данные необходимы для оценки изменений максимальной вертикальной нагрузки на промёрзший слой по площади болота в зависимости от типа

микроландшафта. В табл. 2 приведены уравнения регрессии этой зависимости для некоторых болот севера и северо-запада ЕТР. Согласно приведённым зависимостям, в частности, гряды грядово-мочажинного комплекса болота *Иласское* при глубине промерзания 50 см имеют приведённый слой промерзания толщиной 38,9 см при наличии сухого вещества торфа не более 22,2% объёма.

Таблица 3. Зависимость наибольших сезонных глубин промерзания пониженных $h_{\text{пон}}$ и повышенных $h_{\text{пов}}$ элементов микрорельефа и их соотношение в микроландшафтах болот севера и северо-запада Европейской территории России

Микроландшафт	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции	Соотношение глубин $h_{\text{пон}}/h_{\text{пов}}$
Болото Ламмин-Суо			
Сфагново-кустарничково-пушицевый, облесённый сосной	$h_{\text{пон}} = 0,55h_{\text{пов}} + 1,4$	0,68	0,61
	$h_{\text{пон}} = 0,77h_{\text{пов}} - 2,1$	0,82	0,67
Грядово-мочажинный комплекс	$h_{\text{пон}} = 1,11h_{\text{пов}} - 4,1$	0,83	0,92
Сосново-сфагново-кустарничковый	$h_{\text{пон}} = 0,89h_{\text{пов}} - 6,9$	0,89	0,56
Болото Иласское			
Грядово-озерковый комплекс	$h_{\text{пон}} = 0,99h_{\text{гр}} + 13,7$	0,64	1,67
Слабовыраженный грядово-мочажинный комплекс с обводненными мочажинами	$h_{\text{пон}} = 1,28h_{\text{гр}} + 4,4$	0,82	1,46
Болото Пулозерское			
Кустарничково-лишайниковый	$h_{\text{пон}} = 0,95h_{\text{гр}} - 1,9$	0,93	0,68
Грядово-мочажинный комплекс	$h_{\text{пон}} = 0,31h_{\text{гр}} + 22,0$	0,51	0,64
Болото Краснощельское			
Грядово-мочажинный комплекс	$h_{\text{пон}} = 0,77h_{\text{гр}} + 6,8$	0,92	0,89
Болото Канозерское			
Осоково-сфагновый	$h_{\text{пон}} = 0,95h_{\text{пов}} + 0,3$	0,98	0,95
Грядово-мочажинный комплекс	$h_{\text{пон}} = 0,94h_{\text{гр}} + 0,99$	0,51	0,99
Болото Алакерттинское			
Сфагново-пушицево-кустарничковый	$h_{\text{пон}} = 0,95h_{\text{пов}} - 3,1$	0,88	0,88
Сфагново-кустарничково-пушицевый, облесённый сосной и берёзой	$h_{\text{пон}} = 0,95h_{\text{пов}} - 3,1$	0,93	0,88

Пространственная изменчивость глубины промерзания болот севера и северо-запада Европейской территории России

Пространственная изменчивость глубины промерзания болота выражается в разности величин промерзания как элементов микрорельефа отдельного микроландшафта, так и между микроландшафтами. Соотношение наибольших глубин промерзания пониженных (мочажины, западины, озёрки) и повышенных (гряды, подушки) элементов микрорельефа ($h_{\text{пон}}/h_{\text{пов}}$) в конкретных микроландшафтах находится в пределах от 0,56 до 1,67. Соотношение возрастает с увеличением глубины промерзания до 1,0 в обводнённых микроландшафтах (грядово-мочажинных комплексах) и до 1,67 в грядово-озерковых комплексах. В табл. 3 приведены зависимости наибольших глубин промерзания пониженных и повышенных элементов микрорельефа болот севера и северо-запада ЕТР. Анализ данных таблицы показывает, что на олиготрофных болотах с неориентированным микрорельефом промерзание мочажин всегда меньше, чем

на повышенных элементах. Промерзание мочажин составляет 0,56–0,67 от промерзания повышений. В микроландшафтах с ориентированным микрорельефом (грядово-мочажинные и грядово-озерковые комплексы) мочажины промерзают в 1,5 раза сильнее, чем гряды.

На мезоолиготрофных болотах (*Пулозерское*, *Краснощельское*, *Канозерское* и *Алакерттинское*) повышенные элементы микрорельефа промерзают глубже, чем понижения. Соотношение $h_{\text{пон}}/h_{\text{пов}}$ составляет от 0,64 до 0,99. Установлено, что на олиготрофных и мезоолиготрофных болотах имеются устойчивые связи между глубинами промерзания отдельных микроландшафтов. На олиготрофном болоте *Ламмин-Суо* теснота связи выражается коэффициентами корреляции от 0,75 до 0,81 (табл. 4).

Факторы, влияющие на глубину промерзания, среди которых – микрорельеф, растительный покров, степень увлажнения, неравномерность залегания снега и др., обуславливают и пространственную изменчивость промерзания в пределах болотного массива. Эти закономерности определены путём полевых исследований

Таблица 4. Корреляционные уравнения наибольшей сезонной глубины промерзания между отдельными микроландшафтами болот севера и северо-запада Европейской территории России

Микроландшафт	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции
Болото Ламмин-Суо. Промерзание сфагново-кустарничково-пушицевого, облесённого сосной ($h_{сф.к.п.}$) по отношению к другим микроландшафтам		
Сфагново-кустарничково-сосновый	$h_{сф.к.с} = 0,55h_{сф.к.п} + 5,3$	0,75
Грядово-мочажинный комплекс	$h_{гр.моч} = 0,74h_{сф.к.п} - 0,4$	0,77
Сосново-сфагново-пушицево-кустарничковый	$h_{с.сф.п.к} = 0,82h_{сф.к.п} - 2,8$	0,81
Болото Канозерское. Промерзание мочажин грядово-мочажинного комплекса ($h_{гр.моч.м.}$)		
Осоково-сфагновая западина	$h_{ос.сф.з} = 0,95h_{гр.моч.м} + 2,1$	0,96
То же, для повышений	$h_{ос.сф.п} = 0,96h_{гр.моч.п} + 2,7$	0,96
Болото Алаккуртинское. Промерзание кочек сфагново-пушицево-кустарничкового микроландшафта		
Сфагново-кустарничково-пушицевый	$h_{сф.п.к.к} = 0,90h_{сф.к.п.к} + 4,9$	0,95
То же, для понижений	$h_{сф.п.к.з} = 0,86h_{сф.к.п.з} + 4,9$	0,96
Болото Иласское. Промерзание гряд грядово-мочажинного комплекса ($h_{гр.моч.}$)		
Грядово-озерковый комплекс, гряда	$h_{гр.оз} = 0,69h_{гр.моч} + 4,6$	0,82

на олиготрофных и мезоолиготрофных болотах. Установлено, что пространственная изменчивость уменьшается от значений коэффициента вариации 0,3–0,4 при глубинах промерзания 20–30 см до величины менее 0,1 при глубинах промерзания более 60 см. Наибольшая её изменчивость наблюдается в начальный период промерзания, и далее она уменьшается по мере увеличения глубины промерзания.

Для оценки пространственной изменчивости на мезоолиготрофном *Пулозерском болоте* проводились измерения наибольших глубин промерзания в господствующих микроландшафтах с учётом форм микрорельефа. Зависимость коэффициента вариации C_v от глубины промерзания h (см) для этого болота определяется выражением

$$C_v = 1,602e^{-0,045h}$$

при $R = 0,99$ и $\sigma = 0,02$. Аналогичные зависимости получены и на других типах болотных массивов. Для олиготрофного *болота Ширинское* эта зависимость имеет следующий вид:

$$C_v = 5,89h^{-0,94},$$

при $R = 0,98$. Для евтрофного *болота Тарманское* аналогичная зависимость выражена так:

$$C_v = 5,12h^{-0,78}$$

при $R = 0,99$.

Таким образом, эмпирически установленная закономерность уменьшения изменчивости глубины промерзания с увеличением средней глубины промерзания слоя свойственна всем типам болот.

Временная изменчивость глубины промерзания болот севера и северо-запада Европейской территории России

Промерзание болот северной части Кольского полуострова (*болота Пулозерское, Краснощельское, Ловозерское*) начинается в конце сентября – начале октября и продолжается до первой половины апреля (рис. 1). В 1960-е годы эти болота промерзали со средней интенсивностью 0,49 см/сут. При достижении наибольшей глубины промерзания, которая составляла порядка 90 см, интенсивность промерзания незначительно менялась на протяжении до двух месяцев. Далее начиналось оттаивание мёрзлого слоя как с поверхности болота, так и, с некоторой задержкой, со стороны нижней границы промерзания. Инфильтрация талых вод в деятельный горизонт торфяной залежи способствует началу оттаивания с поверхности болота ещё до полного схода снега. Слой оттаивания от поверхности болота составлял 78 см, или около 87% общей глубины промерзания. Интенсивность оттаивания – 0,65 см/сут. Оттаивание от нижней поверхности промерзания составляло 12 см, или 13% толщины промерзшего слоя. В отдельные годы локальные прослойки мёрзлого слоя (перелетки) наблюдались весь тёплый период года. В более южных районах (*болота Алаккуртинское, Канозерское*) промерзание болот начинается в третьей декаде октября. В конце марта прирост мёрзлого слоя заканчивается. Полное оттаивание происходит в последних числах июля. В отдельные годы прослойка мёрзлого торфа также может сохраняться весь тёплый период.

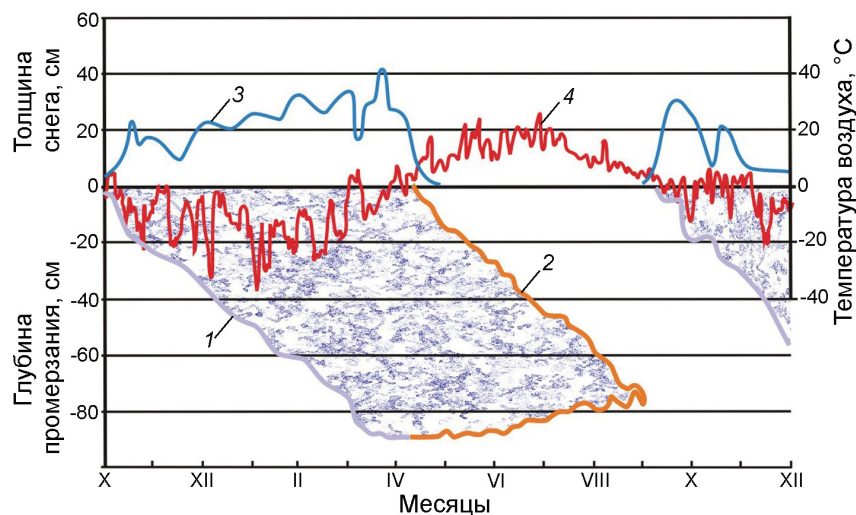


Рис. 1. Ход промерзания и оттаивания кустарничково-лишайникового микроландшафта Пулозерского болота в зимний период 1965/66 г.

1 – промерзание торфяной залежи; 2 – оттаивание торфяной залежи; 3 – толщина снежного покрова, 4 – среднесуточная температура воздуха

Fig. 1. Changes in shrubby-lichen micro landscape freezing and thawing for Pulozerskoye bog during a winter season of 1965/66.

1 – peat bed freezing; 2 – peat bed thawing; 3 – snow depth; 4 – daily mean air temperature

На бугристом *Ловозерском болоте* начало промерзания бугров приходится на первую половину октября (рис. 2), топей (рис. 3) – на 5–8 суток позже. Бугры промерзают в среднем на глубину 63 см и смыкаются с многолетней мерзлотой, т.е. промерзает слой сезонного оттаивания, который для многолетнемёрзлых болот и представляет собой деятельный слой. Тем временем топи ещё продолжают промерзать, в среднем до глубины 68 см, поскольку многолетняя мерзлота здесь находится значительно ниже. Сопоставимые по датам глубины промерзания бугров (до смыкания их с многолетней мерзлотой) и проточных топей определяются выражением вида:

$$h_{\text{топи}} = 0,97h_{\text{буг}} + 0,64$$

при коэффициенте корреляции $R = 0,98$ и $\sigma = 4$ см. Из этого следует, что значения интенсивности про-

мерзания бугров и топей сопоставимы. Наибольшая глубина промерзания топей – 82–87 см. На промерзание бугристых болот в значительной степени влияет снежный покров; толщина его на топиях в два раза больше, чем на буграх. Метелевым переносом снег с бугров частично сносится на топи. Оттаивают бугры на глубину 59–63 см к концу сентября. Разрушается мёрзлый слой на топиях в конце июля – начале августа. Интенсивность промерзания сезонно-талого слоя многолетнемёрзлых бугров составляет около 0,46 см/сут. Глубина сезонного оттаивания бугров зависит от суммы положительных температур воздуха за тёплый период и в среднем составляет 76 см. Оттаивают бугры со средней интенсивностью 0,51 см/сут.

В кустарничково-лишайниковом микроландшафте на *Пулозерском болоте* средняя многолетняя сезонная глубина промерзания составляет

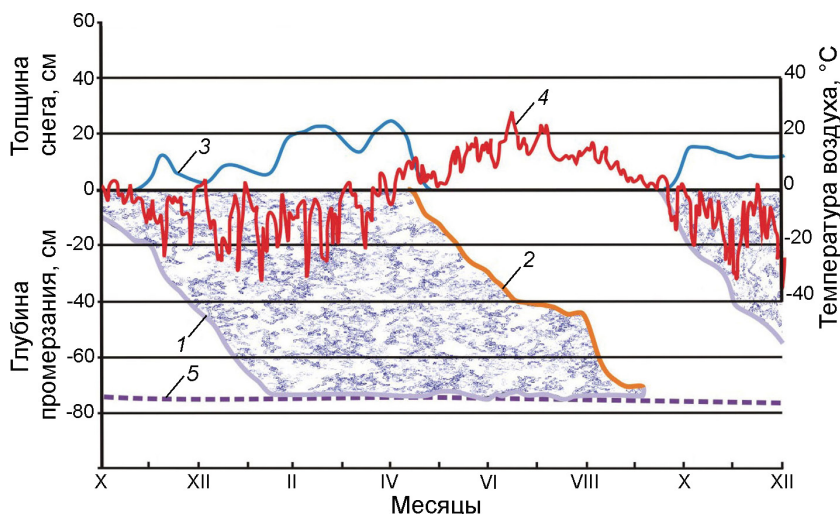


Рис. 2. Ход промерзания и оттаивания бугра Ловозерского бугристого болота в 2001/02 г.

1 – промерзание сезонно-талого слоя на бугре; 2 – оттаивание сезонно-мёрзлого слоя на бугре; 3 – толщина снежного покрова на бугре; 4 – среднесуточная температура воздуха; 5 – граница многолетней мерзлоты

Fig. 2. Changes in palsa freezing and thawing for Lovozerkoye frost mound bog during 2001/02.

1 – freezing of palsa seasonal thawed layer; 2 – thawing of palsa seasonal frozen layer; 3 – snow depth at palsa; 4 – daily mean air temperature; 5 – permafrost line

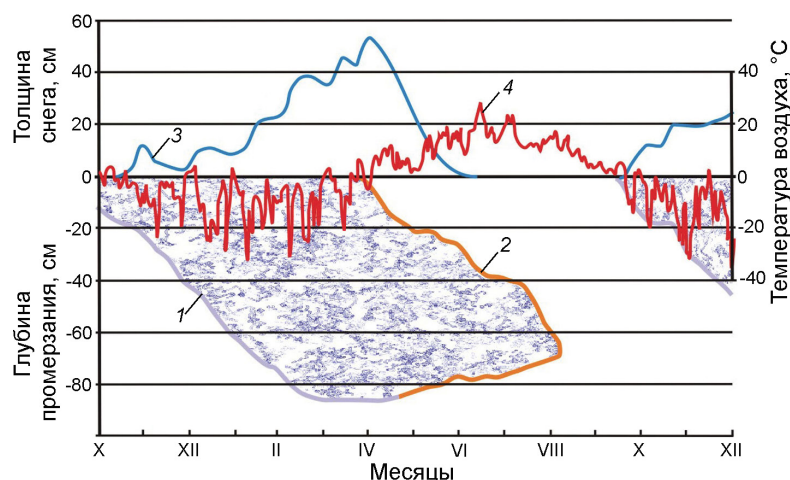


Рис. 3. Ход промерзания и оттаивания топи Ловозерского бугристого болота в 2001/02 г. 1 – промерзание торфяной залежи топи; 2 – оттаивание торфяной залежи топи; 3 – толщина снежного покрова в топи; 4 – среднесуточная температура воздуха

Fig. 3. Changes in fen freezing and thawing for Lovozerское frost mound bog during 2001/02.

1 – fen peat bed freezing; 2 – fen peat bed thawing; 3 – fen snow depth; 4 – daily mean air temperature

58 см. Несколько меньше промерзает осоково-пушицевый микроландшафт *Краснощельского болота* – 51 см. Более южные болота (*Алакерттинское* и *Канозерское*) промерзают заметно меньше: соответственно на 45 и 36 см. Наибольшие глубины промерзания, порядка 80–90 см, наблюдаются в экстремальные годы на всех болотах, исключая *Канозерское*, где они не превышают 54 см.

На северо-западе, в провинции средней тайги и выпуклых болот юго-восточной Финляндии и Карельского перешейка, начальный период промерзания из-за частых оттепелей становится всё более продолжительным по времени: от начала ноября до середины декабря. Нарастание мёрзлого слоя заканчивается во второй декаде марта, а его полное разрушение наблюдается уже к концу апреля. Наибольшая средняя многолетняя глубина промерзания (23 см) установлена на повышениях сфагново-пушицево-кустарничкового, облесённого сосной микроландшафта. В отдельные годы при обильном выпадении снега болото не замерзает и покрывается на повышенных элементах микро рельефа промёрзшим тонким слоем в 1–3 см.

В нашей работе [10] показано, что изменение климата последнего 30-летнего периода существенно влияет на температурный режим торфяной залежи северо-западной и северной зон олиготрофных болот. Рост среднегодовых температур приземного слоя обуславливает большее прогревание торфяной залежи в вегетационный период с последующей аккумуляцией тепла и замедленной его теплоотдачей по глубине торфяной залежи. По отношению к предшествующему периоду за последнее 30-летие в северо-западной части зоны олиготрофных болот среднегодовая темпе-

ратура торфяной залежи увеличилась на 0,6 °C, а в северной части – на 0,8 °C. Динамика температур определяется положительными статистически значимыми линейными трендами [10].

На северо-западе *ЕТР* в период относительной стабильности климатических параметров (1951–1980 гг.) начало промерзания болота *Ламмин-Суо* в 40% случаев наблюдалось с середины октября до середины ноября. При изменении климатических характеристик (1981–2017 гг.) эти даты сдвигаются: в 57% случаев начало промерзания происходит в первой половине ноября. Полное оттаивание мёрзлого слоя для первого периода наблюдалось в апреле (56%) и начале мая (34%). Для второго периода с 25 по 30 апреля мёрзлый слой не наблюдался в 60% случаев. В северной части *ЕТР* для первого периода начало промерзания (*болото Иласское*) в 45% случаев наблюдалось во второй половине октября. При изменении климатических характеристик (1981–2010 гг.) начало промерзания в 70% случаев наблюдается в конце октября – начале ноября. Полное оттаивание мёрзлого слоя для первого случая происходило в июне – начале июля (45% случаев). В период изменения климатических характеристик средняя дата полного оттаивания болота приходится уже на середину мая.

На рис. 4 представлен ход изменения максимальной сезонной глубины промерзания отдельных микроландшафтов за период наблюдений на болоте *Ламмин-Суо*. На облесённых болотных микроландшафтах (кривые 1, 3, 4) с сомкнутостью крон сосны до 0,4 глубина промерзания постепенно уменьшалась весь период наблюдений (аппроксимирующая кривая II). В то же время на сравнительно открытых микроландшафтах (кривая 2)

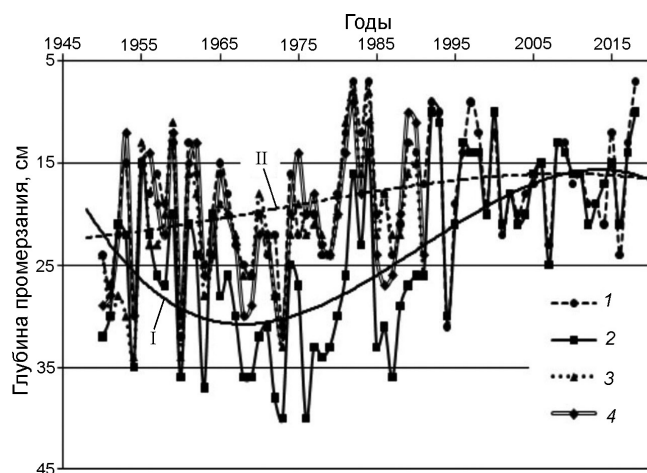


Рис. 4. Изменение величины сезонного промерзания микрорландшафтов болота Ламмин-Суо в период 1951–2017 г.:

комплекс: 1 – сфагново-кустарничково-пушицевый; 2 – сфагново-пушицево-кустарничковый; 3 – сосново-сфагново-кустарничковый; 4 – грядово-мочажинный; I – аппроксимирующая кривая открытого микрорландшафта (2); II – аппроксимирующая кривая облесённых микрорландшафтов (1, 3, 4)

Fig. 4. Seasonal freezing depth changes for micro landscapes of Lammin-Suo bog during the period of 1951–2017: 1 – sphagnum-shrubs-cotton grass; 2 – sphagnum-cotton grass-shrubs; 3 – pines with sphagnum and shrubs; 4 – ridge-pool complex; I – fitted curve for an open micro landscape (2); II – fitted curve for afforested micro landscapes (1, 3, 4)

с сомкнутостью крон 0,1–0,2 такие изменения носили более выраженный характер (аппроксимирующая кривая I). Относительное потепление климата уменьшает максимальную глубину промерзания торфяной залежи до средних значений – 16–18 см. В последнее десятилетие величина промерзания торфяной залежи стабилизировалась с имеющимся незначительным трендом на её рост в перспективе. При этом мощность мёрзлого слоя нивелируется по площади болотного массива, содержащего как открытые, так и лесные группы болотных микрорландшафтов. Этому способствуют даже незначительные оттепели, уменьшающие перераспределение снега по площади болота из-за снижения метелевого переноса снега.

На северном *болотном массиве Иласское* (рис. 5) многолетние изменения глубин промерзания грядово-мочажинного и грядово-озеркового комплексов близки (аппроксимирующие кривые I и II). Здесь, как и на южных болотах, большими изменениями по глубине промерзания характеризуются более открытые, сла-

бооблесённые или необлесённые микрорландшафты, в данном случае грядово-мочажинный комплекс. И хотя их многолетние нелинейные тренды к настоящему времени пересекаются на значении по глубине промерзания равной 30 см, повышенные элементы микрорельефа последнего (аппроксимирующая кривая II) промерзают сильнее, поскольку в этом микрорландшафте происходит значительный перенос снега с гряд на озёрки и мочажины.

С начала наблюдений до 1980 г. (табл. 5) средняя глубина промерзания на повышениях в сфагново-кустарничково-пушицевом, облесённом сосновой микрорландшафте на *болоте Ламмин-Суо* была равна 29 см. В 1981–2018 гг., периоде с относительно быстрым изменением климатических характеристик, она уменьшилась до 16 см, т.е. на 45% первоначальной величины. На гряде грядово-мочажинного комплекса *Иласского болота* (см. табл. 5) среднее значение глубины промерзания за период с 1955 по 1980 г. составило 38 см, а в последующий период оно снизилось до 27 см, что даёт различие в 29% первоначальной величины. Продолжительность существования мёрзлого слоя на болотах различных болотных провинций рассматриваемой территории изменяется от 194–

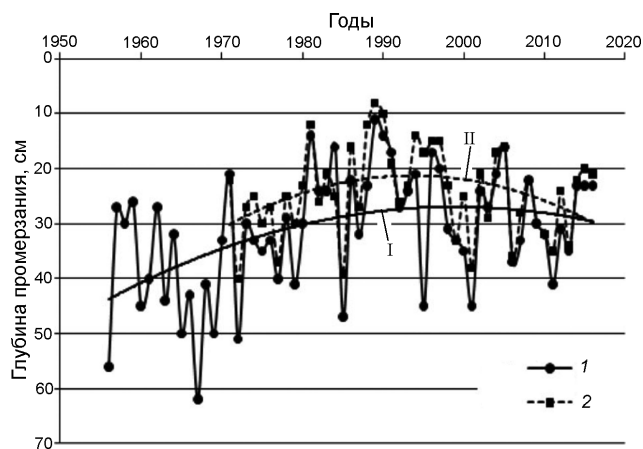


Рис. 5. Изменение величины сезонного промерзания комплексных микрорландшафтов болота Иласское в 1955–2017 г.:

комплекс: 1 – грядово-мочажинный; 2 – грядово-озерковый; I – аппроксимирующая кривая грядово-мочажинного комплекса; II – то же, грядово-озеркового комплекса

Fig. 5. Seasonal freezing depth changes for micro landscapes of Ilaskoye bog during the period of 1955–2017: 1 – ridge-pool complex; 2 – ridge-small lakes complex; I – fitted curve for a ridge-pool complex; II – fitted curve for ridge-small lakes complex

Таблица 5. Изменение характеристик глубины промерзания олиготрофных болот за различные климатические периоды

Микроландшафт, период наблюдений	Глубина промерзания форм микрорельефа, см					
	повышения (гряды, кочки, подушки)			понижения (озерки, мочажины)		
	средняя	max	min	средняя	max	min
Болото Иласское						
Грядово-мочажинный комплекс						
1955–1980	38	62	21	52	80	26
1981–2016	27	47	11	40	87	17
<i>изменение промерзания</i>	–11	–15	–10	–12	+7	–9
Грядово-озерковый комплекс						
1970–1980	29	40	22	49	63	36
1981–2016	23	39	8	38	54	13
<i>изменение промерзания</i>	–6	–1	–14	–11	–9	–23
Болото Ламмин-Суо						
Сфагново-кустарничково-пушицевый, облесённый сосной						
1950–1980	29	40	15	15	30	2
1981–2018	16	31	7	12	28	2
<i>изменение промерзания</i>	–13	–9	–8	–3	–2	0
Сфагново-кустарничково-пушицево-сосновый						
1950–1980	–21	–32	–13	–12	–24	–4
1981–2018	16	31	7	12	28	1
<i>изменение промерзания</i>	–5	–1	–6	0	+4	–3
Грядово-мочажинный комплекс						
1949–1980	23	34	11	21	42	8
1981–1991	16	26	8	16	22	6
<i>изменение промерзания</i>	–7	–8	–3	–5	–20	–2

200 сут. на северных и до 100–135 сут. на южных границах олиготрофной зоны. В отдельные годы на северных болотах мёрзлый слой может локально наблюдаться весь год. Отметим, что на этих болотах влияние относительного потепления климата на глубину промерзания торфяной залежи в значительной степени компенсируется уменьшением толщины снежного покрова.

Выводы

Комплексные наблюдения на специализированной сети болотных станций Росгидромета, охватывающие период с 1949 г. по настоящее время, позволили установить многолетние характеристики глубины промерзания болотных массивов севера и северо-запада Европейской территории России, основные факторы её формирования, пространственную и временную изменчивость. Наибольшая глубина промерзания в пределах рассматриваемой территории наблюдается на севере Кольского полуострова и составляет 48–66 см. В отдельные годы её экстремальные значения достигают 84–97 см. Болота юга северо-западного региона промерзают за-

метно меньше. Их средняя глубина промерзания – 21–24 см, экстремальные значения равны 32–40 см. При наличии мощного снежного покрова промерзание не превышает 10–15 см.

Главные факторы, определяющие глубину промерзания болот, – температура воздуха, толщина снежного покрова и степень обводнённости болотного микроландшафта. На разных этапах промерзания вклад их в этот процесс неодинаков. На начальном этапе определяющий фактор – температура внешней среды, а далее, по мере выпадения твёрдых атмосферных осадков, нарастает влияние толщины снежного покрова.

Пространственная изменчивость глубины промерзания внутри отдельного болотного микроландшафта или группы микроландшафтов уменьшается с увеличением мощности мёрзлого слоя. Вместе с тем рост глубины промерзания нивелирует мощность мёрзлого слоя по площади болотного массива, содержащего как открытые, так и лесные группы болотных микроландшафтов. Относительное потепление климата способствовало уменьшению глубины промерзания деятельного слоя торфяной залежи на всех болотах рассматриваемой территории, кроме многолетнемёрзлых бугри-

стых болот, где она практически не изменилась. На болотах центральной части олиготрофной зоны среднее многолетнее значение максимальной сезонной глубины промерзания для последнего климатического периода равно 16–18 см. На северных болотах к настоящему времени она составляет в среднем около 30 см. Если в первом случае эта величина относительно стабильна, то во втором случае период аккумуляции тепла торфяной залежью

закончился и наблюдается определённая тенденция к установлению относительной стабилизации средней глубины промерзания.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Л.А. Тимофеевой за помощь в подготовке статьи.

Acknowledgments. Authors gratefully acknowledge L.A. Timofeeva for the help with our paper preparing.

Литература

1. Георгиевский В.Ю., Ежов А.В., Шалыгин А.Л., Шикломанов И.А., Шикломанов А.И. Оценка влияния возможных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы рек территории бывшего СССР // Метеорология и гидрология. 1996. № 11. С. 89–99.
2. Калюжный И.Л., Романюк К.Д. Изменение водного режима болот севера и северо-запада России под влиянием климатических факторов // Метеорология и гидрология. 2010. № 7. С. 85–98.
3. Доманицкий А.П. Проходимость промерзших болот // Тр. науч.-исслед. учреждений Гидрометслужбы Красной Армии. 1943. Серия VIII. Вып. 4. С. 25–48.
4. Романов В.В. Гидрофизика болот. Л.: Гидрометеоздат, 1961. 359 с.
5. Чечкин С.А. Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 205 с.
6. Бородулин В.В., Калюжный И.Л., Новиков С.М. К методике измерений и расчетов промерзания болот // Тр. ГГИ. 1974. Вып. 222. С. 205–224.
7. Материалы наблюдений болотных станций за 1990 г.: Вып. 1. Санкт-Петербург, 1993. 548 с.
8. Наставление гидрологических станциям и постам: Гидрометеорологические наблюдения на болотах. Вып. 8. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 360 с.
9. Романов В.В., Рожанская О.Д. Опыт исследования физических свойств промерзшего слоя болот // Тр. ГГИ. 1948. Вып. 7 (62). С. 93–105.
10. Калюжный И.Л., Батыев В.И. Формирование температурного режима торфяной залежи при изменении климатических характеристик в северной и северо-западной зоне олиготрофных болот ЕТР // Тр. ГГО. 2015. Вып. 577. С. 156–168.

References

1. Georgievskiy V.Yu., Ezhov A.V., Shalygin A.L., Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I. Assessment of the effect of possible climate changes on hydrological regime and water resources of rivers in the former USSR. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1996, 11: 89–99. [In Russian].
2. Kalyuzhnyi I.L., Romanyuk K.D. Variations of the water regime of bogs of northern and northwestern Russia under influence of climatic factors. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 2010, 7: 85–98. [In Russian].
3. Domaniitskiy A.P. Possibility of frozen bogs. *Trudy nauchno-issledovatel'skikh uchrezhdeniy Gidrometsluzhby Krasnoy Armii*. Proc. of Research Institutions of the Hydrometeorological Service of the Red Army. Series VIII. Is. 4. 1943: 25–48. [In Russian].
4. Romanov V.V. *Gidrofizika bolot*. Hydrophysics of bogs. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1961: 359 p. [In Russian].
5. Chechkin S.A. *Vodno-teplovoy rezhim neosushennykh bolot i ego raschet*. Water-heat regime of undrained bogs and its calculation. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1970: 205 p. [In Russian].
6. Borodulin V.V., Kalyuzhnyi I.L., Novikov S.M. On the method of measuring and calculating bogs freezing. *Trudy Gosudarstvennogo Gidrologicheskogo Instituta*. Proc. of State Hydrological Institute. 1974, 222: 205–224. [In Russian].
7. *Materialy nablyudeniya bolotnykh stantsiy, 1990: Vypusk 1*. Observation data from bogs stations, 1990. Is. 1. Saint Petersburg, 1993: 548 p. [In Russian].
8. *Nastavleniye gidrometeorologicheskimi stantsiyami i postami*. Guidelines for hydrometeorological stations. *Gidrometeorologicheskiye nablyudeniya na bolotakh. Vypusk 8*. Hydrometeorological observations at bogs. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990, 8: 360 p. [In Russian].
9. Romanov V.V., Rozhanskaya O.D. Experience of study the physical properties of a frozen layer of bogs. *Trudy Gosudarstvennogo Gidrologicheskogo Instituta*. Proceedings of the State Hydrological Institute. 1948, 7 (61): 93–105. [In Russian].
10. Kalyuzhnyi I.L., Batuev V.I. Thermal regime forming for peat deposit within the north and northwest zones of oligotrophic bogs at the European Russia Territory under the climate changes. *Trudy Glavnoy Geofizicheskoy Observatorii*. Proc. of the Main Geophysical Observatory. 2015, 577: 156–168 [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 551:558.48

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-398>

Методика учёта лавинной опасности при территориальном планировании в России

© 2019 г. П.М. Родионова, А.С. Турчанинова*, С.А. Сократов, Ю.Г. Селиверстов, Т.Г. Глазовская

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

*alla_wave87@mail.ru

Methods of accounting the avalanche hazard for the territorial land-use planning in Russia

P.M. Rodionova, A.S. Turchaninova*, S.A. Sokratov, Yu.G. Seliverstov, T.G. Glazovskaya

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*alla_wave87@mail.ru

Received July 30, 2018 / Revised November 29, 2018 / Accepted March 22, 2019

Keywords: *avalanche hazard, land use planning, modeling, risk, snow avalanche.*

Summary

The legislation of the Russian Federation establishes the need to take into account hazardous natural processes and their parameters in territorial planning, as well as presentation of them in the relevant documentation in the form of maps. In a number of countries, there is a long-standing practice of mapping the avalanche zones basing on the definition of different levels of danger, which are used to limit or ban the construction in avalanche zones, as well as to project the anti-avalanche activities. Russia has experience in assessing risk and mapping the avalanche danger, but the practice of making such plans in our country is still not developed. The purpose of this work is to determine and plot on map avalanche zones on the example of one of the actively developed mountain regions of Russia. The all-season mountain resort «Gorky Gorod», located on Krasnaya Polyana in the Krasnodar region, was chosen as the object of study. Two approaches to the accounting and mapping of avalanche hazard in territorial planning were tested. In the first case, occurrence and pressure of avalanches were the determining factors. In the second case, critical avalanche pressure values were used to determine their destructive impact effect. To determine indexes (indicators) of the avalanche hazard, the simulation of snow avalanches in the RAMMS program was performed. According to the results of modeling for area of the «Gorky Gorod» resort schemes of the avalanche zones were constructed on the basis of two different approaches, having no account for the anti-avalanche measures used there. A more detailed plan based on a combination of these two approaches had also been drawn up and analyzed. The required criteria for determining the boundaries of zones with different levels of the danger are the subject for discussion. However, the proposed division of avalanche-dangerous territory into zones with different levels of the hazard at the stage of territorial planning meets the requirements of the legislation and contributes to improving human security, reducing the avalanche risk, and mitigating the consequences of emergencies caused by avalanches.

Citation: Rodionova P.M., Turchaninova A.S., Sokratov S.A., Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G. Methods of accounting the avalanche hazard for the territorial land-use planning in Russia. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2019. 59 (2): 245–257. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-398>.

Поступила 30 июля 2018 г. / После доработки 29 ноября 2018 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *моделирование, опасность, риск, снежная лавина, территориальное планирование.*

Исследование, направленное на совершенствование учёта лавинной опасности при территориальном планировании, выполнено для горного курорта «Горки Город» на Красной Поляне в Краснодарском крае. Апробированы два подхода к учёту лавинной опасности и их комбинации. Значения показателей лавинной опасности определены путём моделирования лавин в программе RAMMS. По результатам моделирования для территории курорта «Горки Город» составлены планы лавиноопасных зон.

Введение

Материалы по обоснованию схем территориального планирования Российской Федерации законодательно должны отображать территории,

в том числе в виде карт, подверженные риску возникновения чрезвычайных ситуаций природного характера [1]. Рекомендованы и масштабы графических материалов в зависимости от вида градостроительной деятельности [2]. К одним из

наиболее распространенных опасных природных явлений в горных районах России, приводящих к возникновению чрезвычайных ситуаций, относятся снежные лавины. Горные районы, в которых возможен сход лавин, занимают 18% территории Российской Федерации, ещё на 4,8% территории образование лавин может стать возможным при уничтожении леса на склонах или в результате изменений климата [3]. Всё увеличивающаяся активность освоения горных районов России требует учёта их региональной специфики при территориальном планировании, однако имеющаяся в нормативных документах карта степени лавинной активности на территории Российской Федерации дана в масштабе 1:20 000 000 [2], что недостаточно даже для схемы территориального планирования Российской Федерации в целом.

В ряде стран существует многолетняя практика составления крупномасштабных планов лавиноопасных зон. Планы предусматривают разделение территории на зоны с разными уровнями лавинной опасности. В зависимости от уровня в пределах выделенных зон должны выполняться противолавинные мероприятия: накладываются ограничения или вводится запрет на строительство; строятся защитные сооружения; усиливаются конструкции сооружений; разрабатываются планы эвакуации и др. Градации степени опасности лавиноопасных зон и показатели для их выделения в разных странах отличаются и определяются в первую очередь исходя из исторического опыта. Повторяемость лавин и давление фронта лавин на сооружение, запланированное к постройке, служат показателями для выделения лавиноопасных зон в Австрии, Швейцарии, Канаде и Франции [4]. В Исландии принят другой подход, основанный на численном определении уровня риска [5]. В этом же направлении ведутся разработки методологий в Канаде [6] и Италии [7].

В России накоплен большой опыт крупномасштабного картографирования снежных лавин [8] и имеются оценки лавинного риска территорий [9], однако практика составления планов лавиноопасных зон в нашей стране не получила развития. Картографирование лавинной опасности применяется в основном при инженерных изысканиях для строительства конкретных зданий и сооружений. Резуль-

таты изысканий должны содержать рекомендации для принятия решений по разработке мероприятий инженерной защиты [10] и обустройству инженерной защиты [2]. Последний документ определяет «категории опасности природных воздействий для исследуемых территорий» в случае лавин по площадной пораженности, объёму единовременного выноса и повторяемости. Нормативно определены возможные виды противолавинной защиты и правила обустройства защитных сооружений [11].

В этом же документе указано, что эффективность инженерной защиты должна определяться с учётом предотвращённых экономических и социальных потерь. Формально рекомендации должны присутствовать в отчётах по инженерным изысканиям уже на этапе выбора оптимального места размещения площадок (трасс) строительства [2, 10]. Однако расчёты параметров лавин в отечественной практике традиционно опираются на методики, представляющие собой одномерные модели [12, 13 и др.]. Таким образом, параметры лавин могут быть рассчитаны только для конкретных площадей, указанных в предоставляемых изыскателями планах территорий, объектов инфраструктуры и/или для соответствующих им профилей лавиносборов.

Очевидно, что и эффективность предлагаемых мер инженерной защиты, и сами меры, во всяком случае в отношении лавинной опасности, определяются требуемым для объекта местоположением, а не наоборот. Более того, в распоряжение изыскателей для анализа условий предоставляются цифровые модели рельефа местности до начала строительства, тогда как по окончании строительства условия могут сильно измениться [14]. Анализ многочисленных материалов показывает, что и на генеральных планах поселений и городских округов России в лучшем случае показаны зоны зарождения лавин, а территории, на которых происходят их движение и остановка, не обозначены.

Цель настоящей работы — отработка методики зонирования территории по степени лавинной опасности. В качестве объекта исследования выбран всесезонный горный курорт «Горки Город», расположенный на территории Красной Поляны в Краснодарском крае. Этот район хорошо изучен в отношении лавинной опасности с помощью принятых в отечественной практике

методов оценки лавинных характеристик и картографического предоставления лавиноопасных зон [15]. В процессе исследования апробированы два подхода к учёту и картографированию степени лавинной опасности при территориальном планировании в России. В первом случае определяющими факторами стали повторяемость и давление лавин. За основу определения границ лавиноопасных зон взяты швейцарские показатели [16]. Во втором случае использовались критические значения давления лавин, определяющие их разрушительный эффект [17, 18]. Для определения значений показателей лавинной опасности выполнены моделирование снежных лавин в программе RAMMS [19, 20], а также обобщение результатов, полученных на основе двух разных подходов.

Район исследования

Работа выполнена на примере всесезонного горного курорта «Горки Город», расположенного на северном склоне хр. Аибга на Красной Поляне в западной части Большого Кавказа. Красная Поляна — один из самых активно осваиваемых и популярных среди туристов горных курортов России. Для района исследования характерны: преобладающие значения абсолютной высоты от 1200 до 2400 м; углы наклона склонов — от 17° до 60°; формы рельефа, способствующие накоплению снега (цирки, эрозионные врезы); открытые пространства альпийских и субальпийских лугов. Район характеризуется наибольшим количеством выпадающих осадков в России [21], причём более 50% атмосферных осадков приходится на зимний период. Согласно различным литературным источникам, толщина снежного покрова на склонах гор в период максимального снегонакопления в среднем составляет 3 м и более, однако в отдельных местах она может достигать 8 м, о чём свидетельствуют данные метеорологической станции Ачишхо (абсолютная высота 1880 м). Здесь 13 марта 1983 г. зарегистрировано рекордное среди метеостанций СССР значение суточного максимума толщины снежного покрова равное 7,7 м [22]. Такие условия крайне благоприятны для образования снежных лавин. Наибольшую долю общего числа естественных лавин состав-

ляют лавины, вызванные снегопадами. Максимальная продолжительность лавиноопасного периода может достигать 200 дней. На Красной Поляне возможно образование лавин объёмом более 1 млн м³.

Горнолыжный курорт «Горки Город» занимает второе место по площади среди курортов Красной Поляны. На территории курорта расположены многочисленные объекты: горнолыжные трассы общей протяжённостью около 30 км; 11 канатных дорог и многие другие объекты (<https://gorkygorod.ru/about/>). Здесь работает противолавинная служба, проводятся противолавинные мероприятия. Выбор места исследования определён наличием у авторов необходимой для его проведения информации, а представленные далее результаты картирования относятся к гипотетическому сценарию отсутствия на исследуемой территории каких-либо противолавинных сооружений, т.е. состоянию до начала строительства объектов инфраструктуры курорта.

Методика исследования

В феврале и июле 2017 г. мы провели полевые исследования. Для выделения лавиноопасных зон использовали методы математического моделирования и геоинформационного картографирования снежных лавин. Применялись: программа моделирования лавин RAMMS; цифровая модель рельефа (ЦМР), созданная по топографическому плану масштаба 1:5000; разновременные аэрофото- и космические снимки. В работе не учитывались параметры снеговоздушных волн сходящих лавин, которые также могут оказывать влияние на туристов и инфраструктуру.

Основу программы RAMMS составляет двумерная модель, позволяющая моделировать движение лавин в условиях трёхмерного рельефа и созданная на основе одномерной гидравлической модели Вельми—Зальма [23, 24] и ряда других разработок. Программа RAMMS верифицирована по данным многолетних наблюдений на Кавказе [25], что позволяет использовать её в районе исследования без модификации. Модель даёт возможность рассчитать скорость, высоту потока и давление текучей лавины на препятствие для всей поверхности лавиносбора. Отметим, что с помощью одномерных моделей [12, 13] можно

рассчитать значения характеристик лавин только вдоль линии профиля. Модель RAMMS имеет следующие входные параметры: ЦМР; граница зоны зарождения лавины и толщина отрыва снежного пласта в ней; коэффициенты сухого и вязкого трения. Коэффициенты трения рассчитываются автоматически для каждой точки траектории движения лавины в зависимости от объёма и повторяемости лавины, высоты над уровнем моря, рельефа поверхности и наличия леса [20].

Выделение зон зарождения лавин. На начальном этапе составления плана лавиноопасных зон выделялись зоны зарождения лавин. С помощью ЦМР проанализированы морфометрические характеристики рельефа (уклон, экспозиция). По карте углов наклона выделены территории, благоприятные для лавинообразования. Угол наклона 30° условно принят за нижний предел лавиноактивных склонов, так как большинство лавин в районе исследования сходит со склонов с углом наклона $30\text{--}45^\circ$. Угол наклона 60° — верхний предел, за которым склоны становятся практически безопасными в лавинном отношении, так как снег на них практически не скапливается [26]. Боковые границы зон зарождения проводились по положительным перегибам рельефа (гребням, выходам скал). Границы лавинных очагов уточняли с учётом характера растительности по данным полевых наблюдений, а также на основе дешифрирования аэро-, фото- и космоснимков. Густой лес в данном регионе, как правило, не благоприятен для зарождения лавин, поэтому лавинные очаги были выделены в зоне луговой растительности.

В результате исследований на территории курорта выделено 87 зон зарождения лавин для последующего их моделирования с периодом повторяемости один раз в 30 лет (рис. 1). Для моделирования лавин с периодом повторяемости один раз в 300 лет зоны зарождения были объединены с учётом экспозиции склонов в 29 более крупных зон зарождения. Предполагается, что при образовании лавин с периодом повторяемости один раз в 300 лет одновременно может действовать несколько зон зарождения лавин, которые в другие годы работают по отдельности.

Определение толщины снежного покрова. Толщина снежного покрова, участвующего в образовании лавин разной повторяемости, определялась в соответствии со швейцарским

подходом [4] по приростам толщины снежного покрова за трёхдневный снегопад на уровне зон зарождения лавин. Значения приростов на разных высотах и различной обеспеченности рассчитаны по зависимостям, установленным при подготовке Зимних Олимпийских игр в Сочи в 2014 г. Средняя абсолютная высота линии отрыва лавин на курорте «Горки Город» — 2200 м. На этой высоте максимальная толщина снега, заданная для последующего моделирования лавин с повторяемостью один раз в 30 лет, составила 2,4 м, а максимальная толщина для моделирования лавин с повторяемостью один раз в 300 лет — 5,4 м. Значения максимальной толщины снежного покрова были пересчитаны в соответствии со средним углом наклона склонов в зонах зарождения лавин. Таким образом, толщина снежного покрова, заданная для периода повторяемости один раз в 30 лет, составила 0,96–1,5 м, а толщина, заданная для периода повторяемости один раз в 300 лет, — 2,14–4,4 м.

В существующих отечественных нормативных документах упоминаются превышения толщины снежного покрова один раз в 100 лет и один раз в 20 лет («...с вероятностью превышения 1–5% (в зависимости от уровня ответственности защищаемого объекта)...») [11], но для иллюстрации предлагаемой методологии конкретные цифры не имеют большого значения. Кроме того, нормативы в отношении объектов инфраструктуры вряд ли применимы для людей, временно находящихся на лавиноопасных склонах, а последние не менее важны при рассмотрении таких объектов, как горнолыжные курорты.

Моделирование лавин определённой повторяемости. Для составления плана лавиноопасных зон смоделировано 87 лавин с повторяемостью один раз в 30 лет и 29 лавин с повторяемостью один раз в 300 лет. Для каждого периода повторяемости рассчитаны объём и максимальные значения высоты потока, скорости и давления лавины на препятствие (табл. 1), а также дальности выброса лавин (рис. 2 и 3). Расчёт показал, что максимальный объём 300-летних лавин превышает объём 30-летних почти в шесть раз. Максимальное давление 300-летних лавин — более 1000 кПа, а максимальное давление 30-летних достигает 720 кПа. Максимальная высота потока 300-летних лавин почти в три раза больше, чем у 30-летних. Наиболее опас-

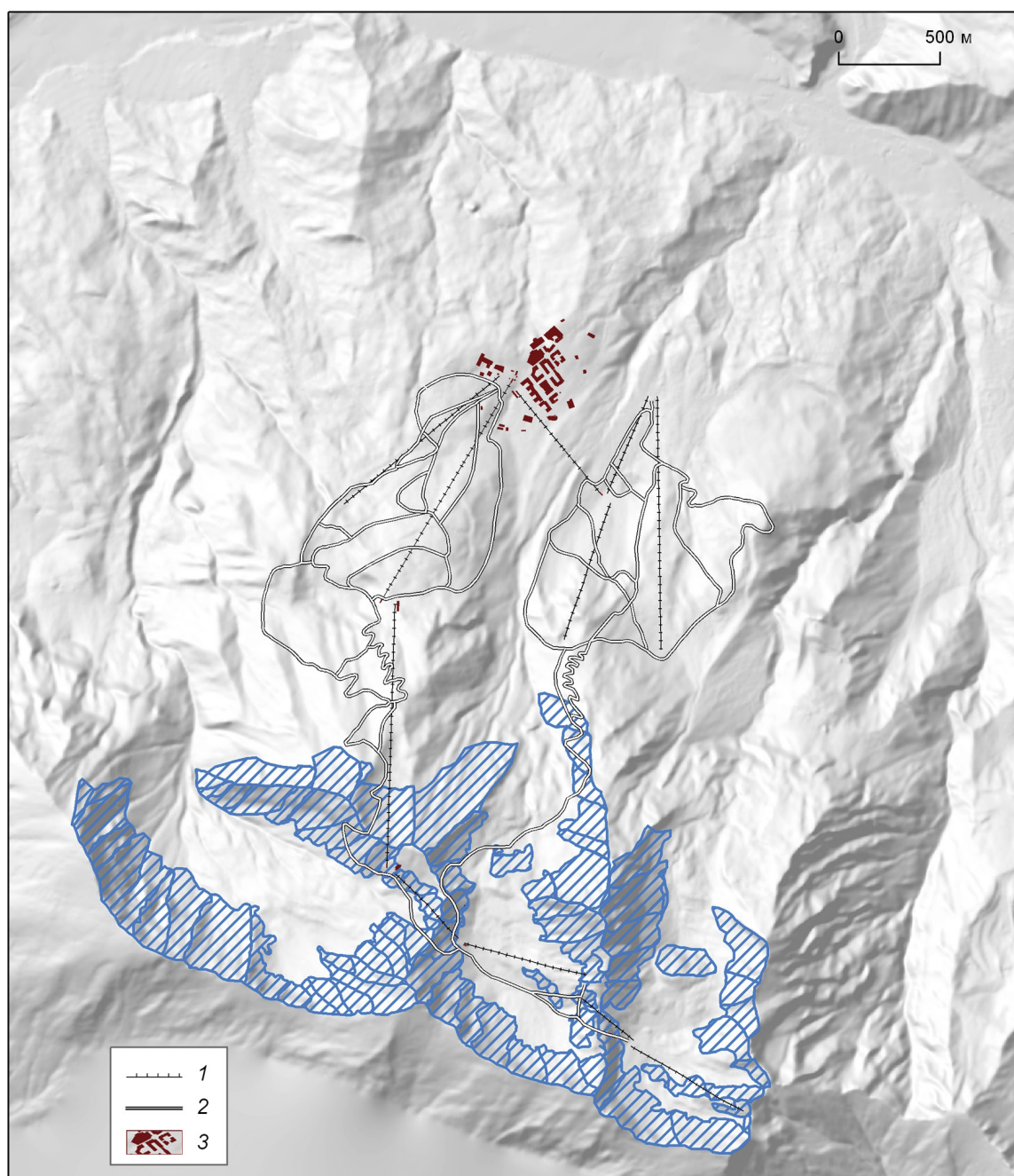


Рис. 1. Зоны зарождения лавин с повторяемостью один раз в 30 лет, выделенные на территории курорта «Горки Город» (голубая штриховка):

1 – канатные дороги; 2 – трассы; 3 – здания (на рис. 1–4)

Fig. 1. Release zones of avalanches with 30-years return period, indicated on the territory of «Gorky Gorod» mountain resort (blue hatch):

1 – ski lifts; 2 – ski pistes; 3 – buildings (on Fig. 1–4)

ны на территории курорта лавины из цирка № 1 (см. рис. 2). Все рассчитанные характеристики лавин, кроме высоты потока, достигают здесь наибольших значений. Максимальные значения давления лавин разной повторяемости, образу-

ющихся в других цирках и под ними, составляют более 30 кПа, указывая высокую опасность этих лавин для объектов инфраструктуры.

Результаты расчётов максимальной дальности выброса и границ распространения лавин

Таблица 1. Характеристики лавин с повторяемостью один раз в 30 лет (числитель) и один раз в 300 лет (знаменатель)

Расположение зон зарождения	Объём, м ³	Максимальное давление, кПа	Максимальная скорость, м/с	Максимальная высота потока, м
Цирк № 1	15 920–145 260 155 890–840 470	245–720 620–1080	30–50 45–60	5–15 20–40
Цирк № 2	10 930–75 785 35 425–780 900	80–535 230–1205	15–40 35–65	5–15 10–35
Цирк № 3	15 430–135 810 40 490–715 970	95–590 260–1030	20–45 30–60	2–20 10–30
Под цирком № 1	15 220–75 550 15 690–380 660	100–650 265–1135	20–45 30–60	5–10 5–50
Под цирком № 2	5 350–55 500 275 000–465 590	320–680 695–1105	30–45 50–60	5–10 20–25

были сопоставлены с результатами полевых обследований и дешифрирования аэрофото- и космических снимков. Результат сопоставления признан удовлетворительным.

Составление плана лавиноопасных зон. Результаты моделирования лавин легли в основу составления планов (см. рис. 2, 3) лавиноопасных зон на основе двух различных подходов – швейцарского и подхода, определяющего разрушительный эффект лавин в зависимости от их давления при ударе [17, 18]. Планы лавиноопасных зон составлены без учёта проводимых на территории курорта противолавинных мероприятий.

В Швейцарии [16] принято выделение двух основных зон по степени лавинной опасности: красной (высокая) и голубой (средняя). К *красной зоне* относят территории, где период повторяемости лавин ≤ 30 лет при любом давлении, а также территории с периодом повторяемости лавин до 300 лет при давлении > 30 кПа. В красной зоне проектирование новых объектов инфраструктуры запрещено. Исключение возможно только при строительстве защитных сооружений. К *голубой зоне* относят территории, где период повторяемости лавин > 30 и ≤ 300 лет при давлении лавин < 30 кПа. В голубой зоне разрешено строительство новых объектов инфраструктуры с обязательным выполнением требований усиления конструкции сооружения, придания ему специальной формы, а также разработки способов эвакуации. Приведём потенциальный разрушительный эффект лавин в зависимости от их давления (кПа) при ударе [17, 18]: 0–1 – нет; 1–10 – может засыпать, ранить или убить человека, выдавливает окна; 10–100 – может разрушить деревянное здание или автомашину; 100–1000 –

может разрушить каменные сооружения и металлические конструкции; > 1000 – может разрушить железобетонные сооружения.

Планы были составлены в программе ArcGIS 10.3. На первом этапе были импортированы файлы со значениями давления 30-летних и 300-летних лавин в формате .asc из программы RAMMS. Далее с помощью инструмента «Mosaic» в результате обобщения значений расчётов 87 и 29 лавин, каждому из которых соответствовал свой растр, было создано два обобщающих растра максимальных значений давления 30- и 300-летних лавин в каждой точке поверхности. В результате наложения слоёв выделены красная и голубая зоны (см. рис. 2). На основе результатов расчёта давления лавин с повторяемостью один раз в 300 лет выделены зоны в интервалах значений, характеризующихся различным потенциальным разрушительным эффектом лавин (см. рис. 3).

Результаты

Для территории горного курорта «Горки Город» составлены планы лавиноопасных зон (см. рис. 2, 3). Общая площадь лавиноопасной территории курорта, согласно двум рассмотренным в работе подходам к выделению лавиноопасных зон, составляет 7,8 км². При этом, согласно швейцарскому подходу, площадь красной зоны составляет 6,6 км², а голубой – 1,2 км².

В зону с давлением от 1 до 10 кПа попадают здания в диапазоне высот 950–960 м и частично трассы в диапазоне высот 1035–1175 м. Эта зона опасна для человека. В соответствии со швейцарским

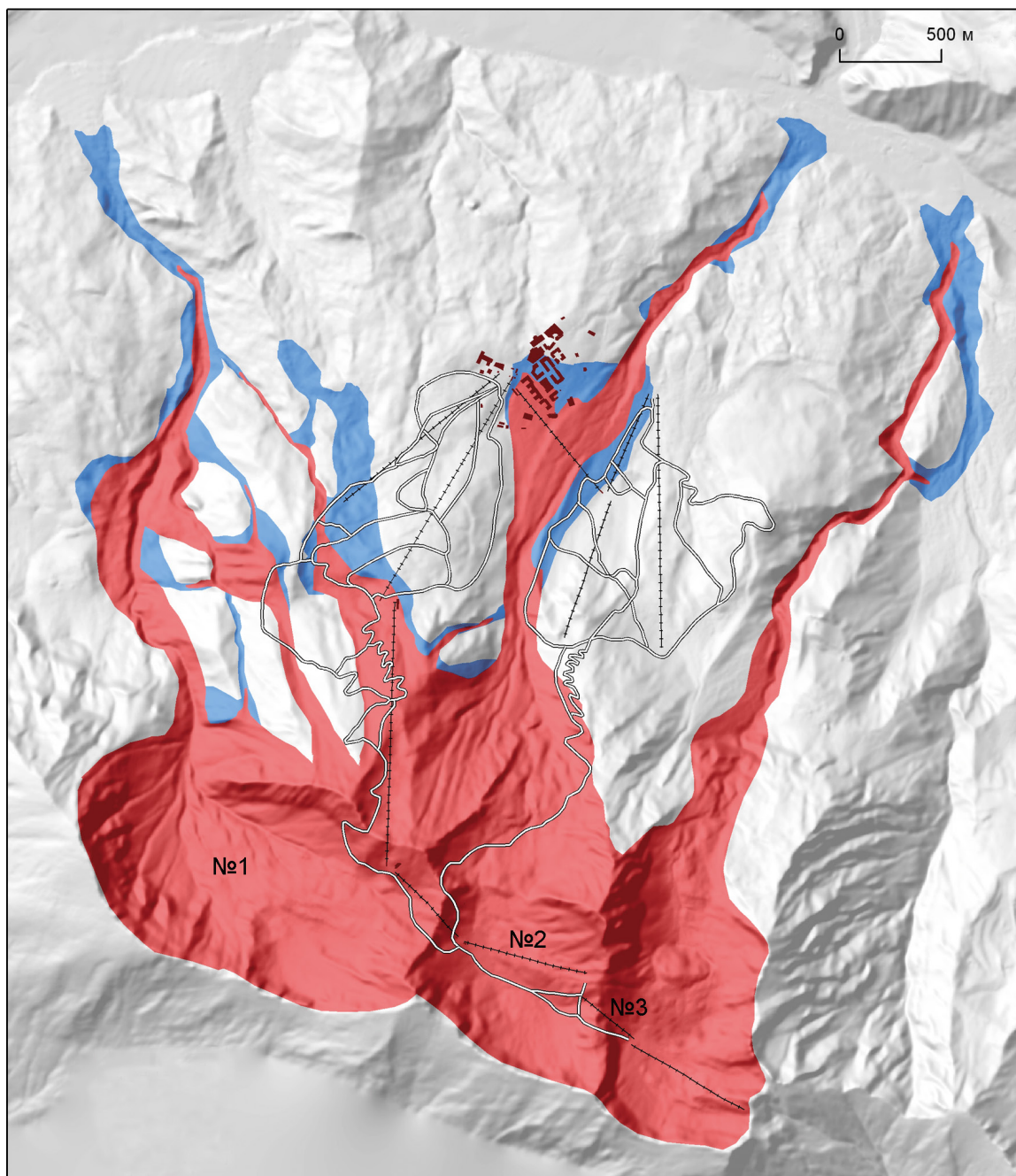


Рис. 2. План лавиноопасных зон, составленный в соответствии со швейцарскими критериями [16]:

№ 1 – № 3 – цирки; красная зона – высокая степень лавинной опасности, голубая зона – средняя степень лавинной опасности (критерии выделения зон – см. текст)

Fig. 2. Avalanche hazard zoning plan, developed according to Swiss approach [16]:

№ 1 – № 3 – the avalanche basins; red zone – high avalanche hazard, blue zone – medium avalanche hazard (the definition criteria are presented in the text)

подходом эта зона – голубая. В зоне с давлением от 10 до 100 кПа расположены: здания в диапазоне высот 960–1210 м; частично канатные дороги в диапазоне высот 1450–1460 м и 2065–2105 м; частично трассы в диапазоне высот 1120–1420 м.

Эта зона опасна для человека, деревянных зданий и сооружений, а также автомобильного транспорта. В соответствии со швейцарским подходом, эта территория частично попадает в красную, а частично – в голубую зоны. В зону с давлением

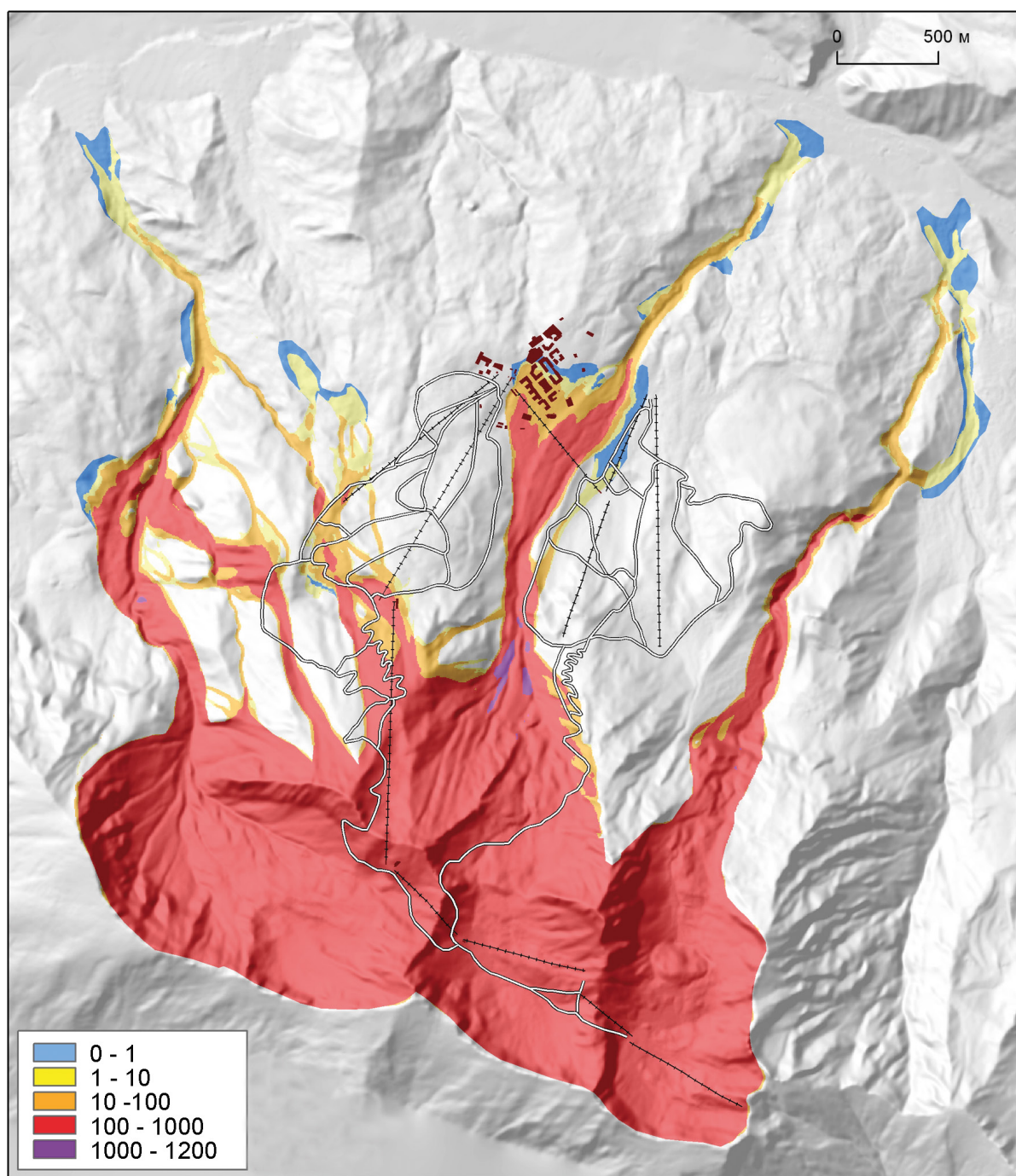


Рис. 3. План лавиноопасных зон, показывающий потенциальный разрушительный эффект лавин в зависимости от их давления при ударе [17, 18].

Цвета выделены зоны с определёнными значениями давления лавин (кПа) с периодом повторяемости один раз в 300 лет, характеризующиеся разрушительным эффектом: 0–1 – нет; 1–10 – может засыпать, ранить или убить человека, выдавливает окна; 10–100 – может разрушить деревянное здание или автомашину; 100–1000 – может разрушить каменные сооружения и металлические конструкции; 1000–1200 – может разрушить железобетонные сооружения

Fig. 3. Avalanche hazard zoning plan, showing the potential destructive effect of avalanches depending on the avalanches impact pressures [17, 18].

Colors present the zones with specific interval of avalanche's impact pressure (kPa) with 300-years return period, characterized by the destructive effect: 0–1 – no; 1–10 – can bury, wound or kill the person, squeezes out windows; 10–100 – can destroy the wooden building or the car; 100–1000 – can destroy stone and metal constructions; 1000–1200 – can destroy reinforced concrete constructions

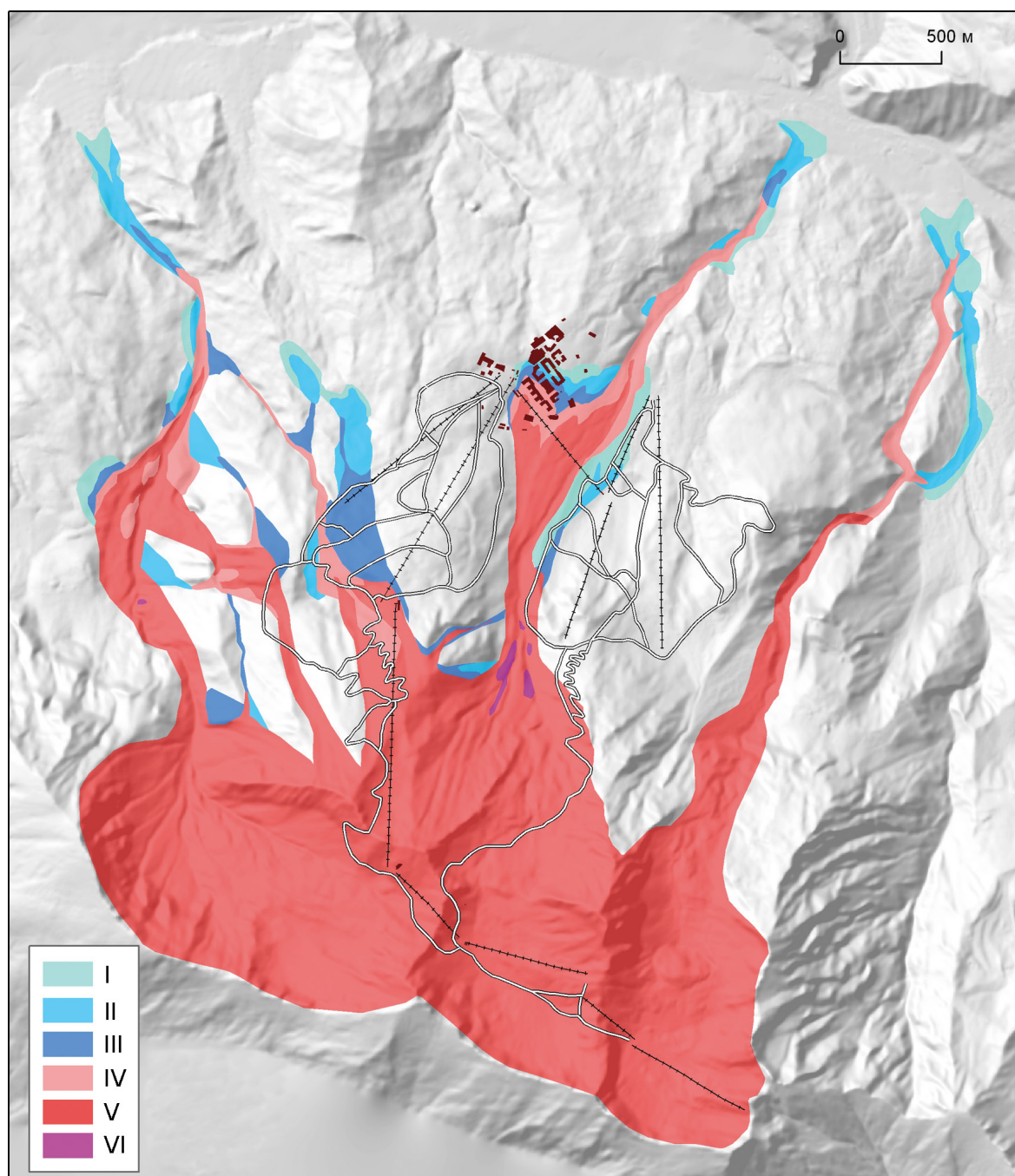


Рис. 4. План лавиноопасных зон, разработанный на основе комбинации двух подходов (см. рис. 2–3): I–VI – см. табл. 2

Fig. 4. Avalanche hazard zoning plan developed using a combination of the two approaches (Fig. 2, 3): I–VI – see Table 2

от 100 до 1000 кПа попадают: здания в диапазоне высот 1000–1010 м; канатные дороги; трассы в диапазоне высот 1340–2055 м. В этой зоне лавины опасны для зданий и сооружений. В соответствии со швейцарским подходом эта территория попадает в красную зону. Площадь территории,

где давление лавины превышает 1000 кПа, незначительна. Согласно швейцарскому подходу, эта территория также попадает в красную зону.

Помимо прямого использования подходов, описанных здесь, практическое значение может иметь и их комбинация (рис. 4). Выделенные по

Таблица 2. Критерии выделения лавиноопасных зон на основе комбинации двух подходов – швейцарского [16] и подхода, определяющего разрушительный эффект лавин в зависимости от их давления при ударе [17, 18]

Номер зоны (см. рис. 4)	Разрушительный эффект лавины	Возможности использования территории под строительство	Период повторяемости, лет	Давление лавины с повторяемостью один раз в 300 лет, кПа
I	Нет	Строительство разрешено с обязательным выполнением требований: усиления конструкции сооружения; придания ему специальной формы; разработка способов эвакуации	≤ 300	< 1
II	Может засыпать, ранить или убить человека; выдавливает окна			1–10
III				10–30
IV	Может разрушить деревянное здание или автомашину	Строительство запрещено. Исключение возможно только при обязательном строительстве защитных сооружений	≤ 30	< 30
V	Может разрушить каменные сооружения и металлические конструкции		≤ 300	30–100
VI	Может разрушить железобетонные сооружения			100–1000
				> 1000

Таблица 3. Примеры критериев градации зон по степени лавинной опасности (T – период повторяемости, лет; I – сила удара, кПа) [6, 7]

Степень лавинной опасности	Италия	Франция	Швейцария	Австрия
Высокая	$T = 30, I \geq 3$; $T = 100, I \geq 15$	$T = 100, I \geq 30$	$T \leq 300, I \geq 30$; $T < 30, I \leq 30$	$T = 150, I > 10$; $T = 10, I > 3$
Средняя	$T = 30, I < 3$; $T = 100, I < 15$	$T = 100, 1 \leq I < 30$	$10 \leq T \leq 300, I < 30$ (для сухих лавин $T < 30, I \leq 3$)	$T = 150, 1 < I < 10$; $T = 10, 1 < I < 3$
Низкая	$T = 100, I < 3$; $T > 100$	$T = 100, I < 1$	$T > 300, I < 3$ (для сухих лавин $T \geq 30, I \leq 3$)	Не выделяется

результатам первого подхода «голубая» и «красная» зоны (см. рис. 2) разбиваются на шесть подзон (три подзоны для каждой из зон, см. рис. 4), каждая из которых характеризуется своим разрушительным эффектом лавин и необходимостью соблюдения определённых ограничений при использовании территории под строительство (табл. 2). Возможно также объединение отдельных подзон или установление каких-либо других границ между ними, что должно определяться имеющимися требованиями к безопасности и допустимому риску. Различия в критериях, используемых в ряде стран, показаны в табл. 3.

Выводы

Применение рассмотренной в работе методики учёта лавинной опасности при территориальном планировании позволяет выбирать полностью безопасные или наименее опасные из возможных местоположения под строительство

зданий и сооружений, что, несомненно, может положительно повлиять на эффективность предлагаемых мер инженерной защиты и снижение стоимости строительства. Отсутствие значительных разрушений за период функционирования курорта «Горки Город» позволяет сделать вывод, что в целом применяемые на территории курорта противолавинные мероприятия, а также работа противолавинной службы достаточно эффективны, так как препятствуют реализации возможных сценариев негативного воздействия лавин на рекреационные объекты. Однако время функционирования курорта составляет менее 10 лет, что значительно меньше проанализированных сценариев 30- и 300-летних периодов повторяемости лавин.

Выбор подхода к выполнению зонирования остаётся дискуссионным, но отметим, что разделение лавиноопасной территории на зоны с разными уровнями опасности и установление в каждой зоне определённых ограничений или запрета на строительство, а также требований по

защите от лавин создаёт дополнительное удобство при территориальном планировании и позволяет обеспечить требуемую безопасность. По мнению авторов, такое зонирование должно проводиться как в рамках территориального планирования Российской Федерации, полностью соответствуя требованию законодательства о представлении в планах характеристик опасных природных процессов (в данном случае снежных лавин) [1], так и при инженерных изысканиях. Существующие технологии позволяют это делать, однако установление критериев определения граничных параметров при выделении зон должно вестись исходя из исторического опыта, специфики экономического использования территории и уровня ответственности за последствия схода лавин.

Рассмотренную здесь методику в первую очередь следует использовать при проектировании и капитальном строительстве. Она не примени-

ма для горнолыжных трасс, а также временно находящихся на лавиноопасных склонах людей. В последнем случае более целесообразна методика зонирования, основанная на определении индивидуального риска [9, 27].

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотрудникам лавинной службы курорта «Горки Город» за помощь в выполнении работы. Исследование выполнено в рамках гранта РНФ № 16-1700104 «Лавинный и селевой риск на территории России: оценка, прогноз и меры по его снижению».

Acknowledgments. We would like to thank the staff of the Avalanche Warning Service of the «Gorky Gorod» mountain resort for their help. The research was supported by the Russian Science Foundation grant № 16-1700104, «Snow avalanches and debris flows risk at the territory of Russia: estimation, forecast and mitigation measures».

Литература

References

1. Градостроительный кодекс Российской Федерации от 29.12.2004 № 190-ФЗ (ред. от 03.08.2018).
2. СП 115.13330.2016 «СНиП 22-01-95 Геофизика опасных природных воздействий». М.: изд. Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства РФ, 2016. 40 с.
3. Глазовская Т.Г. Оценка лавиноопасных территорий мира (методика и результаты): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1987. 24 с.
4. The Technical Avalanche Protection Handbook / Eds.: F. Rudolf Miklau, S. Sauermoser, A.I. Mears. Berlin: Ernst & Sohn, 2015. 430 p. doi: 10.1002/9783433603840.
5. Arnalds P., Jónasson K., Sigurðsson S. Avalanche hazard zoning in Iceland based on individual risk // *Annals of Glaciology*. 2004. V. 38. P. 285–290. doi: 10.3189/172756404781814816.
6. McClung D.M. Risk-based definition of zones for land-use planning in snow avalanche terrain // *Canadian Geotechnical Journ.* 2005. V. 42. № 4. P. 1030–1038. doi: 10.1139/t05-041.
7. Cappabianca F., Barbolini M., Natale L. Snow avalanche risk assessment and mapping: A new method based on a combination of statistical analysis, avalanche dynamics simulation and empirically-based vulnerability relations integrated in a GIS platform // *Cold Regions Science and Technology*. 2008. V. 54. № 3. P. 193–205. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.06.005.
8. Town-Planning Code of the Russian Federation. 29.12.2004 № 190-FZ (ed. 03.08.2018). [In Russian].
9. SP 115.13330.2016 «SNiP 22-01-95 Geophysics of hazardous natural processes». Moscow: Ministry of Construction, Housing and Utilities of the Russian Federation, 2016: 40 p. [In Russian].
10. Glazovskaya T.G. *Otsenka lavinoopasnykh territoriy mira (metodika i rezul'taty)*. Assessment of avalanche hazard territories of the world (method and results). PhD Thesis. Moscow: MSU, 1987: 24 p. [In Russian].
11. The Technical Avalanche Protection Handbook / Eds.: F. Rudolf-Miklau, S. Sauermoser, A.I. Mears. Berlin: Ernst & Sohn, 2015: 430 p. doi: 10.1002/9783433603840.
12. Arnalds P., Jónasson K., Sigurðsson S. Avalanche hazard zoning in Iceland based on individual risk. *Annals of Glaciology*. 2004, 38: 285–290. doi: 10.3189/172756404781814816.
13. McClung D.M. Risk-based definition of zones for land-use planning in snow avalanche terrain. *Canadian Geotechnical Journ.* 2005. 42 (4): 1030–1038. doi: 10.1139/t05-041.
14. Cappabianca F., Barbolini M., Natale L. Snow avalanche risk assessment and mapping: A new method based on a combination of statistical analysis, avalanche dynamics simulation and empirically-based vulnerability relations integrated in a GIS platform. *Cold Regions Science and Technology*. 2008. 54 (3): 193–205. doi: 10.1016/j.coldregions.2008.06.005.
15. Glazovskaya T.G. Domestic avalanche mapping: results and prospects. Ed. A.L. Shnyarkov. *Snezhnye laviny, seli*

8. Глазовская Т.Г. Отечественное лавинное картографирование: результаты и перспективы // Снежные лавины, сели и оценка риска / Ред. А.Л. Шныпарков. М.: Изд-во МГУ, 2004. С. 6–14.
9. Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Glazovskaya T.G., Turchaninova A.S. Risk assessment in the North Caucasus ski resorts // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2016. V. 16. № 10. P. 2227–2234. doi: 10.5194/nhess-16-2227-2016.
10. СП 47.13330.2016 «СНиП 11-02-96 Инженерные изыскания для строительства. Основные положения». М.: изд. Министерства строительства и жилищно-коммунального хозяйства РФ, 2016. vii+160 с.
11. СП 116.13330.2012 «СНиП 22-02-2003 Инженерная защита территорий, зданий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения». М.: изд. Министерство регионального развития РФ, 2012. 60 с.
12. СН 517–80 «Инструкция по проектированию и строительству снеголавинных сооружений». М.: Стройиздат, 1980. 15 с.
13. ВСН 02–73 «Указания по расчёту снеголавинных нагрузок при проектировании сооружений». М.: Гидрометеиздат, 1973. 20 с.
14. Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л., Колтерманн К.П. Антропогенное влияние на лавинную и селевую активность // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 121–128. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-121-128.
15. Казаков Н.А., Генсировский Ю.В., Казакова Е.Н. Лавинные процессы в бассейне реки Мзымты и проблемы противолавинной защиты олимпийских объектов в Красной Поляне // Геориск. 2012. № 2. С. 10–31.
16. Richtlinien zur Berücksichtigung der Lawinengefahr bei raumwirksamen Tätigkeiten. Bern: Eidgenössische Drucksachen- und Materialzentrale (EDMZ), 1984. 42 S.
17. Perla R.I. Avalanche release, motion and impact // Dynamics of snow and ice masses / Ed. S.C. Colbeck. Academic Press, 1980. P. 397–462. doi: 10.1016/B978-0-12-179450-7.50012-7.
18. Божинский А.Н., Лосев К.С. Основы лавиноведения. Л.: Гидрометеиздат, 1987, 280 с.
19. Christen M., Bartelt P., Kowalski J. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 63. № 1–2. P. 1–14. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.04.005.
20. Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L. RAMMS: AVALANCHE User Manual. V 1.7.0. Davos: SLF, 2017. iii+97 p.
21. Национальный атлас России: Т. 2. Природа и экология. М.: Роскартография, 2007. 495 с.
22. *i otsenka riska*. Snow avalanches, debris flows and risk assessment. Moscow: MSU, 2004: 6–14. [In Russian].
23. Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Glazovskaya T.G., Turchaninova A.S. Risk assessment in the North Caucasus ski resorts. Natural Hazards and Earth System Sciences. 2016, 16 (10): 2227–2234. doi: 10.5194/nhess-16-2227-2016.
24. СП 47.13330.2016 «СНиП 11-02-96 Engineering survey for construction. Basic principles». Moscow: Ministry of Construction, Housing and Utilities of the Russian Federation, 2016: vii+160 p. [In Russian].
25. СП 116.13330.2012 «СНиП 22-02-2003 Engineering protection of territories, buildings and structures from dangerous geological processes. Basic principles». Moscow: Ministry of Ministry of Regional Development of Russian Federation, 2012: 60 p. [In Russian].
26. SN 517–80 «Instruction on the design and construction of snow avalanches protection structures». Moscow: Stroiizdat, 1980: 15 p. [In Russian].
27. VSN 02–73 «Directions on calculation of snow avalanches loads in design of constructions». Moscow: Gidrometeoizdat, 1973: 20 p. [In Russian].
28. Sokratov S.A., Seliverstov Yu.G., Shnyparkov A.L., Kolt-ermann K.P. Anthropogenic effect on avalanche and debris flow activity. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 121–128. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-121-128. [In Russian].
29. Kazakov N.A., Gensirovsky Yu.V., Kazakova E.N. Avalanche processes in the Mzymta River basin and anti-avalanche protection problems of the Olympic objects in Krasnaya Polyana. *Georisk*. Georisk. 2012, 2: 10–31. [In Russian].
30. Richtlinien zur Berücksichtigung der Lawinengefahr bei raumwirksamen Tätigkeiten. Bern: Eidgenössische Drucksachen- und Materialzentrale (EDMZ), 1984: 42 S.
31. Perla R.I. Avalanche release, motion and impact. Dynamics of snow and ice masses. Ed. S.C. Colbeck. Academic Press, 1980: 397–462. doi: 10.1016/B978-0-12-179450-7.50012-7.
32. Bozhinskiy A.N., Losev K.S. The fundamentals of avalanche science (Mitteilungen des Eidgenössischen Instituts für Schnee- und Lawinenforschung 55). Davos: SLF, 1998: 280 p.
33. Christen M., Bartelt P., Kowalski J. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology. 2010, 63 (1–2): 1–14. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.04.005.
34. Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L. RAMMS: AVALANCHE User Manual. V 1.7.0. Davos: SLF, 2017: iii+97.
35. *Natsionalny Atlas Rossii*. T. 2. *Priroda i ekologiya*. National Atlas of Russia: V. 2 «Environment. Ecology». Moscow: Roskartografiya, 2007: 495 p. [In Russian].

22. Погорелов А.В. О «полосе снежности» Большого Кавказа // Гляциология горных областей: Тр. Среднеазиатского регионального науч.-исслед. ин-та им. В.А. Бугаева. Вып. 129 (210) / Ред. М.И. Геткер, В.Ф. Суслов. М.: Московское отделение Гидрометеоздата, 1988. С. 25–30.
23. Voellmy A. Über die Zerstörungskraft von Lawinen // Schweizerische Bauzeitung. 1955. V. 73. № 12. S. 159–165; № 15. S. 212–217; № 17. S. 246–249; № 19. S. 280–285.
24. Salm B. Contribution to avalanche dynamics // International Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches, 5–10 April 1965, Davos, Switzerland: Reports and discussions (IAHS Proceedings and Reports «Red books», publ. 69). Wallingford: IAHS Press, 1966. P. 199–214.
25. Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г. Моделирование снежных лавин в программе RAMMS в России // Геориск. 2015. № 4. С. 42–47.
26. Благовещенский В.П. Определение лавинных нагрузок. Алма-Ата: Гылым, 1991. 116 с.
27. Komarov A., Seliverstov Yu., Turchaninova A., Sokratov S. A new approach to avalanche risk assessment in Russia // Proceedings, International Snow Science Workshop (ISSW), Innsbruck, Austria, 2018. Innsbruck, 2018. P. 241–245.
22. Pogorelov A.V. On the «belt of snowiness» of the Great Caucasus. Eds.: M.I. Getker, V.F. Suslov. *Glyatsiologiya gornyykh oblastey*. Glaciology of mountain regions: Proc. of the Central Asian Regional Institute, 129 (210). Moscow: Moskovskoe otdelenie Gidrometeoizdata, 1988: 25–30. [In Russian].
23. Voellmy A. Über die Zerstörungskraft von Lawinen. Schweizerische Bauzeitung. 1955. 73 (12): 159–165; (15): 212–217; (17): 246–249, (19): 280–285.
24. Salm B. Contribution to avalanche dynamics. International Symposium on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches, 5–10 April 1965. Davos, Switzerland: Reports and discussions (IAHS Proceedings and Reports «Red books» publication 69). Wallingford: IAHS Press, 1966: 199–214.
25. Turchaninova A.S., Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G. Modeling of snow avalanches using RAMMS in Russia. *Georisk*. 2015, 4: 42–47. [In Russian].
26. Blagoveshchenskiy V.P. *Opreделение lavinnykh nagruzok*. The definition of avalanches loads. Almaty: Gylm, 1991: 116 p. [In Russian].
27. Komarov A., Seliverstov Yu., Turchaninova A., Sokratov S. A new approach to avalanche risk assessment in Russia. Proceedings, International Snow Science Workshop, Innsbruck, Austria, 2018. Innsbruck: ISSW, 2018: 241–245.

Суровость современного климата в Сибирском Заполярье

© 2019 г. Е.В. Максютова*, Л.Б. Башалханова

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

*emaksyutova@irigs.irk.ru

Severity of the present-day climate in the Polar regions of Siberia

E.V. Maksyutova*, L.B. Bashalkhanova

Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

*emaksyutova@irigs.irk.ru

Received August 2, 2018 / Revised November 24, 2018 / Accepted March 22, 2019

Keywords: *air temperature, Arctic, climate change, discomfort, indicator of weather severity, landscapes, the cold season, wind speed.***Summary**

Over the period 1981–2015 severe climatic conditions on the North of Siberia (area within 66–162° E above the Polar Circle) were characterized by significant space-time variations of air temperature at the cold period of the year. This conclusion is made on the basis of analysis of observations made about 13 hour of local time. Positive changes in the mean seasonal air temperature were observed here in October–April. The largest rates of air temperature rise with a pronounced gradient to the West were noted in high latitudes, i.e. in Arctic glacial and polar desert landscapes. The change in weather severity which is one of characteristics of the climate discomfort was analyzed by means of the Arnoldi index (TA). This index reflects the combined effect of negative temperatures and stiff wind on the thermal state of the open surface of the human body. Together with the space-time dynamics of the actual TA values, important values of TA are its threshold values (more than 30 and more than 45 units) which determine a degree of discomfort. Duration of these periods, limiting a possibility of a person's stay in the open air, is also extremely important as well. In recent decades (1981–2015), the spatial differentiation of the number of days (from 80 to 160) limiting the human's stay in the open air reflects in the main fluctuations of the air temperature and wind regime in polar landscapes. Slight warming (a rise of the air temperature) and small wind speed variability during the period from October to April in 1981–2015 resulted in a certain decrease in the index of weather severity in relation to the period 1966–1980, since the last one did not go beyond limit of the interannual variability. Despite the stable increase in the air temperature in 1981–2015, no tendency to reduction of the number of days limiting human's stay in the open air was noted. The duration of this period for 1981–2015 is similar to that observed in 1936–1964, and we believe that this is suggestive of manifestation of the cyclicity of atmospheric processes and is agreed with a gradual decrease in the rate of the temperature rise. In the last period duration of the period limiting human stay in the open air in the considered area remains high and ranges from 3.5 (to the west of 80° E) to 5 months on islands and capes of the region. So, as is demonstrated by the above example of space-time dynamics of the weather severity index at the time about 13 hours of local time, no decrease in the level of discomfort in polar Siberia is found.

Citation: Maksyutova E.V., Bashalkhanova L.B. Severity of the present-day climate in the Polar regions of Siberia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019. 59 (2): 258–266. [In Russian]. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-402>.

Поступила 2 августа 2018 г. / После доработки 24 ноября 2018 г. / Принята к печати 22 марта 2019 г.

Ключевые слова: *Арктика, дискомфорт, климатические изменения, ландшафты, показатель жёсткости погоды, скорость ветра, температура воздуха, холодный период года.*

Исследованы изменения температуры воздуха и скорости ветра в холодный период. Повышение температуры воздуха и небольшие отклонения скоростей ветра за период 1981–2015 гг. способствовали некоторому снижению жёсткости погоды по показателю Арнольди. Но пространственная дифференциация числа дней, ограничивающих пребывание человека на открытом воздухе, остаётся высокой. Поэтому дискомфортность на заполярных территориях Сибири не снижается.

Введение. Постановка проблемы

Климат заполярных территорий Сибири (в пределах 66–162° в.д. севернее Полярного круга в административных границах Ямало-Ненецко-

го автономного округа Тюменской области на западе и Республики Саха (Якутия) на востоке) отличается исключительной суровостью. В наше время и здесь господствует процесс глобального потепления, причём сильнее всего он выражен в

Арктической зоне [1–3]. На просторах Арктики потепление проявляется неодинаково. Больше всего климатический дискомфорт ослаблялся (уменьшались суммы отрицательных температур и число дней с низкими температурами, росла сумма активных температур и увеличивался безморозный период) в 1991–2010 гг. на территориях, прилегающих к Баренцеву морю, в Ямало-Ненецком автономном округе и Туруханском районе Красноярского края, а также в южной части Чукотского автономного округа [4]. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата на заполярных территориях вызывают множество опасений и разногласий по его последствиям для природных и хозяйственных систем, а также населения этого макрорегиона [5–7].

На заполярных территориях Сибири соотношение избыточного увлажнения и недостатка тепла способствует распространению арктических (ледниковых и полярно-пустынных), субарктических (аркотундровых, тундровых, лесотундровых), а к востоку от 80° в.д. и бореальных северотаёжных ландшафтов [8–10]. Зональные различия биоклимата установлены с помощью ресурсно-климатического подхода [11], объединяющего оценки прямого воздействия интенсивности и продолжительности параметров среды на организм человека. Этот подход базируется на климато-физиологических исследованиях теплообмена человека с окружающей средой [12–14], что определяет возможность его пребывания на открытом воздухе. Продолжительность этого периода гарантирует безопасность проживания населения в суровых природно-климатических условиях и в совокупности с другими показателями (продолжительность отопительного низкотемпературного периода с нарушением смены светового режима, дефицитом ультрафиолетовой радиации и пр.) позволяет оценить степень влияния климата на жизнедеятельность человека. В границах заполярных территорий Сибири выделены территории с жёстким, крайне жёстким и очень сильным уровнями дискомфорта климата [15]. При этом пространственные различия термического и ветрового режимов позволяют выделить на заполярных территориях два сектора — к западу и востоку от 80° в.д.

На территории заполярных территорий Сибири (60–140° в.д. севернее Полярного круга) за период 1981–2010 гг. установлен рост годовой

температуры и сокращение числа дней со среднесуточными температурами ниже $-30 \div -25$ °С. Наибольшие колебания температуры отмечены в январе и феврале, при этом среднемесячная температура в эти месяцы к востоку от 80° в.д. оставалась ниже -30 °С, кроме островных и прибрежных местностей. На территории к западу от 80° в.д. зимние температуры были выше, и больше всего на тепловое состояние человека здесь воздействовал ветровой режим — показатель Арнольди с декабря по март составлял выше 30 единиц [16]. Наряду со среднемесячными показателями, важную роль играют и контрасты погоды в разное время суток. Особенно важны колебания показателя жёсткости в дневное время (например, в 13 часов), так как они характеризуют средние условия рабочего дня, и резкие контрасты в это время могут ухудшать уровень дискомфорта пребывания человека вне помещения.

Цель настоящей работы — оценить изменения жёсткости погоды в рабочее время на протяжении холодного периода года на заполярных территориях Сибири как одной из характеристик общей дискомфорта климата.

Исходные данные и методы исследований

Для оценки изменения характеристик жёсткости погоды в холодный период года (октябрь–апрель) мы использовали показатель Арнольди (ТА), который широко применяется при изучении влияния климатических условий на жизнедеятельность населения; нередко его называют условной температурой [17, 18]. Этот показатель получен [19] при изучении фактических изменений температуры открытой поверхности человека под совместным воздействием низких температур воздуха и скорости ветра; в этом заключается его преимущество перед другими биоклиматическими индексами — Бодмана, Сайпла, Хилла и др., полученными на основе идентификации модели физического тела с телом человека. В более поздних специальных работах по физиологии человека в условиях холода [14, с. 62] подтверждено, что в периоды воздействия низких температур идёт постоянное нарастание степени выраженности объективных и субъективных показателей теплового состояния, в первую очередь открытых частей лица.

Практическая ценность показателя Арнольди состоит в том, что он отражает пределы выносливости человека в условиях холода. При значениях показателя от 30 до 45 единиц рекомендуется перерыв в работе на открытом воздухе, а при его значениях выше 45 все работы прекращаются. Такие предосторожности связаны с опасностью обморожений, снижением эффективности труда и повышением вероятности простудных и обострения хронических заболеваний.

Расчёты проведены по формуле $ТА = |t - t^*|$, при $t^* = 2v$, где t – температура воздуха, °С; v – скорость ветра, м/с. Для его расчёта привлекались наблюдения на 23 метеорологических станциях (ГМС) за средней скоростью ветра и температурой воздуха в срок, ближайший к 13 часам местного времени по данным восьми-срочных наблюдений за основными метеорологическими показателями на сети Росгидромета [20]. Такие наблюдения начаты в 1966 г. и продолжаются до настоящего времени. При анализе климатических характеристик и показателя жёсткости мы рассматривали период 1981–2015 гг., отражающий современное потепление [1, 3]. Климатические характеристики последних десятилетий мы сравнивали с более ранним отрезком времени (1966–1980 гг.) – с учётом статистической значимости ($p < 0,05$) отличий между ними по критерию Стьюдента. Для анализа изменений температуры воздуха в пределах 1981–2015 гг. применён регрессионный анализ с определением статистической значимости тренда ($p < 0,05$) и доли дисперсии зависимой переменной, объясняемой рассматриваемой моделью (R^2).

Результаты исследования

Пространственные различия температуры и скорости ветра на заполярных территориях формируют неодинаковые климатические условия для проживания населения. В сезонном ходе ТА за период 1981–2015 гг. отмечается резкое ухудшение условий пребывания человека на открытом воздухе от октября к ноябрю и улучшение от марта к апрелю. Величины коэффициента ТА в ноябре и марте почти повсеместно, за исключением субарктических тундровых и лесотундровых ландшафтов западного сектора (станции

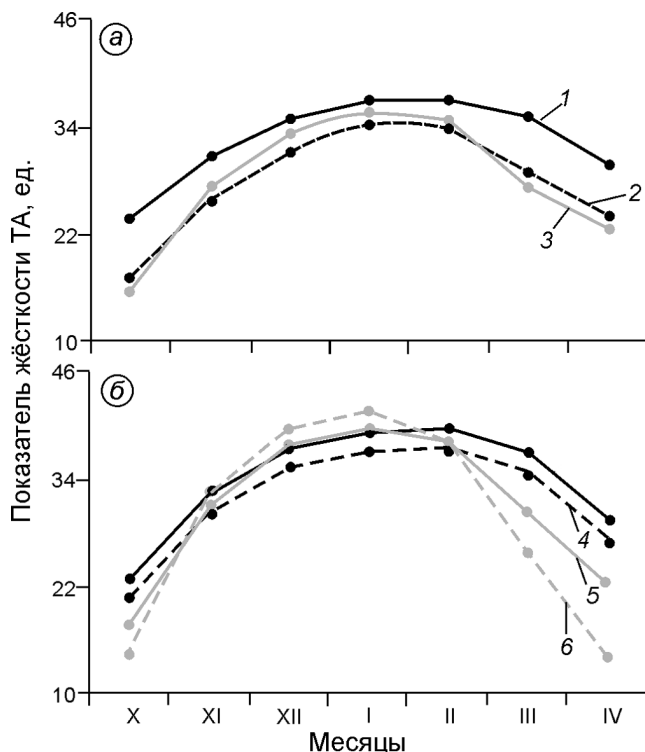


Рис. 1. Сезонный ход показателя жёсткости погоды с октября по апрель за 1981–2015 гг. в ландшафтах Заполярья Сибири (а – западнее 80° в.д.; б – восточнее 80° в.д.):

1 – арктических ледниковых и полярно-пустынных; 2 – субарктических тундровых; 3 – субарктических лесотундровых западнее 80° в.д.; 4 – субарктических арктундровых; 5 – субарктических лесотундровых восточнее 80° в.д.; 6 – бореальных северотаёжных восточносибирских

Fig. 1. Seasonal course of the index of weather hardness from October to April for 1981–2015 in the landscapes of the Polar region of Siberia (a – West of 80°; б – East of 80°):

1 – Arctic glacial and polar desert; 2 – subarctic tundra; 3 – subarctic forest-tundra west of 80°; 4 – subarctic arktundra; 5 – subarctic forest-tundra east of 80°; 6 – boreal East Siberian Northern taiga

Маррессаля, Новый Порт, Тазовск) и отдельных местоположений в восточном секторе (Игарка, Дудинка, Среднеколымск), превышают 30 ед. Жёсткие условия с декабря по февраль обусловлены разнонаправленным сочетанием низких температур и скорости ветра, при этом к западу от 80° в.д. наблюдаются более мягкие условия (рис. 1). В восточном секторе, особенно в межгорных понижениях, где сток холодного воздуха вызывает длительные застойные явления, отмечаются наиболее жёсткие условия. Средние месячные значения ТА в Верхоянске с декабря по февраль изменялись от 42 до 47 ед. Столь жёст-

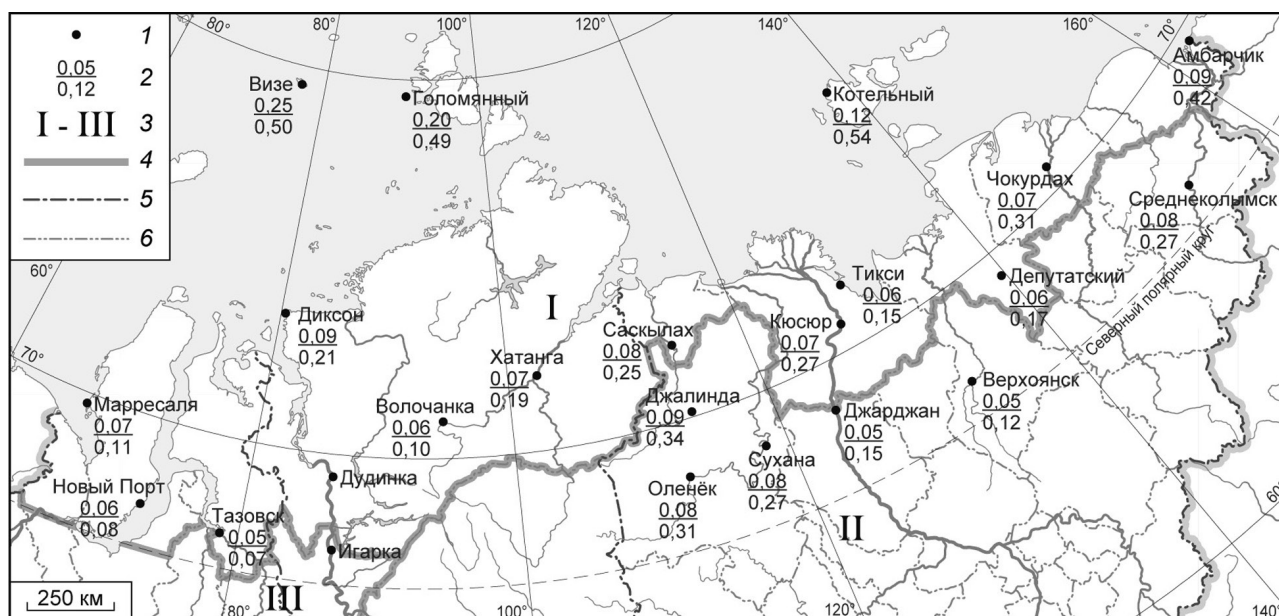


Рис. 2. Скорость изменения средней температуры воздуха (октябрь–апрель) за 1981–2015 гг. при значимости тренда ($p < 0,05$):

1 – метеорологические станции; 2 – скорость изменения средней температуры воздуха с октября по апрель (в числителе: коэффициент линейного тренда °C/год; в знаменателе: коэффициент детерминации); 3 – уровни дискомфорта (I – крайне жёсткий; II – жёсткий; III – очень сильный); 4 – границы уровня дискомфорта; 5 – границы субъектов Российской Федерации; 6 – границы административных районов

Fig. 2. The rate of change in average air temperature (October–April) for 1981–2015 at the trend significance ($p < 0.05$): 1 – meteorological stations; 2 – rate of change in average air temperature from October to April (in the numerator: the coefficient of the linear trend °C/year; in the denominator: coefficient of determination); 3 – levels of discomfort (I – extremely hard; II – hard; III – very strong); 4 – borders of discomfort level; 5 – borders of subjects of the Russian Federation; 6 – borders of administrative areas

кие условия объясняются резкими сезонными изменениями температуры воздуха.

Средние месячные температуры воздуха в срок, ближайший к 13 часам местного времени за период 1981–2015 гг. в высоких широтах арктического пояса понижаются от -10°C в октябре до -25°C (станция Визе) и -27°C до -30°C (станции Голомянный, Котельный) в январе–феврале и лишь в апреле повышаются до -18°C . В субарктических аркотундровых ландшафтах (Диксон) температуры воздуха понижаются с -7°C в октябре до -25°C в январе–феврале и достигают -16°C в апреле. В лесотундровых ландшафтах западнее 80° в.д. средние месячные температуры воздуха менее контрастны и изменяются от -4°C до -5°C в октябре до -24°C до -26°C в январе и -10°C в апреле.

Более суровые условия в восточном секторе, где распространены лесотундровые ландшафты, связаны с резким снижением средних месячных температур воздуха: от -6°C до -12°C в октябре до -27°C до -37°C в январе и повыше-

нием до -8°C до -16°C в апреле. Самые низкие температуры характерны для северной тайги: от -8°C до -13°C в октябре до -35°C до -45°C в январе и -6°C до -12°C в апреле. Изменения средней температуры воздуха в целом за октябрь–апрель в 1981–2015 гг. оценены с помощью регрессионного анализа. На заполярных территориях Сибири (кроме ГМС Игарка и Дудинка) отмечаются значимые ($p < 0,05$) положительные изменения температуры холодного сезона (рис. 2). Наибольшие скорости повышения температуры воздуха с выраженным градиентом к западу наблюдаются в высоких широтах, где распространены арктические ледниковые и полярно-пустынные ландшафты.

Пространственная внутрисезонная вариация достаточно низких зимних температур по сравнению с предыдущим многолетним периодом (1966–1980 гг.) показала значительные статистически значимые положительные отклонения (табл. 1). По данным статистического анализа этих отклонений для каждой ГМС установлен-

Таблица 1. Отклонения температуры воздуха, °С (1), скорости ветра, м/с (2), показателя жёсткости ТА, единицы (3) в срок, ближайший к 13 часам местного времени за 1981–2015 гг. по отношению к 1966–1980 гг. с учётом статистической значимости ($p < 0,05$) отличий между ними по критерию Стьюдента с октября по апрель

Ландшафты (в скобках указаны метеостанции)	Пара- метры	Месяцы						
		X	XI	XII	I	II	III	IV
Арктические ледниковые и полярно-пустынные (Визе)	Западнее 80° в.д.							
	1	—*	—	0,4	—	—	—	1,5
	2	0,6	0,6	0,1	0,2	−0,1	0,5	0,2
	3	—	—	0	—	—	—	1
Субарктические тундровые (Марресаля)	1	—	0,6	0,2	—	3,0	2,6	1,7
	2	—	—	—	0,5	0,5	—	—
	3	—	—	—	—	3	—	—
Субарктические лесотундровые (Новый Порт, Тазовск)	1	—	0,3÷0,5	0,6÷0,8	—	2,3÷3,1	2,1	0,7÷1,5
	2	0,3	−0,2	0,6	0,6	0,1	0,4	0,1
	3	—	1	0	—	2	2	1
Арктические ледниковые и полярно-пустынные (Голомянный, Котельный)	Восточнее 80° в.д.							
	1	—	—	0,4÷0,8	1,0	—	1,2	—
	2	−0,3	−0,2÷−0,1	−0,3÷ (−0,2)	0÷0,3	−0,1÷0,1	0,1÷0,2	0÷0,1
	3	—	—	1	1	—	1	—
Субарктические аркотундровые (Диксон)	1	—	1,9	0,2	—	—	—	1,2
	2	−0,1	−0,4	−0,9	−0,4	—	−0,1	−0,6
	3	—	3	2	—	—	—	2
Субарктические лесотундровые (Игарка, Дудинка, Хатанга, Волочанка, Саскылах, Тикси, Кюсюр, Чокурдах, Амбарчик)	1	1,5÷2,5	0,7÷2,5	−0,3÷1,1	0,0÷1,1	0,5÷3,4	0,8÷2,4	0,5÷1,4
	2	−0,4÷−0,1	−0,8÷0,1	−0,7÷0	−0,4÷0,5	−0,9÷0,4	−0,3÷0,5	−0,4÷0,3
	3	2÷4	1÷4	0÷2	1÷3	2÷5	1÷3	1÷3
Бореальные северотаёжные восточносибирские (Джалинда, Депутатский, Сухана, Джарджан, Оленёк, Верхоянск, Среднеколымск)	1	0,1÷2,2	1,3÷2,1	−0,3÷0,9	0,5÷2,4	0,7÷2,6	0,9÷1,8	1,2÷1,5
	2	−0,4÷0,3	−0,6÷0	−0,5÷0,3	0÷0,2	−0,2÷0,3	−0,2÷0,3	−0,5÷0,2
	3	0÷3	1÷3	0÷1	2÷3	0÷2	0÷2	1÷3

*«—» — отличия между двумя периодами (1981–2015 и 1966–1980 гг.) статистически незначимы ($p < 0,05$) по критерию Стьюдента.

но, что лишь по двум из них (Верхоянск, Сухана) допустимо сравнение сезонов в целом. По другим ГМС статистически значимых изменений выявлено меньше, хотя в целом можно получить представление о колебаниях температурного режима в разных ландшафтах (см. табл. 1). Так, в октябре значимые величины положительных отклонений температуры воздуха отмечают лишь восточнее 80° в.д. (на 10 из 19 станций). В ноябре на большинстве станций (на 12 станциях из 19) значимые положительные отклонения температуры воздуха продолжают оставаться высокими (около 2 °С), они характерны для субарктических аркотундровых, субарктических лесотундровых, бореальных северотаёжных восточносибирских ландшафтов. В декабре уже на всей территории наблюдаются значимые положительные отклонения температуры воздуха, которые различаются пределами их изменений.

В целом для территории западнее 80° в.д. они составляют 0,2–0,8 °С, восточнее 80° в.д. колеблются от –0,3 (Дудинка, Волочанка Саскылах, Джарджан) до 1,1 °С. В январе существенно меньше (на 9 из 19 станций или в 39% случаев) прослеживаются значимые отклонения температур. Высокие величины значимых положительных отклонений температур воздуха на большинстве ГМС в феврале–марте (70%) и апреле (78%) отражают существенный рост температуры воздуха. В арктических ландшафтах наибольшие отклонения в декабре, январе и марте отмечаются восточнее 80° в.д. (Котельный).

Охлаждающее воздействие скоростей ветра имеет свои пространственные особенности. В холодный период года (1981–2015 гг.) средние месячные скорости ветра на заполярных территориях Сибири составляют на открытых пространствах арктического побережья и островах

Таблица 2. Продолжительность периода, ограничивающего пребывание человека на открытом воздухе за 1981–2015 гг.

Ландшафты	Метеостанции	Число дней
<i>Западнее 80° в.д.</i>		
Арктические ледниковые и полярно-пустынные	Визе	150–160
Субарктические тундровые	Марресаля	90–100
Субарктические лесотундровые	Новый Порт, Тазовск	100–110
<i>Восточнее 80° в.д.</i>		
Арктические ледниковые и полярно-пустынные	Голомянный, Котельный	150–160
Субарктические аркотундровые	Диксон	140–150
Субарктические лесотундровые	Игарка	80–90
	Дудинка, Волочанка	110–120
	Хатанга, Саскылах, Тикси, Кюсюр, Чокурдах, Амбарчик	120–140
Бореальные северотаёжные восточносибирские	Джалинда, Депутатский, Сухана, Джарджан, Оленек, Верхоянск, Среднеколымск	110–130

6–7 м/с (ГМС Визе, Диксон) и 5–6 м/с (ГМС Голомянный, Котельный), при этом около 30% всех скоростей превышают 10 м/с. Большие барические градиенты, возникающие в результате циклонической деятельности над северными морями и антициклонального режима над материком, обуславливают увеличение скоростей ветра. В субарктических тундровых и лесотундровых ландшафтах западнее 80° в.д. они значительны в течение всего года (5–7 м/с).

Повышение местности на правом берегу р. Енисей и развитие над Среднесибирским плоскогорьем зимой области высокого давления способствуют трансформации циклонов. Здесь холодное время года отличается небольшими скоростями ветра, которые составляют 3–5 м/с в субарктических лесотундровых и 1–3 м/с в бореальных северотаёжных восточносибирских ландшафтах восточнее 80° в.д.

Для заполярных территорий Сибири при внутрисезонном сравнении двух периодов (1981–2015 и 1966–1980 гг.) не выявлено значительных изменений силы ветра. Изменения скоростей ветра в холодный период имеют как положительные, так и отрицательные значения, но величины их очень небольшие – в пределах 1 м/с. В целом отмечается некоторое снижение ветровой активности (см. табл. 1). В работе [1] дан анализ рядов скорости ветра по 1457 ГМС России за 1977–2011 гг. Отмечено, что на большей части территории России (преимущественно на Европейской части России и в Западной Сибири) скорость ветра продолжает уменьшаться, особенно зимой и весной, за исключением высоких широт

обоих полушарий (выше 75°), где, напротив, скорость приземного ветра увеличивается. Такие изменения в высоких широтах и западнее 80° в.д. прослеживаются и при сравнении двух периодов (1981–2015 и 1966–1980 гг.) (см. табл. 1).

В результате повышения средних месячных температур, а также некоторого уменьшения ветровой активности отмечается снижение показателя жёсткости погоды на заполярных территориях Сибири. В табл. 1 показаны отклонения ТА, рассчитанные для значимых для сравнения рядов температуры воздуха и скорости ветра. Отметим, что внутрисезонные колебания ТА не выходят за пределы межгодовой изменчивости – стандартного квадратического отклонения ряда.

Наряду с пространственно-временной динамикой фактических величин ТА определяющее значение в оценке степени дискомфорта имеют пороговые значения более 30 и более 45 ед., а также продолжительность этих периодов, ограничивающих пребывание человека на открытом воздухе. Число дней с показателями жёсткости 30 ед. и выше для отдельных ГМС установлены по среднемесячным данным ТА путём применения метода гистограмм. Установлена существенная дифференциация таких дней за последние десятилетия (1981–2015 гг.). Наименьший период, ограничивающий пребывание человека на открытом воздухе, отмечается в субарктических тундровых и субарктических лесотундровых ландшафтах к западу от 80° в.д. (табл. 2), а также на территориях с меньшим уровнем дискомфорта климата (Игарка, см. рис. 2). Усиление суровости климата в

субарктических лесотундровых ландшафтах к востоку от 80° в.д. подчиняется закономерностям формирования температурно-ветрового режима этих территорий.

Контрастность термического режима бореальных северотаёжных восточно-сибирских ландшафтов с очень низкими температурами воздуха в середине зимы, резким снижением в начале и ростом температур в конце зимы способствует сокращению ограничивающего периода, который варьирует здесь в пределах 110–130 дней. При сравнении числа таких дней за последний период (1981–2015 гг.) относительно предыдущего (1966–1980 гг.) по двум ГМС Сухана и Верхоянск (со статистически значимыми рядами температуры воздуха и скорости ветра) в Верхоянске установлено сокращение ограничивающего периода на восемь дней. Вместе с тем при сравнении многолетнего периода (1981–2015 гг.) с более ранним 1936–1964 гг. [17] обнаруживается следующее: несмотря на устойчивый рост температуры в последние десятилетия на заполярных территориях Сибири тенденции на снижение числа дней, ограничивающих пребывание человека на открытом воздухе, не наблюдается (рис. 3).

Сведения о показателе жёсткости по градациям 30–45 и более 45 ед. приведены по данным работы [17], которые получены её автором из повторяемости ежедневных данных в 13-часовой срок за многолетний период (1936–1964 гг.)

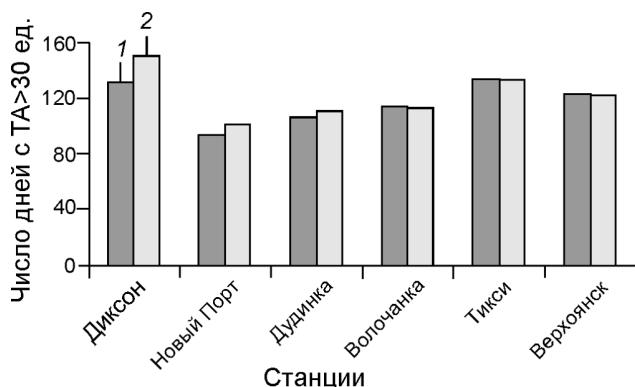


Рис. 3. Число дней с показателем жёсткости погоды более 30 ед. с октября по апрель в разные временные периоды: 1 – 1936–1964 гг.; 2 – 1981–2015 гг.

Fig. 3. The number of days with index of weather hardness more than 30 units from October to April in different time periods:

1 – 1936–1964; 2 – 1981–2015

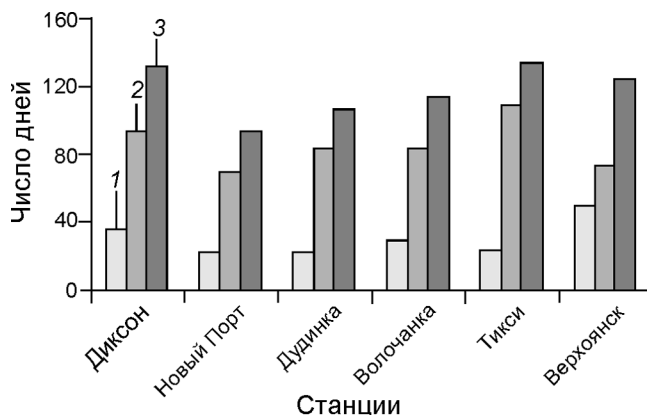


Рис. 4. Число дней с показателями жёсткости с октября по апрель за 1936–1964 гг. [17]:

1 > 45; 2 – 30–45; 3 > 30 ед.

Fig. 4. The number of days with index of weather hardness from October to April for 1936–1964 [17]:

1 > 45; 2 – 30–45; 3 > 30 units

(рис. 4). При анализе средних месячных величин (1981–2015 гг.) число дней с показателем жёсткости выше 45 ед. установлено только в Верхоянске. На других ГМС (Диксон, Новый Порт, Дудинка, Волочанка, Тикси) число таких дней меньше и по среднемесячным данным проследить их наличие невозможно. Продолжительность периода с ТА > 45 ед. в Верхоянске составила около 43 дней (1981–2015 гг.) с заметным снижением по сравнению с предыдущими временными периодами (около 55 дней в 1966–1980 гг. и 50 дней и 1936–1965 гг.). Возможно, потепление отражается на сокращении числа дней с ТА более 45 ед. Однако на данном этапе можно говорить лишь о существенных колебаниях периода с показателями жёсткости погоды выше 30 ед.

Заключение

В условиях современных колебаний климата вопросы оценки степени его комфортности (дискомфортности) приобретают всё большую значимость. Происходящие колебания неоднозначны для проживания населения. За период (1981–2015 гг.) на заполярных территориях Сибири отмечаются положительные изменения средней сезонной температуры воздуха за октябрь–апрель. Наибольшие скорости повышения температуры воздуха с выраженным градиентом к западу прослеживаются в высоких широтах, где распростра-

нены арктические ледниковые и полярно-пустынные ландшафты. Внутрисезонное (с октября по апрель) повышение температуры воздуха и небольшие отклонения скоростей ветра за период 1981–2015 гг. по отношению к 1966–1980 гг. способствуют некоторому снижению показателя жёсткости погоды, которое не выходит за пределы межгодовой изменчивости.

Пространственная дифференциация числа дней, ограничивающих пребывание человека на открытом воздухе, за последние десятилетия (1981–2015 гг.) отражает основные особенности колебаний температурно-ветрового режима в ландшафтах заполярных территорий Сибири. Несмотря на устойчивый рост температуры воздуха в последние десятилетия (1981–2015 гг.) на исследуемой территории тенденции на снижение числа дней, ограничивающих пребывание человека на открытом воздухе, не наблюдается. Продолжительность такого периода за 1981–2015 гг. приближается к данным за 1936–1964 гг. Это в какой-то мере указывает на проявление

цикличности атмосферных процессов [21] и согласуется с постепенным уменьшением темпов роста температуры.

На данном этапе продолжительность ограничивающего периода как одна из характеристик дискомфорта климата на рассматриваемой территории остаётся высокой и составляет от 3,5 месяцев в западном секторе до пяти месяцев на островах и мысах. На заполярных территориях Сибири на примере пространственно-временной динамики показателя жёсткости погоды в срок, ближайший к 13 часам местного времени, снижения уровня дискомфорта не просматривается.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке проекта НИР № 0347-2016-00, РФФИ и РГО (17-05-41057 РГО_a).

Acknowledgments. Work is executed at financial support of the project the research project No. 0347-2016-00, RFFI and RGO (17-05-41057 RGO_a).

Литература

References

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: изд. Росгидромета, 2014. 1009 с.
2. Котляков В.М. О причинах и следствиях современных изменений климата // Солнечно-земная физика. 2012. Вып. 21. С. 110–114.
3. Катцов В.М., Порфильев Б.Н. Климатические изменения в Арктике: последствия для окружающей среды и экономики // Арктика: экология и экономика. 2012. № 2 (6). С. 66–79.
4. Золотокрылин А.Н., Виноградова В.В., Соколов И.А. Воздействие потепления на дискомфортность жизнедеятельности населения Арктической зоны Российской Федерации // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 243–254.
5. Кобышева Н.В. Технические системы // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. М.: Росгидромет, 2012. С. 479–500.
6. Проблемы здравоохранения и социального развития Арктической зоны России / Гл. ред. Г.Н. Дегтева. М.: Paulsen, 2011. 472 с.
7. Анисимов О.А., Жильцова Е.Л., Ренева С.А. Оценка критических уровней воздействия изменения климата на природные экосисте-
1. *Vtoroy otsenochnyi doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoi Federatsii.* The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014. 1009 p. [In Russian].
2. *Kotlyakov V.M.* On the causes and consequences of modern climate change. *Solnechno-zemnaya fizika.* Solar-terrestrial physics. 2012, 21: 110–114. [In Russian].
3. *Katcov V.M., Porfil'ev B.N.* Climate change in the Arctic: implications for the environment and the economy. *Arktika: ekologiya i ekonomika.* Arctic: ecology and economy. 2012, 2 (6): 66–79. [In Russian].
4. *Zolotokrylin A.N., Vinogradova V.V., Sokolov I.A.* The impact of warming on the discomfort of the population of the Arctic zone of the Russian Federation. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (2): 243–254. [In Russian].
5. *Kobysheva N.V.* Technical system. *Metody otsenki posledstviy izmeneniya klimata dlya fizicheskikh i biologicheskikh sistem.* Methods for assessing the effects of climate change on physical and biological systems. Moscow: Roshydromet, 2012: 479–500. [In Russian].
6. *Problemy zdavookhraneniya i sotsial'nogo razvitiya Arkticheskoy zony Rossii.* Problems of health and social development of the Arctic zone of Russia. Ed. G.N. Degteva. Moscow: Paulsen, 2011: 472 p. [In Russian].
7. *Anisimov O.A., Zhil'tsova E.L., Reneva S.A.* Assessment of critical levels of climate change impact on natural terrestrial

- мы суши на территории России // Метеорология и гидрология. 2011. № 11. С. 31–42.
8. Буди́ко М.И. Климат и жизнь. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 472 с.
9. Иса́ченко А.Г. Карта «Ландшафты» // Экологический атлас России. СПб.: Карта, 2002. С. 6–7.
10. Национальный атлас России: В 4 т. Т. 2. Природа. Экология. М.: Роскартография, 2007. 496 с.
11. Башалханова Л.Б., Веселова В.Н., Корыт-ный Л.М. Ресурсное измерение социальных условий жизнедеятельности населения Восточной Сибири. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2012. 221 с.
12. Русанов В.И. Методы исследования климата для медицинских целей. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1973. 190 с.
13. Кандрор И.С., Демина Д.М., Ратнер Е.М. Тепловое состояние человека как основа санитарно-климатического зонирования территории СССР. М.: Медицина. 1974. 176 с.
14. Кошечев В.С. Физиология и гигиена индивидуальной защиты человека от холода. М.: Медицина, 1981. 288 с.
15. Korytny L.M., Bashalkhanova L.B., Veselova V.N., Bashalkhanov I.A. Resource and climate factors for the provision of social protection in Siberia's northern territories // Geography and Natural Resources. 2015. V. 36. Is. 4. P. 375–382. doi: 10.1134/S1875372815040083.
16. Bashalkhanova L.B., Maksyutova E.V. Climatic conditions of the human life in the northern margins of Siberia // Geography and Natural Resources. 2015. V. 36. Is. 3. P. 271–277. doi: 10.1134/S1875372815030075.
17. Русанов В.И. Биоклимат Западно-Сибирской равнины. Томск: изд. Ин-та оптики атмосферы СО РАН, 2004. 208 с.
18. Сухова М.Г. Биоклиматические условия жизнедеятельности человека в Алтае-Саянской горной стране. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2009. 260 с.
19. Арно́льди И.А. Гигиенические вопросы акклиматизации населения на Крайнем Севере // Гигиенические вопросы акклиматизации населения на Крайнем Севере. М.: Медгиз, 1961. С. 7–22.
20. Электронный ресурс: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>.
21. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
- ecosystems in Russia. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2011, 11: 31–42. [In Russian].
8. Budyko M.I. *Klimat i zhizn'*. Climate and life. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1971: 472 p. [In Russian].
9. Isachenko A.G. Map «Landscapes». *Ekologicheskii atlas Rossii*. Ecological Atlas of Russia. SPb.: Karta, 2002: 6–7. [In Russian].
10. *Natsionalnyi atlas Rossii v 4 tomakh*. T. 2. *Priroda. Ekologiya*. National Atlas of Russia in 4 volumes. V. 2. Nature. Ecology. Moscow: Roskartografiya, 2007: 496 p. [In Russian].
11. Bashalkhanova L.B., Veselova V.N., Korytny L.M. *Resursnoe izmerenie sotsial'nykh usloviy zhiznedeyatel'nosti naseleniya Vostochnoy Sibiri*. Resource measurement of social conditions of the population of Eastern Siberia. Novosibirsk: Akademicheskoe izd-vo «Geo», 2012: 221 p. [In Russian].
12. Rusanov V.I. *Metody issledovaniya klimata dlya meditsinskikh tseley*. Climate research methods for medical purposes. Tomsk: Izdatel'stvo Tomskogo universiteta, 1973: 190 p. [In Russian].
13. Kandrор I.S., Demina D.M., Ratner E.M. *Teplovoe sostoyanie cheloveka kak osnova sanitarno-klimaticheskogo zonirovaniya territorii SSSR*. The thermal state of man as the basis of sanitary and climatic zoning of the territory of the USSR. Moscow: Medicine, 1974: 176 p. [In Russian].
14. Koshcheev V.S. *Fiziologiya i gigiena individual'noy zashchity cheloveka ot kholoda*. Physiology and hygiene of individual human protection from cold. Moscow: Medicine, 1981: 288 p. [In Russian].
15. Korytny L.M., Bashalkhanova L.B., Veselova V.N., Bashalkhanov I.A. Resource and climate factors for the provision of social protection in Siberia's northern territories. *Geography and Natural Resources*. 2015, 36: 375–382. doi: 10.1134/S1875372815040083.
16. Bashalkhanova L.B., Maksyutova E.V. Climatic conditions of the human life in the northern margins of Siberia. *Geography and Natural Resources*. 2015, 36 (3): 271–277. doi: 10.1134/S1875372815030075.
17. Rusanov V.I. *Bioklimat Zapadno-Sibirskoy ravniny*. Bioclimate of the West Siberian plain. Tomsk: Publishing House of the Institute of atmospheric optics SB RAS, 2004: 208 p. [In Russian].
18. Suhova M.G. *Bioklimaticheskie usloviya zhiznedeyatel'nosti cheloveka v Altae-Sayanskoy gornoy strane*. Bioclimatic conditions of human activity in the Altai-Sayan mountain country. Tomsk: Izdatel'stvo Tomskogo universiteta, 2009: 260 p. [In Russian].
19. Arnol'di I.A. Hygienic issues of acclimatization of the population in the Far North. *Gigienicheskie voprosy akklimatizatsii naseleniya na Kraynem Severe*. Hygienic issues of acclimatization of the population in the Far North. Moscow: State publishing house of medical literature MEDGIZ, 1961: 7–22. [In Russian].
20. <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных>.
21. Kononova N.K. *Klassifikatsiya tsirkulyatsionnykh mekhanizmov severnogo polushariya po B.L. Dzerdzeevskomu*. Classification of circulation mechanisms of the Northern Hemisphere by B.L. Dzerdzeevsky. Moscow: Voentekhinizdat, 2009: 372 p. [In Russian].

Критика и библиография

<https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-300>

Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2017 год

© 2019 г. В.М. Котляков, Л.П. Чернова

Институт географии РАН, Москва, Россия
vladkot4@gmail.com

Предлагаемая библиография продолжает ежегодные аннотированные списки русскоязычной литературы по гляциологии, которые регулярно публиковались в прошлом. Помимо работ текущего года, в списке встречаются работы более ранних лет, по тем или иным причинам не вошедшие в предыдущие библиографические списки.

Annotated bibliography of the Russian literature on glaciology for 2017

V.M. Kotlyakov, L.P. Chernova

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
vladkot4@gmail.com

The proposed annual bibliography continues annotated lists of the Russian-language literature on glaciology that were regularly published in the past. It includes 277 references grouped into the atmospheric ice; 4) snow cover; 5) avalanches and glacial mudflows; 6) sea ice; 7) river and lake ice; 8) icings and ground ice; 9) the glaciers and ice caps; 10) palaeoglaciology. In addition to the works of the current year, some works of earlier years are added, that, for various reasons, were not included in previous bibliographies.

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЛЯЦИОЛОГИИ

1. 80-летие Владимира Ивановича Соломатина // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2017. № 5. С. 108–109.

Основные научные достижения крупного специалиста по подземным льдам и экологии Севера, родившегося 29 октября 1937 г.

2. Анисимов О.А., Жильцова Е.Л., Жегусов Е.И. Общественное восприятие изменения климата в холодных регионах России: пример Якутии // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 565–574, библ. 21.

Результаты сравнения данных социологич. опросов 2012–2017 гг. с объективными оценками показателей динамики климата.

3. Антипов Н.Н., Багрянцев Н.В., Данилов А.И., Клепиков А.В. Зимние исследования антарктической зоны Южного океана. К 25-летию организации советско-российско-американской дрейфующей станции «Уэдделл-1» // Российские полярные исследования. 2017. № 1 (27). С. 7–12.

Обобщение результатов работы и история организации дрейфующей станции в море Уэдделла, успешно проработавшей с 12 февраля по 4 июня 1992 г.

4. Арутюнян Р.В., Шведов А.М. Особенности погружения радиоизотопных устройств в толщу льда // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 4. С. 29–33, библ. 13.

Предложена модель устройства в виде шара; рассматривается зависимость скорости его погружения от мощности тепловыделения и размеров устройства.

5. Беларусь в Антарктике: к 10-летию начала регулярных научных и экспедиционных исследований. Минск: Беларуская навука, 2016. 175 с.

Приведены сведения о работе восьми белорусских антарктических экспедиций, предусматривающих в том числе исследования снега.

6. Белова Н.Г., Великоцкий М.А., Огородов С.А., Романенко Ф.А. Соломатин Владимир Иванович (к 80-летию со дня рождения) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 126–128, библ. 9.

Поздравление крупного специалиста по подземным льдам.

7. Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в октябре 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 1. С. 137–142.

То же в ноябре 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 2. С. 123–131.

То же в декабре 2016 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 3. С. 134–141.

То же в январе 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 135–144.

То же в феврале 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 5. С. 132–139.

То же в марте 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 6. С. 136–142.

То же в апреле 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 7. С. 135–143.

- То же в мае 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 8. С. 131–143.
- То же в июне 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 128–139.
- То же в июле 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 10. С. 129–142.
- То же в августе 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 11. С. 129–138.
- То же в сентябре 2017 г. // Метеорология и гидрология. 2017. № 12. С. 126–133.
- Описание ледовой обстановки на морях и реках, случаев аномальных снегопадов, града, обледенения, аномалий снежного покрова на фоне особенностей атмосферной циркуляции Сев. полушария.
8. Вакуленко Н.В., Котляков В.М., Сонечкин Д.М. О связи антропогенного роста концентрации углекислого газа в атмосфере и современного потепления // ДАН. 2017. Т. 477. № 1. С. 87–91, библи. 13. Обсуждается проблема возможности антропогенного влияния на климат в 1980–90-х годах.
 9. Владимирова Д.О. East GRIP — международный научный проект в Гренландии // Российские полярные исследования. 2017. № 4 (30). С. 37–39. Описание сезонного лагеря проекта бурения гренландского ледника в 2015–2020 гг. (East Greenland Ice-core Project).
 10. Данилов А.И., Мартыанов В.Л. Сезонные работы 62-й Российской антарктической экспедиции // Российские полярные исследования. 2017. № 3 (29). С. 11–14. Охарактеризован объём работ в 2016–2017 гг.
 11. Екайкин А.А. Стабильные изотопы воды в гляциологии и палеогеографии. СПб.: ААНИИ, 2016. 168 с., библи.: С. 163–168. Методич. пособие, охватывающее основные аспекты применения стабильных изотопов воды в палеогеографич. и гляциологич. исследованиях.
 12. Известному советскому и казахстанскому гляциологу Константину Григорьевичу Макаревичу 25 января 2017 г. исполнилось 95 лет // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 4. Биография, интересы, публикации старейшего советского гляциолога.
 13. Ипатов А.Ю. Итоги работы пятого зимовочного сезона на научно-исследовательском стационаре «Ледовая база «Мыс Баранова» // Российские полярные исследования. 2017. № 4 (30). С. 21–24. В числе прочих упомянуты работы по изучению физич. свойств морского льда и снегомерная съёмка с получением характеристик снежно-фирновой толщи ледника Мушкетова.
 14. Котляков В.М., Чернова Л.П. Аннотированная библиография русскоязычной литературы по гляциологии за 2015 год // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 269–288. Содержит 245 наименований и сопровождается именным указателем.
 15. Кравцова В.И., Тутубалина О.В., Зимин М.В. Дистанционное зондирование в географических исследованиях: основные достижения лаборатории аэрокосмических методов и перспективные направления развития // Вопросы географии. Вып. 144. Картография в цифровую эпоху. М.: Издат. дом «Кодекс», 2017. С. 306–331, библи. 76. Охарактеризованы соврем. направления исследований лаборатории геогр. факультета МГУ, в том числе связ. с изучением оледенения Эльбруса.
 16. Кунгуров И.Л., Сенчук Е.В. Глобальные оледенения Земли, их причины и результаты // 17-я междунар. молодёжная науч. конф. «Северозоко-тех-2016». Ухта, 23–25 марта 2016 г. Материалы конф. Ч. 2. Ухта, 2016. С. 249–252. Перечислены три группы гипотез, объясняющих причины крупных изменений климата и возникновения великих оледенений Земли.
 17. Логинов С.В., Харюткина Е.В., Усова Е.И. Влияние изменения площади ледового покрова и циркуляции тропосферы в арктической части сибирского сектора на климат Западной Сибири // 12-е Сибирское совещание и школа молодых учёных по климат-экологич. мониторингу. Томск, 2017. Тез. докладов. Томск, 2017. С. 57–60, библи. 5. Исследованы связи меридиональной циркуляции с изменением ледовых условий в арктич. зоне сибирского сектора Сев. полушария в конце XX и начале XXI вв.
 18. Медеу А.Р., Токмагамбетов Т.Г., Кокарев А.Л., Ерисковская Л.А. Киренская Т.Л., Плеханов П.А., Плеханова Н.С. О влиянии гляциологических и гидрометеорологических условий на гляциальную опасность Заилийского Алатау // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 261–268, библи. 18. Обоснована необходимость постоянного мониторинга гляциальной зоны региона.
 19. Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Торопов П.А., Абрамов А.А., Полюхов А.А. Гляциологические исследования Института географии РАН на Эльбрусе в 2017 г. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 292. Описание работ в конце июля и начале августа 2017 г.
 20. Москалевский М.Ю. Всероссийская научная конференция «Тематические и междисциплинарные исследования в Арктике и Антарктике» // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 142–144. Краткое содержание докладов, наиболее тесно связ. с гляциологией на конференции в Сочи 3–5 октября 2016 г.
 21. Нелла Александровна Шполянская // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2017. № 1. С. 106. Поздравление с 85-летием известному специалисту по многолетней мерзлоте и подземным льдам.
 22. Памяти Нарцисса Иринарховича Баркова // Российские полярные исследования. 2017. № 2 (28). С. 51.
 23. Памяти Н.И. Баркова (1925–2017) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 2 (112). С. 115–116.

Некрологи известному полярнику, скончавшемуся 27 апреля 2017 г., одному из первых советских исследователей, участвовавших в глубоком бурении в Восточной Антарктиде.

24. *Парамзин А.С., Ёжиков И.С., Рачкова А.Н., Большаков Д.Ю.* Уникальное ледниковое событие на архипелаге Северная Земля // Российские полярные исследования. 2017. № 4 (30). С. 47–49, библиогр. 3.

Описание катастрофич. сброса воды из приледникового озера во фьорде Спартак в море под выводным ледником в конце августа 2016 г.

25. *Парамзин А.С., Рачкова А.Н., Ёжиков И.С., Трунин А.А.* Топографо-геодезические работы в рамках сезонных арктических экспедиций «Север – 2015, 2016» на НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» // Российские полярные исследования. 2017. № 2 (28). С. 20–23.

Описание работ на ледниках Мушкетова и Семенова-Тянь-Шанского (Северная Земля) и в проливе Шокальского с целью изучения процессов формирования морского ледяного покрова.

26. *Романенко Ф.А.* Земля Франца-Иосифа: первые отечественные полярники // Природа. 2017. № 11. С. 18–27, библиогр. 16.

Изложена история первых посещений ледников архипелага отечественными полярниками сначала в составе иностранных, а затем российских и советских экспедиций.

27. *Саватюгин Л.М.* Архипелаг Новая Земля. История, имена и названия. М.: Паулсен, 2017. 792 с., библиогр. С. 789–792.

Собрано 1400 топонимов, дан очерк истории открытия и исследований архипелага, в том числе его ледников.

28. *Севастьянов В.В.* Михаил Владимирович Тронов – выдающийся исследователь ледников Алтая // Современ. проблемы географии и геологии. Материалы 4-й Всерос. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию открытия естеств. отделения в Томском гос. ун-те. Томск, 16–19 октября 2017 г. Т. 1. Томск, 2017. С. 323–324, библиогр. 3.

Приведены краткие сведения о науч. и педагогич. деятельности М.В. Тронева.

29. *Сократова И.Н.* Антарктические оазисы: история открытий // Вопросы истории естествознания и техники. 2009. Т. 30. № 4. С. 58–76, библиогр. 54.

Систематизированы сведения об открытии свободных от оледенения пространств в Антарктиде.

30. *Сосновский А.В.* Ледовая энергетика: перспективы использования искусственных фирново-ледяных массивов для выработки электроэнергии // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 253–260, библиогр. 13.

Показана перспективность применения искусств. фирново-ледяных массивов при создании термоградиентных электростанций.

31. *Фотиев С.М.* Втюрина Екатерина Алексеевна (21.11.1927 – 20.01.2017) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 4. С. 82–83.

Некролог д-ру геогр. наук, автору известной книги «Подземные льды сезонно-криогенных пород».

32. *Фотиев С.М.* Конищев Вячеслав Николаевич (к 80-летию со дня рождения) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 6. С. 140–141.

Поздравление известному исследователю криосферы, зав. кафедрой криолитологии и гляциологии географического факультета МГУ.

33. *Хайруллин К.Ш.* Александр Иванович Воейков. К 175-летию со дня рождения // Метеорология и гидрология. 2017. № 12. С. 135.

Научные достижения известного климатолога и палеогляциолога.

34. *Шполянская Н.А.* Отражение изменений климата в состоянии ледниковых покровов и вечной мерзлоты на российском севере // Метеорология и гидрология. 2017. № 11. С. 86–95, библиогр. 23.

Анализ материалов, свидет. о согласном развитии ледников и многолетней мерзлоты, формировании в них единого температурного поля, отражающего общие климатол. изменения в плиоцене и плейстоцене.

2. ФИЗИКА И ХИМИЯ ЛЬДА

35. *Бордонский Г.С., Орлов А.О.* Поиски сегнетоэлектрических льдов в пористых средах в зимних условиях // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 6. С. 45–54, библиогр. 26.

Результаты эксперимент. исследований фазовых превращений воды в нанопористых средах для температурных условий, при которых образуются сегнетоэлектрич. формы льдов (лёд XI и лёд 0).

36. *Завадовский А.Г., Мадигулов М.Ш., Решетников А.М.* Кинетика роста газогидрата фреона-12 при термоциклировании образца // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 55–62, библиогр. 20.

Результаты лабораторных экспериментов по получению газогидратных частиц на основе гранул льда.

37. *Поденко Л.С., Драчук А.О., Молокитина Н.С., Нестеров А.Н.* Образование гидратов природного газа в дисперсном льду, стабилизированном наночастицами диоксида кремния // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 2. С. 43–51, библиогр. 27.

Рассматриваются способы образования гидратов природного газа в измельчённом льду, пригодные для разработки технологии его транспортировки и хранения.

38. *Пучков Е.О.* Биогенное управление образованием льда // Природа. 2017. № 2. С. 27–37, библиогр. 51.

Описание механизмов, позволяющих защитить живые клетки при периодич. переходах воды в лёд.

39. *Соломатин В.И.* Структурные механизмы деформации льда // ДАН. 2017. Т. 477. № 4. С. 475–479, библиогр. 8. Обобщение новых результатов эксперимент. исследований деформации льда и его структурных изменений.

40. *Цибизов Л.В.* Повторно-жильные льды в аномальном магнитном поле: численное моделирование // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 2 (112). С. 75–84, библиогр. 24.

Показана возможность картирования методом прецизионной магнитной съёмки скрытых ледяных жил шириной более 3 м при мощности перекрывающих отложений до 4 м.

3. АТМОСФЕРНЫЙ ЛЁД

41. *Инюхин В.С., Макитов В.С., Куцев С.А.* Радиолокационные исследования формирования и развития градовых очагов в мощных конвективных облаках // Метеорология и гидрология. 2017. № 7. С. 103–111, библиограф. 8.

Анализ 314 случаев регистрации градовых ячеек в центр. части Сев. Кавказа в период с 2009 по 2014 г.

42. *Михайловский Ю.П., Синькевич А.А., Павар С.Д., Гонпалакришнан В., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Богданов Е.В., Куров А.Б., Аджиев А.Х., Малкарова А.М., Абшаев А.М.* Исследование развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков // Метеорология и гидрология. 2017. № 6. С. 31–45, библиограф. 55.

Результаты анализа и данных наблюдений 29 мая 2012 г. в районе Пятигорска с использованием радиолокатора МРЛ-5 и грозопеленгационной системы ZS 8000.

43. *Синькевич А.А., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Куров А.Б., Михайловский Ю.П., Богданов Е.В., Торопова М.Л., Игнатьев А.А., Аджиев А.Х., Малкарова А.М., Абшаев А.М., Гонпалакришнан В., Мургуавел П., Павар С.Д.* Исследования развития грозо-градового облака. Часть 3. Численное моделирование эволюции облака // Метеорология и гидрология. 2017. № 8. С. 18–28, библиограф. 17.

Приведены результаты модельных расчётов развития грозо-градового облака 29 мая 2012 г. над Пятигорском.

4. СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ*

44. 3-й Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега». Сб. докладов. Часть 1. Южно-Сахалинск, 2–6 октября 2017 г. Южно-Сахалинск, Южно-Сахалинский филиал Дальневосточного геол. ин-та ДВО РАН, 2017. 152 с. Библиограф. в конце статей.

Содержит 24 доклада снежной тематики, сделанных на русском или английском языках 2–6 октября 2017 г. в г. Южно-Сахалинск.

45. *Агразина А.В., Дьякова Г.С.* Снежный покров в окрестностях города Барнаула // Геогр. исслед. молодых ученых в регионах Азии. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Барнаул–Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г. Барнаул, 2016. С. 50–51, библиограф. 1.

Результаты анализа данных 2002–2016 гг.

46. *Айзель Г.В.* Применение методов машинного обучения для моделирования толщины снежного покрова // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 34–44, библиограф. 30. Предложена схема применения указ. методов.

47. *Белозерцева И.А., Воробьева И.Б., Власова Н.В., Янчук М.С., Лопатина Д.Н.* Химический состав снега акватории озера Байкал и прилегающей территории // География и прир. ресурсы. 2017. № 1. С. 90–99, библиограф. 40.

Показаны связь уменьшения загрязнения акватории озера со спадом промышл. производства в конце 1990-х – начале 2000-х годов и его увеличение после 2010 г.

48. *Беляков В.В., Береснев П.О., Зезюлин Д.В., Колотин В.Е., Куркин А.А., Макаров В.С., Порубов Д.М., Филатов В.И., Минаев Д.Д., Малышенко А.Е.* Снежно-минеральные миксты прибрежной зоны как полотно пути транспортно-технологических машин // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 16–19, библиограф. 6.

Результаты моделирования деформации снежно-минеральных смесей при их использовании в качестве дорожного полотна.

49. *Верховов К.В., Рыбальченко С.В.* Теплопроводность свежевыпавшего снега // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 26–30, библиограф. 3.

Обнаружено, что снег плотностью до 150 кг/м³ не имеет теплоизоляц. свойств из-за его высокой воздухопроницаемости.

50. *Виноградова А.А., Котова Е.И.* Металлы в снежном покрове на территории Мурманской области // Экологич. химия. 2017. Т. 26. № 1. С. 34–40, библиограф. 7.

Выполнен анализ пространств. распределения металлов (Cu, Ni, Fe, Zn) в снеге на 19 станциях в 1998–2010 гг.

51. *Виноградова Т.А., Макарьева О.М., Виноградов А.Ю., Лебедева Л.С., Нестерова Н.В.* Моделирование характеристик снежного покрова и стока воды на малых горных водосборах Восточной Сибири // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 96–102, библиограф. 4.

Результат моделирования характеристик снежного покрова и стока воды с использованием модели «Гидрограф» по данным Колымской водно-балансовой станции и высокогорного стационара в горах Сунтар-Хаята.

52. *Воропай Н.Н., Власов В.К.* Особенности распределения снежного покрова на побережье озера Байкал // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 355–364, библиограф. 18.

На основе данных метеостанций за 1961–2009 гг. показано, что средняя многолетняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова составляет 178 дней на вост. побережье и 126 дней на западном.

53. *Вишницева Т.В., Чернов Р.А.* Пространственное распределение снежного покрова и поле температуры в верхнем слое политермического ледника // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 373–380, библиограф. 7.

*3-й Междунар. симпозиум (части 1 и 2) означает: Сб. трудов 3-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск: Южно-Сахалинский филиал Дальневосточного геол. ин-та ДВО РАН, 2017. Часть 1. 152 с.; Часть 2. 158 с.

По данным термометрии скважин весной 2014 г. выявлена тесная связь запаса холода во льду ледника с толщиной снежного покрова.

54. *Галахов В.П., Шереметов Р.Т., Самойлова С.Ю., Мардасова Е.В.* Средние многолетние осадки на территории горного узла Белухи (Центральный Алтай) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 99–106, библиограф. 21.

На основе использования данных метеостанций в сочетании с расчётами количества осадков на высоте фирновой линии на ледниках составлена карта распределения осадков в горном узле Белухи.

55. *Генсиоровский Ю.В., Казаков Н.А.* Снег как фактор, обуславливающий возникновение опасных природных процессов, влияющих на функционирование горнолыжных курортов, и риски для территорий населённых пунктов, находящихся в непосредственной близости от курортов (на примере строительства СТК «Горный воздух», о. Сахалин) // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 102–107. С. 102–107, библиограф. 4.

Реконструкции грамотного строительства спортивно-туристич. комплексов вблизи населённых пунктов.

56. *Глазырин Г.Е., Казаков Н.А.* Девятый вал: неожиданный аспект в поисках солнечно-земных связей с климатическими процессами // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 118–124, библиограф. 11.

Обсуждаются математич. аспекты, которые могут служить источником ошибок при поисках солнечно-земных и лунно-земных связей природ. процессов.

57. *Грицук И.И., Долгополова Е.Н., Замятина Э.В., Ионов Д.Н., Масликова О.Я.* Снеготаяние как один из факторов берегов водных объектов в условиях криолитозоны // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 125–129, библиограф. 6.

Краткое описание модели разрушения берегов, разработ. в лаборатории динамики русловых процессов и ледотермики Российского ун-та дружбы народов.

58. *Долгополова Е.Н., Масликова О.Я., Грицук И.И., Замятина Э.В.* Исследование роли снежного покрова в процессе разрушения берегов северных водоемов // Снежный покров, атмосферные осадки и аэрозоли: климат и экология северных территорий и Байкальского региона. Материалы 1-й Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. Году экологии 2017 в России. Иркутск, 26–29 июня 2017 г. Иркутский нац. исследов. технич. ун-т. Иркутск, 2017. С. 122–126, библиограф. 3.

Исследуется переформирование берегов водных объектов в период весеннего повышения температуры воздуха, таяния снега и льда и повышения уровня воды.

59. *Евсеева Н.С., Петров А.И., Каширо М.А., Квасникова З.Н., Батманова А.С., Хон А.В.* Влияние рельефа и растительности на распределение снежного покрова в бассейнах малых рек // Геосферные исследования. 2017. № 4. С. 64–74, библиограф. 19

По материалам ландшафтно-маршрутных снегосъёмов в кедровом лесу и на пашне в бассейне р. Басандайка в 1988–

2017 гг. выполнен сравнит. анализ основных характеристик снежного покрова в разные по снежности годы.

60. *Ефремов Ю.В., Зимницкий А.В.* Снежный покров на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ) // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 365–372, библиограф. 6.

Представлены новые данные о толщине, плотности снега и снегозапасах, получ. при снегомерных работах в 1976–2015 гг.

61. *Жидкин А.П., Геннадиев А.Н., Лобанов А.А.* Индикационное значение соотношений индивидуальных полициклических ароматических углеводородов в системе снег – почва при разных условиях землепользования // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2017. № 5. С. 24–32, библиограф. 16.

Результаты анализа проб, отобранных в августе 2015 г. и феврале 2016 г. вблизи завода по производству технич. углерода (Московская область).

62. *Казаков Н.А.* Снежный покров как электродинамическая система // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 2. С. 11–24, библиограф. 48.

Обобщение результатов экспериментов по измерению электрич. характеристик снежной толщи в 2004–2010 гг.

63. *Казаков Н.А., Кононов И.А., Музыченко А.А., Павлов В.В.* Содержание ледяных кристаллов разных классов формы в слоях вторично-идиоморфного снега // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 54–57, библиограф. 4.

Обобщение результатов натурных исследований на о. Сахалин, Курильских о-вах, Кавказе, Хибинах, Забайкалье, Архангельской области и Зап. Сибири.

64. *Казаков Н.А., Музыченко А.А., Казакова Е.Н., Кононов И.А., Павлов В.В.* Структура и текстура снежной толщи на Кольском полуострове // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 58–63, библиограф. 5.

По результатам наблюдений более чем в 100 шурфах в 1985–1988 и 2016–2017 гг. сделан вывод, что эволюция снежной толщи через 20–60 суток после установления снежного покрова приводит к достижению ледяными кристаллами стадии скелетного класса форм.

65. *Казакова Е.Н., Лобкина В.А.* Снегоопасность о. Сахалин // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 108–113, библиограф. 7.

Представлена карта снегоопасности острова.

66. *Калашикова О.Ю., Гафуров А.А.* Использование наземных и спутниковых данных о снежном покрове для прогноза стока реки Нарын // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 507–517, библиограф. 18.

Предложена методика расчёта водности рек в период половодья на основе анализа распределения снежного покрова в 2000–2015 гг.

67. *Кешева Л.А., Крученицкий Г.М., Ташилова А.А., Шикеев Р.А.* Моделирование сезонной и долговременной изменчивости снежного покрова южных федеральных округов России // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы. 23-й Междунар. симпозиум. Иркутск, 3–7 июля 2017 г. Тез. докладов. Томск, 2017. С. 136.

Анализ сезонной и многолетней изменчивости толщины снежного покрова в южных регионах России.

68. *Китаев Л.М., Аблеева В.А., Асанова Ж.А., Желтухин А.С., Коробов Е.Д.* Сезонная динамика температуры воздуха, снегозапасов и промерзания почвы в центральной части Восточно-Европейской равнины // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 4. С. 518–526, библи. 25.

Выявлено сочетание хода температуры почвы и приземной температуры воздуха с толщиной снежного покрова в 2013–2015 гг.

69. *Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г., Турчанинова А.С.* Методические основы использования пенетromетра SnowMicroPen при снеголавинных исследованиях // *Геогр. исслед. молодых учёных в регионах Азии. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием*. Барнаул – Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г. Барнаул, 2016. С. 171–176, библи. 14.

Охарактеризованы достоинства и недостатки пенетromетра высокого разрешения.

70. *Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Гребенников П.Б.* Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи с использованием пенетromетра SnowMicroPen // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 64–68, библи. 7.

Результаты применения пенетromетра высокого разрешения, показавшие большую пространств. и врем. изменчивость строения и параметров снежного покрова в вертикал. и гориз. направлениях.

71. *Кондратьев В.Г.* Снегоочистка как эффективный способ сохранения вечной мерзлоты в основании линейных сооружений в криолитозоне // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 114–119, библи. 9.

Приведены сведения о первом положит. опыте решения задачи на объектах магистрального нефтепровода ВСТО-1.

72. *Кондратьев И.И., Муха Д.Э., Болдескул А.Г., Юрченко С.Г., Луценко Т.Н.* О химическом составе атмосферных осадков и снежного покрова в Приморском крае // *Метеорология и гидрология*. 2017. № 1. С. 91–100, библи. 18.

Мониторинг химич. состава осадков и снежного покрова по данным 12 станций с мая 2012 г. по март 2013 г.

73. *Кононов И.А., Степнова Ю.А., Музыченко А.А.* Влияние гидротермических условий развития снежного покрова на симметричную установку кристаллов в снежном покрове // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 69–73, библи. 5.

По данным наблюдений за снежным покровом на о. Сахалин в 2011–2012 гг. установлены особенности корреляции кривой суточного хода температур воздуха с общим изменением симметричности в слоях снежной толщи.

74. *Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф.* Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56, библи. 45.

На основе анализа ряда теоретич. и эмпирич. зависимостей сделан вывод о возможности идентифицировать с помощью

радиозондирования слои глубинной изморози и плотные слои инфильтрац. и наложенного льда.

75. *Кураков С.А.* Автономные измерительные комплексы для мониторинга гидрометеорологических процессов в удаленных и горных районах для измерения параметров окружающей среды // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 103–107, библи. 3.

Описание аппаратуры, результаты полевых испытаний, перспективы развития комплекса.

76. *Лобкина В.А., Генсировский Ю.В., Казакова Е.Н., Музыченко А.А.* Применение методов дистанционного зондирования для исследования снежных полигонов // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 130–134, библи. 4.

Описание исследований антропогенных снежников, образовавшихся в местах складирования снега с улиц Южно-Сахалинска.

77. *Лобкина В.А., Казакова Е.Н.* Плотность отложенного снега на о. Сахалин (2005–2017 гг.) // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 31–36, библи. 8.

По результатам более 3 тыс. измерений структурированы данные о распределении плотности снега в различных ландшафтах.

78. *Лобкина В.А., Кононов И.А., Потапов А.А.* Исследования снеговой нагрузки на кровли // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 120–124, библи. 2.

Разработана система дистанц. мониторинга изменения снеговой нагрузки на гориз. поверхность.

79. *Ложкомоев В.В., Чеботарев С.И., Алтухов А.В., Бу А.Б., Паршукова О.В.* Характеристика снежной толщи в зонах отрыва лавин в восточной части о. Сахалин // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 74–79, библи. 9.

Результаты стратиграфич. наблюдений за снежной толщей в зимы 2011–2017 гг.

80. *Макаров В.С., Зезюлин Д.В., Береснев П.О., Филатов В.И., Порубов Д.М., Куркин А.А., Беляков В.В., Минаев Д.Д., Малащенко А.Е.* Статистическая модель снежного покрова на примере острова Сахалин // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 88–92, библи. 9.

Приведены обобщающие зависимости для определения жёсткости, связности и угла внутр. трения снега в зависимости от его плотности.

81. *Максютова Е.В.* Режим снежного покрова Предбайкалья в изменяющемся климате // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 2. С. 221–230, библи. 21.

Анализ данных гидрометеостанций за 1981–2010 гг.

82. *Максютова Е.В.* Экстремальные зимы Прибайкалья в условиях изменения климата // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 108–110, библи. 5.

По данным метеостанций за 1981–2015 гг. выделены зимы, экстремальные по средней температуре воздуха за ноябрь–март и наибольшей толщине снежного покрова.

83. *Максютова Е.В., Истомина Е.А.* Использование спутниковых снимков для характеристики пространственной структуры снежного покрова в Предбайкалье // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 93–94, библи. 3.

Показаны возможность использования спутниковых данных MODIS «снежный покров» и невозможность использования спутниковых данных AMSR-E/Aqua «водный эквивалент снега».

84. *Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Крепина Н.Ю., Папина Т.С.* Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в предгорьях Алтая // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 57–68, библи. 40.

Результаты анализа 48 проб атмосферных осадков, отобранных в холодные периоды 2014/15 и 2015/16 гг.

85. *Масликова О.Я.* Изменение альбеда снега под действием солнечной радиации (по данным лабораторных экспериментов) // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 37–42, библи. 6.

Представлены графики уменьшения альбеда в процессе таяния снега для инфракрасных и ультрафиолетовых излучений.

86. *Мирончев А.С., Клоков А.В., Запасной А.С., Дюкарев Ю.А., Смирнов С.В.* Исследование высоты снежного покрова и толщины торфяной залежи олиготрофного болота методом геолокации // *Изв. вузов. Физика*. 2016. Т. 59. № 12. Часть 3. С. 108–112, библи. 8.

Обнаружено хорошее согласие указ. определений при помощи георадара с данными прямых измерений.

87. *Михалев М.В., Лобкина В.А., Ухова Н.Н.* Оценка ущерба, наносимого почве при эксплуатации снежных полигонов // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 43–47, библи. 2.

Показаны негативное воздействие на окружающую среду полигонов для складирования снежных масс и их альтернатива – стационарные снегоплавильные пункты.

88. *Музыченко А.А., Волков А.В., Рябчиков М.В.* Погребенная в снежной толще зернистая изморозь как один из факторов формирования лавиноопасных слоев в Хибинах // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 80–86, библи. 3.

Обобщение результатов натурных экспериментов 2016–2017 гг.

89. *Мустафин Р.Ф., Хабиров И.КА., Султанова Р.Р., Рязанова А.Р.* Влияние рельефа на запасы снежного покрова и влаги на лесных почвах // *Вестн. Оренбургского гос. ун-та*. 2017. № 6. С. 85–89, библи. 5.

Результаты обработки данных снегомерных съёмок на лесных участках Уфимского лесничества.

90. *Осинов Э.Ю., Осинова О.П., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В.* Атмосферная циркуляция в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 200 лет по данным изучения химического состава снежно-фирнового покрова // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 2. С. 170–184, библи. 36.

Подтверждён вывод о синхронности изменений атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе Юж. полушария и сибирском секторе Сев. полушария.

91. *Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А.* Коэффициент теплопроводности снега и его изменчивость // *Криосфера Земли*. 2017. Т. 21. № 3. С. 60–68, библи. 23.

На основе математич. моделирования выполнена оценка влияния разных факторов на коэф. теплопроводности снежного покрова, приведены результаты натурных наблюдений в средней полосе Европейской части России.

92. *Пиманкина Н.В.* Оценка опасности сильных снегопадов и снеговых нагрузок в горах Казахстана // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 125–129, библи. 4.

Выполнен анализ и составлены карты распределения сильных снегопадов и снеговых нагрузок в горах.

93. *Пономарев В.В.* Снеговой режим на территории заповедника «Присурский» в зимний период 2015–2016 гг. // *Науч. тр. Гос. природного заповедника «Присурский»*. 2016. Вып. 31. С. 10–13, библи. 2.

Общие сведения о режиме снежного покрова в заповеднике зимой 2015/16 г.

94. *Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Определения коэффициента теплопроводности снега по его плотности и твердости // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 48–52, библи. 4.

На основе натурных экспериментов на Шпицбергене предложена методика определения коэф. теплопроводности слоев снега по данным об их плотности и твердости.

95. *Титкова Т.Б., Виноградова В.В.* Сроки залегания снежного покрова на территории России в начале XXI в. по спутниковым данным // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 25–33, библи. 16.

Показана неоднородность изменений продолжительности снежного периода в 2000–2015 гг. в разных регионах России.

96. *Турков Д.В., Сократов В.С., Титкова Т.Б.* Определение снегозапасов Западной Сибири по расчётам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR с использованием данных реанализа // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 343–354, библи. 17.

Предложена методика и проведены расчёты снегозапасов и толщины снежного покрова в 1979 и 2013 гг.

97. *Турков Д.В., Сократов В.С., Титкова Т.Б.* Снежный покров Западной Сибири по расчётам на модели локального тепловлагообмена SPONSOR и данными реанализа // *Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы*. 23-й Междунар. симпозиум. Иркутск, 3–7 июля 2017 г. Тез. докладов. Томск, 2017. С. 155.

Для Зап. Сибири за период с 1979 по 2013 гг. проведены расчёты водного эквивалента снега с помощью модели SPONSOR с входными метеоданными из реанализа ECMWF ERA-Interim.

98. *Ушакова Е.С., Шукова И.В.* Химический состав снежного покрова г. Перми // *Геология и полезные ископаемые Зап. Урала. Сб. статей по материалам 37-й Всерос. науч.-практ. конф. с междунар. участием*. Пермь, 23–24 мая 2017 г. Пермь, 2017. С. 232–235, библи. 2.

Приведены общие сведения о снегозапасах, некоторых свойствах и химич. составе снега в районе г. Пермь.

99. *Федотова Д.А.* Типы проявления экстремальных снегопадов // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 136–141, библи. 4.

Систематизированы имеющиеся данные о случаях экстремальных снегопадов.

100. *Фролов Д.М.* Влияние особенностей режима накопления снежной толщи, интенсивности снегопадов и температуры воздуха на глубину сезонного промерзания на территории Алтайского края // Геогр. исслед. молодых учёных в регионах Азии. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Барнаул — Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г. Барнаул, 2016. С. 309–313, библи. 10.

Выделены случаи, которые привели к экстремальным изменениям глубины промерзания по метеостанции Барнаул.

101. *Харламова Н.Ф., Казарцева О.С., Дьякова Г.С.* Изменчивость толщины снежного покрова, снегозапасов и снежности зим на территории Алтайского края за период 1966–2015 гг. // Геогр. исслед. молодых учёных в регионах Азии. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Барнаул — Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г. Барнаул, 2016. С. 41–45, библи. 11.

По данным 18 метеостанций составлена карта распределения толщины снежного покрова, прослеживаются тенденции изменений снегозапасов за указ. период.

102. *Шамов А.А., Гарцман Б.И., Шекман Е.А., Тарбеева А.М., Губарева Т.С., Челноков Г.А., Лукаков С.Ю., Кожевникова Н.К., Бурдуковский М.Л., Орляковский А.В.* Склоновый сток — ключевой компонент снеговых и дождевых паводков на горных реках // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 111–116, библи. 10.

По результатам натурных наблюдений 2015 и 2016 гг. дан анализ условий формирования регулярных подповерхностных потоков в речных долинах Сихотэ-Алиня и Верхоянского нагорья.

103. *Шейко В.В., Генсиоровский Ю.В.* Влияние аномального сочетания погодных условий зимы 2015/16 годов на деревянистые растения близ Южно-Сахалинска // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 1. С. 135–139, библи. 4.

Исследуется реакция растений на необычную последовательность снегопадов в указ. зиму.

5. СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ И ГЛЯЦИАЛЬНЫЕ СЕЛИ*

104. 3-й Международный симпозиум «Физика, химия и механика снега». Сб. докладов. Часть 2. Южно-Сахалинск, 2–6 октября 2017 г. Южно-Сахалинск, Южно-Сахалинский филиал Дальневосточного геол. ин-та ДВО РАН, 2017. 158 с. Библи. в конце статей.

Содержит 25 докладов лавинной тематики, сделанных на русском или английском языках 2–6 октября 2017 г. в г. Южно-Сахалинск.

105. *Аджиев А.Х., Кесаонов В.Х., Кондратьева Н.В., Долова М.Л., Гяургиев А.В.* Исследование лавинных процессов в бассейнах рек Козийдон и Земенгондон на территории Всесоюзного туристско-рекреационного комплекса «Мамисон» // Устойчивое развитие горных территорий. 2017. Т. 9. № 1. С. 7–18, библи. 20.

Представлена карта-схема лавиносборов на территории ВТРК «Мамисон», показывающая масштабы распространения лавиноопасных участков.

106. *Благовещенский В.П., Эглит М.Э., Жданов В.В., Аскарбеков Б.Б.* Калибровка математических моделей лавин по данным о реальных лавинах в Иле (Заилийском) Алатау // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 213–220, библи. 14.

Получено хорошее совпадение расчётных дальностей выброса и скоростей движения лавин с фактическими, хотя расчётная высота потока оказалась значительно меньше реальной.

107. *Ефремов Ю.В.* Снежные лавины на Лагонакском нагорье (Западный Кавказ) // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 16–21, библи. 5.

Охарактеризованы термич. и ветровой режимы территории, продолжительность лавиноопасного периода, типы и частота схода снежных лавин.

108. *Жданов В.В.* Уточненная оценка лавинной опасности в районе снеголавинной станции «Шымбулак» // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 50–54, библи. 3.

Проанализированы данные о сходе лавин, их характеристиках, пространств. и врем. изменчивости в 1966–2016 гг.

109. *Зайко Ю.С., Эглит М.Э.* Численная модель для описания движения снежных лавин, учитывающая ньютоновскую реологию среды, турбулентность и вовлечение в движение снега со склона // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 22–25, библи. 6.

Получено хорошее совпадение числ. и аналитич. результатов.

110. *Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В.* Лавинные риски для транспортных магистралей в Сахалинской области // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 55–61, библи. 6.

Охарактеризованы ущербы от лавин на транспортных магистралях Сахалина в 1946–2017 гг.

111. *Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В.* Максимальные объёмы лавин в низкогорье о. Сахалин // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 26–30, библи. 2.

По данным 1945–2017 гг. установлено, что при интенсивных снегопадах объёмы лавин могут достигать 1,4 млн м³, а дальность выброса 3,8 км.

112. *Казакова Е.Н., Лобкина В.А.* Оценка снегоопасности территории острова Сахалин // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 6. С. 109–117, библи. 12.

Обобщение имеющихся данных о снегоопасных процессах и явлениях на острове.

*3-й Междунар. симпозиум (части 1 и 2) означает: Сб. трудов 3-го Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Южно-Сахалинск: Южно-Сахалинский филиал Дальневосточного геол. ин-та ДВО РАН, 2017.

Часть 1. 152 с.; Часть 2. 158 с.

113. Кюль Е.В. Геоэкологическая оценка подверженности горной территории снеголавиным процессам // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 67–72, библи. 9.
На основе карты-схемы м-ба 1:1 500 000 проведено районирование территории и выявлен ряд закономерностей в распространении снеголавиновых процессов.
114. Кюль Е.В. Методические основы создания атласа лавинной деятельности Кабардино-Балкарской республики // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 73–78, библи. 5.
Предложена концепция создания атласов природных опасностей на примере лавинной деятельности.
115. Кюль Е.В. Методологические основы оценки влияния снежных лавин на горные ландшафты // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 52–66, библи. 8.
Предложена методика ранжирования и бонитизации территории по степени пригодности к её потенциально безопасному освоению, в том числе в отношении снежных лавин.
116. Кюль Е.В. Создание справочника по лавинным формам рельефа // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 78–82, библи. 5.
Поставлена задача разработать новую форму подачи терминологии для лавиноведения.
117. Кюль Е.В., Джанпуев Д.Р. О математическом моделировании процесса трансформации селевого потока // Изв. вузов. Сев.-Кавказский регион. Сер. Естественные науки. 2012. № 2 (168) С. 86–88, библи. 3.
По исследованиям селей в бассейне р. Бол. Алматинка рассмотрены аксиомы математич. структуры модели трансформации: 1) норм существования; 2) обогащения смеси твёрдым материалом; 3) частичного распада, а также сама модель существования селевой массы.
118. Лазарев А.В., Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г., Сократов С.А., Комаров А.Ю. Моделирование снежных лавин для обоснования выбора противолавинных мероприятий // Геориск. 2017. № 3. С. 50–57, библи. 10.
Пример использования математич. моделирования и геоинформацион. картографирования для выбора противолавинных мероприятий.
119. Лапердин В.К. Лавиноопасность магистральных трасс Восточной Сибири // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 83–88, библи. 8.
Общая характеристика типов лавин и лавиноопасного периода продолжительностью около 8 месяцев в году.
120. Николаева С.А., Савчук Д.А., Кузнецов А.С. Датирование селевой активности в горно-ледниковом бассейне Актру (Горный Алтай) // Геориск. 2017. № 2. С. 62–69, библи. 10.
Изложена методика определения схода гляциальных селей в XVI в., 1901, 1939, 1984, 1994 и 2005 гг.
121. Пильгаев С.В., Черноус П.А., Филатов М.В., Ларченко А.В., Федоренко Ю.В., Агеев И.В. Комплекс лавинной сигнализации и результаты его испытаний // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 31–36.
Краткое описание работы лавинно-обвального извещателя как элемента централизован. системы контроля схода лавин.
122. Радионова П.М., Комаров А.Ю., Турчанинова А.С., Сильверстов Ю.Г. Анализ противолавинных мероприятий для оценки лавинного риска на Красной Поляне // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 130–135, библи. 6.
Выявлены недостатки и даны рекомендации к улучшению противолавинных мероприятий.
123. Чеботарев С.И., Паришкова О.В., Алтухов А.В., Бу А.Б., Ложкомоев В.В. Организация противолавинной защиты на Сахалинском регионе Дальневосточной железной дороги // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 89–94, библи. 5.
Обзор противолавинных мероприятий, применяемых на Сахалинской железной дороге.
124. Элит М.Э., Якубенко А.Е., Дроздова Ю.А. Реологические свойства движущегося снега и их влияние на динамику лавинного потока // 3-й Междунар. симпозиум. Ч. 2. С. 37–41, библи. 10.
Теоретич. рассмотрение связей между напряжениями и деформациями для снега в сухих и мокрых плотных лавинах.

6. МОРСКИЕ ЛЬДЫ

125. Алексеев Г.В. Потепление Арктики в 2016 году: влияние из низких широт океана // Российские полярные исследования. 2017. № 2 (28). С. 24–26.
Представлены карты распределения морских льдов разного возраста в Арктич. бассейне в 2016–2017 гг.
126. Алексеев Г.В., Кузьмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 381–390, библи. 32.
Исследуется механизм влияния аномалии температуры поверхности океана в низких широтах на климатич. аномалии в Атлантике.
127. Афанасьева В.К. Комплексные исследования в море Амундсена с борта НИС «Полярштерн» в 62-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2017. № 4 (30). С. 31–32.
Дана характеристика ледовых условий и стоковых ветров, дующих с ледникового щита в Западной Антарктиде.
128. Ашик И.М., Гусакова М.А. О гидрометеорологическом обеспечении морских операций в Арктике в 2016 году // Российские полярные исследования. 2017. № 2 (28). С. 41–42.
Краткое описание применяемых ледовых геоинформацион. систем.
129. Баклагин В.Н. Использование методики оперативной оценки характеристик ледяного покрова Белого моря по спутниковым данным // 2-я Междунар. науч. школа молодых ученых «Физич. и математич. моде-

- лирование процессов в геосредах. Москва, 19–21 октября 2016 г.» Сб. тез. докладов. М., 2016. С. 36–38.
- Изучение рядов значений ледовитости по данным спутниковой информации за 2006–2016 гг. с применением новой методики оперативной съёмки.
130. *Богородский А.В.* Теоретическая оценка энергетических характеристик отражающей способности подводных частей айсбергов как объектов акустического зондирования океана // 15-я Всерос. науч.-практ. конф. «Современные методы и средства океанологических исследований». Москва, Ин-т океанологии РАН, 2017. Материалы конф. Т. 1. М., 2017. С. 93–96, библи. 4.
- Предложен метод оценки размеров надводных частей айсбергов по акустич. характеристикам их подводных частей.
131. *Бортковский Р.С.* К оценке газообмена океан – атмосфера через морской лёд // Тр. Главной геофизич. обсерватории. 2016. № 583. С. 182–196, библи. 17.
- Получены выражения, определяющие коэф. диффузии кислорода и CO₂ через морской лёд при его известной температуре и солёности; выполнены расчёты газопереноса для центр. части Чукотского моря.
132. *Букатов А.Е., Букатов А.А., Бабий М.В.* Пространственно-временная изменчивость распределения морского льда в Арктике // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 1. С. 85–92, библи. 13.
- Анализ массивов среднемесячных данных о сплочённости морского льда и динамики его кромок за 1969–2012 гг.
133. *Бухаров М.В.* Полусуточная периодичность полей разрежения и сжатия в ледяном покрове Арктики по данным спутникового радиометра МТВЗА–ГЯ // Метеорология и гидрология. 2017. № 1. С. 67–77, библи. 9.
- Предложена методика распознавания условий приливного сжатия или разрежения ледяного покрова в любой момент времени в каждом районе спутниковой съёмки.
134. *Данилов А.И., Бессонов В.И., Антипов Н.Н.* Пыльная Уэдделла в 2017 году // Российские полярные исследования. 2017. № 4 (30). С. 45–46.
- Описание развития зоны чистой воды площадью 50 тыс. км², окруж. сплочёнными дрейфующими льдами, с 4 сентября по 5 ноября 2017 г.
135. *Думанская И.О.* Ледовые условия морей азиатской части России. М.: ИГ-СОЦИН, 2017. 640 с., библи. 102.
- Выявлены климатич. изменения, произошедшие в конце XX – начале XXI вв. в ледовых условиях морей азиатской части России.
136. *Думанская И.О.* Особенности типизации ледовых условий в Японском море (Татарский пролив и залив Петра Великого) по суровости зим и по ледовитости районов моря // Тр. Гидрометцентра РФ. 2017. № 364. С. 170–192, 228, 235, библи. 13.
- Отмечается увеличение количества мягких зим и уменьшение средней ледовитости за последние 30 лет.
137. *Дымент Л.Н., Лосев С.М.* Метод долгосрочного прогноза дрейфа льда в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 1 (111). С. 62–75, библи. 6.
- Предложен метод, использующий факт повторяемости месячных полей скорости дрейфа льда в определённые группы лет.
138. *Захарова Л.Н., Захаров А.И., Сорочинский М.В.* Радиофизические методы исследования характеристик морских льдов методами радарной поляриметрии // Журнал радиоэлектроники. 2017. № 2. С. 1–36, библи. 45.
- Описаны методы декомпозиции отражённых сигналов и информативные поляризац. признаки объектов подстилающей поверхности.
139. *Карклин В.П., Хотченков С.В., Юлин А.В., Смоляницкий В.М.* Формирование возрастного состава льда в юго-западной части Карского моря в осенне-зимний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 3 (113). С. 16–26, библи. 7.
- Результаты анализа архива электронных ледовых карт за 1997–2017 гг.
140. *Карклин В.П., Юлин А.В., Шаратунова М.В., Мочнова Л.П.* Климатическая изменчивость ледяных массивов Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 37–46, библи. 15.
- Анализ повторяемости типов развития ледяных массивов сплочённостью от 7 до 10 баллов отдельно в «холодный» (1954–1985 гг.) и «тёплый» (1986–2017 гг.) климатич. периоды в Арктике.
141. *Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И., Саперштейн Е.Б., Сергеева И.А., Ярославцева О.И.* Численное моделирование динамики ледяного покрова в районе архипелага Шпицберген // Метеорология и гидрология. 2017. № 9. С. 108–118, библи. 7.
- Определены основные зоны сжатия, получены оценки средней скорости дрейфа и её мезомасштабной изменчивости в 2015 г. по данным недельных расчётов модели эволюции ледяного покрова.
142. *Корнилов Н.А., Кессель С.А., Лукин В.В., Меркулов А.А., Соколов В.Т.* История организации и проведения российских исследований с дрейфующих льдов. СПб.: ААНИИ, 2017. 754 с., библи. с. 731–754.
- Основные сведения о работе станций «Северный Полюс» с 1937 по 2013 г.
143. *Крамарь В.А., Альчаков В.В., Душко В.Р.* Применение интеллектуальных алгоритмов обработки данных для расчета ледовых нагрузок на инженерно-технические сооружения // 15-я Всерос. науч.-практ. конф. «Современные методы и средства океанологич. исследований». Москва, Ин-т океанологии РАН, 2017. Материалы конф. Т. 2. М., 2017. С. 170–174, библи. 6.
- Показана возможность использования гибридной нейронной сети для получения прогноза толщины льда по многолетним данным о толщине льда в Азово-Черноморском бассейне.
144. *Краусс М.С.* Оценка потенциальных запасов пресной воды в айсбергах // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 231–240, библи. 20.
- Теоретич. обоснование и анализ технич. возможностей восполнения дефицита пресной воды путём утилизации антарктич. айсбергов; предложена доступная технология производства воды.

145. *Лаверов Н.П., Попович В.В., Ведешин Л.А., Коновалов В.Е.* Современные подходы и возможности системы освещения обстановки в Арктике в интересах обеспечения безопасности судоходства Северного морского пути // *Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса.* 2017. Т. 14. № 3. С. 141–157, библи. 6.
Краткое описание специальной системы наблюдений, предусматривающей наблюдения за морскими льдами.
146. *Лесенков С.Б., Смоляницкий В.М., Соколова Ю.В.* Откол крупного айсберга от шельфового ледника Ларсена в Антарктиде // *Российские полярные исследования.* 2017. № 3 (29). С. 20–22.
Об отколе крупного айсберга размером 156 × 50 км, произошедшем 12 июля 2017 г.
147. *Ликутев П.Е., Морозов А.В.* Применение технологии наземного лазерного сканирования для съёмки рельефа надводной части ледяного образования // 15-я Всерос. науч.-практ. конф. «Современные методы и средства океанологич. исследований». Москва, Ин-т океанологии РАН, 2017. Материалы конф. Т. 2. М., 2017. С. 298–301, библи. 2.
Описаны условия, обеспечивающие съёмку припайного и дрейфующего льда, изложена методика съёмочных работ, анализируются проблемы, возникающие при съёмке, и предлагаются пути их решения.
148. *Лосев С.М., Дымент Л.Н., Миронов Е.У.* Протяжённость крупных разрывов в дрейфующем льду приатлантической части Арктического бассейна по данным снимков ИСЗ // *Лёд и Снег.* 2017. Т. 57. № 4. С. 543–552, библи. 20.
Определена повторяемость разрывов трёх групп: менее 100 км, 100–300 км и более 300 км в 2005–2012 гг., составлена карта их положения на 23 января 2008 г.
149. *Матишов Г.Г., Жичкин А.П.* Современные тенденции изменения ледовитости в районе архипелага Земля Франца-Иосифа // *ДАН.* 2017. Т. 472. № 6. С. 708–711, библи. 14.
На основе анализа данных 2010–2015 гг. отмечена тенденция уменьшения отрицат. аномалий ледовитости.
150. *Миронов Е.У., Смирнов В.Г., Бычкова И.А., Клячкин С.В., Дымент Л.Н., Захваткина Н.Ю., Май Р.И., Гузенко Р.Б., Саперштейн Е.Б., Михальцева С.В., Платонова Е.В., Старцев Л.А.* Экспериментальный аппаратно-программный комплекс спутникового мониторинга и прогноза ледовой обстановки // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2017. № 2 (112). С. 15–26, библи. 20.
Краткое описание комплекса, позволяющего определять сплочённость морского льда и его возрастные характеристики по спутниковым снимкам и давать краткосрочный прогноз ледовой обстановки в Зап. Арктике.
151. *Михайлова Н.В., Юровский А.В.* Пространственно-временная структура полей сплочённости морского льда в Баренцевом море по спутниковым данным // *Соврем. проблемы дистанц. зондирования Земли из космоса.* 2017. Т. 14. № 3. С. 246–254, библи. 20.
По данным пассивного микроволнового зондирования морского ледяного покрова Арктики выполнено разложение полей сплочённости морского льда Баренцева моря методом главных компонент.
152. *Михайлова Н.В., Юровский А.В.* Анализ главных компонент полей концентрации морского льда в Баренцевом море // *Морской гидрофиз. журнал.* 2017. № 2. С. 12–20, библи. 10.
Исследуются особенности процессов взаимодействия в системе океан – морской лёд – атмосфера, которые влияют на многолетнюю динамику ледяного покрова Баренцева моря.
153. *Мотыжев С.В., Лунев Е.Г., Толстошеев А.Н.* Опыт применения автономных дрейфтеров в системе наблюдений ледовых полей и верхнего слоя океана в Арктике // 15-я Всерос. науч.-практ. конф. «Современные методы и средства океанологич. исследований». Москва, Ин-т океанологии РАН, 2017. Материалы конф. Т. 2. М., 2017. С. 357–360, библи. 3.
Краткое описание автоматич. дрейфующих устройств, разработ. в Морском гидрофизич. институте РАН.
154. *Немировская И.А., Полякова А.В., Титова А.В.* Межгодовые изменения концентрации органических соединений в снежно-ледяном покрове периферии Кандалакшского залива Белого моря // *Вестн. МГУ. Сер. 5. География.* 2017. № 2. С. 100–109, библи. 32.
По результатам исследований в феврале 2010, 2012 и 2015 гг. установлено, что снежный покров концентрирует аэрозольные загрязняющие вещества и из атмосферы, и с поверхности моря («эффект промокашки»).
155. *Панасенкова И.И., Фомин В.В., Дианский Н.А.* Моделирование дрейфа айсбергов в западных морях Российской Арктики // 15-я Всерос. науч.-практ. конф. «Современные методы и средства океанологич. исследований». Москва, Ин-т океанологии РАН, 2017. Материалы конф. Т. 2. М., 2017. С. 141–145, библи. 5.
Представлены результаты калибровки и апробации модели, разработ. в Океанографич. институте им. Н.Н. Зубова, показавшие возможность её использования при прогнозировании реальных траекторий дрейфа айсбергов.
156. *Петренко Л.А.* Мониторинг ледовых условий Азовского моря в зимний период 2015–2016 гг. // *Экологич. безопасность прибрежной и шельфовой зон моря.* 2017. № 2. С. 68–73, библи. 15.
На основе дистанц. зондирования и прибрежных метеонаблюдений сделан вывод о соответствии ледовой обстановки условиям мягких зим.
157. *Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А.* Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // *Вестн. РАН.* 2017. Т. 87. № 5. С. 429–440, библи. 27.
Результаты исследования межгодовых колебаний аномалий ледовитости Охотского моря с 1979 по 2015 г.
158. *Плотников В.В., Круглик И.А., Руденко О.Н.* Пространственно-временная изменчивость ледяного

- покрова Японского моря // Науч. труды Дальрыбвтуза. 2016. Вып. 39. С. 55–65, библи. 8.
- По наблюдениям за 1960–2015 гг. оценена сплочённость, возраст, формы льда Японского моря в период ледового сезона, т.е. осенью, зимой и весной.
159. *Плотников В.В., Руденко О.Н.* Мониторинг ледовых условий в системе морей восточного сектора Арктики (Восточно-Сибирское, Чукотское моря) в конце XX и начале XXI вв. // Науч. труды Дальрыбвтуза. 2017. Вып. 40. С. 22–28, библи. 3.
- Анализ изменчивости основных показателей ледовых условий в указ. морях с 1979 г. к началу XXI в.
160. *Плотников В.В., Руденко О.Н.* Синтез различной информации при формировании архива ледовой информации и анализа ледовых условий Чукотского моря // Науч.-практ. вопросы регулирования рыболовства. Материалы 4-й Междунар. науч.-практ. конф. Владивосток, 18–19 мая 2017 г. Владивосток, 2017. С. 241–248, библи. 6.
- Для Чукотского моря разработана методология восстановления недостающих сведений об основных элементах ледового режима: ледовитости и положения кромки льда за 1950–2016 гг.
161. *Ростов И.Д., Плотников В.В., Дубина В.А., Рудых Я.Н., Рудых Н.И., Ростов В.И.* Информационно-справочная система «Режим и изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого (Японское море)» // Метеорология и гидрология. 2017. № 11. С. 113–118, библи. 16.
- Описание системы, доступной на странице сайта <http://pacificinfo.ru/eisp/piter>.
162. *Селиванова Ю.В., Тилинина Н.Д., Гулев С.К., Добролюбов С.А.* Площадь морских льдов и турбулентные потоки тепла между Северным Ледовитым океаном и атмосферой // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики. Т. 2. М.: МГУ, 2016. С. 161–170, библи. 16.
- В результате реанализа данных о потоках тепла на поверхности океана и концентрации льда с 1979 по 2014 г. сделан вывод об отсутствии связи потоков тепла с площадью льдов и важной роли положения кромки льда в океанской теплоотдаче.
163. *Семенов В.А., Мартин Т., Беренс Л.К., Латиф М., Астафьева Е.С.* Изменения площади арктических морских льдов в ансамблях климатических моделей CMIP3 и CMIP5 // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 77–107, библи. 75.
- Сравнение результатов моделирования с помощью двух последних поколений глобальных климатич. моделей в XX и XXI вв.
164. *Симаков В.В., Ушаков А.Л., Строчков Ю.А., Зеркаль А.Д.* Использование контрольно-индикационного прибора для обследования ледяного покрова в условиях Арктики // Системы и средства связи, тепловидения и радиовещания. 2013. № 1–2. С. 100–103, библи. 3.
- Описание параметров и принципа действия прибора «Гикор-Лёд» и результатов его использования для определения толщины морского льда.
165. *Смирнов В.Н., Ковалев С.М., Бородкин В.А., Ньюбом А.А., Шушлебин А.И.* Инструментальный мониторинг и краткосрочный прогноз явлений сжатия и торошения в морских льдах. Методическое пособие. СПб.: ААНИИ, 2017. 174 с., библи.: С. 171–174.
- Обобщение сведения о методах и результатах натурных исследований физико-механич. состояния арктич. льдов.
166. *Федоренко А.В.* Особенности ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе зимой 2016/2017 гг. // Тр. Гидрометцентра РФ. 2017. № 364. С. 193–202, 228, 236, библи. 6.
- Детально отслеживается динамика ледяного покрова, отмечено наличие в Керченском проливе серого и серо-белого дрейфующего льда и его торошения, осложнившего работы по строительству моста.
167. *Харитонов В.В.* Сезонная изменчивость температуры льда по результатам измерений на дрейфующей станции «Северный Полюс – 38» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 66–75, библи. 15.
- Показана мера устойчивости распределения температуры и толщины льда за последние 50 лет.
168. *Холопцев А.В., Гуменный М.М.* Изменения ледовитости Арктики и Атлантическая мультидекадная осцилляция // Учен. зап. Крымского федерального ун-та. География. Геология. 2017. Т. 3. № 2. С. 242–263, библи. 16.
- Выявлены районы Арктики, в которых межгодовые изменения их ледовитости в августе значимо статистически связаны с вариациями индекса Атлантической мультидекадной осцилляции, которая опережает их по времени; установлена отрицат. корреляция этих процессов.
169. *Хотченков С.В.* Формирование возрастного состава ледяного покрова в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 5–15, библи. 9.
- По данным электронных ледовых карт ААНИИ за 1997–2017 гг. выявлены различия в формировании возраста (толщины) дрейфующих и припайных льдов.
170. *Хотченков С.В., Гаврилов Ю.Г., Макаров Е.И.* Использование гидролокатора для исследования нижней поверхности торосов и айсбергов на шельфе арктических морей // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы 12-й Общеросс. конф. изыскат. организаций. Москва, 7–9 декабря 2016 г. М., 2016. С. 628–631.
- Используется комплексная методика, включающая в себя гидролокац. съёмку и обследование телеуправляемым телевизионным аппаратом.
171. *Черенкова Е.А., Семенов В.А.* Связь зимних осадков на территории Европы с изменениями ледовитости Арктического бассейна, температуры океана и атмосферной циркуляции // Метеорология и гидрология. 2017. № 4. С. 38–52, библи. 52.

Результаты анализа данных среднемесячных сумм осадков из архива CRU TS3.21, среднемесячной температуры поверхности океана в Северной Атлантике и концентрации морских льдов в акватории Арктич. бассейна в 1952–2012 гг.

172. *Чернявец В.В.* Способ определения поля дрейфа морских льдов // Патент 2647190 Россия. МПК GOIC 2400 (2006/01). № 2016151945; заявл. 27.12.2016. Опубл. 14.03.2018.

Изобретение относится к морской гидрометеорологии и может быть использовано для определения поля дрейфа морских льдов.

173. *Шукуров К.А., Семенов В.А.* Связь зимних похолоданий в Восточной Европе с суточными аномалиями концентрации морского льда Баренцева моря // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы. 23-й Междунар. симпозиум. Иркутск, 3–7 июля 2017 г. Тез. докладов. Томск, 2017. С. 151–152.

По спутниковым данным в 1979–1999 и 2005–2015 гг. установлена хорошая связь вариаций аномалий суточных приземных температур воздуха в Москве с вариациями аномалий суточной концентрации морского льда в южной части Баренцева моря.

174. *Яковлев Н.Г.* Северный Ледовитый океан: особенности гидродинамики, динамики морского льда и проблемы численного моделирования крупномасштабного состояния // Нелинейные волны, 2016. Нижний Новгород, 2017. С. 143–153, библи. 25.

Дано представление об уровне постановки задачи в современном моделировании Северного Ледовитого океана, в том числе моделировании динамики морского льда.

7. РЕЧНЫЕ И ОЗЁРНЫЕ ЛЬДЫ**

175. *Агафонова С.А., Фролова И.Л.* Затонные наводнения на р. Сухона в районе г. Великий Устюг // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российский Арктики. Т. 2. М.: МГУ, 2016. С. 56–65, библи. 12.

Рассмотрены условия прохождения весеннего ледохода и образования затон на реках Сухона и Малая Северная Двина в районе г. Великий Устюг, дана характеристика катастрофич. ледохода весной 2016 г.

176. *Асламов И.А., Козлов В.В., Кириллин Г.Б., Мизандронцев И.Б., Кучер К.М., Макаров М.М., Грашин Н.Г.* Изменчивость подледных течений в Южном Байкале по данным 2012–2016 гг. // Водные ресурсы. 2017. № 3. С. 296–310, библи. 82.

На основе натурных экспериментов и разработ. модели нарастания льда исследована изменчивость теплового потока на границе вода – лёд.

177. *Афоница Е.Ю., Ташилькова Н.А., Цыбекмитова Г.Ц., Обязов В.А.* Водоросли и беспозвоночные во льду пресноводного водоема (Забайкальский край) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 72–81, библи. 55.

На основе анализа кернов из ледяного покрова оз. Арахлей на юге Витимского плоскогорья, отобр. в холодные периоды 2009–2013 гг., обнаружена связь скорости нарастания биомассы с фазами нарастания и разрушения льда.

178. *Баклагин В.Н.* Исследование многолетнего ледового режима Онежского озера // Озера Евразии... С. 199–205, библи. 8.

Результаты статистич. анализа данных о ледяном покрове Онежского озера за период 1956–2016 гг., получ. в результате авиационных и спутниковых съёмок.

179. *Блохина Н.С., Селин Д.И.* Влияние аномалий плотности воды при 4 °С на формирование течений в пресных водоемах в период таяния ледяного покрова // Междунар. науч. школа молодых ученых «Физическое и математическое моделирование процессов в геосредах». Москва, 19–21 октября 2016 г. Сб. тез. докладов. М., 2016. С. 38–40.

Изучаются особенности развития термобара и течений в глубоких водоёмах в период таяния ледяного покрова при отсутствии воздействия ветра на его поверхность.

180. *Богданов С.Р., Волков С.Ю., Здоровеннов Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Пальшин Н.И., Терзевик А.Ю.* Волновая активность в мелководном озере под льдом // Озера Евразии... С. 205–212, библи. 11.

О подледных гидродинамич. процессах в водной толще оз. Вендюрское.

181. *Бухарицин П.И.* Ледовые условия в низовьях Волги и Северного Каспия // Геология, география и глобальная энергия. 2011. № 3. С. 214–223.

Охарактеризована ледовая обстановка зимой 2009/10 г., представлена карта максим. распространения сплошного ледяного покрова.

182. *Георгиевский М.В., Горшкова Н.И., Голованов О.Ф., Георгиевский Д.В., Полякова В.С., Скрипник Е.Н.* Условия формирования и полевые исследования ледового затона, послужившего причиной наводнения на р. Сухона у г. Великий Устюг весной 2016 г. // Геориск. 2017. № 4. С. 40–49, библи. 10.

Подробное описание этапов формирования затона длиной более 60 км, прохождения половодья весной 2016 г. в указ. регионе и его последствий.

183. *Голосов С.Д., Зверев И.С., Терзевик А.Ю.* Вертикальная термическая структура и теплообмен в озере в период ледостава // Тр. Карельского науч. центра РАН. 2017. № 3. С. 13–20, библи. 12.

Предложена одномерная параметризов. математич. модель явления, выполнены колич. оценки потоков тепла в системе лёд – водная масса – донные отложения.

**Озера Евразии... означает: Озера Евразии: проблемы и пути их решения. Материалы 1-й Междунар. конф. Петрозаводск, 11–15 сентября 2017 г. Петрозаводск; Петрозаводский гос. ун-т, 2017.

184. *Дубинина А.В., Шантыкова Л.Н.* Особенности фазы замерзания рек правобережья Томи // Со-врем. проблемы географии и геологии. Материа-лы 4-й науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию открытия естеств. отделения в Томском гос. ун-те. Томск, 16–19 октября 2017 г. Т. 1. Томск, 2017. С. 360–364, библи. 6.
Отмечено, что динамика дат появления и становления ледя-ного покрова зависит от изменения водности водотоков и их теплозапасов в период осенней межени.
185. *Ефремова Т.В., Пальшин Н.И.* Ледовая фенологи-я и термическая структура озер Северо-Запада России в период ледостава (по данным многолет-них исследований) // Озера Евразии... С. 222–228, библи. 7.
Оценены линейные тренды (1950–2016 гг.) дат замерзания и очищения ото льда (фенология) для девяти озёр Карелии.
186. *Замараев Д.К.* Факторы формирования заторов при ледоходе и их учет для обоснования меропр-ятий по предотвращению наводнений на участке р. Томи у г. Томска // Геосферные исследования. 2017. № 4. С. 75–91, библи. 27.
Определены наиболее эффективные способы защиты насе-ления, застроенных территорий и инфраструктуры поселе-ний от угроз, обусловл. заторными наводнениями у г. Томск.
187. *Здоровеннова Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Гаврилен-ко Г.Г.* Особенности динамики температуры мало-го озера в начальный период ледостава // Озера Евразии... С. 234–240, библи. 12.
По результатам измерений температуры воды в 2007–2016 гг. показано, что в эти годы на фоне меняющегося кли-мата происходят прерывания начавшегося ледостава, что приводит к большему выхолаживанию водной толщи.
188. *Кипер Р.А., Кондратьева Л.М., Голубева Е.М.* Био-геохимические аспекты условий метилирования ртути во льдах реки Амур // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 2. С. 25–32, библи. 36.
Результаты исследования кернов льда, отобранных в конце ледостава 2011/12 г. в районе Хабаровска.
189. *Кураев А.В., Захарова Е.А., Рету Ф., Костя-ной А.Г., Шимараев М.Н., Hall N.M.J., Сукнев А.Я.* Гигантские ледовые кольца и внутритермоклин-ные вихри на озерах Байкал и Хубсугул: пере-чень, структура воды в районах колец и механизм их формирования // Озера Евразии... С. 79–86. Русск., англ.
Результаты гидрол. исследований авторов подо льдом в рай-оне колец в 2012–2017 гг.
190. *Науменко М.А., Гузиватый В.В., Каретников С.Г., Крючков А.М.* Итоги термических и ледовых ис-следования Ладожского озера в начале XXI века // Всерос. конф. по крупным внутренним водоемам (5-й Ладожский симпозиум). Санкт-Петербург, 9–11 ноября 2016 г. Сб. науч. трудов конф. СПб.: 2016. С. 279–286, библи. 11.
По данным за последние 15 лет рассматриваются аномаль-ные распределения температуры поверхности воды, клима-тич. тренды и ледовые условия.
191. *Пальшин Н.И., Ефремова Т.В.* Термическая струк-тура озер северо-запада России в период ледо-става // География и прир. ресурсы. 2017. № 2. С. 100–106, библи. 15.
На основе многолетних натурных данных приведены оценки потоков тепла на границах вода – дно, вода – лёд в оз. Вен-дюрское (Южная Карелия).
192. *Пальшин Н.И., Здоровеннова Г.Э., Богданов С.Р., Волков С.Ю., Ефремова Т.В., Здоровеннов Р.Э., Тер-жевик А.Ю.* Расчет геострофических течений в малом озере в период ледостава // Озера Евра-зии... С. 287–289, библи. 5.
Установлено формирование основного антициклонич. кру-говорота в оз. Вендюрское, который охватывает почти всё озеро и был устойчив в протяжении всей зимы.
193. *Сизова Л.Н.* Влияние крупномасштабной атмо-сферной циркуляции на элементы ледово-терми-ческого водного режима озера Байкал: Автореф. канд. дис. Лимнологический ин-т СО РАН. М., 2017. 24 с., библи. 21.
Исследован вклад SCAND, Sh, AO и NAO в 1950–2015 гг. в из-менение зимней температуры воздуха, сроков замерзания и максимальной толщины льда на озере.
194. *Сутырина Е.Н.* Межгодовая изменчивость и прогноз весенних ледовых явлений на оз. Байкал и водохранилищах Ангарского каскада // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 108–116, библи. 12.
Обобщение данных радиометра AVHRR за 1998–2015 гг.
195. *Тарасов А.С.* Современное понимание проблемы ледовых заторов // Со-врем. проблемы географии и геологии. Материалы 4-й науч.-практ. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию открытия естеств. отделения в Томском гос. ун-те. Томск, 16–19 октября 2017 г. Т. 1. Томск, 2017. С. 113–117, библи. 14.
Кратко изложены основные аспекты изучения заторов льда как важного аспекта ледового режима многих рек Сев. полушария.
196. *Тихонов В.В., Хвостов И.В., Романов А.Н., Шар-ков Е.А.* Анализ изменений ледяного покрова пресноводных водоемов по данным SMOS // Ис-следование Земли из космоса. 2017. № 6. С. 46–53, библи. 21.
Анализ сезонных вариаций яркостной температуры озёр Байкал, Ладожского, Большого Медвежьего и Гурон по дан-ным радиометра MIRAS спутника SMOS.
197. *Федорова Л.Л., Омеляненко А.В., Федоров М.П., Саввин Д.В.* Результаты экспериментальных геора-диоолокационных обследований ледовых переправ и автомобильных дорог Якутии // Наука и образо-вание. 2015. № 1. С. 61–65, библи. 5.
Представлены результаты измерений толщины речного льда на ледовой переправе «Якутск – Нижний Бестях».

8. НАЛЕДИ И ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ***

198. *Алексеев В.Р.* Проблемы инженерного освоения участков речных долин // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 6. С. 65–75, библи. 17.

На основе анализа условий развития наледных процессов сформулированы три принципа инженерного освоения наледных ландшафтов.

199. *Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Земскова А.М., Чижова Ю.Н., Васильчук Ю.К., Кристиансен Х.* Вариации $\delta^{18}\text{O}$ в позднеголоценовых повторно-жильных льдах и изменения зимних температур воздуха на Ямале и Свальбарде в течение последних 2 тысяч лет // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 41–45, библи. 12.

На основе анализа изотопных записей по жильным льдам установлено, что диапазон изменчивости среднезимних температур составил около 2,5 °С.

200. *Васильчук А.К., Васильчук Ю.К.* Пыльца и споры как индикатор генезиса пластовых льдов // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 63–67, библи. 19.

Показано, что компоненты, характерные для палиноспектров тундр и внутригрунтовых залежеобразующих льдов, практически никогда не встречаются во льду полярных ледников и в их снежном покрове.

201. *Васильчук Ю.К.* Классификация пластовых ледяных залежей // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 69–73, библи. 22.

Предложена новая классификация пластовых ледяных залежей, в которой разделены гомогенные и гетерогенные залежи.

202. *Васильчук Ю.К., Буданцева Н.А., Васильчук А.К., Рогов В.В., Подборный Е.Е., Чижова Ю.Н.* Новые данные о вариациях стабильных изотопов в ледяном ядре булгуньяха на юге Тазовского полуострова // ДАН. 2017. Т. 472. № 4. С. 466–470, библи. 11.

Показана возможность многократного увеличения ледяного ядра булгуньяха, что представляет определённую опасность для расположенных вблизи инженерных сооружений.

203. *Васильчук Ю.К., Васильчук А.К.* Повторно-жильные льды долины реки Майн и реконструкция зимних палеотемператур воздуха Южной Чукотки 38–12 тысяч лет назад // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 5. С. 27–41, библи. 25.

Описаны криогенное строение, изотопный и гидрохим. состав исследов. разрезов едомных толщ и повторно-жильных льдов, сделан вывод о наименьших среднезимних температурах воздуха 24–18 тыс. л.н.

204. *Галанин А.А.* Каменные глетчеры и мерзлотно-гравитационные образования Колымского нагорья // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 107–112, библи. 15.

Выявлено 1160 образований и составлена карта каменных глетчеров предположительно позднего голоцена.

205. *Галанин А.А.* Каменные глетчеры южной части Чукотского полуострова // Геоморфология. 2017. № 1. С. 66–79, библи. 18.

Обсуждаются результаты дистанц. картографирования и полевых исследований 2004–2005 гг.

206. *Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И., Северский Э.В., Галанина А.А.* Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 4. С. 58–74, библи. 45.

Результаты инструментальных исследований селеопасного каменного глетчера Городецкого в истоках р. Бол. Алматинка в 2013–2014 гг.

207. *Демидов Н.Е., Караевская Е.С., Веркулич С.Р., Никулина А.А., Саватюгин Л.М.* Первые результаты мерзлотных наблюдений на криосферном полигоне Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4. С. 67–79, библи. 27.

Рассказано о долговременных наблюдениях за состоянием мерзлых пород, начатых здесь в 2016 г.

208. *Дьякова Г.С., Ковалев М.В.* Исследование внутреннего строения каменных глетчеров с помощью геофизических методов // Геогр. исслед. молодых ученых в регионах Азии. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Барнаул–Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г. Барнаул, 2016. С. 122–124, библи. 3.

Результаты исследования ледяного тела двух каменных глетчеров в высокогорье Южно-Чуйского хребта и среднегорье Курайского хребта.

209. *Дьякова Г.С., Оленченко В.В., Останин О.В.* Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 69–76, библи. 18.

В результате натурных измерений выявлены различия в удельном электрич. сопротивлении в каменно-ледяном ядре каменных глетчеров среднегорья и высокогорья.

210. *Колунин В.С., Колунин А.В., Писарев А.Д.* Тепло-массообменные свойства водонасыщенной керамики с макровключением льда // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 223–228, библи. 7.

Обсуждаются результаты лабораторных экспериментов с цилиндром из пористой керамики, стенки которого насыщены дистиллированной водой, а полость в центр. части заполнена льдом.

211. *Корниенко С.Г.* Оценка льдистости грунтов по данным спутника NOAA (на примере западного побережья полуострова Ямал, Россия) // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 251–256, библи. 14.

Проведено районирование по льдистости грунтов на основе комплексного дешифрирования сезонной радиац. темпера-

***Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению означает: Тр. Десятой междунар. конф. по мерзлотоведению. Салехард, 25–29 июня 2012 г. Т. 3. Тюмень, 2012.

туры земной поверхности и параметра, характеризующего тепловую инерцию слоя суточных колебаний температуры.

212. *Крицук Л.Н.* Подземные льды криолитозоны // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 269–274, библи. 16.

Результаты комплексных многолетних исследований подземных льдов Ямала и Гыдана.

213. *Куницкий В.В.* Книга о вековом холоде // География и прир. ресурсы. 2017. № 2. С. 226–227.

Краткое содержание монографии В.Р. Алексеева «Притяжение мерзлой земли» (Новосибирск: Гео, 2016. 538 с.), посвящая проблемам изучения подземных льдов и наледей.

214. *Мельников В.П., Нестеров А.Н., Решетников А.М.* Устойчивость и рост газовых гидратов при давлениях ниже равновесия лед – гидрат – газ // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 331–335, библи. 10.

Результаты лабораторного исследования механизма самоконсервации газовых гидратов вследствие образования непроницаемого ледяного покрытия на поверхности гидратных частиц.

215. *Оспенников Е.Н., Хилимонюк В.З., Булдович С.Н., Горшков Е.И.* Оценка запасов льда в многолетне-мерзлых породах Большеземельского артезианского бассейна // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 397–400, библи. 4.

Описание методики, позволившей оценить общий объём льда на территории Европейского Севера России в 2300 км³.

216. *Останин О.В., Дьякова Г.С.* Геоинформационная система «Каменные глетчеры Алтая» // Геогр. исслед. молодых ученых в регионах Азии. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Барнаул–Белокуриха, 7–11 ноября 2016 г. Барнаул, 2016. С. 34–38, библи. 23.

Содержание ГИС-проекта по каталогизации каменных глетчеров в бассейнах рек Чуи, Аргута, Чулышмана и верховьев Катунь.

217. *Остроумов В.Е.* Разделение подвижных форм химических элементов при сегрегационном льдообразовании // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 401–405, библи. 2.

Сопоставляются формы кривых распределения подвижных форм 27 элементов.

218. *Поденко Л.С., Молокитина Н.С.* Влияние твердых микрочастиц на измельчение льда // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 423–426, библи. 6.

Обнаружен неизвестный ранее эффект увеличения предельной степени дисперсности молотого льда при его измельчении в присутствии гидрофобизированного нанокремнезёма.

219. *Познанин В.Л.* Энергия льда как эталон активности экзогенных геологических процессов // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 427–430.

По соотношению энергии процессов и ледяного эталона получены колич. критерии и параметры активности экзогенных геологич. процессов вплоть до катастроф.

220. *Рогов В.В., Курчатова А.Н.* Наблюдения микроорганизмов в сегрегационных льдах методами

электронной микроскопии // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 437–439, библи. 10.

Исследованы условия жизнеспособного состояния микроорганизмов и его связь с процессами образования льда.

221. *Слагода Е.А., Опокина О.А., Курчатова А.Н.* Строение и состав сложных залежей льда в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях мыса Марре-Салле (Западный Ямал) // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 481–486, библи. 20.

Результаты анализа литологии, морфологии, химич. и изотопного состава, кристаллич. строения полигонально-жильных льдов и пластовых залежей.

222. *Соломатин В.И., Белова Н.Г.* Доказательства погребенного глетчерного происхождения пластовых льдов // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 493–497, библи. 20.

Приведены генетич. черты строения пластовых льдов, доказывающие их погребенную ледниковую природу.

223. *Стрелецкая И.Д., Лейбман М.О., Кизяков А.И., Облогов Г.Е., Васильев А.А., Хомутов А.В., Дворников Ю.А.* Подземные льды и их роль в формировании воронки газового выброса на полуострове Ямал // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2017. № 2. С. 91–99, библи. 20.

Описание результатов гидрогеохимич. и изотопных исследований льда из стенок воронки глубиной 50 м и диаметром 20 м, образовавшейся в октябре 2013 г. в результате выброса газа из бугра пучения вблизи Бованенковского газового месторождения.

224. *Стрелецкая И.Д., Васильев А.А.* Ледовый комплекс Западного Таймыра // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 499–504, библи. 33.

Результаты полевых и лабораторных исследований двух ярусов повторно-жильных льдов и вмещающих их сильно льдистых суглинков и супесей в разрезе в районе пос. Диксон.

225. *Тихонравова Я.В., Слагода Е.А., Рогов В.В., Галеева Э.И., Курчатова В.В.* Текстура и структура подземных льдов позднего голоцена севера Западной Сибири // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 553–564, библи. 24.

Результаты изучения разрезов мёрзлых толщ Гыданского полуострова и полуострова Ямал.

226. *Урбан А.А.* Роль криогенного напора при формировании повторно-жильного льда и многолетних бугров пучения // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 533–538, библи. 20.

Рассматриваются процессы развития повторно-жильных льдов в льдистых толщах супесей и суглинков, называемых едомными отложениями или ледовыми комплексами.

227. *Черных В.Н., Аюшеева Д.М.* Многолетняя изменчивость и геоэкологическое значение наледей на малых реках и ручьях межгорных котловин отрогов хребта Цаган-Дабан // Байкальская молодёжная науч. конф. по геологии и геофизике. Материалы 4-й Всерос. молодёжной науч. конф. Улан-

Удэ, 21–26 августа 2017 г. Бурятский гос. ун-т. Улан-Удэ, 2017. С. 129–131, библи. 2.

Показана важная роль наледей как источника водоснабжения, отмечается значит. сокращение их площади и объёма с 1995 по 2013 г.

228. *Шполянская Н.А.* Особенности плейстоцен-голоценовой истории криолитозоны западного и восточного секторов Российской Арктики и Субарктики // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 591–596, библи. 23.

Дана новая генетич. классификация пластовых залежей льда, признаётся синхронность гляциальных событий Сев. и Юж. полушарий.

9. ЛЕДНИКИ И ЛЕДНИКОВЫЕ ПОКРОВЫ

229. *Адаменко М.М.* Современна динамика ледников в горах Кузнецкого Алатау в условиях меняющегося климата // Соврем. проблемы географии и геологии. Материалы 4-й Всерос. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию открытия естеств. отделения в Томском гос. ун-те. Томск, 16–19 октября 2017 г. Т. 1. Томск, 2017. С. 211–213, библи. 7.

На основе сведений м/с «Ненастная» и непосредств. наблюдений приводятся данные о стабилизации и увеличении площади крупных ледников района с 2009 г.

230. *Адаменко М.М., Гутак А.М.* Новый метод к дифференциации малых ледников и многолетних снежников на основе длительности непрерывного существования гляциально-нивального объекта (на примере гор Кузнецкого Алатау) // Геосферные исследования. 2017. № 3. С. 33–40, библи. 22.

Рассмотрены возможности использования критерия продолжительности непрерывного существования нивально-гляциальных объектов для решения этой задачи.

231. *Адаменко М.М., Гутак Я.М., Антонова В.А.* Изменение климата и размеров ледников в горах Кузнецкого Алатау в 1975–2015 гг. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 334–342, библи. 17.

Установлен факт увеличения площади отдельных крупных ледников после 2005 г. на общем фоне сокращения оледенения региона.

232. *Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Докукин М.Д., Залиханов М.Ч.* Климатические факторы в деградации Эльбрусского ледникового комплекса // Геол.-геофиз. исследования глубинного строения Кавказа. Геология и геофизика Кавказа: соврем. вызовы и методы исследований. Владикавказ, 2017. С. 449–506, библи. 8.

Результаты изучения связи многолетней изменчивости ледников Малый Актру, Гарабаши и Терскол с сезонными климатич. факторами Приэльбрусья.

233. *Аджиев А.Х., Кесаонов В.Х., Кондратьева Н.В., Долова М.Л.* Исследование ледников Козыдон и Зе-

мегондон на территории Высокогорного туристического рекреационного комплекса «Мамисон» // Устойчивое развитие горных территорий. 2017. Т. 9. № 3. С. 240–246, библи. 21.

Составлены карты в м-бе 1:5000 соврем. состояния указ. ледников.

234. *Алехина И.А., Москвин А.Л., Екайкин А.А., Липенков В.Я.* Фенольные соединения в скважине 5Г на станции Восток после вскрытия подледникового озера // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 417–426, библи. 20.

Выявлены причины появления новых органич. компонентов в центральном канале керна замёрзшей озёрной воды.

235. *Бажанова Л.В., Сатылканов Р.А., Эрменбаев Б.О.* Динамика оледенения в условиях современного изменения климата на примере ледника Кара-Баткак, хребет Терской-Ала-Тоо // Вестн. Кыргызско-Российского славянского ун-та. 2017. Т. 17. № 5. С. 189–194, библи. 12.

Результаты комплексных гляциогидрометеорол. наблюдений на указ. леднике и р. Кашка-Тор в бассейне р. Чон-Кызыл-Су в 2013–2015 гг.

236. *Бергер М.Г.* О генетических типах катастрофических лавинообразных потоков и динамических типах ледников, опасных по их проявлению // Геология и геофизика Юга России. 2017. № 3. С. 13–26, библи. 41.

Автор полагает, что среди катастрофич. лавинообразных потоков весьма опасны газодинамич., генетически связ. с взрывоподобными направленными газодинамич. выбросами ледников (подобных выбросу ледника Колка в 2002 г.).

237. *Большиханов Д.Ю., Веркулич С.Р.* Международная экспедиция «АСЕ» на борту НЭС «Академик Трёшников» (по материалам участников) // Российские полярные исследования. 2017. № 2 (28). С. 12–19.

Описание плавания 20.12.2016–19.03.2017, в программу которого входило изучение изменений ледников на субтропических островах и крае ледникового покрова Антарктиды.

238. *Бородкин В.А.* Краткие результаты работы зимовочного состава и сезонных групп на НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» в 2015–2016 годах // Российские полярные исследования. 2017. № 1 (27). С. 12–16.

Описание работ на ледниках Мушкетова и Семенова-Тян-Шанского и наблюдений за морскими льдами в проливе Шокальского.

239. *Галахов В.П., Мардасова Е.В., Сидорова В.С., Шевченко А.А.* Изменение термического режима и осадков как фактор колебаний объёма ледников Алтая (на примере ледника Малый Актру) // Изв. Алтайского отделения РГО. 2017. № 3 (46). С. 63–73, библи. 18.

Показана важная роль сокращения аккумуляции в уменьшении толщины ледника Малый Актру.

240. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В., Кунаева Е.П., Харламова Н.Ф.* Новейшие

- данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 307–325, библиогр. 27.
- Показаны скорости и механизмы сокращения ледников с 1962 по 2015 г., отмечено замедление сокращения их размеров в 2009–2015 гг.
241. *Докукин М.Д., Сейнова И.Б., Савернюк Е.А., Черноморец С.С.* О наступании ледников в условиях вулканической деятельности вулкана Ключевской (Камчатка) // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 10–24, библиогр. 31.
- Предложено объяснение причин наступания на основе анализа разновременной аэрокосмич. информации за 1949–2016 гг.
242. *Екайкин А.А., Владимирова Д.О., Липенков В.Я.* Вариации скорости снегонакопления в Центральной Антарктиде за последние 250 лет // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 5–9, библиогр. 8.
- Выявлена положит. корреляция увеличения снегонакопления с ростом температуры воздуха за 250 лет.
243. *Заалишвили В.Б., Мельков Д.А.* Особенности прогноза схода каменно-ледяной лавины в районе ледника Девдорак 17 мая 2014 года по инструментальным данным Кармадонского параметрического полигона // *Геология и геофизика Юга России*. 2017. № 4. С. 39–47, библиогр. 9.
- Отмечены закономерности движения, общие с событием 20 сентября 2002 г. на леднике Колка, выполнен расчёт возможных скоростей движения лавинного потока.
244. *Иванова-Ефимова Е.Н.* Ледниковые формы рельефа северо-западной части плато Путорана // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 199–202, библиогр. 6.
- Проведено районирование территории по совокупности геоморфологич. признаков и распространению снежно-ледовых комплексов.
245. *Китов А.Д., Плюснин В.М.* Базы данных и ГИС-анализ состояния оледенения хребта Кодар (Северное Забайкалье) // *География и прир. ресурсы*. 2017. № 2. С. 174–181, библиогр. 26.
- Получены сведения, уточняющие и дополняющие междунар. базы данных о ледниках, показано сокращение ледников за последние 70 лет.
246. *Кокин О.В., Кириллова А.В.* Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 2. С. 241–252, библиогр. 34.
- Выделены этапы наступания (10 тыс. л.н. и 800–100 л.н.) и отступания (10–0,8 тыс. л.н. и XX–XXI вв.), высказано предположение о пульсирующем характере ледника.
247. *Котляков В.М., Глазовский А.Ф., Москалевский М.Ю.* Динамика ледникового покрова Антарктиды в эпоху потепления // *Земля и Вселенная*. 2017. № 4. С. 24–39.
- Показано, что масса льда в Восточной Антарктиде в эпоху глобального потепления возрастает, тогда как Западно-Антарктический ледниковый покров и ледники на Антарктическом полуострове продолжают отступать.
248. *Котляков В.М., Глазовский А.Ф., Москалевский М.Ю.* Динамика массы льда в Антарктиде в эпоху потепления // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 2. С. 149–169, библиогр. 54.
- Обосновывается вывод о некотором уменьшении массы льда в Антарктиде несмотря на небольшой рост Восточно-Антарктического ледникового покрова.
249. *Котляков В.М., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М.* Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 4. С. 453–467, библиогр. 44.
- Обобщение данных о быстрой, менее десяти лет, реакции фронта ледников на изменение температуры воздуха, согласной с колебаниями площади морских льдов.
250. *Котляков В.М., Чернова Л.П., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М.* Подвижки ледников и ледниковые катастрофы // *ДАН*. 2017. Т. 472. № 1. С. 93–97, библиогр. 15.
- В результате комплексного анализа соврем. данных сделаны новые выводы об особенностях и причинах ледниковых катастроф.
251. *Липенков В.Я., Екайкин А.А., Алехина И.А., Шиббаев Ю.А., Козачек А.В., Владимирова Д.О., Васильев Н.И., Преображенская А.В.* Эволюция климата, оледенения и подледниковой среды Антарктиды по данным исследований ледяных кернов и проб воды озера Восток (основные итоги работ по проекту РНФ, 2014–2016 гг.) // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 1. С. 133–141, библиогр. 11.
- Изложены основные результаты работ, выполненных в АНИИ по проекту Российского научного фонда.
252. *Мананов А.Ю., Ильдяков А.В., Липенков В.Я., Екайкин А.А., Ходжер Т.В.* Образование клатратного гидрата фреона HCFC-141b в глубокой скважине Восток (Антарктида) в процессе вскрытия подледникового озера Восток // *Криосфера Земли*. 2017. Т. 21. № 3. С. 32–40, библиогр. 21.
- Представлены результаты исследований образцов керна.
253. *Мандычев А.Н., Усубалиев Р.А., Азисов Э.А.* Изменения ледника Абрамова (Алайский хребет) с 1850 по 2014 г. // *Лёд и Снег*. 2017. Т. 57. № 3. С. 326–333, библиогр. 4.
- На фоне общей тенденции многолетнего отступления отмечены периоды подвижек ледника разной длительности и интенсивности, в том числе подвижка фронта на 155 м в 2001–2005 гг.
254. *Михаленко В.Н.* Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт. М.: URSS, 2007. 315 с.
- Приведены результаты исследования кернов льда в Альпах, на Кавказе, Тянь-Шане, Памире, Алтае, Камчатке, в Кунь-Луне, Гималаях, Тибете, Южной Америке и Африке.
255. *Михаленко В.Н., Кутузов С.С., Екайкин А.А., Лаврентьев И.И., Козачек А.В., Чернов Р.А.* Изотопный

- состав снега на ледниках Новой Земли // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 293–306, библиографический список. 35.
- Анализ результатов бурения в 2015 и 2016 гг., свидетельствующих о ежегодной значит. инфильтрации воды в толщу льда здешних ледников.
256. *Морозова П.А., Рыбак О.О.* Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 437–452, библиографический список. 39.
- Предложен метод оценки изменения основных метеовеличин для прогноза параметров горного оледенения.
257. *Муравьев А.Я.* Колебания ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв.: Автореф. канд. дис. М.: Ин-т географии РАН, 2017. 23 с., библиографический список. 24.
- В результате применения комплекса дистанц. методов в сочетании с полевыми исследованиями и анализом историч. данных выявлены положение границ соврем. оледенения, его сокращение на 10% с середины XX до начала XXI в. в невулканич. районах и отсутствие сокращения ледников в вулканич. районах Камчатки.
258. *Мухаметов Р.М.* Колебания ледниковых систем Алтае-Саянской горной области: Автореф. канд. дис. Иркутск, 1988. 21 с., библиографический список. 12.
- Приведены характеристики и показаны особенности изменений в 1850–1985 и 1960–1985 гг. размеров ледниковых систем Белухи, Табын-Богдо-Ола, Муксун-Тайга, Мунку-Сардык и др., впервые обнаружены два небольших района оледенения на самом западе Западного Саяна.
259. *Носенко Г.А., Рототаева О.В., Никитин С.А.* Особенности изменений ледника Колка с 2002 по 2016 г. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 468–482, библиографический список. 19.
- Показано увеличение площади ледника в 2003–2010 гг. и её стабилизация после 2010 г., синхронная со стабилизацией летних температур воздуха.
260. *Осипов Э.Ю., Осипова О.П., Клевцов Е.В.* Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съёмок // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 483–497, библиографический список. 24.
- На основе многоканальных космич. изображений Landsat с применением ГИС-технологий составлен электронный каталог ледников на 2000 г., содержащий 172 ледника общей площадью $16,6 \pm 1,3$ км².
261. *Плюснин В.М., Иванов Е.Н., Китов А.Д., Шейнкман В.С.* Динамика современных ледников в горах юга Восточной Сибири // География и прир. ресурсы. 2017. № 3. С. 118–126, библиографический список. 14.
- Установлено замедление сокращения ледников после 2008 г. на фоне уменьшения температур воздуха и отсутствия тренда изменения количества твёрдых осадков.
262. *Погорелов А.В., Бойко Е.С., Петраков Д.А., Киселев Е.Н.* Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) в 1909–2015 гг. // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 498–506, библиографический список. 16.
- Зафиксировано сокращение площади ледника на 0,3% в год за 1909–2010 гг., на 0,14% в год в 1982–2010 гг. и на 4% в год в 2011–2015 гг.
263. *Подрезова Ю.А., Павлова И.А.* Изменение климата в районе массива Ак-Шийрак и его влияние на ледники // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 200–212, библиографический список. 18.
- Анализ данных 1930–2015 гг. метеостанции Тянь-Шань на высоте 3610 м над ур. моря.
264. *Попов С.В.* Методика расчёта линий тока земной поверхности, их использование в субгляциальной геоморфологии и моделировании экзарационных процессов (на примере района Земли Принцессы Елизаветы, Восточная Антарктида) // Геоморфология. 2017. № 1. С. 46–54, библиографический список. 28.
- Совместный анализ подлёдного рельефа и линий тока ледника, позволивших выявить область преимущ. развития экзарационных процессов.
265. *Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартынов В.Л., Лукин В.В.* Строение верхней части ледника в районе планируемой взлётно-посадочной полосы станции Мирный, Восточная Антарктида (по материалам работ 2014/15 года) // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 1. С. 73–84, библиографический список. 23.
- Результаты георадарного профилирования и ядерного бурения в ходе летнего полевого сезона 60-й РАЭ.
266. *Сейнова И.Б., Черноморец С.С., Докукин М.Д., Петраков Д.А., Севернюк Е.А., Лукашов А.А., Белоусова Е.А.* Формирование водного стока лахаров на активных вулканах с оледенением // Криосфера Земли. 2017. Т. 21. № 6. С. 118–128, библиографический список. 37.
- Представлена карта распространения на Земле 144 вулканов с соврем. оледенением и 226 вулканов с устойчивым снежным покровом.
267. *Семакова Э.Р., Семаков Д.Г.* О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли при расчётах гляциологических показателей для горных районов Узбекистана // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 2. С. 185–199, библиографический список. 31.
- Показаны возможности использования спутниковой информации для оценки динамики ледников.
268. *Суворов Е.Г., Китов А.Д.* Изменчивость природных условий перигляциальной зоны массива Мунку-Сардык (Восточный Саян) // География и прир. ресурсы. 2017. № 1. С. 152–162, библиографический список. 20.
- Выявлены этапы отступления (1900–1965 и 1983–2000 гг.) и наступания (1965–1983 гг.) ледника Перетолчина.
269. *Шейнкман В.С.* Оледенение Сибири с позиций криологии Земли: ледники как компонент криолитозоны // Тр. 10-й конф. по мерзлотоведению. С. 579–584, библиографический список. 16.
- Показано, что в течение всего плейстоцена оледенение Сибири было приурочено к зоне многолетнемерзлых пород, входя в своеобразную криогляциальную систему.
270. *Popov S.V., Pryakhin S.S., Bliakharskii D.P., Priakhina G.V., Tyurin S.V.* Vast ice depression in Dălk Glacier, East Antarctica (Обширная депрессия ледника Долк, Восточная Антарктида) // Лёд и Снег.

2017. Т. 57. № 3. С. 427–432, библиограф. 8. Англ., резюме русск.

Характеристика и описание причин образования 30 января 2017 г. провала площадью 40 тыс. м² и объёмом 900 тыс. м³.

10. ПАЛЕОГЛЯЦИОЛОГИЯ

271. *Астахов В.И.* Новая модель плейстоценового оледенения на севере Урала // ДАН. 2017. Т. 476. № 5. С. 567–570, библиограф. 15.

Отвергается идея уральского центра покровного оледенения; подтверждается наличие небольшого горно-долинного оледенения к югу от Карского ледникового покрова.

272. *Борзенкова И.И., Борисова О.К., Жильцова Е.Л., Сапелко Т.В.* Холодный эпизод около 8200 лет назад в Северной Европе: анализ эмпирических данных и возможных причин // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 117–132, библиограф. 61.

Рассматривается проблема возможного похолодания климата вследствие избыточного поступления в океан пресных вод как результата увеличения таяния ледников во время со-времен. потепления.

273. *Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпухина Н.В.* История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 391–416, библиограф. 54.

Установлена связь структуры приледникового растительного покрова с темпами разрастания и деградации Скандинавского ледника.

274. *Малахова В.В., Елисеев А.В.* Отклик субаквальной вечной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов на изменения климата в ледниковых циклах // 12-е Сибирское совещание и школа молодых учёных по климато-экологич. мониторингу. Томск, 2017. Тез. докладов. Томск, 2017. С. 65–66, библиограф. 3.

Приведён анализ характеристик зоны стабильности газовых гидратов для нескольких последних циклов плейстоцена с использованием модели термофизич. процессов в донных отложениях и с учётом сценария изменения уровня моря и температуры на арктич. шельфе за последние 400 тыс. лет.

275. *Сарана В.А.* Оледенение в западной части плато Путорана в позднем плейстоцене и голоцене // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2017. № 1. С. 73–81, библиограф. 32.

В результате анализа распространения конечно-моренных валов в долине р. Имангда составлена карта четырёх этапов наступания ледников.

276. *Чумаков Н.М.* Оледенения Земли // Природа. 2017. № 7. С. 17–29, библиограф. 24.

Обсуждаются проблемы увеличения частоты оледенений на протяжении последних трёх миллиардов лет.

277. *Шейнкман В.С.* Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 4. С. 527–542, библиограф. 45.

Обосновывается неледниковое происхождение залежей подземного льда на севере Сибири.

Именной указатель

Аблеева В.А. 68
Абрамов А.А. 19
Абшаев А.М. 42, 43
Агафонова С.А. 175
Агеев И.В. 121
Агразина А.В. 45
Адаменко М.М. 229–231
Аджиев А.Х. 42, 43, 105, 232, 233
Азисов Э.А. 253
Айзель Г.В. 46
Алексеев В.Р. 198
Алексеев Г.В. 125, 126
Алехина И.А. 234, 251
Алтухов А.В. 79, 123
Альчаков В.В. 143
Анисимов О.А. 2
Антипов Н.Н. 3, 134
Антонова В.А. 231
Арутюнян Р.В. 4
Асанова Ж.А. 68
Аскарбеков Б.Б. 106
Асламов И.А. 176
Астафьева Е.С. 163
Астахов В.И. 271
Афанасьева В.К. 127
Афоница Е.Ю. 177
Ашик И.М. 128
Аюшеева Д.М. 227
Бабий М.В. 132
Багрянцев Н.В. 3
Бажанова Л.В. 235

Баклагин В.Н. 129, 178
Банцев Д.В. 240
Батманова А.С. 59
Беккиев М.Ю. 232
Белова Н.Г. 6, 222
Белозерцева И.А. 47
Белоусова Е.А. 266
Беляков В.В. 48, 80
Бергер М.Г. 236
Бережная Т.В. 7
Беренс Л.К. 163
Береснев П.О. 48, 80
Бессонов В.И. 134
Благовещенский В.П. 106
Блохина Н.С. 179
Богданов Е.В. 42, 43
Богданов С.Р. 180, 192
Богородский А.В. 130
Бойко Е.С. 262
Болдескул А.Г. 72
Большаинов Д.Ю. 24, 237
Бордонский Г.С. 35
Борзенкова И.И. 272
Борисова О.К. 272
Бородкин В.А. 165, 238
Бортковский Р.С. 131
Бу А.Б. 79, 123
Буданцева Н.А. 199, 202
Букатов А.А. 132
Букатов А.Е. 132
Булдович С.Н. 215

Бурдуковский М.Л. 102
Бухарицин П.И. 181
Бухаров М.В. 133
Бычкова И.А. 150
Вакуленко Н.В. 8
Васильев А.А. 223, 224
Васильев Н.И. 251
Васильчук А.К. 199, 200, 202, 203
Васильчук Ю.К. 199–203
Ведешин Л.А. 145
Великоцкий М.А. 6
Величко А.А. 273
Веремей Н.Е. 42, 43
Веркулич С.Р. 207, 237
Верховов К.В. 49
Виноградов А.Ю. 51
Виноградова А.А. 50
Виноградова В.В. 95
Виноградова Т.А. 51
Владимирова Д.О. 9, 242, 251
Власов В.К. 52
Власова Н.В. 47
Волков А.В. 88
Волков И.В. 240
Волков С.Ю. 180, 192
Воробьева И.Б. 47
Воропай Н.Н. 52
Вшивцева Т.В. 53
Вязилова А.Е. 126
Гавриленко Г.Г. 187
Гаврилов Ю.Г. 170

Галанин А.А. 204–206
Галанина А.А. 206
Галахов В.П. 54, 239
Галеева Э.И. 225
Ганюшкин Д.А. 240
Гарцман Б.И. 102
Гафуров А.А. 66
Геннадиев А.Н. 61
Генсировский Ю.В. 55, 76, 103, 110, 111
Георгиевский Д.В. 182
Георгиевский М.В. 182
Глазковская Т.Г. 69, 118
Глазковский А.Ф. 74, 247, 248
Глазырин Г.Е. 56
Глок Н.И. 126
Голобокова Л.П. 90
Голованов О.Ф. 182
Голосов С.Д. 183
Голубев А.Д. 7
Голубева Е.М. 188
Гопалакришнан В. 42, 43
Горшков Е.И. 215
Горшкова Н.И. 182
Гранин Н.Г. 176
Гребенников П.Б. 70
Грицук И.И. 57, 58
Губарева Т.С. 102
Гузенко Р.Б. 141, 150
Гузиватый В.В. 190
Гулев С.К. 162
Гуменный М.М. 168

- Гусакова М.А. 128
 Гутак А.М. 230
 Гутак Я.М. 231
 Гяргиев А.В. 105
Данилов А.И. 3, 10, 134
 Дворников Ю.А. 223
 Демидов Н.Е. 207
 Джаппуев Д.Р. 117
 Дианский Н.А. 155
 Добролюбов С.А. 162
 Довгалюк Ю.А. 42, 43
 Докукин М.Д. 232, 241, 266
 Долгополова Е.Н. 57, 58
 Долова М.Л. 105, 233
 Драчук А.О. 37
 Дроздова Ю.А. 124
 Дубина В.А. 161
 Дубинина А.В. 184
 Думанская И.О. 135, 136
 Душко В.Р. 143
 Дымент Л.Н. 137, 148, 150
 Дьякова Г.С. 45, 101, 208, 209, 216
 Дюкарев Ю.А. 86
Евсеева Н.С. 59
Ёжилов И.С. 24, 25
 Екайкин А.А. 11, 234, 242, 251, 252, 255
 Елисеев А.В. 274
 Ерисковская Л.А. 18
 Ефремов Ю.В. 60, 107
 Ефремова Т.В. 185, 191, 192
Жданов В.В. 106, 108
 Жегусов Е.И. 2
 Желтухин А.С. 68
 Жидкин А.П. 61
 Жильцова Е.Л. 2, 272
 Жичкин А.П. 149
Заалишвили В.Б. 243
 Завадовский А.Г. 36
 Зайко Ю.С. 109
 Залиханов М.Ч. 232
 Замаев Д.К. 186
 Замятина Э.В. 57, 58
 Запасной А.С. 86
 Захаров А.И. 138
 Захарова Е.А. 189
 Захарова Л.Н. 138
 Захваткина Н.Ю. 150
 Зверев И.С. 183
 Зверкова Н.М. 249, 250
 Здоровеннов Р.Э. 180, 187, 192
 Здоровеннова Г.Э. 180, 187, 192
 Зезюлин Д.В. 48, 80
 Земскова А.М. 199
 Зеркаль А.Д. 164
 Зимин М.В. 15
 Зимницкий А.В. 60
Иванов Е.Н. 261
 Иванов Н.Е. 126
 Иванова-Ефимова Е.Н. 244
 Игнатьев А.А. 43
 Ильдяков А.В. 252
 Инохин В.С. 41
 Ионон Д.Н. 57
 Ипатов А.Ю. 13
 Истомина Е.А. 83
Казаков Н.А. 55, 56, 62–64, 110, 111
 Казакова Е.Н. 64, 65, 76, 77, 112
 Казарцева О.С. 101
 Калашникова О.Ю. 66
 Караевская Е.С. 207
 Каретников С.Г. 190
 Карклин В.П. 139, 140
 Карпухина Н.В. 273
 Каширо М.А. 59
 Квасникова З.Н. 59
 Кесаонов В.Х. 105, 233
 Кессель С.А. 142
 Кешева Л.А. 67
 Кизяков А.И. 223
 Кипер Р.А. 188
 Киренская Т.Л. 18
 Кириллин Г.Б. 176
 Кириллова А.В. 246
 Киселев Е.Н. 262
 Китаев Л.М. 68
 Китов А.Д. 245, 261, 268
 Клевцов Е.В. 260
 Клепиков А.В. 3
 Клоков А.В. 86
 Клячкин С.В. 141, 150
 Ковалев М.В. 208
 Ковалев С.М. 165
 Кожевникова Н.К. 102
 Козачек А.В. 251, 255
 Козлов В.В. 176
 Кокарев А.Л. 18
 Кокин О.В. 246
 Колотилин В.Е. 48
 Колунин А.В. 210
 Колунин В.С. 210
 Комаров А.Ю. 69, 70, 118, 122
 Кондратьев В.Г. 71
 Кондратьев И.И. 72
 Кондратьева Л.М. 188
 Кондратьева Н.В. 105, 233
 Кононов И.А. 63, 64, 73, 78
 Корниенко С.Г. 211
 Корнилов Н.А. 142
 Коробов Е.Д. 68
 Костяной А.Г. 189
 Котляков В.М. 8, 14, 74, 247–250
 Котова Е.И. 50
 Кравцова В.И. 15
 Крамарь В.А. 143
 Красс М.С. 144
 Крепина Н.Ю. 84
 Кристиансен Х. 199
 Кричук Л.Н. 212
 Круглик И.А. 158
 Крученицкий Г.М. 67
 Крючков А.М. 190
 Кузнецов А.С. 120
 Кузьмина С.И. 126
 Кунаева Е.П. 240
 Кунгуров И.Л. 16
 Куницкий В.В. 213
 Кураев А.В. 189
 Кураков С.А. 75
 Куркин А.А. 48, 80
 Куров А.Б. 42, 43
 Курчатова В.В. 225
 Курчатова А.Н. 220
 Курчатова А.Н. 221
 Кутузов С.С. 19, 255
 Кучер К.М. 176
 Куцев С.А. 41
 Кюль Е.В. 113–117
Лаверов Н.П. 145
 Лаврентьев И.И. 19, 255
 Лазарев А.В. 118
 Лапердин В.К. 119
 Ларченко А.В. 121
 Латиф М. 163
 Лебедева Л.С. 51
 Лейбман М.О. 223
 Лесенков С.Б. 146
 Ликутов П.Е. 147
 Липенков В.Я. 234, 242, 251, 252
 Лобанов А.А. 61
 Лобкина В.А. 65, 76–78, 87, 112
 Логинов С.В. 17
 Ложкомоев В.В. 79, 123
 Лопатина Д.Н. 47
 Лосев С.М. 137, 148
 Лукашов А.А. 266
 Лукин В.В. 142, 265
 Лунев Е.Г. 153
 Лупаков С.Ю. 102
 Луценко Т.Н. 72
Мадигулов М.Ш. 36
 Май Р.И. 141, 150
 Макаров В.С. 48, 80
 Макаров Е.И. 170
 Макаров М.М. 176
 Макарьева О.М. 51
 Макитов В.С. 41
 Максютова Е.В. 81–83
 Малахова В.В. 274
 Малашенко А.Е. 80
 Малкарова А.М. 42, 43
 Малыгина Н.С. 84
 Малышенко А.Е. 48
 Манаков А.Ю. 252
 Мандычев А.Н. 253
 Мардасова Е.В. 54, 239
 Мартин Т. 163
 Мартыанов В.Л. 10, 265
 Масликова О.Я. 57, 58, 85
 Матишов Г.Г. 149
 Мачерет Ю.Я. 74
 Медеу А.Р. 18
 Мельков Д.А. 243
 Мельников В.П. 214
 Меркулов А.А. 142
 Мизандронцев И.Б. 176
 Минаев Д.Д. 48, 80
 Минервин И.Г. 157
 Миронов Е.У. 148, 150
 Мирончев А.С. 86
 Михайлова Н.В. 151, 152
 Михайловский Ю.П. 42, 43
 Михалев М.В. 87
 Михаленко В.Н. 19, 254, 255
 Михальцева С.В. 150
 Молокитина Н.С. 37, 218
 Морозов А.В. 147
 Морозова П.А. 256
 Москалевский М.Ю. 20, 247, 248
 Москвин А.Л. 234
 Мотыжев С.В. 153
 Мочнова Л.П. 140
 Музыченко А.А. 63, 64, 73, 76, 88
 Муравьев А.Я. 249, 257
 Муругавел П. 43
 Мустафин Р.Ф. 89
 Муха Д.Э. 72
 Мухаметов Р.М. 258
Науменко М.А. 190
 Немировская И.А. 154
 Нестеров А.Н. 37, 214
 Нестерова Н.В. 51
 Никитин С.А. 259
 Николаева С.А. 120
 Никулина А.А. 207
 Носенко Г.А. 259
 Нубом А.А. 165
Облогов Г.Е. 223
 Обязов В.А. 177
 Огородов С.А. 6
 Оленченко В.В. 206, 209
 Омеляненко А.В. 197
 Опокина О.А. 221
 Орлов А.О. 35
 Орляковский А.В. 102
 Осипов Э.Ю. 90, 260
 Осипова О.П. 90, 260
 Осокин Н.И. 91, 94
 Оспеников Е.Н. 215
 Останин О.В. 209, 216
 Остроумов В.Е. 217
Павар С.Д. 42, 43
 Павлов В.В. 63, 64
 Павлова И.А. 263
 Пальшин Н.И. 180, 185, 191, 192
 Панасенкова И.И. 155
 Папина Т.С. 84
 Парамзин А.С. 24, 25
 Паршина Л.Н. 7
 Паршукова О.В. 79, 123
 Петраков Д.А. 262, 266
 Петренко Л.А. 156
 Петров А.И. 59
 Пильгаев С.В. 121
 Пиманкина Н.В. 92
 Писарев А.Д. 210
 Писарева В.В. 273
 Пищальник В.М. 157
 Платонова Е.В. 150
 Плеханов П.А. 18
 Плеханова Н.С. 18
 Плотников В.В. 158–161
 Плюсин В.М. 245, 261
 Погорелов А.В. 262
 Подборный Е.Е. 202
 Поденко Л.С. 37, 218
 Подрезова Ю.А. 263
 Познанин В.Л. 219
 Поляхов А.А. 19
 Поляков С.П. 265
 Полякова А.В. 154
 Полякова В.С. 182
 Пономарев В.В. 93
 Попов С.В. 264, 265
 Попович В.В. 145
 Порубов Д.М. 48, 80
 Потапов А.А. 78
 Преображенская А.В. 251
 Прякин С.С. 265
 Пучков Е.О. 38
Радионова П.М. 122
 Рачкова А.Н. 24, 25
 Решетников А.М. 36, 214
 Рогов В.В. 202, 220, 225
 Романенко Ф.А. 6, 26
 Романов А.Н. 196
 Романюк В.А. 157
 Ростов В.И. 161
 Ростов И.Д. 161
 Рототаева О.В. 259
 Руденко О.Н. 158–160
 Рудых Н.И. 161
 Рудых Я.Н. 161
 Рыбак О.О. 256
 Рыбальченко С.В. 49
 Рябчиков М.В. 88
 Рязанова А.Р. 89

- Саватюгин Л.М. 27, 207
Саввин Д.В. 197
Савернюк Е.А. 241, 266
Савчук Д.А. 120
Самойлова С.Ю. 54
Сапелко Т.В. 272
Саперштейн Е.Б. 141, 150
Сарана В.А. 275
Сатылканов Р.А. 235
Севастьянов В.В. 28
Северский Э.В. 206
Сейнова И.Б. 241, 266
Селиванова Ю.В. 162
Селиверстов Ю.Г. 69, 70, 118
Селин Д.И. 179
Семаков Д.Г. 267
Семакова Э.Р. 267
Семенов В.А. 163, 171, 173
Сенчук Е.В. 16
Сергеева И.А. 141
Сидорова В.С. 239
Сизова Л.Н. 193
Сильверстов Ю.Г. 122
Симаков В.В. 164
Синькевич А.А. 42, 43
Скрипник Е.Н. 182
Слагода Е.А. 221, 225
Смирнов А.В. 126
Смирнов В.Г. 150
Смирнов В.Н. 165
Смирнов С.В. 86
Смоляницкий В.М. 139, 146
Соколов В.Т. 142
Соколова Ю.В. 146
Сократов В.С. 96, 97
Сократов С.А. 70, 118
Сократова И.Н. 29
Соломатин В.И. 39, 222
- Сонечкин Д.М. 8
Сорочинский М.В. 138
Сосновский А.В. 30, 74, 91, 94
Старцев Л.А. 150
Степнова Ю.А. 73
Стрелецкая И.Д. 223, 224
Строчков Ю.А. 164
Суворов Е.Г. 268
Сукнев А.А. 189
Султанова Р.Р. 89
Сутырина Е.Н. 194
Тарасов А.С. 195
Тарбеева А.М. 102
Ташилова А.А. 67
Ташлыкова Н.А. 177
Тержевик А.Ю. 180, 183, 192
Тилинина Н.Д. 162
Титкова Т.Б. 95–97
Титова А.В. 154
Тихонов В.В. 196
Тихонравова Я.В. 225
Токмагамбетов Т.Г. 18
Толстошеев А.Н. 153
Торопов П.А. 19
Торопова М.Л. 43
Трунин А.А. 25
Турков Д.В. 96, 97
Турчанинова А.С. 69, 118, 122
Тутубалина О.В. 15
Урбан А.А. 226
Усова Е.И. 17
Усубалиев Р.А. 253
Ухова Н.Н. 87
Ушаков А.Л. 164
Ушакова Е.С. 98
Фаустова М.А. 273
Федоренко А.В. 166
- Федоренко Ю.В. 121
Федоров М.П. 197
Федорова Л.Л. 197
Федотова Д.А. 99
Филатов В.И. 48, 80
Филатов М.В. 121
Фомин В.В. 155
Фотиев С.М. 31, 32
Фролов Д.М. 100
Фролова И.Л. 175
Хабилов И.К.А. 89
Хайруллин К.Ш. 33
Харитонов В.В. 167
Харламова Н.Ф. 101, 240
Харюткина Е.В. 17
Хвостов И.В. 196
Хилимонюк В.З. 215
Ходжер Т.В. 90, 252
Холопцев А.В. 168
Хомутов А.В. 223
Хон А.В. 59
Хотченков С.В. 139, 169, 170
Христофоров И.И. 206
Хромова Т.Е. 249, 250
Цибизов Л.В. 40
Цыбекмитова Г.Ц. 177
Чеботарев С.И. 79, 123
Челноков Г.А. 102
Черенкова Е.А. 171
Чернов Р.А. 53, 91, 255
Чернова Л.П. 14, 249, 250
Черноморец С.С. 241, 266
Черноус П.А. 121
Черных В.Н. 227
Чернявец В.В. 172
Чижова Ю.Н. 199, 202
Чистяков К.В. 240
- Чумаков Н.М. 276
Шамов А.А. 102
Шантыкова Л.Н. 184
Шаратунова М.В. 140
Шарков Е.А. 196
Шведов А.М. 4
Шевченко А.А. 239
Шейко В.В. 103
Шейнкман В.С. 261, 269, 277
Шекман Е.А. 102
Шереметов Р.Т. 54
Шибяев Ю.А. 251
Шикунев Р.А. 67
Шимараев М.Н. 189
Шполянская Н.А. 34, 228
Шукуров К.А. 173
Шушлебин А.И. 165
Щукова И.В. 98
Эглит М.Э. 106, 109, 124
Эйрих А.Н. 84
Эрменбаев Б.О. 235
Юлин А.В. 139, 140
Юровский А.В. 151, 152
Юрченко С.Г. 72
Яковлев Н.Г. 174
Якубенко А.Е. 124
Янчук М.С. 47
Ярославцева О.И. 141
Bliakharskii D.P. 270
Hall N.M.J. 189
Popov S.V. 270
Priakhina G.V. 270
Pryakhin S.S. 270
Remy F. 189
Tyrin S.V. 270

Подписано в печать 31.05.2019 г. Дата выхода в свет 28.06.2019 г. Формат 60 × 88^{1/8} Цифровая печать
Усл.печ.л. 18.0 Уч.-изд.л. 18.0 Бум.л. 9.0 Тираж 88 экз. Договорная цена Заказ 2295

Учредители: Российская академия наук, Русское географическое общество

Воспроизведено по заказу Русского географического общества
в ООО «ИКЦ «АКАДЕМКНИГА», 109028 Москва, Подкопаевский пер., 5, мезонин 1, к. 2
Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук

16+

Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151

ПРАВИЛА ДЛЯ АВТОРОВ ЖУРНАЛА «ЛЁД И СНЕГ»

В журнале публикуются статьи по проблемам гляциологии, а также научные сообщения теоретического, методического, экспериментального и прикладного характера, тематические обзоры, критические статьи и рецензии, библиографические сводки, хроника научной жизни. В каждом номере журнала несколько статей могут быть напечатаны с цветными иллюстрациями. Тексты статей представляются на русском языке или хорошем английском. Все материалы передаются в редакцию в электронном виде в сопровождении бумажной версии текста и рисунков. Объём статей – до 20 страниц текста (через 1,5 интервала), включая таблицы и список литературы; рисунков – не более 4–6. Текст набирается в формате Word. Параметры набора: шрифт Times New Roman, кегль 12, интервал 1,5; поля: верхнее и нижнее 2 см, левое 3 см, правое 1,5 см. Страницы статьи нумеруются. Статья проходит двойное внешнее рецензирование.

Статьи оформляются следующим образом. Сначала даются: УДК; *на русском языке* – название статьи, инициалы и фамилии всех авторов; полное название организации(ций), где выполнена работа; электронный адрес автора, ответственного за связь с редакцией. Затем те же сведения даются *на английском языке*, т.е.: заглавие и авторы; полное название организации(ций), где выполнена работа; второй раз e-mail главного автора. После этого на английском языке пишутся ключевые слова (не более 10) и авторское Summary статьи на 20–25 строк (здесь же обязательно прилагается перевод Summary на русский язык). Далее продолжается информация *на русском языке*: ключевые слова (не более 10); краткая аннотация (7–10 строк). Затем начинается текст статьи.

Основной текст разбивается на рубрики. Обычно это введение, постановка проблемы, методика исследований, результаты исследований, обсуждение результатов, заключение (выводы). В конце статьи следует привести благодарности лицам, оказавшим помощь в подготовке статьи, и дать ссылку на грант, способствовавший выполнению этой работы. *Благодарности даются на русском, а затем на английском языке (Acknowledgments).*

Для статьи, представляемой *на английском языке*, требуются: УДК; *перевод на русский язык* всей информации, которая даётся перед началом статьи в журнале. Кроме того, в конце статьи необходимо поместить расширенный реферат на русском языке (1–1,5 стр.). Должны быть также переведены на русский язык подписи к рисункам.

Ссылки на литературу нумеруются *последовательно, в соответствии с порядком их первого упоминания в тексте*. В списке литературы под заголовком «Литература» указываются только опубликованные работы, на которые есть ссылки в тексте. Ссылки по тексту даются в квадратных скобках. Список литературы должен быть точно выверен авторами по правилам журнала, см. сайт <http://ice-snow.igras.ru>.

Затем следуют подрисуночные подписи на русском и английском языках. Далее помещаются таблицы. В тексте даются ссылки на все таблицы. Таблицы и графы в них должны иметь заголовки, сокращения слов в таблицах не допускаются. Таблицы, как и текст, набираются в формате Word.

Математические обозначения, символы и простые формулы набираются основным шрифтом статьи, а сложные формулы – в MathType. *Нумеруются только те формулы, на которые есть ссылки по тексту*. Русские и греческие буквы в формулах и тексте, а также химические элементы набираются прямым шрифтом, латинские буквы – курсивом. Аббревиатуры в тексте, кроме общепринятых, не допускаются.

Рисунки и фотографии помещаются в отдельных файлах: для растровых изображений в формате JPEG/TIFF/PSD, для цветных – в формате, совместимом с CorelDraw или Adobe Illustrator (не допускаются рисунки в формате Word или Excel). Публикация цветных иллюстраций ограничена. Рисунки должны быть вычерчены электронным образом и не перегружены лишней информацией. Если рисунки требуют электронного объёма более 800–1000 КБ, например фотографии или карты, то их следует продублировать, максимально уменьшив (менее 200 КБ), и дать в JPEG (для пересылки электронной почтой рецензентам, в редакции работают с оригиналами 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

- Ю.Я. Мачерет, А.Ф. Глазовский, И.И. Лаврентьев, И.О. Марчук.**
Распределение холодного и тёплого льда в ледниках на Земле Норденшельда
(Шпицберген) по данным наземного радиозондирования. 149

Снежный покров и снежные лавины

- Е.М. Гусев, О.Н. Насонова.** Расчёты формирования снежного покрова на основе
модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP. 167
- В.М. Котляков, А.В. Сосновский, Р.А. Чернов.** Влияние условий на контакте
снег–почва на глубину её промерзания (по наблюдениям в Курской области). 182
- А.Д. Олейников, Н.А. Володичева.** Современные тенденции изменения
снеголавинного режима Центрального Кавказа (на примере Приэльбрусья). 191

Подземные льды и наледи

- О.М. Макарьева, А.Н. Шихов, А.А. Остахов, Н.В. Нестерова.** Наледи бассейна
р. Индигирка по современным снимкам Landsat и историческим данным. 201

Морские, речные и озёрные льды

- Г.В. Алексеев, Н.И. Глок, А.Е. Вязилова, Н.Е. Иванов, Н.Е. Харланенкова,
А.В. Смирнов.** Влияние температуры поверхности океана в тропиках
на антарктический морской лёд в период глобального потепления. 213
- Л.А. Тимохов, В.Е. Бородачев, И.В. Бородачев, Н.А. Вязигина, Е.У. Миронов, М. Янут.**
Роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности
в межгодовых изменениях площади льдов Восточно-Сибирского моря. 222
- В.И. Батуев, И.Л. Калюжный.** Особенности промерзания болот при климатических
изменениях на севере и северо-западе Европейской территории России. 233

Прикладные проблемы

- П.М. Родионова, А.С. Турчанинова, С.А. Сократов, Ю.Г. Селиверстов,
Т.Г. Глазовская.** Методика учёта лавинной опасности при территориальном
планировании в России. 245
- Е.В. Максютлова, Л.Б. Башалханова.**
Суровость современного климата в Сибирском Заполярье. 258

Критика и библиография

- В.М. Котляков, Л.П. Чернова.** Аннотированная библиография русскоязычной
литературы по гляциологии за 2017 год. 267
- А.Ф. Глазовский.** Обзор книги Р. Барри и Э. Холл-МакКим «Глобальные изменения
в полярных условиях». 148