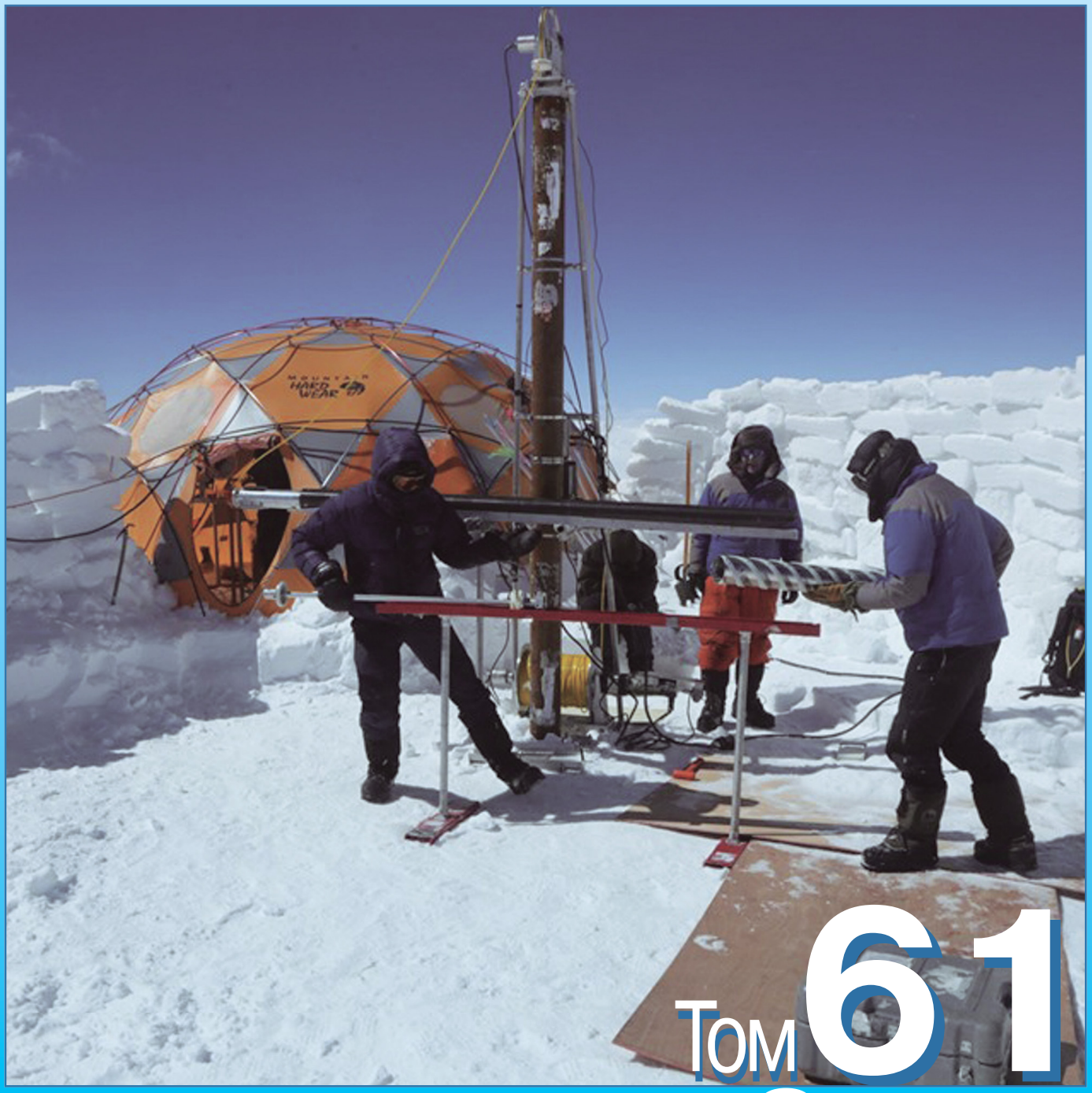
ISSN 2076-6734 (Print)
ISSN 2412-3765 (Online)

Лёд и Снег
Ice and Snow



Том 61
№ 3, 2021

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)

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: Бурение на вершине ледника Гулия, Западный Кунь-Лунь, на высоте 6700 м в 2015 г.
Фото В.Н. Михаленко.

Photo on the cover: Drilling on the top of the Guliya glacier, Western Kun-Lun, at an altitude of 6700 m in 2015.
Photo by V.N. Mikhalenko.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО

RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 61, № 3, 2021

Ice and Snow

2021

Contents

Содержание

УДК 551.32 doi: 10.31857/S2076673421030092

Девяностолетие Владимира Михайловича Котлякова

Nineteenth anniversary of Vladimir Mikhailovich Kotlyakov

Выступление В.М. Котлякова на съезде Русского географического общества в 2014 г.
Speech of V.M. Kotlyakov at the Congress of the Russian Geographical Society, 2014

Лидеру российской гляциологии и главному редактору журнала «Лёд и Снег» академику В.М. Котлякову в этом году исполнилось 90 лет. В статье упомянуты главные вехи жизненного пути Владимира Михайловича, его полевые исследования в полярных регионах, на Кавказе и Памире. Приводятся слова ряда гляциологов о встречах с В.М. Котляковым, совместной работе с ним и его вкладе в гляциологию второй половины XX в. Эти высказывания характеризуют его как талантливого учёного и организатора науки. Долгий путь В.М. Котлякова в науке включает в себя особенно яркие исследования Антарктического ледникового щита в период Международного геофизического года (1957–1958), всемирно известное бурение глубокой скважины на станции Восток и важнейшие результаты исследований ледникового керна. Несмотря на преклонный возраст, В.М. Котляков активно взаимодействует с гляциологическим сообществом и ведёт важные работы в качестве Почётного Президента Русского географического общества.

Academician V.M. Kotlyakov, the leader of Russian glaciology and the editor-in-chief of the journal «Ice and Snow», turned 90 this year. The article mentions the main milestones of Vladimir Mikhailovich's life path, his field studies in the polar regions, in the Caucasus and the Pamirs. The words of several glaciologists about their meetings with V.M. Kotlyakov, their joint work with him and his contribution to glaciology of the second half of the twentieth century are given. These statements characterize him as a talented scientist and organizer of science. V.M. Kotlyakov's long career in science includes particularly striking studies of the Antarctic Ice Sheet during the International Geophysical Year (1957–1958), the world-famous drilling of a deep borehole at the Vostok station and the most important results of research of the ice core. Despite his advanced age, V.M. Kotlyakov actively interacts with the glaciological community and conducts important work as the Honorary President of the Russian Geographical Society.

«По счастью, я возраста как такового не ощущаю»...
(из статьи А.П. Самойлова «Снежный человек»)

Владимир Михайлович Котляков... Советский и российский гляциолог и географ, академик Российской академии наук, один из основоположников и лидер современной гляциологической научной школы в России, директор Института географии РАН с 1985 по 2015 г., а в дальнейшем – научный руководитель этого института, Президент Международной комиссии снега и льда в 1987–1991 гг. и вице-президент Международного географического союза в 1988–1996 гг., многолетний председатель российских национальных комитетов по исследованиям Антарктики, по Международной геосферно-биосферной программе, с 2000 г. – Почётный президент Русского географического общества. В 2007 г. вместе с авторским коллективом стал лауреатом Нобелевской премии мира «За изучение последствий глобальных климатических изменений, вызванных деятельностью человека, и выработке мер по их возможному предотвращению». Перечислять его деловые и почётные должности можно бесконечно!

Владимир Михайлович – это «Наше Всё», поэтому каждый гляциолог знает об этом юбилее, знает его заслуги, должности, награды и почётные звания. Мы все перечитываем его интересные книги, каждый раз находя для себя что-то новое и удивляясь его лёгкому языку, доступному самым неподготовленным читателям. Но хочется понять, откуда берутся в науке такие неординарные, талантливые учёные-организаторы и просто учёные, сумевшие всю свою долгую жизнь посвятить любимому делу. Что способствовало выбору его жизненного пути и такому быстрому росту на этом пути? Характер, время, люди, окружающая среда? И что думают об этом его коллеги?

В.М. Котляков родился под Москвой, в посёлке Красная Поляна (сейчас этот посёлок находится в черте города Лобни), родители работали мастерами на текстильной фабрике. Учился в Москве, в школе № 7 на Большой Якиманке, как он вспоминает, в весьма не рядовой школе, бывшей гимназии, в которой он ещё застал «старорежимных» учителей. Отдавал предпочтение гуманитарным предметам, русскому языку и литературе, писал лучшие в школе сочинения. Ему хотелось стать лингвистом, о географии он ещё и не думал. Был постоянным редактором школьной стенгазеты, а позже – членом редколлегии стенной газеты географического факультета МГУ «Наши горизонты». Позже, всю жизнь он редактировал статьи, журналы, карты, книги. Можно сказать, что и свою жизнь он очень удачно и грамотно отредактировал.

На географическом факультете МГУ студентам прививали страсть к путешествиям, поэтому уже в учебные годы они объехали значительную часть страны. Университетским учителем Владимира Михайловича был профессор Николай Андреевич Гвоздецкий, под руководством которого были написаны первые научные работы: курсовые и дипломная. После окончания МГУ в 1954 г. Владимир Михайлович был принят на работу в Институт географии АН СССР, в отдел физической географии, которым в то время заведовал профессор Гавриил Дмитриевич Рихтер (рис. 1). В те годы он занимался снегом и однажды сказал: «Володя, а не заняться ли Вам снежным покровом?» А вскоре в отдел к Рихтеру из Института мерзлотоведения пришёл уже хорошо известный гляциолог Петр Александрович Шумский, чтобы найти людей для полевых исследований арктических ледников. И тогда Владимир Михайлович начал свою снежно-ледниковую карьеру, а точнее – гляциологическую жизнь.

Когда петербургский журналист А.П. Самойлов, бравший интервью у Владимира Михайловича, усомнился в том, возможно ли пересчитать все его полевые работы, тот уверенно сказал, что в его послужном экспедиционном списке всё сосчитано-пересчитано: «После моей первой зимовки с августа 1955-го по февраль 1956-го на Новой Земле, я провел годичную зимовку (1957–1958 гг.) в составе гляциологического отряда Второй антарктической экспедиции, были работы с двумя зимовками на Эльбрусе, на его южном склоне (1961–1963 гг.), экспедиция в Заилийский Алатау (1964 г.), семь сезонов на памирских ледниках (1968–1974 гг.)... и это не всё». Основная суть В.М. Котлякова – он настоящий учёный-экспериментатор. И на каждом этапе своего пути всегда знал цель, к которой надо стремиться. А цели ставились немалые. Решающую роль здесь играл характер – твёрдый, решительный и даже жёсткий, не всегда удобный, может быть, и для него самого. Пожалуй, главными его качествами можно назвать запредельную работоспособность и увлечённость предметом, которым он в данный момент занимался.

Рис. 1. Сотрудники отдела физической географии Института географии АН СССР, середина 1950-х годов. Второй справа – Г.Д. Рихтер, слева стоит В.М. Котляков
Fig. 1. Stuff of the Department of Physical Geography of the Institute of Geography of the USSR Academy of Sciences, mid-1950s. The second from the right is G.D. Richter, the left (standing) V.M. Kotlyakov

Был ещё один человек, сыгравший немалую роль в жизни Владимира Михайловича, – Григорий Александрович Авсюк. В связи с подготовкой к Международному геофизическому году в 1957 г. он организовал в Институте географии отдел гляциологии. В основном это был коллектив молодых учёных для исследований по программе МГГ в 1958–1959 гг. в Арктике и на Полярном Урале. В послужном списке В.М. Котлякова к этому времени были уже зимовки на Новой Земле и в Антарктиде. В 1961 г. он защитил кандидатскую диссертацию «Снежный покров Антарктиды и его роль в современном оледенении материка». Эта работа была опубликована в том же году в виде монографии, вскоре изданной и на английском языке.

В начале 1960-х годов Владимир Михайлович проводит гляциологические работы в Заилийском Алатау и на Эльбрусе, где участвуют многие сотрудниками отдела гляциологии. 1961 год стал знаменательным из-за двух важнейших событий, организованных по его инициативе: первый Всесоюзный гляциологический симпозиум, положивший начало регулярному созыву симпозиумов каждые четыре года, и первое периодическое издание в области гляциологии, получившее название «Материалы гляциологических исследований» (рис. 2). Сначала эти выпуски были посвящены итогам работ по МГГ, содержали статьи и публиковали обширные дискуссии, а в названии сборников долго сохранялось такое дополнение, как «Хроника, обсуждение». Позже это издание стало печатным органом всего гляциологического сообщества в стране и получило широкую известность во всём мире, оно просуществовало полвека. А с 2010 г. его продолжил академический журнал по гляциологии с международным статусом «Лёд и Снег» с тем же неизменным Главным редактором – академиком В.М. Котляковым. До сегодняшнего дня это – его любимое детище.

В 1967 г. В.М. Котляков защитил докторскую диссертацию по теме «Снежный покров земного шара и питание ледников», в которой фактически впервые проводил исследование на стыке снего-

Рис. 2. Профессора, участники Гляциологического симпозиума в Ташкенте, 1972 г.
Слева направо: М.В. Тронов, Г.К. Тушинский, Б.П. Кароль, А.В. Шнитников, И.С. Щукин
Fig. 2. Professors, participants of the glaciological symposium in Tashkent, 1972.
From left to right: M.V. Tronov, G.K. Tushinsky, B.P. Karol, A.V. Shnitnikov, I.S. Shchukin

и ледниковедения. Она вышла в печать 1968 г. Книга называлась «Снежный покров Земли и ледники». И в том же 1968 г., Г.А. Авсюк, выбирая из трёх своих любимых учеников – С.А. Евтеева, В.М. Котлякова и А.Н Кренке, передал руководство отделом Владимиру Михайловичу, который прослужил на этом посту 47 лет (рис. 3).

Н.М. Зверкова (Институт географии РАН, Москва) вспоминает: «Отдел к этому времени насчитывал более сотни человек, и не все с восторгом приняли это назначение: после доброго, мягкого «дяди Гриши» работать с В.М. не всем и не всегда было легко. Бывали времена, когда он начинал борьбу за дисциплину и, стоя у входа в наш черемушкинский подвал с часами в руках, устраивал разнос каждому опоздавшему на несколько минут, а опаздывали практически все. Самые сообразительные опаздывали на час, когда В.М. покидал свой пост.

Отмечу, что Владимир Михайлович не только сохранил, но и приумножил отдел – в 1970-х годах отдел насчитывал уже до 110 человек. В.М. Котляков на протяжении десятилетий проводил и поддерживал на высоком уровне научный семинар, создал первый и до сих пор единственный академический журнал по гляциологии и мало кто смог бы провернуть такие эпохальные проекты, как подготовку издания «Каталога ледников СССР» и создание «Атласа снежно-ледовых ресурсов мира».

В начале 1962 г. по инициативе Г.А. Авсюка Секция гляциологии Междуведомственного геофизического комитета приняла решение о каталогизации всех ледников на территории СССР. В отделе гляциологии было разработано и издано руководство по его составлению. В то время гляциологическое сообщество в Советском Союзе было достаточно большим, поэтому в создании Каталога под эгидой отдела участвовали сотрудники многих учреждений из крупных городов страны; кроме того, в ряде горных районов проводили специальные полевые исследования. Одним из наименее изученных районов оледенения оказался Памир, и в 1968 г. В.М. Котляков организовал «Таджикско-Памирскую высокогорную аэрогляциологическую экспедицию». Важной задачей экспедиции были облёты лед-

Рис. 3. Г.А. Авсюк и В.М. Котляков, середина 1960-х годов
Fig. 3. G.A. Avsyuk and V.M. Kotlyakov, mid-1960s

ников с наблюдениями за их современным состоянием. Основным транспортным средством экспедиции стал вертолёт Ми-4, и многодневные облёты ледников охватывали всё новые районы (рис. 4). Вот что вспоминали участники этих работ.

О.В. Рототаева (Институт географии РАН, Москва): «Ещё на аэродроме или в лагере в долине у вертолёта снимали для нас задние створки – для максимального обзора. И в полёте мы, привязанные верёвками, сидели над бездной, крепко держа аэрофотоснимки, вырывающиеся из рук от потока ветра, хотя они и были накрепко приколоты к дощечкам. Наносили на снимки прошлых лет новые границы ледников, а все замеченные изменения на них записывали и фотографировали. А Владимир Михайлович, тоже на верёвке, успевал бегать от нас к пилотам и обратно, показывая им, где нужно развернуться или пролететь ещё раз».

Г.М. Варнакова (Институт географии РАН, Москва): «Мы с Оксаной сидели в меховых тулупах на полу перед открытым небом, а В.М. стоял рядом за нами с фотоаппаратом и привязанной дощечкой с прикреплённой топографической картой. Хотя прямой опасности для жизни, казалось бы, не было, но всё же было жутковато. Пока другие участники облёта «боялись на лавочке» поближе к пилотам, В.М. всё время порывался держать нас за верёвки, чтобы мы не улетели вниз. В.М. Котляков – человек «соучастливый». В экспедиции он брался за любую работу. И вообще всегда был в движении и занят. Если не было вертолёта, то он вовлекал нас в небольшие пешие походы в горы или слушал новости по маленькому приёмнику, а потом проводил для всех «политинформацию».

Как показали затем в Москве работы по составлению Каталога ледников Памира, информативность такой методики, «КПД» этих наблюдений с воздуха, оказалась превосходной – а ведь это конец 1960-х, а не XXI в. с космическими снимками!

Другой важнейшей задачей экспедиции было изучение фирновых областей памирских ледников. Десяток ледников был заранее выбран в разных по условиям ледниковых бассейнах всего региона. Это были совершенно новые работы, впервые показавшие, в каком режиме живут ледники Памира и как велико количество осадков в высокогорной зоне по сравнению с окружающими пустынями. До этого, как и после, таких исследований здесь никто не проводил. Это заслуга В.М. Котлякова и А.Б. Бажева – руководителей и непосредственных участников работ.

О.В. Рототаева: «Тогда были замечательные небольшие маневренные машины Ми-4 и лётчики душанбинского отряда, творившие чудеса посадок на 4,5–5-тысячные высоты. Обычно с утра в наш

высокогорный лагерь прилетал вертолёт, мы грузили в него всё снаряжение, надевали на свитера пуховки и летели в самую верхнюю часть ледника. Часто снег оказывался рыхлым, и машина, зависая, буквально выбрасывала нас и тут же уходила вниз. В такие минуты В.М. не мог дождаться, пока из вертолёта вместе с нами вылетят все штанги и лопаты, хватал первую из них и шёл определять место первого шурфа (рис. 5, *а*). Копал снег рядом с крепкими молодыми студентами, которых мы отбирали в экспедицию для тяжёлых работ в высокогорье. Им приходилось только равняться на профессора. Отряд из 4–5 человек работал весь день, одни трудились в глубоких шурфах, другие со щупом ходили на снегосъёмку – маршрутами по всей области питания ледника (см. рис. 5, *б*). На закате вертолёт спускал нас в лагерь. И пока одни готовили ужин, другие шли поохотиться поблизости, на пойме, на зайцев или просто, стащив с ног тяжеленные ботики с ещё намёрзшим в триконях снегом, вытягивались на тёплых камушках, В.М. шёл в свою палатку, собрав у нас дневники и записи, и аккуратно вписывал сотни сегодняшних измерений в специальную разлинованную тетрадь. И не только потому, что так «надо», эта работа доставляла ему удовольствие. Мы всегда преклонялись перед его неутомимостью. Ни минуты без пользы делу.

Рис. 4. Ледник Гандо, облёты памирских ледников, 1969 г. Фото О.В. Рототаевой
Fig. 4. Gando Glacier, overflights of Pamir glaciers, 1969. Photo by O.V. Rototaeva

Иногда приходилось подниматься на ледники и пешим ходом. В многодневных маршрутах при переходах с большим грузом мы навьючивали ишаков, которых нанимали в аулах, и шли длинной вереницей. На любых тропах В.М. любил шагать впереди и всегда быстрее, его сдерживал только «его» ослик, у которого не было в планах особо спешить (рис. 6). На Восточном Памире мы поднимались высоко на ледники уже без таких ушастых помощников и без троп, шли медленно с тяжёлыми рюкзаками. Владимир Михайлович обгонял одного, другого, наконец оказывался впереди цепочки и спешил дальше. Удалившись от нас прилично, сбрасывал рюкзак и отдыхал, но как только все приближались, уже опять шагал вверх, увеличивая дистанцию. Он иначе не мог, это вообще его темп! (рис. 7)».

Бывали и непредвиденные события. Когда в 1969 г. лагерь находился под ледником Гармо, пришлось выручать туристскую группу, её руководитель вспоминает:

Л.В. Десинов (Институт географии РАН, Москва): «Мне довелось встретиться с Владимиром Михайловичем не в московском офисе, а в горах Центрального Памира. В августе 1969 г. отдел гляциологии ИГ АН СССР проводил здесь полевые работы по сбору данных для каталогизации ледников. Базовый лагерь экспедиции располагался на слиянии рек Гармо и Киргиз-об, недалеко от их истоков – ледников Гармо и Гандо. В эти же дни спортивная экспедиция МВТУ им. Н.Э. Баумана, в которой я участвовал, выходила через несколько перевалов с ледника Сугран на ледник Гандо. Случилась беда: одна из участниц спортивных сборов скрыла от всех свою болезнь и на леднике Гандо оказалась не способной двигаться, в бессознательном состоянии. Мы пробовали нести её вниз, но путь был очень трудным, с множеством трещин, и, наконец, выслали двух человек вниз, в долину, на поиск людей и какой-либо помощи. И наутро они нашли лагерь гляциологов. Как раз в эти же мину-

Рис. 5. *а* – В.М. Котляков в шурфе, ледник Иштансалды, 1968 г.; *б* – снегосъёмка на леднике Краснослободцева, 5000 м над ур. моря, 1971 г., оба фото О.В. Рототаевой
Fig. 5. *а* – V.M. Kotlyakov in the snow pit, Ishtansaldy Glacier, 1968; *б* – snow survey, Krasnoslobodtsev Glacier, 5000 m a.s.l., 1971, both photo by O.V. Rototaeva

ты в лагерь для работы прилетел вертолёт. В.М. Котляков тут же дал команду отменить работу, снять нашу больную участницу с ледника и перевезти её в город в больницу. Так что моё первое знакомство с Владимиром Михайловичем было неожиданным и исключительно добрым. Затем, в Москве, В.М. пригласил меня на работу в Институт, а позже предложил подготовить диссертацию. Он проявлял себя всегда как очень внимательный наставник».

Облёты ледников Памира и особенно работы отряда в труднодоступных областях питания ледников на высотах 4000–5200 м над ур. моря представляли в то время выдающееся событие. В результате были не только получены важные сведения о морфологии и динамике каждого из ледников изученных бассейнов, но впервые были измерены все элементы баланса массы в областях питания

ледников, разработаны методики и составлено множество карт, в том числе о распределении осадков в верхней зоне гор, дана комплексная характеристика оледенения этой огромной территории. Ежегодные полевые работы продолжались семь лет, и все эти годы В.М. Котляков был их участником.

Уже во время Памирской экспедиции Владимир Михайлович вечерами рассказывал о своей новой идее – картировании ледников и снежного покрова всего земного шара. Во второй половине 1970-х годов он начал претворять свою идею в жизнь. Под его руководством в отделе была разработана концепция системного гляциологического картографирования; вместе с коллегами был предложен ряд новых методик построения тематических карт. Началось создание «Атласа снежно-ледовых ресурсов мира». Первый уменьшенный макет В.М. Котляков сделал собственноручно, заложив в него будущую структуру и основное содержание Атласа. Для сбора материалов по зарубежным районам он переписывался с коллегами, а также сам посещал многие страны, где обсуждал также и уже составленные карты (рис. 8). Кроме того, в 1970-х годах начались наблюдения и съёмки земной поверхности с борта орбитальных космических станций. В Институте географии Котляковым вместе со специалистами по дистанционным методам исследований была создана и передавалась космонавтам на борт станции Салют-6 программа наблюдений за снегом и льдом, что очень помогло в составлении карт на малоизученные территории.

Рис. 6. Тропы Памира, В.М. Котляков, 1968 г. Фото О.В. Рототаевой
Fig. 6. On the trails of the Pamirs, V.M. Kotlyakov, 1968. Photo by O.V. Rototaeva

Над новой темой, как и над Каталогом ледников, работали гляциологи многих учреждений большой страны. Владимир Михайлович как никто умел объединять общей задачей большие коллективы. Каждый год он собирал совещания участников для обсуждения карт и обмена опытом. Работа редакторов карт напрямую с исполнителями и просто знакомство далёких коллег между собой очень помогало в работе, и Котляков это ценил.

В.И. Кравцова (МГУ имени М.В. Ломоносова) вспоминает: «Во время одного из собраний участников создания Атласа в Мозжинке Владимир Михайлович видел с балкона своего номера, как мы с Ритой Эглит делали зарядку в парке, и потом сказал нам, что в этом и состоит самое главное, для чего стоило собираться».

И.В. Северский (Институт географии и водной безопасности Республики Казахстан, Алматы): «В день славного юбилея хочется особенно отметить талант Владимира Михайловича как организатора науки. Он ярко проявился при создании «Атласа снежно-ледовых ресурсов мира» с ежегодным обстоятельным обсуждением каждого этапа работ и результатов исследований на памятных звенигородских рабочих семинарах, ставших великолепной школой для всех вовлечённых участников. Блестяще выполненные работы, реализованные в беспрецедентном по содержанию и качеству издании Атласа, были удостоены Государственной премии, а сформировавшаяся в этот период атмосфера душевного творческого взаимодействия среди участников сохранилась и поныне. Известный

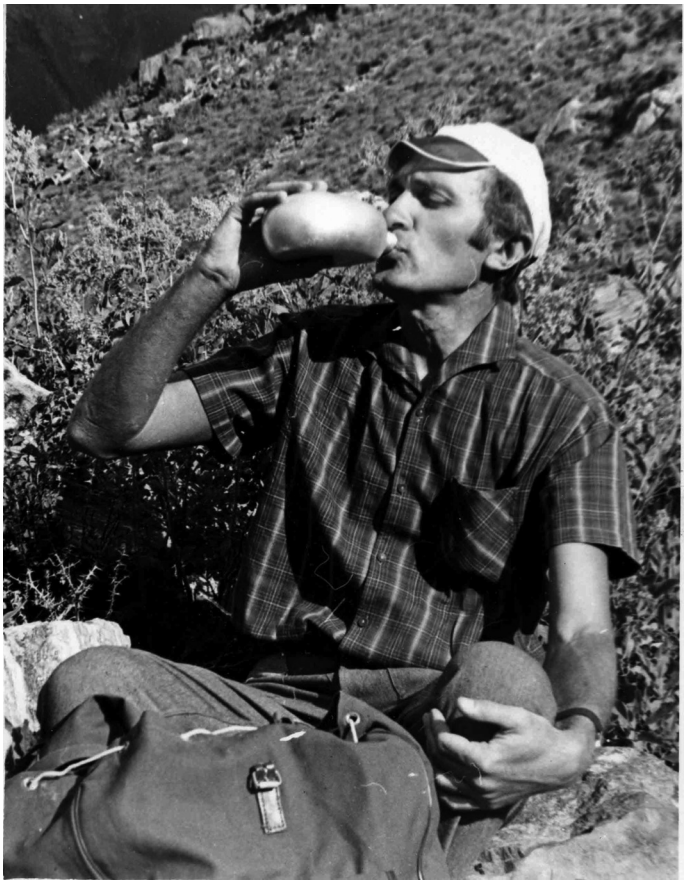


Рис. 7. На привале, 1971 г. Фото О.В. Рототаевой
Fig. 7. In a rest stop, 1971. Photo by O.V. Rototaeva

мерзлотовед Н.Н. Романовский на одном из семинаров в Звенигороде признался: «Мы завидуем вам белой завистью, вам удалось создать тёплую творческую атмосферу единой благополучной семьи, в нашей среде (мерзлотоведов) ничего похожего, к сожалению, нет. Главный архитектор этой благополучной семьи – Владимир Михайлович Котляков».

О.В. Рототаева: «Для работ по Атласу Владимир Михайлович пригласил в отдел гляциологии новых сотрудников – молодых выпускниц-картографов и определил каждой из них район исследований, чаще зарубежный. Трудился над Атласом с энтузиазмом почти весь отдел гляциологии. И составляли карты, и редактировали приходившие из других городов материалы. В.М. Котляков был в курсе всех дел, расставлял всё по своим местам и был строгим руководителем. Иногда мог и накричать, но мы это знали и включали свой иммунитет, хотя кому-то «на новенького» приходилось не раз и поплакать. Вообще я долго с ним работала, много лет была учёным секретарем отдела и не переставала удивляться его замечательному качеству как организатора: как он умеет определить именно для **этого** человека ту работу, что подходит именно **ему** и где **он сам** будет чувствовать себя на нужном месте! И всегда оказывалось, что В.М. не ошибся! Так и в теме Атласа одна из важнейших, по-моему, заслуг Владимир Михайловича как руководителя – то, что за годы трудов с материалами и картами «девочки»-картографы научились гляциологии, стали настоящими учёными и защищали одна за другой по своим районам прекрасные диссертации».

И.В. Северский отмечает то же: «Работы по созданию Атласа имели замечательный «побочный эффект» – всплеск интереса молодых к науке и серия защит кандидатских и докторских диссертаций не только в центре нашей Большой Страны, но и на её так называемой периферии – Г.Е. Глазырин, М.И. Геткер и В.Г. Коновалов (Ташкент), И.В. Северский, В.П. Благовещенский и П.А. Черкасов (Алматы), А.Н. Диких (Бишкек), П.А. Окишев и В.С. Ревякин (Томск). Не понаслышке знаю, что успеху каждого из них способствовала неформальная поддержка В.М. Котлякова».

За раздел по Тянь-Шаню в Атласе отвечал К.Г. Макаревич. Во время поездок в Алма-Ату Владимир Михайлович часто посещал дом Макаревичей, и вся семья была лично с ним знакома. Дочь Алиса была свидетелем этой трудной работы.

А.К. Уварова (Казахский национальный университет им. аль-Фараби, Алматы): «Мне как картографу был очень интересен Атлас снежно-ледовых ресурсов мира, процесс его подготовки, работы над сериями карт разных ледниковых регионов. Мой отец, будучи редактором раздела по Тянь-Шаню, рассказывал, какая огромная работа была проделана, чтобы этот Атлас в конце концов увидел свет. Теперь на его примере я рассказываю студентам об атласном картографировании и горжусь, что инициатива по его созданию принадлежала дорогому нам человеку – В.М. Котлякову».

Н.М. Зверкова: «Картографические работы длились почти 20 лет, и всё это время Владимир Михайлович участвовал во всех процессах: от выбора шкал для отдельных карт до наблюдения за процессом картпроизводства на фабрике и печати тиража. Когда был готов сигнальный экземпляр, Владимир Михайлович

поехал в Минск, на картфабрику, принимать Атлас. Тяжёлый том в голубой обложке вывезли на тележке прямо из цеха, работники фабрики подняли его и положили на руки Владимиру Михайловичу (как в роддоме). Тот попросил взвесить своё детище – оказалось 6,5 кг. Это был последний в истории советского картографирования фундаментальный атлас, нарисованный вручную, напечатанный в 24 краски старым офсетным способом. В это время уже развивалось компьютерное картографирование».

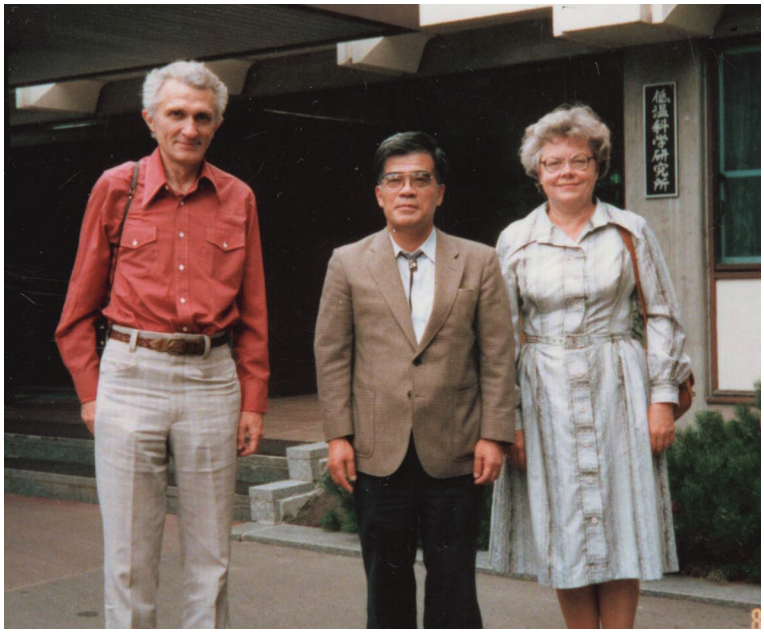


Рис. 8. Поездки по теме Атласа, Япония. В центре профессор Горо Вакахама, справа Н.Н. Дрейер

Fig. 8. Traveling to collect materials for the Atlas, Japan. In the center is professor Gorow Wakahama, on the right is N.N. Dreyer

Атлас вышел в свет в 1997 г. и, как уже отмечалось, в 2002 г. был отмечен Государственной премией Российской Федерации в области науки и техники. Лауреатами премии стали сотрудники отдела – В.М. Котляков, А.Н. Кренке и Н.Н. Дрейер.

В.М. Котлякова всегда интересовали стихийные и катастрофические события, происходившие в высокогорье. В их числе были пульсирующие ледники, изучение которых началось в отделе гляциологии с подвижки ледника Медвежьего на Центральном Памире в 1963 г., а осенью 1969 г. на Кавказе в районе Казбекского массива произошло резкое наступание ледника Колка, уже известного своими наступаниями в прошлом. За три месяца фронт ледника продвинулся на 4,8 км, временами со скоростью более 200 м/сутки. Котляков сразу организовал в отделе экспедицию для исследования этого редкого явления. Под его руководством была составлена программа работ. Он держал связь со специально созданной правительственной комиссией Северной Осетии. Ей регулярно передавались оперативные сводки от двух полевых стационаров Института о состоянии ледника, так как существовала опасность прорыва вод, скапливающихся в раздробленной массе льда; были выполнены прогнозные расчёты. В течение девяти лет экспедиция вела большой комплекс работ на леднике.

Однако тридцать лет спустя, в сентябре 2002 г., произошла настоящая катастрофа, вызванная тем же ледником Колка. На этот раз преждевременный срыв пульсирующего ледника и образование высокоскоростного ледово-водно-каменного селя оказались явлениями совершенно особого типа, вызвавшими небывалый интерес гляциологов всего мира, так как они не имели аналогов по своему масштабу и специфике развития процесса. Масса льда и камней, насыщенная водой, в течение нескольких минут пронеслась на 16 км вниз по долине, уничтожая всё на своём пути, и заполнила Кармадонскую котловину на протяжении 4 км (рис. 9). В долине погибли все находившиеся здесь 128 человек, в том числе, как известно, группа кинорежиссёра Сергея Бодрова. А на месте ледника остался «пустой» цирк.

В.М. Котляков был крайне заинтересован этим событием, причина которого сначала была не объяснима. В течение десятка лет в сотрудничестве с геологами и вулканологами шёл сбор разностороннего материала, и Владимир Михайлович участвовал во всех посвящённых этому событию публикациях, в том числе изданных за рубежом. Проводилось ежегодное полевое обследование долины бывшего ледника, где наблюдали ещё одно неожиданное явление: в эпоху общего потепления на открытом днище цирка начал возрождаться новый массив льда, а через 12 лет за счёт лавинного питания его площадь составила уже более 1 км^2. Научные итоги всех этих исследований и анализ вероятных причин данного события по заданию Русского географического общества были опубликованы в книге «Кармадонская катастрофа: что случилась и чего ждать дальше?» (2014 г.).

Рис. 9. Ледово-каменный завал, заполнивший Кармадонскую котловину. Фото НИЛ Геологоразведчик 22 сентября 2002 г., через день после катастрофы
Слева на склоне – часть посёлка Кармадон, вдали – село Нижний Кани
Fig. 9. Ice-rock blockage that filled the Karmadon basin. Photo by NIL Geologorazvedchik on September 22. 2002, one day after the catastrophe
Part of the Karmadon settlement is on the left slope, the village of Nizhny Kani is in the distance

Катастрофы вызывали не только ледники. На Кавказе зима 1986/87 г. стала широко известна огромным количеством невиданных прежде лавин.

> ***А.Д. Олейников (МГУ имени М.В. Ломоносова)***: «В XX в. эта зима оказалась одной из самых снежных в Кавказском регионе. Эпицентром страшных бедствий стали районы горной Грузии, где сошли сотни катастрофических лавин, унося человеческие жизни, полностью разрушая горные селения, дороги, блокируя жизнеобеспечение для десятков тысяч сельских жителей. Владимир Михайлович уже весной 1987 г. принял участие в работе правительственной комиссии по ликвидации последствий лавин на территории Грузии. Летом по его инициативе была организована комплексная экспедиция по изучению последствий снежной стихии, и мне довелось быть одним из её участников. В ходе проведённых полуторамесячных работ были обследованы все перевальные дороги через Главный Кавказский хребет и верховья ряда горных рек Грузии, собран уникальный материал и удалось воссоздать реальную картину масштаба катастроф. Задачи этой экспедиции во многом определили дальнейший путь и моих научных исследований».

Интересы Владимира Михайловича многогранны, но через всю его научную жизнь проходят две любимые темы – горная гляциология и Антарктида. Проблемами Антарктики, начиная с первых снежных карт в конце 1950-х годов, он никогда не переставал заниматься. В конце 1970-х одним из увлёкших его направлений стал изотопный состав льда. Вместе со своим аспирантом Ф.Г. Гордиенко он написал книгу «Изотопная и геохимическая гляциология» (1982 г.), где на обширном материале были показаны возможности данных методов для палеоклиматических реконструкций. Фактическое воплощение этих возможностей – грандиозный советско-французский проект по изотопно-кислородному исследованию ледяного керна из глубокой скважины на станции Восток. Впервые в мире на основе анализа толщи континентального ледникового льда были изучены колебания климата Земли на протяжении более 400 тыс. лет и доказан синхронный ход глобальной температуры, концентрации микрочастиц и содержания парниковых газов в атмосфере.

Вместе со своим другом, французским учёным Клодом Лориусом, В.М. Котляков стоял у истоков этих исследований, одних из самых значительных в новейшем изучении Земли (рис. 10).

Рис. 10. Участники антарктических исследований В.Я Липенков, В.М. Котляков, Клод Лориус и Н.И. Барков на борту легендарного ледокола «Красин», 2015 г.
Fig. 10. Participants of Antarctic studies V.Ya. Lipenkov, V.M. Kotlyakov, Claude Lorius, and N.I. Barkov aboard the legendary icebreaker «Krasin», 2015

В.Я. Липенков (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург): «В 1980 году в Колумбусе (Огайо) на Первом международном симпозиуме по антарктической гляциологии состоялась встреча Владимира Михайловича с Клодом Лориусом, директором французской гляциологической лаборатории в Гренобле. Среди множества других вопросов обсуждалось российско-французское сотрудничество в исследовании ледяных кернов с российской антарктической станции Восток. Договорённости и взаимопонимание, достигнутые между двумя учёными на этой встрече, на долгие годы предопределили дальнейшую международную судьбу проекта глубокого бурения на станции Восток, да и в моей, только что начинавшейся тогда профессиональной жизни (в том году я первый раз зимовал в качестве гляциолога на Востоке) они тоже сыграли, как показало время, немаловажную роль.

Прошло много лет. В декабре 1998 года мы вместе с В.М. Котляковым и Андреем Саламатиным участвовали в осенней конференции Американского геофизического союза, которая проходила в Сан-Франциско. Отличительной особенностью той конференции стала специальная, «восточная» сессия, посвящённая итогам российско-франко-американского проекта исследования ледяных кернов со станции Восток. Во время конференции было много обсуждений и дружеских бесед с американскими и французскими коллегами, в которых Владимир Михайлович принимал активнейшее участие. В ходе этого общения по предложению американских коллег было решено подготовить специальный выпуск Journal of Geophysical Research со статьями участников проекта. Вводная статья к этому выпуску была написана Владимиром Михайловичем и Клодом Лориусом. Помимо этого, прямо во время конференции была начата подготовка большой коллективной статьи по основным результатам проекта для журнала Nature. Статья под названием «История климата и атмосферы Земли за последние 420 тысяч лет по данным ледяного керна со станции Восток» вышла в июньском номере журнала за 1999 год. В ней впервые была продемонстрирована тесная связь между глобальными изменениями климата на нашей планете и концентрацией двуокиси углерода и метана в её атмосфере, прослеженная по керновым данным на протяжении четырёх больших (100-тысячелетних) климатических циклов. «The Big Paper», как её называют наши иностранные коллеги, до сих пор является рекордсменом по числу цитирований в области наук о Земле.

Прошло ещё 12 лет. В ноябре 2010 года в ААНИИ состоялся Международный семинар «Ледники и морские льды», приуроченный к открытию в институте первой в стране аналитической лаборатории, специализирующейся на исследовании ледяных кернов и палеоклимата. Подготовка семинара проходила в авральном режиме: тогда по указанию нашего директора И.Е. Фролова нужно было в двухмесячный срок организовать представительное международное мероприятие, которое до этого не планировалось… Владимир Михайлович живо откликнулся на нашу просьбу принять участие

Рис. 11. Вручение В.Я. Липенкову и В.М. Котлякову ордена Почётного легиона послом Франции в России (Санкт-Петербург), 2019 г.
Fig. 11. Presentation of the Ordre national de la Légion d'honneur to V.Y. Lipenkov and V.M. Kotlyakov by the French Ambassador to Russia (St. Petersburg), 2019

в этом событии, приехал сам, привёз с собой представительную группу учёных Института географии РАН, выступил на семинаре и сказал важные для нас слова напутствия и поддержки. Так состоялось открытие лаборатории, сотрудники которой считают себя наследниками и продолжателями одного из самых легендарных антарктических научных предприятий – проекта глубокого бурения ледника на российской внутриконтинентальной станции Восток.
Эти три маленьких эпизода из обширной и многогранной деятельности Владимира Михайловича – страницы славной «восточной» истории, истории, которая ещё не закончилась и в которой В.М. Котляков был и остаётся ведущим действующим лицом».

Конечно, исследование скважины на станции Восток относится к важнейшему достижению российской науки в Антарктиде (рис. 11), но интересы Владимира Михайловича в антарктических исследованиях намного шире. Одним из его выводов, сделанных ещё в конце 1950-х годов, было заключение о положительном балансе массы Восточно-Антарктического ледникового покрова, которое не противоречит и современным взглядам на состояние ледника в этой крупнейшей части Антарктического материка в эпоху глобального потепления.

Отличительной чертой Владимира Михайловича всегда была помощь молодым учёным и забота о них. Несмотря на постоянную сверхзанятость, он нашёл время написать курс лекций по основным проблемам гляциологии и с 1972 г. выступал с этим курсом в Томском, Ташкентском, Ленинградском университетах, а в МГУ читал его в течение пяти лет. Краткий вариант этого курса был издан в 1986 г. в его книге «Снег и лёд в природе Земли». Эта книга, наравне с созданным по его инициативе, под его редакцией и при непосредственном авторстве «Гляциологическим словарём» (1984 г.), – постоянное настольное учебное пособие для молодых учёных (и не только!).

В.М. Котляков подготовил около 30 кандидатов и несколько докторов наук, его ученики затем возглавили кафедры, институты в национальных Академиях наук. Многие известные гляциологи вспоминают, как В.М. Котляков открыл им путь в науку.

И.В. Северский: «Практически вся моя творческая биография прошла в тесном взаимодействии с Владимиром Михайловичем. В основном, это не частые, но памятные встречи на научных конференциях и лишь изредка – неформальное общение в кругу семьи, коллег-единомышленников, в том числе и в дальнем зарубежье. Такие встречи всегда были праздником, а всплывающие в памяти моменты этих посиделок всё ещё греют душу.
На мой взгляд, главные из замечательных качеств характера В.М. Котлякова – уважительное отношение к коллегам и неформальная поддержка в их усилиях по преодолению нескончаемых проблем науки».
С.Р. Веркулич (Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург): «В моей профессии и в самом отношении к жизни Владимир Михайлович Котляков, может, не зная этого, играл судьбоносную роль в положительном плане. Случай первый. В Кембридже, на одном

из первых совещаний по подледниковому озеру Восток, я оказался молодым представителем от ААНИИ вместо Н.И. Баркова (светлая ему память!). Идут совещания и т.п. и тут сообщают, что участники должны вечером собраться в Дарвин Колледже на официальном ужине в соответствующем обличье. Обличья у меня нет, идти туда я смущаюсь и в растерянности на улице случайно встречаю Владимира Михайловича. Он мгновенно вникает в моё состояние, достаёт схему города и на приступке у какой-то ограды, сам молодой и лёгкий, почти парящий, рисует мне путь до Дарвин Колледжа, говорит, что моей белой в синюю полоску рубашки и чёрных джинсов для обличья хватит, но надо найти галстук. Всё это совершенно не навязчиво. Потом его отвлекают, но я уже знаю, что галстук найду (и нашёл) и буду участвовать в ужине, чёрт возьми! Ничего там про науку нового не произнеслось, но я научился разбираться с многочисленными приборами на столе, а также с мелкими трудностями и своими сомнениями на всю жизнь.
Случай второй. Утренним поездом Владимир Михайлович приезжает из Москвы в Питер в ААНИИ на какое-то совещание. В любимом отделе географии, куда он зашёл, как всегда легкий, летящий, в это время оказался я один, мы пьём чай, ждём начала рабочего дня, беседуем. Я уже тогда кое-что написал, от озера Восток ушёл полностью в палеогеографию Антарктиды, и он, оказывается, что-то читал и знает про мою научную деятельность. А я в это время нахожусь на научном и жизненном распутье, думаю о докторской диссертации, но без воплощения в реальность. И тут Владимир Михайлович за две минуты «вербует» меня в очную докторантуру Института географии РАН, практически формулируя тему диссертации, беря на себя руководство. И я начинаю этот путь (примерно, как начал поиск галстука, а потом попал в Дарвин Колледж). И я меняю жизнь, заканчиваю докторантуру, затем успешно защищаюсь, потому что внутренне я знаю – нельзя этого не сделать успешно – я же Владимиру Михайловичу (а он мне) доверился. И я стараюсь не подводить его, чтобы я в дальнейшем ни делал. Судьбе надо доверять и не изменять».
С.В. Попов (Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург): Впервые с Владимиром Михайловичем свела меня судьба в начале 1990-х. Было это в мае, в небольшом и уютном подмосковном городке Пущино, куда я приехал на свой первый научный симпозиум с докладом о наших аэрогеофизических работах на Земле Франца-Иосифа. Помню, что здорово волновался, как-никак первый раз на таком мероприятии. Один, никого не знаю, опыта выступлений нет... Помню, что перед началом симпозиума Владимир Михайлович много меня расспрашивал, живо интересовался работой, словом, проявил заботу и оказал поддержку, которая в тот момент была мне очень нужна. Много времени прошло с тех пор, лет тридцать, и много раз после этого нас сводила судьба, но эту первую встречу я хорошо запомнил. Часто потом на разных научных форумах, которые организовывал Владимир Михайлович, и на Всесоюзных симпозиумах, и в Сочи я отмечал его заботу о молодых ребятах, которые, как и я когда-то, начинали свою научную жизнь. Эта отличительная черта очень свойственна большим учёным старой научной школы. Часто и мы по нашим антарктическим делам обращались к Котлякову за советом, за помощью и всегда её получали, хотя знаем, что порой это было для него непросто».

Такие воспоминания говорят и о добрых душевных качествах нашего любимого юбиляра Владимира Михайловича.

А.К. Уварова: «Дружба моих родителей с Владимиром Михайловичем продолжалась всю мою жизнь! Его имя звучало в нашей семье постоянно, поэтому я будто бы знаю его со своего рождения. Всегда слышала от моего отца и мамы о бурной деятельности Котлякова, его неутомимой энергии и организаторских способностях. Такой непростой и в то же время простой и тёплый, очень интеллигентный и общительный человек!
Конечно, Владимир Михайлович, посещая Алма-Ату, всегда бывал у нас в гостях. Позже мы встречались на разных научных мероприятиях, и всегда, и неизменно эти встречи были для меня очень радостными и приятными. Человек незаурядный, объездивший полмира или больше, побывавший в труднодоступных местах земного шара, изучающий ледники и льды, с докладами на самых представительных мировых симпозиумах в разных странах, на всех континентах, не может быть неинтересен. В его доме мы тоже бывали не раз, когда приезжали в Москву. К слову: моя подготовка к первой сессии в МГУ в 1978 г. проходила в квартире Владимира Михайловича и Валентины Алексеевны, которые любезно предоставили её в наше распоряжение с приехавшей поддержать меня мамой. Это было очень важно для меня, и я до сих пор благодарна им за эту возможность».

Среди людей, повлиявших на судьбу Владимира Михайловича, конечно, надо сказать об огромной роли его жены, Валентины Алексеевны. Именно благодаря ей он мог всецело отдать себя науке. Она не только обеспечивала надёжный домашний тыл, но и постоянно занималась его здоровьем, которое не было идеальным. Валентина Алексеевна Базанова была врачом и по возможности давала советы даже нашим сотрудникам. Её знали все гляциологи отдела. Она часто бывала на наших вечерах, почти всегда сопровождала Владимира Михайловича в поездках на симпозиумы, а раньше бывала и в экспедициях, в том числе в 1969 г. в центре Памира, у ледника Гармо. А в 1999 г., во времена многолетних наблюдений на Эльбрусе, Валентина Алексеевна вместе с сотрудниками географической станции МГУ в Азау поднималась на ледник Гарабаши, в домик – научный стационар Института географии на высоте 3850 м (рис. 12). Совсем недавно Валентина Алексеевна ушла из жизни, и мы выражаем глубочайшее сожаление и самое искреннее сочувствие Владимиру Михайловичу. Светлая ей память!

В 1976 г. В.М. Котляков стал членом-корреспондентом АН СССР, а в 1991 г. – академиком РАН. С 1980 года он – бессменный вице-президент Русского географического общества, а с 2000 г. и сейчас – Почётный президент РГО (рис. 13). В 2011 г. Владимиру Михайловичу была вручена высшая награда Императорского Русского географического общества, учреждённая ещё в 1846 г. «За полезные труды по географии и важные открытия», – Константиновская медаль. Ей были удостоены, например, А. Норденшельд, Г. Абих, Ф. Нансен, Р. Амундсен.

В 1989 г. Владимир Михайлович был избран народным депутатом СССР, стал членом Комитета Верховного Совета СССР по вопросам экологии и рационального использования природных ресурсов. В течение трёх лет, вплоть до конца Советского Союза, он вёл активную депутатскую работу,

Рис. 12. В домике научного стационара Института географии РАН на леднике Эльбруса Гарабаши, 3850 м над ур. моря. В центре В.М. Котляков с супругой Валентиной Алексеевной, справа Н.Ф. Глазовский, 1999 г. Фото О.В. Рототаевой

Fig. 12. In the lodge of the scientific station of the Institute of Gtography, RAS on the Elbrus, Garabashi Glacier, 3850 m a.s.l. In the centre V.M. Kotlyakov with his wife Valentina, in the right site N.F. Glazovsky. Photo by O.V. Rototaeva

Рис. 13. Президиум съезда Русского географического общества, 2014 г.
Слева направо: Н.С. Касимов, С.К. Шойгу, В.В. Путин, В.М. Котляков, А.Н. Чилингаров
Fig. 13. Presidium of the Congress of the Russian Geographical Society, 2014.
From left to right: N.S. Kasimov, S.K. Shoigu, V.V. Putin, V.M. Kotlyakov, A.N. Chilingarov

входя в широко известную в то время Межрегиональную депутатскую группу. Многим памятна его речь с трибуны Верховного Совета СССР, посвящённая программе сохранения Аральского моря.

В 2015 г. Владимир Михайлович завершил почти тридцатилетнюю работу на посту директора Института географии и стал научным руководителем этого Института. В круг его интересов вошли работы по общей географии, геоэкологии, глобальным изменениям окружающей среды. В это же время он перестал быть заведующим отделом гляциологии – эту позицию он занимал более 40 лет. Но до настоящего времени Владимир Михайлович издаёт журнал «Лёд и Снег», а осенью 2020 г. организовал 17-й по счёту Гляциологический симпозиум – эту традицию он поддерживает с 1961 г. (рис. 14).

В числе успешных задумок В.М. Котлякова – ежегодный научный форум «Полярный год в Сочи», впервые организованный в связи с приближением Международого полярного года 2007–2008. «Здесь холод полярной тематики дополнялся субтропическим климатом Сочи – говорит постоянный его участник А.Д. Олейников. – В творческой атмосфере на берегу Чёрного моря гляциологи активно обсуждали полученные результаты с мерзлотоведами, и эти обсуждения неизменно приносили свежие и интересные идеи. Такие собрания проходили здесь в течение 15 лет, и это способствовало росту и процветанию российского гляциологического сообщества».

В первые два десятилетия XXI в. Владимир Михайлович увлёкся своей давней, ещё школьной привязанностью – лингвистикой. Вместе с заведующей кафедрой иностранных языков географического факультета МГУ А.И. Комаровой они семь лет занимались составлением «Словаря географических терминов» на пяти языках – русском, английском, французском, испанском и немецком. В словарь было включено более семи тысяч терминов и тысяча с лишним их синонимов, и каждому термину сопутствовало краткое определение. В 2007 г. этот словарь в прекрасном красочном издании был опубликован Издательством РАН, и в этом же году его английская версия увидела свет в Амстердаме в

Рис. 14. В.М. Котляков на Гляциологическом симпозиуме в Пушкинских горах
Fig. 14. V.M. Kotlyakov at the glaciological symposium in Pushkinskiye Gory

Издательстве «Elsevier». Но на этом сотрудничество Котлякова и Комаровой не закончилось. Следующие семь лет они занимались составлением подобного пятиязычного словаря, посвящённого туризму. Эта книга под названием «Туризм: природа – культура – путешествия» увидела свет в 2013 г.

В.М. Котляков – автор более 1000 публикаций, в том числе более 20 научных монографий и научно-популярных книг, ответственный редактор почти всех отечественных монографий по гляциологии за последние полвека, редактор или рецензент самых разных по тематике книг, в том числе и таких:

В.И. Кравцова: «На авантитуле моей самой красивой и, надеюсь, полезной книжки для детей и их родителей «Космические снимки и экологические проблемы нашей планеты» указаны рецензенты: академик РАН В.М. Котляков и лётчик-космонавт, член-корр. РАН В.П. Савиных. Мне особенно дорого напутствие такой замечательной пары исследователей.

Готовя шестую книгу 6-томного собрания своих сочинений, названную «Наука – это жизнь», в которой рассказывается и о наших студенческих годах, Владимир Михайлович приходил к нам, в лабораторию аэрокосмических методов на 22-й этаж МГУ, к И.А. Лабутиной, у которой был подходящий сканер, и сам сканировал документы и фотографии, предназначенные в качестве иллюстраций к этому тому, обрабатывал их, улучшая изображение. На страничке с выходными данными издательства в этом и других томах есть строчка: «Набор и верстка выполнены автором на компьютерной технике».

М.Г. Кунахович всегда удивлялся «готовностью Котлякова воспринимать новую информацию, и компьютерному делу он учился, читая книжки, а не тыкая в клавиши, как делают многие. Он вообще часто делает такие технические вещи, которых в его положении – директора и академика – трудно ожидать».

Серия «Избранные сочинения» (2000–2004 гг.) стала ещё одним настольным «справочником» для молодых учёных, где можно узнать обо всех проблемах гляциологии, которые были актуальны в XX и начале XXI вв. И.А. Зотиков говорил: «Нельзя судить о художнике по одной-двум картинам, надо посмотреть персональную выставку. Шеститомник, который издал Владимир Михайлович, – вроде такой выставки. Меня всегда поражала его способность фиксировать всё, что с ним в жизни происходит».

В этом году у Владимира Михайловича особенно знаменательный юбилей, и накануне его, 28 декабря 2020 г. Указом Президента России В.В. Путина В.М. Котлякову присуждено звание «Заслуженный географ Российской Федерации», которое присваивается за исключительно важные **личные** заслуги в области географии. Вся творческая биография В.М. Котлякова – пример беззаветного служения науке и Отечеству. Всё наше гляциологическое сообщество от всей души желает ему здоровья и продолжения плодотворного труда во славу отечественной и мировой науки!

Поздравление подготовлено Оксаной Васильевной Рототаевой от имени всей редколлегии журнала «Лёд и Снег»

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.6 doi: 10.31857/S2076673421030093

Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.)

© 2021 г. Т.Е. Хромова*, Г.А. Носенко, А.Ф. Глазовский, А.Я. Муравьев, С.А. Никитин, И.И. Лаврентьев

Институт географии РАН, Москва, Россия
*tkhromova@gmail.com

New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019)

T.Y. Khromova*, G.A. Nosenko, A.F. Glazovsky, A.Y. Muraviev, S.A. Nikitin, I.I. Lavrentiev

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

Received April 4, 2021 / Revised May 16, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***glacier inventory of Russia, 2016–2019, glacialr changes, space images.***

Summary

The new Inventory of the Russian glaciers has been created at the Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences mainly on the basis of the Sentinel 2 satellite images for 2016–2019 with the aim of assessing the current state of glacier systems and as a basis for monitoring and re-inventorying. Delineation of glacier outlines was manually made to reduce uncertainties, especially for small glaciers. The database structure is compatible with the global and national glacier archives and includes the main glacial parameters. Additionally a classification of possible catastrophic phenomena of glacial genesis was developed: dynamically unstable glaciers, glacier lakes, icebergs, etc. The data base is available online (www.glacrus.ru). At present, there are 22 glacial systems in Russia with a total area of 54,518 km^2. The largest glacial systems by area are located in the Arctic archipelagos: Novaya Zemlya, Severnaya Zemlya, and Franz Josef Land. The glacial systems of the Caucasus, Kamchatka, and Altai are the largest by area in the continental part of Russia. The main group consists of 13 small glacial systems, the area of which does not exceed 100 km^2. They are located in different glaciological zones: from the De Long Islands in the Arctic to the Eastern Sayan in southern Siberia. Since the compilation of the USSR glacier Inventory (1965–1982), the area of glaciers has decreased by 5,594 km^2, or 9.3%. The area of polar glaciers has decreased in smaller degree than that of glaciers in mountainous regions. The results of our research confirm the trend of reducing the area of glaciers throughout the Russian territory. The magnitude and rate of changes depend on local climatic and orographic features. The exception is the glaciers of the volcanic regions of Kamchatka, the area of which has increased or remained unchanged.

Citation: Khromova T.Y., Nosenko G.A., Glazovsky A.F., Muraviev A.Y., Nikitin S.A., Lavrentiev I.I. New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021. 61 (3): 341–358. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030093.

Поступила 4 апреля 2021 г. / После доработки 16 мая 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***Каталог ледников России, 2017–2019 гг., изменения ледников, космические изображения.***

Создан Каталог ледников России на основе спутниковых снимков Sentinel-2 (2016–2019 гг.) (www.glacrus.ru). Он содержит информацию о 22-х ледниковых системах общей площадью 54 518 км^2. По сравнению с Каталогом ледников СССР (1965–1982 гг.) площадь ледников на территории России уменьшилась на 5594 км^2, или на 9,3%. Величина и скорость изменений в разных районах сильно отличаются и зависят от местных климатических и орографических особенностей.

Введение

Состояние ледников остаётся на повестке дня научных исследований и привлекает интерес общественности. Изменения ледников – наглядное следствие климатических реформаций. Они также играют важную индикационную роль. Как на локальном, так и на региональном уровнях этот процесс ведёт к изменению ландшафтов и активизации разрушительных при-

родных явлений, что серьёзно влияет на хозяйственную деятельность и нарушает привычный уклад жизни местных жителей. Всё это формирует запрос на актуальные данные о состоянии ледниковых систем.

Оценки и прогнозы изменения ледников требуют интеграции всех доступных методов исследования: дистанционных наблюдений с использованием спутниковых и аэроснимков; прямых наблюдений с помощью полевых измерений; численного моделирования. Мониторинг и каталогизация играют важную роль в комплексных исследованиях ледников и представляют собой быстро развивающиеся направления исследований. Актуальные границы ледников позволяют снизить неопределённости в гляциологических и климатических расчётах, оценить тенденции изменений ледников и связь их с изменениями климата. Международные проекты аккумулируют данные о ледниках на глобальном уровне. В XX в. такие работы были инициированы в рамках Гидрологического десятилетия. Результатом стал Мировой каталог ледников (WGI) (https://nsidc.org/data/glacier_inventory/). Международная служба мониторинга ледников (WGMS) собирает данные о балансе массы и изменениях положения фронта отдельных ледников (https://wgms.ch/). Международный проект «Измерение глобального льда из космоса» (GLIMS) (https://www.glims.org/) систематизирует данные о ледниках, полученные по материалам космических съёмок. Наряду с глобальными базами данных, активно создаются Национальные кадастры ледников, среди которых – Каталоги ледников Швейцарии, Австрии, Франции [1, 2], Норвегии [3, 4], Новой Зеландии [5] и др.

В России обширное покровное оледенение присутствует на островах и архипелагах Арктической зоны и в горных районах континентальных областей. До настоящего времени первой и единственной системной оценкой оледенения на этой территории был Каталог ледников СССР (1965–1982 гг.), по данным которого в середине XX в. на территории России насчитывалось 8538 ледников общей площадью 60 099,71 км^2 [6]. Уже после издания Каталога ледников СССР в конце 1990-х в ряде районов Севера и Северо-Востока России были исследованы и каталогизированы ранее неизвестные ледники – 252 ледника общей площадью 69,16 км^2 [7].

В последнее время для исследования ледников активно используют данные дистанционного зондирования, позволяющие анализировать состояние объектов в труднодоступных районах. К настоящему времени территория России обеспечена результатами таких исследований неравномерно. Данные отдельных исследований доступны на сайте Международного проекта «Глобальные измерения наземного льда из космоса» (https://www.glims.org/) и Всемирного каталога ледников RGI (The Randolph Glacier Inventory) (https://www.glims.org/RGI/index.html). В этих базах данных представлены результаты дешифрирования спутниковых снимков, включая дату, вид и разрешение съёмки, площадь, периметр и высотные параметры ледников.

Один из самых обеспеченных такой информацией ледниковых районов на территории России – Кавказ, для которого представлены данные, полученные российскими и грузинскими исследователями методом экспертного дешифрирования по снимкам ASTER 2001–2004 и Landsat 1985–1987, 2011–2014. Для ряда ледниковых районов России представлены данные американских и канадских учёных. Это – результаты автоматического дешифрирования снимков Landsat, полученных в разное время за период 2000–2013 гг., которые завышают число ледников и площадь оледенения в районах широкого распространения крупных многолетних снежников и снежников-перелетков и недооценивают площади оледенения районов, где на ледниках развита поверхностная морена. Исследователи использовали космические снимки разного разрешения, полученные в разное время. Разными были методы и подходы к процессу дешифрирования, а также анализу полученных результатов, что существенно затрудняет сравнительную оценку современного состояния ледниковых районов. Сложилась ситуация, когда, несмотря на постоянно увеличивающийся объём информации из космоса и экспериментальные исследования в ряде ледниковых районов, полной и достоверной картины состояния оледенения на территории России на начало XXI в. до настоящего момента не было.

Для оценки современного состояния ледниковых систем на территории России и их изменений в Институте географии РАН был создан Каталог ледников, основанный на единых ис-

ходных данных, подходах и методах обработки спутниковых снимков, а также организации данных с использованием геоинформационных технологий. Этот Каталог аккумулирует результаты анализа снимков Sentinel-2, полученных в основном в 2016–2019 гг., и представляет собой информационную основу для дальнейшего исследования ледниковых районов России.

Данные и методы

При создании каталога использовались данные дистанционного зондирования ледников из космоса, которые в настоящее время служат эффективным инструментом получения информации о положении границ ледников и границы питания, высоте поверхности и наличии моренного покрова, а также динамике этих показателей во времени. Основным массивом данных были снимки со спутника Sentinel-2 с пространственным разрешением 10 м за 2016–2019 гг., свободные от облачности и полученные в конце периода абляции. Погрешности определения площадей ледников оценивались путём построения вдоль границ ледников буферной зоны, шириной в размере удвоенного значения пространственного разрешения спутниковых снимков. В сложных случаях привлекались дополнительные данные более высокого разрешения (WorldView-2, GeoEye). При отсутствии снимков Sentinel-2 надлежащего качества использовались иные спутниковые снимки за годы, близкие к основному периоду исследований (Landsat, ASTER). Границы ледников по спутниковым снимкам дешифрировали в ручном экспертном режиме, так как автоматическое дешифрирование, особенно в районах распространения малых ледников, даёт результаты с большой степенью неопределённости. Работа с данными дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) велась в программных продуктах ESRI ArcGIS и QGIS. Все данные ДЗЗ в ходе работы регистрировались в проекции UTM соответствующей зоны на эллипсоиде WGS 1984.

Одна из важных мотиваций проекта состоит в том, что происходящие изменения ледников активизируют разрушительные природные явления. Поэтому были выделены потенциальные источники катастрофических явлений гляциального генезиса, включая нестабильные ледники, айсбергообразование, ледниковые озёра. Нестабильные ледники выделяли на основе визуального определения основных признаков, включая характерную структуру поверхности и конфигурацию поверхностных морен [8]. Основной фактор потенциального айсбергообразования – положение фронта ледника в море [9]. Наличие приледникового озера устанавливалось визуально в процессе дешифрирования контура ледника. Специальные исследования по оценке размеров озёр, морфометрических характеристик плотин и подпруд проведены для определения потенциальной опасности прорыва приледниковых озёр для Кавказа и Алтая с использованием разработанных ранее методов [10–12].

Полученные в результате дешифрирования границы ледников представляют собой основу формируемой базы данных. В рамках проекта была разработана структура базы данных «Ледники России». Ледникам, сведения о которых вошли в Мировой каталог ледников (WGI), присваивался соответствующий номер. Эксперт оценивал соответствие конкретного ледника на снимке и его аналога в WGI. Этот номер играет важную роль при дальнейшем анализе информации, так как служит связующим звеном с такими международными базами данных о ледниках, как WGI, база данных проекта GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) (https://www.glims.org/), Всемирный каталог ледников RGI (The Randolph Glacier Inventory) (https://www.glims.org/RGI/index.html).

Морфологический тип ледника определяется экспертом по изображению на космическом снимке с учётом разработанной ранее классификации [13, 14] и информации в Каталоге ледников СССР. Результат экспертной оценки – это также информация о том, является ли ледник пульсирующим, где ледник заканчивается, имеет ли приледниковые и подпруженные озёра. Площадь и периметр контуров определяли в автоматическом режиме в среде ArcGIS. Для выяснения высотного положения и экспозиции ледников использовали цифровые модели рельефа (ЦМР). Положение высших и низших точек ледников, а также их среднюю и медианную (высота 50% распределения площадей) высоту находили с помощью инструментария программного пакета QGIS путём автоматизированного анализа ячеек ЦМР в пределах границ ледников. Положение

фирновой линии на снимке определяли вручную. Экспозицию ледников диагностировали с помощью автоматизированного анализа растровых изображений экспозиции поверхности, созданных из ЦМР, в QGIS и ArcGIS. Полученные данные об экспозиции представляют собой медианное значение ориентации (азимут в градусах) всех ячеек ЦМР в пределах границ ледника. Подобный подход отличается существенно меньшей субъективностью по сравнению с методом определения экспозиции ледников, основанным на экспертной оценке.

Мозаика ЦМР ArcticDEM версии 3.0 с пространственным разрешением 2 м (10 м для крупных ледников арктических архипелагов) была использована в процессе обработки большей части результатов дешифрирования границ ледников. Для районов, не входящих в зону покрытия ArcticDEM v3.0, и участков в зоне покрытия ArcticDEM v 3.0 с пробелами в данных использовались ЦМР ASTER GDEM3, ASTER GDEM2 и SRTM4.

Результаты

Структура и содержание базы данных. Электронная База данных «Ледники России» состоит из набора полигональных шейп-файлов, содержащих данные о пространственном положении границ ледников и таблицу атрибутивных данных в формате dBASE. Пространственные данные представлены в географических координатах на эллипсоиде WGS 1984. Сведения о пространственном положении границ ледников получены в результате дешифрирования спутниковых снимков, выполненного вручную в соответствии с основными положениями методики Международного проекта GLIMS [15]. Данные о положении фронта, длине, площади, объёме, экспозиции, максимальной и минимальной высоте, морфологическом типе и потенциальных рисках хранятся в качестве атрибутивной информации для каждого ледника в соответствующей базе данных. Всего в атрибутивной таблице представлено 30 позиций. 12 параметров несут информационный характер. Сюда входят цифровые идентификаторы и названия каждого ледника, сведения о снимках, по которым проводилось дешифрирование, данные ЦМР. Две позиции заняты значениями координат центральной точки ледника. Геометрическим (площадь, периметр) и высотным (максимальные, средние, минимальные высоты и т.п.) параметрам отведено 12 позиций. Соответствующее место в базе данных занимает информация о морфологическом типе ледника, экспозиции, положении фронта, наличии приледниковых озёр. Полностью структура атрибутивной таблицы размещена на сайте Каталога ледников России (www.glacrus.ru).

Интернет-ресурс «Каталог ледников России». Для визуализации базы данных и организации доступа к информации создан сайт «Каталог ледников России» (www.glacrus.ru). Данные о ледниках, полученные в результате дешифрирования спутниковых изображений, хранятся в ГИС в виде векторных слоёв. Визуализация и доступ к базе данных организуется на платформе ArcGIS online. На главной странице дано название сайта, описание разделов сайта, организован доступ к разделам и страницам сайта. Раздел «О ПРОЕКТЕ» содержит краткую информацию о проекте, методах и используемых материалах, описание содержания и структуры базы данных, пояснения к страницам ледниковых районов. Раздел «ЛЕДНИКОВЫЕ РАЙОНЫ» обеспечивает доступ к страницам ледниковых районов. Для каждого ледникового района создана отдельная страница (рис. 1). При открытии страницы из ArcGIS online загружается интерактивная карта района. Легенда к карте открывается при нажатии курсором на стрелки в левом верхнем углу карты. Слои включаются и выключаются нажатием на квадрат слева от названия слоя и представляют собой визуализацию соответствующих полей атрибутивной таблицы. Условные знаки визуализируются нажатием стрелки справа от названия слоя. Возможен выбор фонового изображения нажатием на иконку под кнопками «увеличить/уменьшить». Атрибутивная таблица для каждого ледника открывается во всплывающем окне нажатием курсора на конкретный ледник на карте.

Основные картографические слои, представленные на сайте, – контуры ледников по результатам дешифрирования космических снимков, полученных в основном в 2016–2019 гг., морфологические типы ледников, площадь ледников, наличие приледниковых и подпруженных озёр, присутствие нестабильных (пульсирующих) ледников. Точечный слой «Каталог ледников

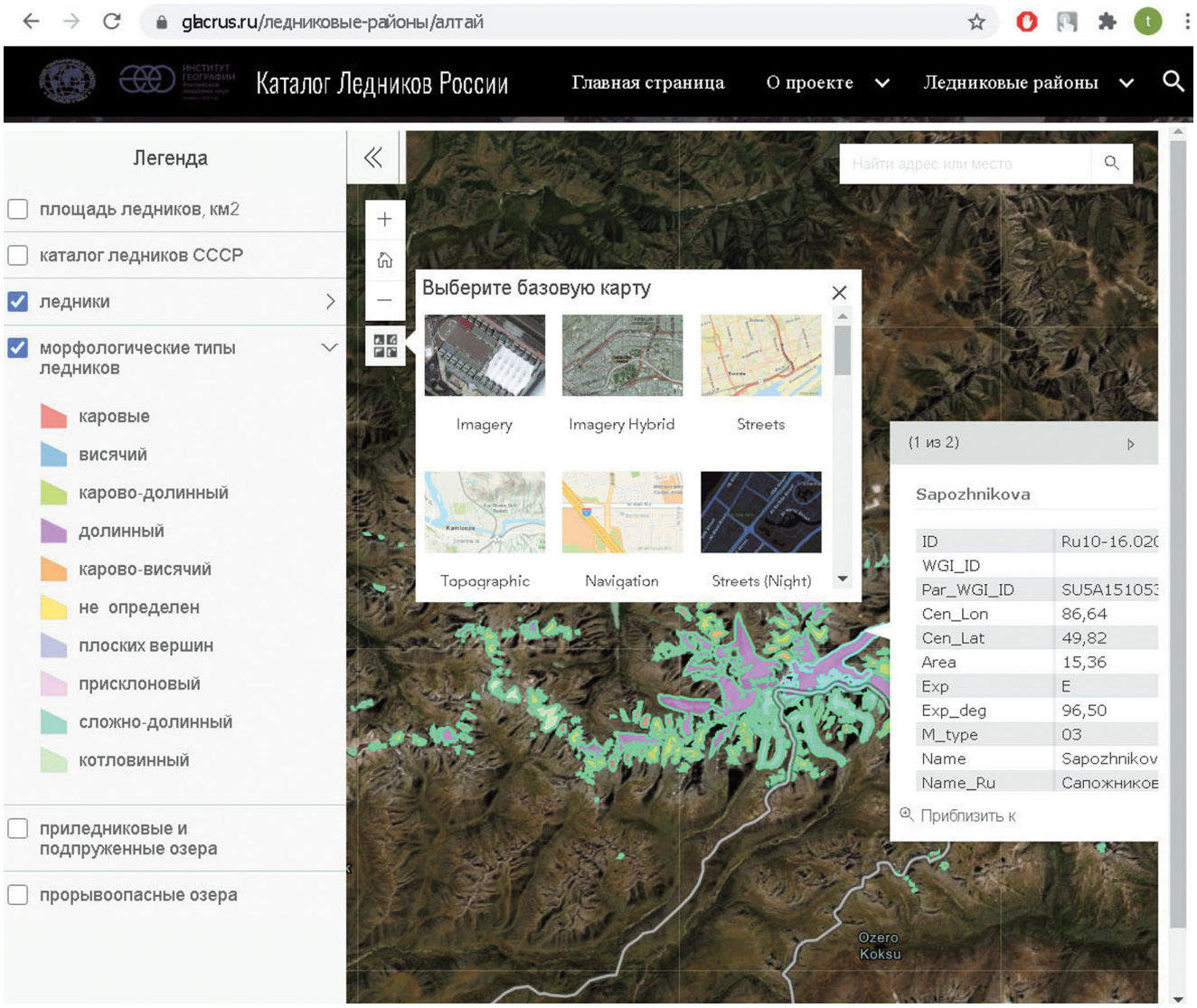


Рис. 1. Страница ледникового района «Алтай» на сайте «Каталога ледников России».
Показана интерактивная карта района оледенения. Слева – легенда к карте. Галочками отмечены активные слои. Зелёный контур – границы ледников. Фоном показаны морфологические типы ледников. Справа в поле карты приведена информация из атрибутивной базы данных для выделенного ледника. В центре показана возможность выбора фоновой карты. www.glacrus.ru

Fig. 1. Page of the glacial region «Altai» on the website of «The Glacier Inventory of Russia».
An interactive map of the glacier area is shown. On the left a legend for the map is shown. Active layers are marked with checkmarks. The green lines show the glaciers outlines. The morphological types of glaciers are shown in color. On the right, in the table information from the attribute database for the highlighted glacier is shown. The table in the center shows the ability to select a background map. www.glacrus.ru

СССР» представляет собой информацию о ледниках по состоянию на вторую половину XX в. На дополнительных страницах даётся информация о природных особенностях района и истории исследования ледников. Ледниковые районы приведены в алфавитном порядке. Краткая информация о ледниках, полученная в рамках проекта, дана под интерактивной картой района.

Ледниковые системы на территории России

По результатам проведённых исследований в настоящее время на территории России находится 22 ледниковые системы. Обширное покровное оледенение присутствует в Арктической зоне на архипелагах Земля Франца-Иосифа (ЗФИ), Новая Земля и Северная Земля.

Ледниковые системы на территории России по состоянию на вторую декаду XXI в.

№ п/п	Ледниковая система	Общее число ледников	Площадь ледников, км²	Средние высоты ледников, м над ур. моря			Преобладающий морфологический тип (по числу ледников)	Преобладающая экспозиция (по числу ледников)	Приледниковые озёра (число)	Нестабильные ледники (число)	Айсбергообразующие ледники (число)	Спутник и год съёмки
				минимальные	максимальные	средние						
1	Земля Франца-Иосифа и о. Виктория	555	12 530±328	0	641	209	Ледниковые купола, выводные ледники	Юг, юго-восток	0	0	257	Landsat-8 2016 г.
2	Новая Земля	729	22 241±417	0	1280	542	Долинные, ледниковые купола, выводные ледники	Восток, юго-восток, северо-восток	41	27	42	Sentinel-2 2019 г. Landsat 2019 г.
3	О. Ушакова	4	283,1±1,5	0	320	145	Ледниковые купола	–	0	0	4	Sentinel-2 2020 г.
4	Северная Земля	226	16 775±85	0	730	394	Ледниковые купола, выводные ледники	Юг, юго-восток, восток	38	1	58	Sentinel-2 2019–2020 гг.
5	Острова Де-Лонга	20	65,2±2,1	0	420	153	Ледниковые купола	–	0	0	4	Sentinel-2 2018 г. Landsat-8 2018 г.
6	Урал	97	10,4±1,7	400	1440	833	Присклоновые, каровые	Восток, северо-восток, юго-восток	38	0	0	Sentinel-2 2018 г.
7	Плато Путорана	71	11,4±1,7	320	1540	890		Северо-восток	17	0	0	Sentinel-2 2018–2019 гг.
8	Горы Бырранга	213	29,9±4,4	180	1110	722	Присклоновые	Восток, северо-восток	9	0	0	Sentinel-2 2019 г.
9	Хр. Орулган	72	9,8±1,1	1660	2060	1860	Каровые, карово-долинные	Северо-восток	0	0	0	Sentinel-2 2018 г.
10	Хр. Черского	188	86,4±7,7	1540	2980	2108	Каровые, висячие, долинные	Северо-восток, восток	0	0	0	Sentinel-2, 2016–2017 гг. Landsat-8 2014–2016 гг. ASTER 2017 г.
11	Хр. Сунтар-Хаята	251	133,0±10,1	2130	2760	2428	Каровые, карово-висячие	Запад, северо-запад	4	0	0	Sentinel-2 2018 г.
12	Колымское нагорье	39	6,6±0,7	490	1830	906	Каровые, карово-долинные	Запад, восток	0	0	0	Sentinel-2 2016–2019 гг.
13	Корякское нагорье	890	296,3±26,5	190	2420	845		Запад, северо-запад	158	0	0	Sentinel-2 2018–2019 гг.
14	Чукотское нагорье	63	16,0±1,4	160	1110	541		Запад, восток	21	0	0	Sentinel-2 2017–2019 гг.
15	Кавказ	2046	1067,1±79,7	1690	5650	3353	Каровые, висячие, карово-висячие	Северо-восток, северо-запад	1830	23	0	Sentinel-2 2017–2018 гг.
16	Алтай	988	523,1±38,3	2050	4480	3000		Северо-восток, северо-запад, восток	640	0	0	Sentinel-2 2016–2019гг.

17	Кузнецкий Алатау	101	3,4±0,9	1180	2080	1480	Присклоновые	Восток, северо-восток	34	0	0	Sentinel-2 2018–2019 г.
18	Восточный Саян	78	12,9±1,5	1480	3460	2374	Каровые, присклоновые	Восток, северо-восток	19	0	0	Sentinel-2 2018–2019 гг.
19	Байкальский хребет	8	0,62±0,04	1490	2200	1853	Каровые	Восток, юго-восток	1	0	0	WorldView-2 2012 г.
20	Баргузинский хребет	1	0,09±0,01	1990	2160	2075	Карово-долинные	Северо-восток	1	0	0	Sentinel-2 2018 г.
21	Хр. Кодар	39	16,2±1,2	1860	2710	2230	Карово-долинные, каровые	Восток	20	0	0	Sentinel-2 2019 г.
22	Камчатка	732	682,8±29,0	330	4510	1555	Каровые, склоновые	Северо-запад, запад	18	2	0	Sentinel-2 2016–2019 гг., WorldView-2 2010–2014 гг., GeoEye-1 2011–2013 гг., ASTER 2012–2013 гг., Landsat-8 2013–2015 гг., IKONOS 2007 г.
	Всего	*7411*	*54 518*						*2889*	*53*	*365*	

Льдом покрыты о. Ушакова и острова Де-Лонга. В континентальной части России находится 18 горно-ледниковых систем, 12 из которых питаются влагой Атлантики, а шесть – влагой, поступающей с Тихого океана [7]. Восемь ледниковых систем, расположенных на Камчатке, Кавказе, Алтае, Кузнецком Алатау, Восточном Саяне, Кодаре, Баргузинском и Байкальском хребтах, лежат в умеренной зоне, а другие девять ледниковых систем, располагающиеся в горах Урала, на плато Путорана, в горах Бырранга, хребтах Орулган и Черского, горах Сунтар-Хаята, Корякском, Чукотском и Колымском нагорьях, относятся к субарктической зоне [16]. Выполненные исследования позволили оценить основные параметры современных ледниковых систем на территории России (таблица).

Площадь ледников. По результатам дешифрирования космических снимков, полученных преимущественно в 2016–2019 гг., общая площадь оледенения на территории России в настоящее время составляет 54 518 км^2 (рис. 2). Согласно принятым подходам к классификации ледников, эту площадь занимают 7411 ледников. Самая крупная по площади ледниковая система расположена на архипелаге Новая Земля (22 241 км^2). За ней идут Северная Земля (16 775 км^2) и Земля Франца-Иосифа (12 530 км^2). Следующая по размеру ледниковая система находится в горах Кавказа и занимает площадь 1067,1 км^2. В настоящей работе мы рассматриваем ледниковую систему Кавказа как единый природный объект без учёта государственных границ для сохранения целостной картины оледенения, необходимой в гляциологических исследованиях. В диапазон от 500 до 1000 км^2 по площади попали два ледниковых района – Камчатка (682,8 км^2) и Алтай (523,1 км^2). Площадь оледенения Катунского хребта на Алтае, в настоящее время разделённого государственной границей, также подсчитана для всего хребта в целом. Площадь ледников на арктическом о. Ушакова (283,1 км^2), в горах Сунтар-Хаята (133 км^2) и Корякском нагорье (254,1 км^2) примерно одного порядка и находится в диапазоне от 100 до 300 км^2.

Самая многочисленная группа – небольшие ледниковые системы, площадь которых не превышает 100 км^2. Они расположены в разных широтных зонах: в арктической – острова Де-Лонга (65,2 км^2); в субарктической – Урал (10,4 км^2), плато Путорана (11,4 км^2), горы Бырранга (29,9 км^2), хр. Черского (86,4 км^2), Чукотское нагорье (16 км^2), северо-восток Корякского нагорья (42,2 км^2); в умеренной зоне – хр. Кодар (16,2 км^2), Восточный Саян (12,9 км^2). Оставшиеся четыре района

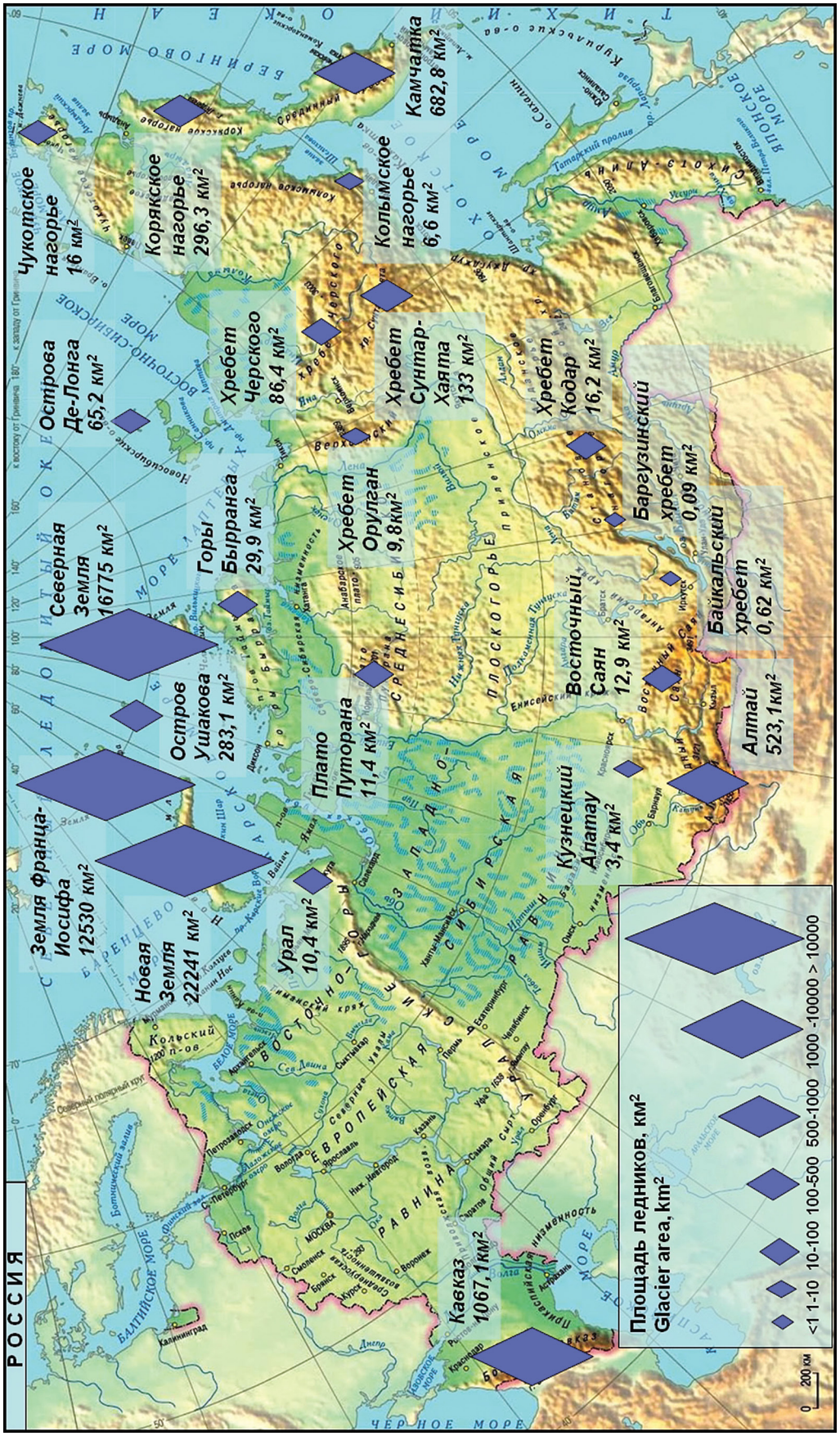


Рис. 2. Площадь ледников России, 2016–2019 гг.
Fig. 2. Glacier area in Russia, 2016–2019

характеризуются самыми маленькими по площади ледниковыми системами. Это – хр. Орулган и Колымское нагорье на Северо-Востоке России, Кузнецкий Алатау на юге Западной Сибири и Баргузинский и Байкальский хребты в Прибайкалье. Несмотря на незначительные размеры, эти ледниковые системы имеют существенное индикационное значение, фиксируя зону распространения оледенения на исследуемой территории.

Карты распределения ледников по площади, представленные на сайте «Ледники России», позволяют оценить структуру ледниковых систем. Изменение соотношения числа ледников разной площади отражает изменение типа ледниковой системы от арктических систем с преимущественно покровным типом оледенения к горному долинно-каровому и далее к карово-долинному и карово-висячему [16]. Так, площадь ледников архипелага Новая Земля колеблется от 0,01 до 1412 км^2. По числу (416) преобладают ледники, площадь которых не превышает 50 км^2. Вместе с тем основную площадь занимают ледники размером более 100 км^2; так, площадь одного из них превышает 1000 км^2. Если рассматривать ледниковые купола и слившиеся ледники как одно ледниковое тело, то картина изменится в пользу ледниковых образований большой площади. Это относится и к другим арктическим островам и архипелагам.

Горные ледниковые системы в континентальной части России представлены преимущественно небольшими ледниками. Основное число ледников (744) на территории российского Алтая – ледники площадью от 0,01 до 1 км^2. В диапазоне от 15 до 21 км^2 находятся только четыре ледника. На Кавказе 1829 ледников из 2046 имеют площадь от 0,01 до 1 км^2. Площадь ледников на Урале колеблется от 0,01 до 0,59 км^2. Аналогичная ситуация и в ледниковых системах хребтов Черского, Сунтар-Хаята, Орулган, Кодар, Восточного Саяна, Корякского нагорья, Колымского нагорья, Чукотского нагорья. Площадь наибольшего числа ледников там лежит в диапазоне от 0,01 до 0,5 км^2.

Экспозиция ледников. Индикатором направления переноса влаги, а точнее направления ветров, при которых происходит выпадение твёрдых осадков, может служить экспозиция ледников. Сведения о ней приводятся в соответствующем поле таблиц базы данных. В континентальных ледниковых системах преобладают северные и северо-восточные экспозиции как по площади, так и по числу ледников. Восточная экспозиция ледниковых систем Полярного Урала, хребтов Орулган и Кодара свидетельствует о питании при западных ветрах. Экспозиция ледников хребтов Черского и Сунтар-Хаята – о южных ветрах с Охотского моря при выпадении осадков. Оледенение Срединного хребта на Камчатке относительно равномерно распределено между восточными и западными экспозициями, что показывает примерно равное питание с Охотского и Берингова морей. Вместе с тем на юго-восточной Камчатке преобладает питание с востока. Ледниковые системы Алтая и Восточного Саяна имеют максимумы распределения оледенения на северо-востоке, отражая питание при юго-западных ветрах. Орографические особенности района также влияют на распределение оледенения по экспозициям. Например, на Новой Земле преобладание ледников северо-западной и юго-западной экспозиций определяется орографией. На Земле Франца-Иосифа оледенение в целом смещено на юго-восток, а на Новой Земле – на северо-запад. Распределение ледников по экспозициям даёт гораздо более верное представление о распределении ветров и переносе влаги, чем наблюдения на метеостанциях, где поле ветра искажается рельефом [16].

Морфологические типы ледников. Карты морфологических типов ледников позволяют оценить существующее в настоящее время их морфологическое разнообразие. По численности практически во всех ледниковых районах континентальной России доминируют каровые ледники. Так, на Кавказе по численности преобладают небольшие каровые и карово-висячие ледники. За ними идут долинные, карово-долинные и висячие. Наибольшие по площади ледники на Кавказе – сложно-долинные и ледники конических вершин; в пределах российской части Алтая наиболее распространены каровые и висячие ледники. Следующие по численности – карово-долинные и долинные, присутствует небольшое число карово-висячих и ледников плоских вершин. Редко встречаются присклоновые, котловинные, сложно-долинные ледники. На Урале также преобладают каровые ледники. За ними по численности следуют присклоновые, есть также карово-висячие и карово-долинные.

На карте морфологичеких типов ледников Камчатки хорошо видны особенности оледенения района, связанные с вулканической деятельностью. Наряду с часто встречающимися типами ледников – каровыми, карово-долинными и склоновыми, долинными и висячими, появляются ледники барранкосов, подножий, атрио, атрио-долинные, кальдерно-долинные, кратерные, кальдерные и т.п. В арктической зоне на архипелагах преобладают ледниковые купола. Исключение составляет Новая Земля, где также развито оледенение горного типа. Там существует много долинных ледников. По классификации, основанной на распределении морфологических типов по площади, оледенение Земли Франца-Иосифа и Новой Земли относится к покровно-сетчатому, Северной Земли и о. Ушакова – к покровному [16].

Нестабильные ледники. Кроме обычных ледников, колебания которых обусловлены изменениями климата, в ледниковых системах на территории России существуют нестабильные ледники. Режим нестабильных ледников (в том числе пульсирующих) определяется в первую очередь динамической неустойчивостью. Быстрые продвижения концов нестабильных ледников влекут за собой такие катастрофические явления, как сели, прорывы подпрудных озёр, обвалы льда и др. Выявление таких нестабильных ледников и наблюдения за их режимом имеют большое научное и практическое значение [17]. Созданная в рамках проекта геоинформационная система позволяет визуализировать информацию о нестабильных ледниках и анализировать её совместно с другими параметрами – площадью, морфологическим типом, длиной, экспозицией и т.д. (рис. 3).

На Кавказе выделено 23 ледника, известных своими подвижками (в их числе четыре пульсирующих – Колка, Девдоракский, Хрумкол и Муркар) [18, 19]. Термин «пульсация» предполагает определённую периодичность резкой активации ледников. Однако у большинства выявленных нестабильных ледников не установлено признаков повторяемости этого явления, поэтому термин «подвижка ледника», применяемый как синоним ледниковой пульсации, более универсален. В настоящее время на Кавказе самый большой по площади ледник, для которого установлен факт подвижки, – ледник Большой Азау (16,42 км^2), а самый маленький (0,14 км^2) – ледник № 267. В диапазоне от 0,14 до 7 км^2 находится 10 ледников. Площадь трёх ледников превышает 10 км^2. Морфологические типы этих ледников – долинные, карово-долинные, сложно-долинные, конических вершин. Самый известный – долинный ледник Колка, расположенный на северном склоне Казбек-Джимарайского массива.

На арктических островах и архипелагах нестабильные ледники идентифицированы на Новой Земле, где наблюдалась подвижка на леднике Стройном. У 15 ледников обнаружены признаки нестабильности, среди которых – крупные неравномерности в конфигурации наложенных и вложенных потоков и петлеобразный рисунок срединных и боковых морен, что предполагает вполне вероятную возможность подвижки. У 11 ледников видимые на снимках признаки нестабильности выражены менее очевидно, что позволило отнести их к категории ледников, для которых возможно возникновение подвижки. В Арктике отмечается усиление динамической неустойчивости оледенения, выразившееся в пульсациях выводных ледников и в крупных подвижках отдельных бассейнов ледниковых куполов [20]. Вероятно, такие изменения связаны с перестройкой внутреннего гидротермического режима ледников в результате общих изменений климата, а также прямого или косвенного взаимодействия с морем. Пример такой неустойчивости – развитие крупной подвижки в западном секторе ледникового купола Вавилова на Северной Земле [21].

Ещё один район, где существуют нестабильные ледники, – Камчатка. Здесь находятся ледник обвальных цирков Черемошный и один из самых больших и известных ледников на Камчатке – кальдерно-долинный ледник Бильченок. Это – самый крупный пульсирующий ледник в горах России, расположенный в северо-западной части Ключевской группы вулканов. Известны две его подвижки [22]: 1959–1960 гг. и меньшая по масштабу подвижка 1982–1984 гг.

Приледниковые озёра. Прорывы приледниковых озёр и последующие образования селевых потоков относятся к опасным явлениям гляциального генезиса. Наличие приледникового озера в горной долине – важный критерий селеопасности этой долины и, несмотря на то, что

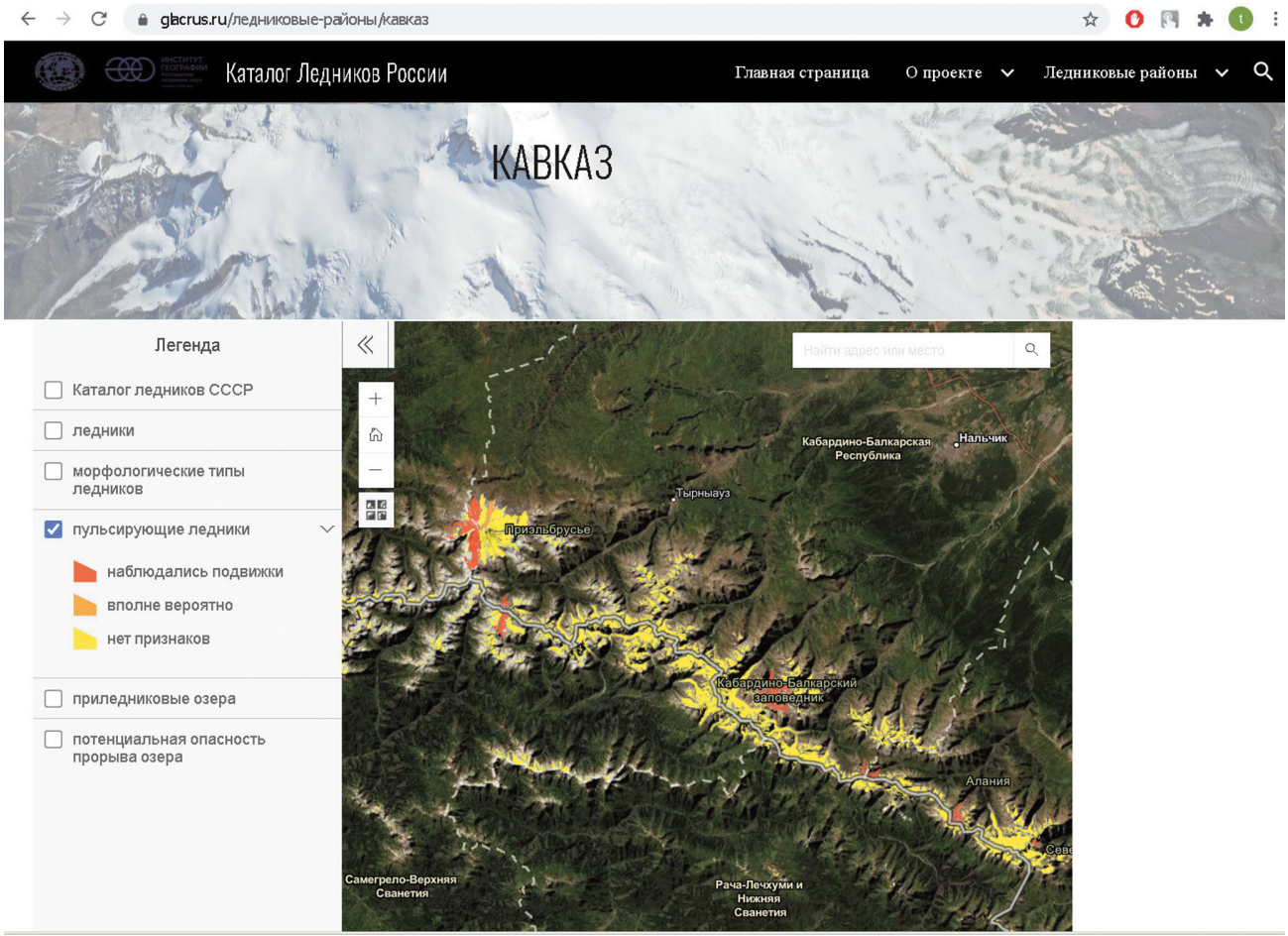


Рис. 3. Страница ледникового района «Кавказ».
Карта пульсирующих ледников Кавказа: красным цветом показаны ледники, на которых наблюдались подвижки; оранжевым – ледники, для которых подвижки вполне вероятны; жёлтым – ледники без признаков нестабильности
Fig. 3. Page of the glacial region «Caucasus».
Map of the unstable glaciers: glaciers on which surges were observed are shown in red; glaciers with signs of instability are shown in orange; glaciers with no signs of instability – in yellow

точные прогнозы прорыва озёр единичны [23], это – более надёжный критерий чем наличие селевого очага. Кроме того, факторами усиления селевой активности традиционно считают наличие массивов мёртвых льдов с термокарстовыми процессами и существование внутриледниковых полостей [24]. Природные явления становятся опасными, если они вызывают экономический, экологический и социальный ущерб. Приледниковые озёра существуют почти во всех ледниковых районах России. Самое большое их число (1830) идентифицировано на Кавказе, где более двух третей ледников имеют озёра на своём предполье. Озёра встречаются и на Алтае (640). У трети ледников на Урале также есть приледниковые озёра. В данном исследовании в трёх континентальных ледниковых системах приледниковые озёра не обнаружены: хр. Орулган, хр. Черского и Колымское нагорье. Приледниковые озёра распространены в Корякском нагорье (158), Кузнецком Алатау (34), Чукотском нагорье (21), на Новой Земле (41) и Северной Земле (38). Лучше всего они изучены на Кавказе и Алтае. Для этих регионов в Каталоге дана более подробная информация о приледниковых и подпруженных озёрах.

На основе визуального дешифрирования космических снимков Sentinel-2 MSI выявлено 368 озёр, расположенных на высотах от 1000 до 3300 м над ур. моря в пределах Российской части Кавказа: 12 озёр – в Республике Адыгея, 71 – в Краснодарском крае, 194 – в Карачаево-Черкес-

сии, 60 – в Осетии, 3 – в Чечне и 5 – в Дагестане. 226 озёр из 368 находятся в пределах 5 км от краевых частей ледников. Большинство приледниковых озёр расположено в пределах Западного и Центрального Кавказа, в восточной части Кавказа визуальное дешифрирование не позволило идентифицировать приледниковые озёра. Всего в пределах Большого Кавказа выявлено 1830 озёр общей площадью около 95,8 км^2 (при подсчёте не учитывались озёра площадью менее 500 м^2, кроме карстовых областей).

На Алтае обнаружено 640 приледниковых озёр. В базе данных к каждому озеру привязан ледник, который лежит в верховьях, и дополнительно указан второй ледник, если в долине их несколько. Показаны только озёра, находящиеся не далее 2,5 км от ледников и которые точно имеют ледниковое питание и происхождение. Идентифицировано 82 прорывоопасных озера общей площадью 2,7 км^2. Они были идентифицированы по следующим признакам: площадь более 5000 м^2; наличие ледяной стенки, т.е. озеро непосредственно контактирует с ледником; образовалось в течение последних 20–40 лет по сравнению с топокартой 1992 г. и значительно увеличилось (более чем на 30%) по сравнению с топокартой 1992 г.

Айсбергообразующие ледники. В вопросе оценки опасности ледниковых систем и их компонентов особое внимание уделяется ледникам, заканчивающимся в море, где они в результате отёла сбрасывают айсберги. Такие ледники, а их называют приливными, ведут себя очень динамично, принципиально отличаясь от ледников, оканчивающихся на суше. Изменение их длины часто происходит асинхронно с климатическим воздействием и, по-видимому, сильно зависит от рельефа ледникового ложа. Такая динамическая нестабильность с внезапными фазами ускоренного отступания с усилением темпов отёла ледников и потери их массы опасна не только для судоходных путей и освоения минеральных ресурсов на морских шельфах, но и для экосистем фьордов и, что очень важно, способствует ускоренному повышению уровня моря.

На основе выработанных критериев оценено распространение айсбергообразующих ледников на территории России. Они отмечаются в Арктической зоне на архипелагах и островах Российской Арктики. Наибольшее их число (275) обнаружено на архипелаге Земля Франца-Иосифа. Это – 45% общего числа (570) суммарной площадью 9315 км^2, или 74% всей площади оледенения архипелага. На Северной Земле таких ледников 58, а на Новой Земле – 42.

Изменения ледников на территории России

Сформированные базы данных позволили оценить изменения площади и числа ледников в ледниковых системах на территории России, произошедшие за последние 60 лет. Основной массив информации для оценки изменений предоставляет Каталог ледников СССР. Согласно его данным, в 23 ледниковых системах на территории России во второй половине XX в. насчитывалось 8422 ледника общей площадью 60 056 км^2. По данным дешифрирования космических снимков, полученных преимущественно во второй декаде XXI в., площадь этих ледников сократилась на 5594 км^2, или на 9,3%. Площадь ледников, которые были исследованы уже после выхода в свет всех частей Каталога ледников СССР, составляла 69 км^2. По нашим данным, она уменьшилась на 9,7 км^2, или на 12,3%. Величина изменения ледников существенно отличается для разных районов.

Арктическая зона. Площадь полярного оледенения сократилась менее значительно по сравнению с площадью ледников горных районов. Значения колеблются от 5,94% (Новая Земля) до 19,11% (острова Де-Лонга.). Меньше всего (5,94%) из полярных районов сократилось самое большое по площади оледенение Новой Земли. Исключение составляет о. Врангеля, где не было обнаружено ни одного ледника из помещённых в Каталог ледников СССР. Уже во время составления Каталога ледников СССР отмечалось, что маленькие ледники на острове существуют в предельно возможных условиях и отнесение к ледникам небольших сложенных фирном и льдом образований было спорным [6].

Небольшие изменения площади ледников арктических архипелагов не исключают потери массы льда за счёт понижения поверхности. Судя по имеющимся данным, потери массы льда на архипелаге Земля Франца-Иосифа оцениваются в −3,5±3,2 Гт/год за период 2004–2008 гг. и −0,8±1,3 Гт/год за 2008–2012 гг. С 2011 по 2015 г.

потери массы ледниками Земли Франца-Иосифа удвоились. По сравнению с 1953 – 2011–2015 гг. они увеличились с −2,18±0,72 Гт/год до −4,43±0,78 Гт/год (т.е. примерно от 17,4±6,5 см в.э. в год до 35,4±6,2 см в.э. в год) [25]. По последним оценкам, с апреля 2002 г. по сентябрь 2019 г. баланс массы ледников Земли Франца-Иосифа составлял −20,2±6 Гт/год, причём потери ускорялись с темпом −1,2±0,2 Гт/год, что в слое воды составляет −39,2±11,6 см в.э. в год [26].

Субарктика. Площадь ледников Российской Субарктики сократилась более существенно. Не были обнаружены маленькие ледники, существовавшие ранее в Хибинах. Ледники на Урале уменьшили свою площадь на 63%. Немного меньше сократились площади ледниковых систем хребтов Орулган (46,6%), Черского (44,4%), гор Сунтар-Хаята (34%). Для ряда районов, находящихся в субарктической зоне, получены совсем небольшие значения сокращения или даже увеличения площади. Это связано в первую очередь с тем, что в Каталог ледников СССР и в результаты последующих исследований вошли данные не обо всех ледниках этих районов. В рамках проекта были обнаружены новые ледники в горах Бырранга, Колымского нагорья, плато Путорана.

Так, в горах Бырранга из 66 ледников размером более 0,1 км^2 общей площадью 29,3 км^2, занесённых в Каталог ледников СССР, на космических снимках был дешифрирован 61 ледник общей площадью 21,57 км^2, т.е. площадь этих ледников сократилась на 26%. Высокое качество спутниковых снимков и удачная дата съёмки (отсутствие облачности и снежного покрова) позволили дополнительно дешифрировать и оцифровать ещё 147 небольших ледников, размеры которых лежат в пределах от 0,01 до 0,35 км^2. Кроме 30 малых ледников, отмеченных в Каталоге, в это число вошли ледники северо-восточной части гор Бырранга, о которых упоминает Л.С. Говоруха [27]. Общая площадь этих 147 ледников составляет 8,22 км^2. Таким образом, суммарная площадь всех 213 дешифрированных и оцифрованных ледников гор Бырранга в 2019 г. составила 29,97 км^2.

Похожая ситуация с ледниковой системой плато Путорана. В работе В.А. Сараны фактически речь идёт только о 61 леднике, зафиксированном в 1999 г. [28]. На космических снимках был дешифрирован 71 ледниковый полигон. В это число входит 52 ледника из 61, помещённых в таблицу общих данных по ледникам плато Путорана. За 20 лет с 1999 по 2018–2019 гг. шесть ледников разделились на две части. Кроме того, на рассматриваемой территории было дополнительно дешифрировано и оцифровано 13 ледников. Судить о динамике изменения площади оледенения сложно в связи с разнородностью использованных материалов на рассматриваемые срезы времени. По некоторым оценкам, суммарная площадь 16 ледников, присутствующих во всех трёх временных срезах, имеет тенденцию к незначительному увеличению. Площадь 71 ледника, оцифрованных по снимкам 2018–2019 гг., составила 11,62 км^2.

В оценке оледенения Корякского нагорья также есть много разночтений. Данные о ледниках хр. Малиновского (западное побережье Олюторского залива Берингова моря) и ледниках, расположенных вблизи побережья Берингова моря от 60° до 62° с.ш., приводятся в Каталоге [6]. Это – 1335 ледников общей площадью 259,5 км^2, из них 715 ледников имеют площадь больше 0,1 км^2, а общая их площадь составляет 233,1 км^2. По данным А.П. Васьковского [29], на первых двух участках имеется 461 ледник и снежник общей площадью 185 км^2. В 2001 г. был опубликован Каталог ледников Р.В. Седова на территорию северной части Корякского нагорья (Мэйнипыльгинский хр.) [30]. Лишь для этого участка твёрдо определены число (116) ледников и их площадь (44 км^2).

На космических снимках Sentinel-2 2018 г. было идентифицировано 90 ледников из 116, выявленных Р.В. Седовым. Установлено, что многие ледники, кроме открытых ледниковых поверхностей в их верховьях, имеют языковидные или лопастные образования, внешне похожие на каменные глетчеры или бронированные обломочным материалом ледники. Кроме того, дополнительно идентифицировано 17 ледников в карах, где Р.В. Седовым были отмечены снежники. В результате общая площадь 114 ледников составила 42,19 км^2, т.е. можно считать, что прошедшие десятилетия слабо отразились на размерах ледников этого района в результате бронирования их поверхности обломочным материалом. Сокращению могли подвергнуться открытые участки поверхности льда, но разрешение использованных космических снимков не позволяет получить информацию для таких оценок.

Всего на Корякском нагорье (включая Мэйныпыльгинский хребет) обнаружено 890 ледников общей площадью 296,3 км². Максимальный размер ледника – 5,1 км². Преобладают (810) ледники площадью не более 0,7 км². Характерная особенность ледников – наличие моренного чехла, полностью закрывающего поверхность ледника. Таких ледников обнаружено 796. Соответственно 94 ледника преимущественно карового типа (68) имеют участки открытого льда.

Для исследования ледников Колымского и Чукотского нагорий использованы космические снимки Sentinel-2 2016–2019 гг. и публикации Р.В. Седова [31–33]. На Колымском нагорье в 1990 и 1994 г. Седов отметил 19 ледников в карах, а на Чукотском нагорье в 1982–1989 гг. – 47 ледников. На снимках Sentinel-2 (2016–2019 гг.) ни в одном из каров не было установлено открытой ледовой поверхности. В некоторых карах наблюдались хаотические снежные пятна, а кое-где в тыловых частях на их склонах – остатки лавинных конусов. В Колымском нагорье обнаружены 38 каменно-ледовых образований и только один ледник с чистой ледовой поверхностью в зоне его питания с общей площадью 6,62 км². В Чукотском нагорье отмечены 63 ледника общей площадью 16 км², из них в хр. Искатень – 26 (8,8 км²), в горном массиве бухты Провидения – 34 (6,43 км²) и в хр. Пэкульней – 3 (0,76 км²).

Умеренные широты. Сокращение площади ледниковых систем умеренного пояса находится в диапазоне от 57% (Восточный Саян) до 13% (Кодар). Самые крупные ледниковые системы Кавказа, Камчатки и Алтая уменьшили свои площади соответственно на 25, 22 и 39%. По данным Каталога ледников СССР [6], в 1965–1975 гг. на Большом Кавказе насчитывалось 2048 ледников общей площадью 1408,7 км². По состоянию на 2000 г. число ледников несколько возросло за счёт отчленения притоков крупных ледников, тогда как площадь оледенения уменьшилась до 1248 км². К России относится территория Северного Кавказа, где в 2000 г. находился 1521 ледник общей площадью около 854 км².

По результатам обработки спутниковых снимков Sentinel-2, полученных в июле и сентябре 2017 г. и августе и сентябре 2018 г., на Кавказе обнаружено 2046 ледников общей площадью 1067 км². На 97 крупных ледников (более 5 км²) приходится более трети (440 км²) площади оледенения Кавказа. Ледники, площадь которых находится в диапазоне 0,1–0,5 км², в настоящее время – самые многочисленные (674) на Кавказе. Больше половины ледников по площади и по числу расположены на северном макросклоне Большого Кавказа. За время, прошедшее после составления Каталога ледников СССР, оледенение Кавказа сократилось на 28,2%. При этом площадь ледников северного макросклона Большого Кавказа уменьшилась немного больше (−28,5%) чем южного склона (−27,6%). По данным [34], в 2014 г. на Кавказе было 2020 ледников общей площадью 1193,2 км², а оледенение сокращалось на 0, 44% в год в 1960–1986 гг. и на 0,69% в год в 1986–2014 гг. Полученные нами результаты показывают, что за период 1986–2018 гг. оледенение сократилось на 415 км² со скоростью 0,87% в год. Таким образом, мы видим ускорение таяния ледников Кавказа.

На Камчатке идентифицировано 732 ледника общей площадью около 680 км². По данным Каталога ледников СССР, в середине XX в. на Камчатке насчитывалось 405 ледников общей площадью 874 км². Отметим, что дальнейшие исследования оледенения данного района позволили обнаружить множество ледников, не зарегистрированных в Каталоге, поэтому прямое сравнение числа и площади ледников с данными современных исследований затруднено. Изменения площади оледенения различных районов Камчатки со времени каталогизации крайне неравномерны. Это связано с разнообразием природных условий полуострова. Так, площадь оледенения Кроноцкого полуострова за 1957–2013 гг. сократилась на 27,6% [35]. Оледенение вулканического массива Алней-Чашаконджа потеряло 19,5% площади за 1950–2010 гг. Площадь оледенения Ичинского вулкана с 1950 по 2010–2014 гг. практически не изменилась из-за мощного моренного покрова, бронирующего языки ледников. В пределах Ключевской группы вулканов, наоборот, наблюдается небольшой рост площади оледенения – на 4% (8,7 км²) с 1950 по 2010–2015 гг. [22]. Такая неоднородность в поведении ледников в разных районах Камчатки обусловлена разнообразием сочетаний форм макрорельефа, климатических характеристик и современной вулканической активностью.

Оледенение Алтая по данным Каталога ледников СССР занимало более 1500 км². Из них на

Россию приходилось около 871 км² в северо-восточном секторе горной страны. По данным обработки снимков Sentinel-2 г. (2018 г.), на территории Алтая (российская часть) находится 720 ледников общей площадью 510,1 км². За 65 лет исчезло 143 ледника, а 108 разделилось на 2–5 частей. Площадь оледенения сократилась на 39%.

Результаты выполненных исследований подтверждают тенденции сокращения площади ледников на всей территории России. Исключение составляют ледники вулканических районов Камчатки. Они увеличили свои размеры или остались прежними. Тенденции к сокращению не наблюдается, что обусловлено наличием мощной поверхностной морены из вулканогенного материала. Величина и скорость изменений параметров оледенения в разных районах России зависят от локальных климатических и орографических особенностей, а также от наличия или отсутствия активного вулканизма.

Заключение

Создание нового Каталога позволило получить новые знания о состоянии ледников России в конце второй декады XX1 в. и оценить изменения, произошедшие с ледниками с середины XX в. Каталог ледников России содержит информацию о 22-х ледниковых системах общей площадью 54 518 км². По сравнению с Каталогом ледников СССР (1965–1982 гг.) площадь ледников на территории России уменьшилась на 5594 км², или 9,3%. Величина и скорость изменений в разных районах сильно различаются и зависят от комплекса местных природных условий.

Сформированные по единой программе и в едином формате базы данных, а также разработанные алгоритмы анализа позволят использовать приёмы геоинформационного моделирования для дальнейших исследований взаимосвязей, состояния и происходящих изменений в ледниковых системах. Полученные данные находятся в открытом доступе на сайте «Каталог ледников России» (www.glacrus.ru). В рамках международного сотрудничества информация передана в базы данных Международного проекта «Глобальные измерения наземного льда из космоса» (GLIMS) и Мирового каталога ледников (RGI). Таким образом, Каталог ледников России стал составной частью мировой системы мониторинга ледников, вкладом в решение задачи формирования и развития массивов данных по всем компонентам климатической системы, что позволит делать научно обоснованные выводы о состоянии и изменениях климата и их влиянии на активизацию опасных стихийных процессов.

Созданный информационный ресурс – основа для развития системы мониторинга состояния ледников на территории России. К задачам дальнейших исследований относятся: определение оптимальных сроков повторных инвентаризаций, которые зависят от скорости изменений ледниковых параметров; совершенствование методов дешифрирования спутниковых снимков, включая комбинирование автоматизированных и экспертных подходов; расширение информационной инфраструктуры базы данных, в которую планируется включать результаты прямых наблюдений и дистанционных исследований на отдельных ледниках и узлах оледенения.

Благодарности. В статье использованы результаты, полученные по теме госзадания № 0148-2019-0004 и при поддержке РФФИ грант № 18-05-60067.

Acknowledgments. The paper includes the results obtained in the framework of the following research projects: № 0148-2019-0004 of the Research Plan of the Institute of Geography of RAS, № 18-05-60067 supported by RFBR.

Литература

1. *Paul F., Rastner P., Azzoni R.S., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemec J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C.* Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2 // Earth Syst. Sci. Data. 2020. V. 12. P. 1805–1821. doi: org/10.5194/essd-12-1805-2020.

References

1. *Paul F., Rastner P., Azzoni R. S., Diolaiuti G., Fugazza D., Le Bris R., Nemec,J., Rabatel A., Ramusovic M., Schwaizer G., Smiraglia C.* Glacier shrinkage in the Alps continues unabated as revealed by a new glacier inventory from Sentinel-2. Earth Syst. Sci. Data. 2020, 12: 1805–1821. doi: org/10.5194/essd-12-1805-2020.

2. *Paul F., Frey H., Le Bris R.* A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results // Annals of Glaciology. 2011. V. 52. P. 144–152.
3. *Paul F., Andreassen L.* A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM data: Challenges and change assessment // Journ. of Glaciology. 2009. V. 55 (192). P. 607–618. doi:10.3189/002214309789471003.
4. *Andreassen L., Winsvold S., Paul F., Hausberg J.* Inventory of Norwegian Glaciers. 2012. doi: 10.5167/uzh-73855.
5. *Baumann S., Anderson B., Chinn T., Mackintosh A., Collier C., Lorrey A.M., Rack W., Purdie H., Eaves S.* Updated inventory of glacier ice in New Zealand based on 2016 satellite imagery // Journ. of Glaciology. 2021. V. 67. № 261. P. 13–26. doi: org/10.1017/jog.2020.78.
6. Каталог ледников СССР. М.-Л.: Гидрометеоиздат, 1965–1982.
7. *Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Попова В.В., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Рототаева О.В., Никитин С.А., Зверкова Н.М.* Современные изменения ледников горных районов России. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2015. 288 с.
8. *Осипова Г.Б., Цветков Д.Г., Щетинников А.С., Рудак М.С.* Каталог пульсирующих ледников Памира // МГИ. 1998. Вып. 85. С. 3–136.
9. *Сочнев О.Я., Корнишин К.А., Тарасов П.А., Сальман А.Л., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И., Ефимов Я.О., Мамедов Т.Э.* Исследование ледников Российской Арктики для обеспечения айсберговой безопасности работ на шельфе // Нефтяное хозяйство. 2018. Вып. 10. С. 92–97.
10. *Докукин М.Д.* Формирование гляциальных селевых очагов при деградации ледников Приэльбрусья // МГИ. 1985. Вып. 53. С. 62–71.
11. *Ives J.D.* Glacial lake outburst floods and risk engineering in the Himalaya // ICIMOD occasional paper. 1986. V. 5. 42 p.
12. *Schuster R.* Outburst debris-flows from failure of natural dams. Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, assessment. Rotterdam, 2000. P. 29–44.
13. Руководство по составлению Каталога ледников СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1966. 154 с.
14. Гляциологический словарь / Под ред. В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 528 с.
15. *Raup B., Khalsa S.J.S.* GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
16. *Кренке А.Н.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 288 с.

2. *Paul F., Frey H., Le Bris R.* A new glacier inventory for the European Alps from Landsat TM scenes of 2003: Challenges and results. Annals of Glaciology. 2011, 52: 144–152.
3. *Paul F., Andreassen L.* A new glacier inventory for the Svartisen region, Norway, from Landsat ETM data: Challenges and change assessment. Journ. of Glaciology. 2009, 55 (192): 607–618. doi: 10.3189/002214309789471003.
4. *Andreassen L., Winsvold S., Paul F., Hausberg J.* Inventory of Norwegian Glaciers. 2012. doi: 10.5167/uzh-73855.
5. *Baumann S., Anderson B., Chinn T., Mackintosh A., Collier C., Lorrey A.M., Rack W., Purdie H., Eaves S.* Updated inventory of glacier ice in New Zealand based on 2016 satellite imagery. Journ. of Glaciology. 2021, 67 (261): 13–26. doi: org/10.1017/jog.2020.78.
6. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. Moscow–Leningrad: Hydrometeoizdat, 1965–1982. [In Russian].
7. *Kotlyakov V.M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Popova V.V., Chernova L.P., Muraviev A. Ya., Rototaeva O.V., Nikitin S.A., Zverkova N.M. Sovremennye izmeneniya lednikov gornykh raionov Rossii.* Recent glacier changes in mountain regions of Russia. Moscow: KMK Scientific Press, 2015: 288 p. [In Russian].
8. *Osipova G.B., Tzvetkov D.G., Shchetinnikov A.S.* Inventory of surging glaciers of Pamirs. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1998, 85: 3–136. [In Russian].
9. *Sochnev O.Y., Kornishin D.G., Tarasov P.A., Salman A.l., Glasovski A.F., Lavrentiev I.I., Efimov Y.O., Mamedov T.E.* Study of glaciers in the Russian Arctic to ensure iceberg safety of offshore operations. *Neftyanoe khozyaistvo*. Oil industry. 2018, 10: 92–97. [In Russian].
10. *Dokukin M.D.* Glacier mudflow formation during glacier degradation. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1985, 53: 62–71. [In Russian].
11. *Ives J.D.* Glacial lake outburst floods and risk engineering in the Himalaya. ICIMOD occasional paper. 1986, 5: 42 p.
12. *Schuster R.* Outburst debris-flows from failure of natural dams. Debris-flow hazards mitigation: mechanics, prediction, assessment. Rotterdam, 2000: 29–44.
13. *Rukovodstvo po sostavleniyu Kataloga lednikov SSSR*. Guide to compiling USSR Glacier Inventory. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1966: 154 p. [In Russian].
14. *Glyatziologicheskii slovar*. Glaciological dictionary. Ed. V.M. Kotlyakov. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1984: 528 p. [In Russian].
15. *Raup B., Khalsa S.J.S.* GLIMS data analysis tutorial. 2010: 15 p. http://www.glims.org/MapsAndDocs/assets/GLIMS_Analysis_Tutorial_a4.pdf.
16. *Krenke A.N. Massoobmen v lednikovyh sistemah na territorii SSSR.* Mass balance in glacial systems on the territory of the USSR. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
17. *Osipova G.B., Khromova T.Y.* Digital inventory of surging glaciers of Pamir. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2010, 4 (112): 15–24. [In Russian].

17. *Осипова Г.Б., Хромова Т.Е.* Электронный каталог пульсирующих ледников Памира // Лёд и Снег. 2010. № 4 (112). С. 15–24.
18. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Носенко Г.А., Десинов Л.В., Осокин Н.И., Чернов Р.А.* Кармадонская катастрофа: что случилось и чего ждать дальше. М.: Издательский дом «Кодекс», 2014. 184 с.
19. *Рототаева О.В., Котляков В.М., Носенко Г.А., Хмелевской И.Ф., Чернов Р.А.* Исторические данные о подвижках пульсирующих ледников на Северном Кавказе и Кармадонская катастрофа 2002 г. // МГИ. 2005. Вып. 98. С. 136–145.
20. *Strozzi T., Paul F., Wiesmann A., Schellenberger T., Kääb A.* Circum-Arctic Changes in the Flow of Glaciers and Ice Caps from Satellite SAR Data between the 1990s and 2017 // Remote Sensing. 2017. № 9 (9). 947 p. doi: 10.3390/rs9090947.
21. *Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А.* Развитие подвижки в западной части ледникового купола Вавилова на Северной Земле в 1963–2017 гг. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 293–306. doi:10.15356/2076-6734-2018-3-293-306.
22. *Муравьев А.Я., Муравьев Я.Д.* Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI века // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 480–492. doi: 10.15356/2076-6734-2016-4.
23. *Шахмина М.С., Тутубалина О.В., Черноморец С.С.* База данных современных приледниковых озер центральной части Северного Кавказа // Инновационные технологии для устойчивого развития горных территорий. Материалы VI Междунар. конф. 28–30 мая 2007 г. Владикавказ: Терек, 2007. С. 303–304.
24. *Квасов Д.Д.* Возрастно-генетическая классификация котловин озер Северной и Центральной Евразии // Изв. ВГО. 1988. Т. 118. Вып. 6. С. 487–492.
25. *Zheng W., Pritchard M.E., Willis M.J., Tepes P., Gourmelen N., Benham T.J., Dowdeswell J.A.* Accelerating glacier mass loss on Franz Josef land, Russian Arctic // Remote Sensing of Environment. 2018. № 211. С. 357–375. doi: 10.1016/j.rse.2018.04.004.
26. *Ciracì E., Velicogna I., Swenson S.* Continuity of the mass loss of the world's glaciers and ice caps from the GRACE and GRACE Follow – On missions // Geophys. Research Letters. 2020. № 47. doi: org/10.1029/2019GL086926.
27. *Говоруха Л.С.* Современное состояние оледенения гор Бырранга // Изв. ВГО. 1971. Т. 103. Вып. 6. С. 510–516.

18. *Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Nosenko G.A., Desinov L.V., Osokin N.I., Chernov R.A. Karmadonskaya katastrofa: chto sluchilos i chto zhdat dalshe*. Karmadon catastrophe: what happened and what we should wait for in future. Moscow: «Kodeks» Publishing House, 2014: 184 p. [In Russian].
19. *Rototaeva O.V., Kotlyakov V.M., Nosenko G.A., Khmelevskoi I.F., Chernov R.A.* Historical data on glacier surges in North Caucasus and Karmadon catastrophe 2002 year. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2005, 98: 136–145. [In Russian].
20. *Strozzi T., Paul F., Wiesmann A., Schellenberger T., Kääb A.* Circum-Arctic Changes in the Flow of Glaciers and Ice Caps from Satellite SAR Data between the 1990s and 2017. Remote Sensing. 2017, 9 (9): 947 p. doi: 10.3390/rs9090947.
21. *Bushueva I.S., Glazovski A.F., Nosenko G.A.* Surge development in the western sector of the Vavilov Ice Cap, Severnaya Zemlya, 1963–2017. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (3): 293–306. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2018-3-293-306.
22. *Muraviev A.Ya., Muraviev Y.D.* Fluctuations of glaciers of the Klyuchevskaya group of volcanoes in the 20th – 21st centuries. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2016, 56 (4): 480–492. [In Russian]. doi: org/10.15356/2076-6734-2016-4-480-492.
23. *Shahmina M.S., Tutubalina O.V., Chernomortz S.S.* Database of modern glacier lakes in Central part of North Caucasus. *Innovatzionnye tehnologii dlya ustoichevogo razvitiya gornyh territorii. VI Mezhdunar. Konf. 28–30 maya 2007.* Innovative technologies for sustainable development of mountainous areas. Materials of the VI Intern. Conf. on May 28–30, 2007. Vladikavkaz: Terek, 2007: 303–304. [In Russian].
24. *Kvasov D.D.* Age-genetic classification of lake basins in Northern and Central Eurasia. *Izvestia VGO.* Bulletin of VGO. 1988, 118 (6): 487–492. [In Russian].
25. *Zheng W., Pritchard M.E., Willis M.J., Tepes P., Gourmelen N., Benham T.J., Dowdeswell J.A.*. Accelerating glacier mass loss on Franz Josef land, Russian Arctic. Remote Sensing of Environment. 2018, 211: 357–375. doi: 10.1016/j.rse.2018.04.004.
26. *Ciracì E., Velicogna I., Swenson S.* Continuity of the mass loss of the world's glaciers and ice caps from the GRACE and GRACE Follow – On missions. Geophys. Research Letters. 2020, 47. doi: org/10.1029/2019GL086926.
27. *Govoruha L.S.* The current state of glaciation of the Byrranga mountains. *Izvestia VGO.* Bulletin of VGO. 1971, 103 (6): 510–516. [In Russian].
28. *Sarana V.A.* Mordern state of glaciers of Putorana plateau. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2004, 96: 218–224. [In Russian].
29. *Vaskovski A.P.* Modern glaciation of North-East of USSR. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Severo-Vostoka SSSR.* Materials on geology and minerals of the North-East of the USSR. 1955, 9: 71–91. [In Russian].

28. *Сарана В.А.* Современное состояние ледников плато Путорана // МГИ. 2004. Вып. 96. С. 218–224.
29. *Васьковский А.П.* Современное оледенение Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 9. Магадан. 1955. С. 71–91.
30. *Седов Р.В.* Каталог ледников Северо-Восточной части Корякского нагорья // МГИ. 2001. Вып. 91. С. 195–224.
31. *Седов Р.В.* Ледники и снежники гор Охотского побережья // МГИ. 1995. Вып. 79. С. 139–144.
32. *Седов Р.В.* Ледники полуострова Тайгонос // МГИ. 1997. Вып. 82. С. 218–221.
33. *Седов Р.В.* Ледники Чукотки // МГИ. 1997. Вып. 82. С. 213–217.
34. *Tielidze L.G., WheateR. D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan) // The Cryosphere. 2018. № 12. P. 81–94. doi: org/10.5194/tc-12-81-2018.
35. *Муравьев А.Я.* Колебания ледников Камчатки во второй половине XX – начале XXI вв.: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2017. 23 с.

30. *Sedov R.V.* Glacier Inventory of the North-Eastern part of the Koryak Upland. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2001, 91: 195–224. [In Russian].
31. *Sedov R.V.* Glaciers and snowfields of the mountains of the Okhotsk coast. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1995, 79: 139–144. [In Russian].
32. *Sedov R.V.* Taigonos Peninsula glaciers. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1997, 82: 218–22. [In Russian].
33. *Sedov R.V.* Glaciers of Chukotka. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1997, 82: 213–217. [In Russian].
34. *Tielidze L.G., Wheate R.D.* The Greater Caucasus Glacier Inventory (Russia, Georgia and Azerbaijan). The Cryosphere. 2018, 12: 81–94. doi: org/10.5194/tc-12-81-2018.
35. *Muraviev A.Ya. Kolebaniya lednikov Kamchatki vo vtoroy polovine XX – nachale XXI vekov.* Fluctuations in the glaciers of Kamchatka in the second half of the XX – the beginning of the XXI century. PhD-thesis. Moscow: Institute of Geography RAS, 2017: 23 p. [In Russian].

Снежный покров и снежные лавины

УДК 504.75.06:332.362:911.9 doi: 10.31857/S2076673421030094

Оценка эффективности противолавинных мероприятий на горнолыжном курорте «Красная Поляна»

©2021 г. Д.И. Коровина*, А.С. Турчанинова, С.А. Сократов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*dasha.korovina1998@gmail.com

Performance evaluation of anti-avalanche measures at the «Krasnaya Polyana» ski resort

D.I. Korovina*, A.S. Turchaninova, S.A. Sokratov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*dasha.korovina1998@gmail.com

Received February 15, 2021 / Revised March 24, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***snow avalanches, anti-avalanche (mitigation) measures, efficiency, numerical modeling, program RAMMS, remote avalanche control system Gazex.***

Summary

For the first time, a qualitative and quantitative evaluation of the effectiveness of anti-avalanche measures was carried out for the territory of the «Krasnaya Polyana» ski resort, located in the Western Caucasus on the Aibga ridge. The following materials were used for this work: the results of field survey in 2019, which made it possible to map the resort's infrastructure exposed to possible snow avalanches and protected by existing preventive (anti-avalanche) measures, experience of similar studies from other regions as well as identification of the avalanche release zones by means of digital elevation model and analysis of remote sensing data, archive data on the snow avalanches regime at the site, and numerical modeling of the snow avalanches with different starting conditions. Modeling of the avalanches was performed in the RAMMS program basing on three scenarios: 1) taking account of the successful operation of existing anti-avalanche measures; 2) with regard for the failures in the work of existing anti-avalanche measures that were recorded earlier during the operation of the resort; 3) without considering any anti-avalanche measures, which corresponded to the conditions at the stage of the territorial planning of the resort. Differences in the impact of simulated avalanches on the resort infrastructure were interpreted as «high», «medium» and «low» effectiveness of existing anti-avalanche measures. It was found that the dynamical characteristics of the local avalanches (run-out distance, volume, velocity, and pressure) had different importance for different types of the infrastructure with regard to the effectiveness of anti-avalanche measures. Under existing conditions of the relief, climate and vegetation of the investigated territory the artificial triggering (at the ski resort it is mainly made by the Gazex systems) is the most efficient. Snow-retaining structures often do not perform their functions, while dams and avalanche cutters can be successful only in combination with the properly functioning artificial triggering. It was found that there are areas where the run-out distance of artificially controlled avalanches is smaller than that of possible natural avalanches, and these areas can still be dangerous for the infrastructure of the resort due to the high values of the avalanche speed and pressure.

Citation: Korovina D.I., Turchaninova A.S., Sokratov S.A. Performance evaluation of anti-avalanche measures at the «Krasnaya Polyana» ski resort. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (3): 359–376. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030094.

Поступила 15 февраля 2021 г. / После доработки 24 марта 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***снежная лавина, противолавинные мероприятия, эффективность, математическое моделирование, программа RAMMS, система сброса лавин Gazex®.***

Впервые на основе предложенного в работе комплексного подхода выполнена оценка инженерно-географической эффективности всех видов противолавинных мероприятий, применяемых на горнолыжном курорте «Красная Поляна», с использованием метода математического моделирования лавин. В условиях рельефа, климата и растительности исследуемой территории искусственно регулируемый сброс лавин (в основном осуществляемый системами Gazex®) наиболее эффективен. Снегоудерживающие сооружения не всегда выполняют свои функции, в то время как дамбы и лавинорезы могут быть эффективными только в комплексе с искусственно регулируемыми сбросами лавин. Предложенная авторами методика оценки эффективности методов защиты от лавин может использоваться при планировании противолавинных мероприятий, позволяя снижать экономические затраты при организации и функционировании курортов.

Введение

Промышленное и рекреационное освоение горных территорий России требует обоснования целесообразности тех или иных способов обеспечения лавинной безопасности объектов инфраструктуры в случае невозможности их расположения вне лавиноопасных зон. Однако утверждённой методики оценки эффективности противолавинных мероприятий и сооружений как в отечественной нормативной документации, так и в мировой практике пока нет.

Проблеме оценке эффективности противолавинных мероприятий уделялось внимание в работах Е.С. Трошкиной и К.Ф. Войтковского [1], А.А. Жигульского [2, 3], С.М. Мягкова [4], где приводились главным образом качественные оценки, основанные на анализе специфики лавинообразования в отдельных горных районах. Так, для предварительного выбора способов защиты К.Ф. Войтковским и Е.С. Трошкиной [5] была предложена методика прогнозной оценки эффективности противолавинных мероприятий на территорию СССР, основу которой составляли фоновые осреднённые характеристики влияния региональных особенностей природных условий и снеголавинного режима на работоспособность основных видов защитных мероприятий и сооружений. Эффективность противолавинных мероприятий оценивалась качественно по трёхбалльной шкале – высокая, средняя, низкая.

Другой подход был принят в рамках проекта PROTECT в Швейцарии и соседних странах, где эффективность противолавинного сооружения определялась количественно изменением площади лавиноопасной территории для лавин разной повторяемости в результате применения противолавинных мероприятий [6, 7], а степень лавинной опасности – количественными характеристиками возможных лавин. В качестве метода оценки эффективности рассматривались и прямые затраты на различные комплексы противолавинных мероприятий на определённой территории и соответствующий им индивидуальный риск [8]. Кроме того, эффективность противолавинных мероприятий рассчитывалась и через отношение числа лавин, вызвавших ущерб или приведших к жертвам, а также без них [9], или через количественный расчёт доли объёма лавины, которую существующее защитное сооружение способно задержать [10]. Проблемы эффективности защиты от лавин комплексно рассмотрены в работе [11].

А.А. Жигульским [3] предложено определение «эффективности» как показателя целесообразности и результативности применения защитных сооружений при заданных природных условиях, характеризующееся совокупностью таких свойств, как надёжность, результативность и экономичность. В методическом отношении оценка эффективности защитных мероприятий тесно связана с оценкой параметров лавинной опасности и ущерба, предотвращаемого с помощью противолавинных мероприятий. Выбор противолавинных мероприятий и сооружений и соответствующая им эффективность определяются не только факторами лавинообразования и параметрами самих лавин, но и характером промышленного освоения, типами и значимостью защищаемых объектов, их уязвимостью [12]. Очевидно, что инвестирование средств в противолавинную защиту требует экономических оценок. Таким образом, оценка эффективности противолавинных мероприятий включает в себя два основных аспекта: инженерно-географический и экономический [3].

В настоящей работе на основе собранных данных по использованию противолавинных мероприятий и сооружений выполнена оценка их инженерно-географической эффективности (далее называемой «эффективность») на примере горнолыжного курорта (ГЛК) «Красная Поляна» (ранее «Горки Город» и «Горная Карусель»), расположенного на хр. Аибга в районе Красной Поляны (Западный Кавказ). Территория курорта интересна тем, что на относительно небольшой площади с общими факторами лавинообразования для защиты объектов инфраструктуры одновременно применяется практически полный спектр существующих противолавинных мероприятий (профилактические, лавинопредотвращающие и лавинозащитные) с наибольшим распространением систем предупредительного спуска лавин Gazex® [13, 14].

Район исследования

После XXII Олимпийских зимних игр 2014 г. район Красной Поляны стал крупным современным центром зимних видов спорта. Терри-

тория горнолыжного курорта «Красная Поляна» расположена на северном склоне хр. Аибга, простирающегося с северо-запада на восток параллельно Главному хребту Западного Кавказа в долине р. Мзымта. Орография исследуемого района определяется средне- и высокогорным рельефом с перепадом абсолютных отметок от 550 м (в статье везде даются абсолютные высоты) на днище долины р. Мзымта до 2200–2450 м на хр. Аибга. Верхняя часть хребта представлена скалистыми гребнями с карами, денудационными воронками, эрозионными врезами, часто с отвесными склонами. Глубина расчленения рельефа превышает 1900 м. В геоморфологическом отношении рельеф территории относится к альпийскому. На исследуемой территории значительные площади представлены склонами с углами наклона 25–60°, что благоприятно для зарождения и движения лавин [15].

Район исследования относится к субтропической черноморской области с избыточным увлажнением [16], где преобладают процессы западной и юго-западной циркуляции в системах атлантических средиземноморских и черноморских циклонов. Количество осадков возрастает с северо-запада на юго-восток, а также с увеличением высоты. Это позволяет отнести район исследования к «субтропическому типу лавинного режима» [17], который характеризуется развитием процессов лавинообразования в условиях положительных температур холодного периода и интенсивных продолжительных снегопадов, приводящих к значительному снегонакоплению [17]. Оба фактора способствуют высокой лавинной активности.

Для высокогорья Западного Кавказа (>2000 м) характерна фрагментарная нивальная растительность, альпийские и субальпийские луга с кустарниками рододендрона, которые не препятствуют зарождению лавин и определяют высокую степень лавинной опасности. В средне- и низкогорье (1000–2000 м) преобладает берёзовое и буковое криволесье, кустарниковые заросли и редкие хвойные и широколиственные леса. Лесная растительность представлена хвойными и широколиственными древесными породами, которые, согласно некоторым исследованиям, не всегда препятствуют лавинообразованию в рассматриваемом районе [18].

Особенности лавинного режима

Согласно данным, собранным и предоставленным авторам статьи противолавинной службой курорта «Красная Поляна», на хр. Аибга снежный покров образуется уже в октябре, в долине первый снег отмечается в начале декабря, а устойчивый снежный покров формируется через месяц. Число дней со снежным покровом в среднем составляет: в пос. Красная Поляна – 78 дней, на гребнях и седловинах хр. Аибга – 200–215 дней. Время разрушения снежного покрова – май–июнь. Толщина снежного покрова в зоне отрыва лавин на курорте «Красная Поляна» может достигать более 300 см, но в среднем варьирует от 100 до 270 см. Температуры воздуха с ноября–декабря имеют отрицательные значения (до −7,2 °С в январе), иногда наблюдаются оттепели. В апреле температура устойчиво переходит в сторону положительных значений.

Большинство лавин зарождается в высотном диапазоне 1800–2200 м. Зоны отложения расположены главным образом на высоте 1000–1500 м, однако лавины больших объёмов достигают отметок 600 м. Важную роль в формировании лавин исследуемого региона, по данным Н.А. Казакова и др. [18], играет перекристаллизация снежной толщи. Под воздействием сильных ветров и метелей на вершинном гребне хр. Аибга образуются многометровые карнизы, обрушение которых нередко становится причиной формирования снежных лавин [19]. На территории горнолыжного курорта граница леса расположена на высоте от 1800 до 2100 м. Наличие густого леса снижает возможность образования лавин крупных объёмов, однако в лесу, на склонах крутизной более 35°, не исключено формирование небольших лавин, способных нанести ущерб человеку и небольшим сооружениям.

Анализ данных противолавинной службы курорта «Красная Поляна» показал, что на долю сухих лавин снегопадов и метелей приходится более 50% (62% – зимний период 2008/09 г., 73% – зимний период 2011/12 г.). Обычно эти лавины сходят после обильных снегопадов с приростом снега толщиной более 1 м. Такие снегопады в районе исследования наблюдаются регулярно – несколько раз за холодный период. Лавинная опасность в рассматриваемом районе определяется лавинами практически всех генетических

типов (из свежевыпавшего снега, инсоляционные и адвекционные, перекристаллизации, метелевые). Лавины из свежевыпавшего снега в исследуемом районе могут достигать катастрофических объёмов – до 1 млн м^3 [20]. При анализе лавинного режима территории курорта «Красная Поляна» необходимо учитывать происходящие в результате его освоения реформации рельефа и растительности, приводящие к изменению динамических характеристик возможных лавин и появлению новых лавиноопасных территорий [21].

Методика и материалы

В процессе работы использованы следующие методы: полевых исследований; математической статистики; математического моделирования лавин; геоинформационного картографирования. Расчёты динамических характеристик снежных лавин выполнены с учётом рекомендаций действующего нормативного документа [15]. Моделирование лавин проведено с применением программы RAMMS [22]. В результате предложен алгоритм, который может быть положен в основу оценки эффективности как действующих, так и планируемых противолавинных мероприятий и сооружений в горных районах России. Предложенный алгоритм позволил оценить инженерно-географическую эффективность применяемых противолавинных мероприятий на территории горнолыжного курорта «Красная Поляна».

Полевое обследование. В летний период 2019 г. выполнено полевое рекогносцировочное обследование территории курорта «Красная Поляна» и установленных там противолавинных сооружений с целью их каталогизации, анализа соответствия установленным в нашей стране нормам проектирования и эксплуатации с учётом специфики лавинообразования в рассматриваемом районе. На основе собранных в полевых условиях материалов составлена карта применяемых на территории ГЛК «Красная Поляна» противолавинных мероприятий и сооружений (рис. 1), на которой показаны места расположения: противолавинных инженерных сооружений; систем предупредительного спуска лавин (Gazex®: шелтеров и эксплодеров); горнолыжных трасс; канатных дорог; зданий и сооружений; зон зарождения лавин, угрожающих защищаемым объектам. Установлено, что на территории горнолыжного курорта применяются практически все известные виды противолавинных мероприятий и сооружений (таблица). Ключевую роль в обеспечении лавинной безопасности курорта играет лавинная служба, которая занимается: мониторингом состояния снежного покрова на склонах – определением его высоты, строения и механических свойств; прогнозом лавинной опасности; проведением предупредительных спусков лавин; оповещением.

Широкое распространение в районе курортов «Красной Поляны» и на территории рассматриваемого курорта получила система Gazex® [14], применяемая для предупредительного (искусственно-регулируемого) спуска лавин небольших объёмов, которая состоит из двух основных блоков: эксплодера (детонатор) и шелтера (резервуар с взрывчатой смесью: пропан и кислород) (рис. 2). На территории горнолыжного курорта «Красная Поляна» установлено 11 шелтеров и 38 эксплодеров (см. рис. 1), применяемых для защиты всей инфраструктуры (горнолыжные трассы; канатно-кресельные дороги; станции и опоры; здания и сооружения). Каждый эксплодер обрабатывает один или два лавинных очага. Ежегодно сотрудники противолавинной службы рассматриваемого горнолыжного курорта проводят технический осмотр каждой установки Gazex® с целью устранения технических неисправностей и замены газовых баллонов.

На территории горнолыжного курорта применяют следующие виды инженерных противолавинных сооружений (см. рис. 1 и таблицу): снегоудерживающие сети (см. рис. 1, А–В); лавинорезы; снеговыдувающие столы; направляющие дамбы. В период полевых исследований на основе комплекса прямых и косвенных признаков были выявлены зоны зарождения лавин (лавинные очаги), угрожающие защищаемым объектам и обрабатываемые системами предупредительного спуска Gazex®. Для уточнения границ лавинных очагов в камеральных условиях использовали следующие результаты: дешифрирования [23] космических снимков (спутниковое покрытие ESRI); анализа цифровой модели рельефа (производных карт морфометрических характеристик: уклона и экспозиции) с учётом линий тока (ArcGIS Spatial Analyst); результаты ранее опубликованных работ по оценке лавинной опас-

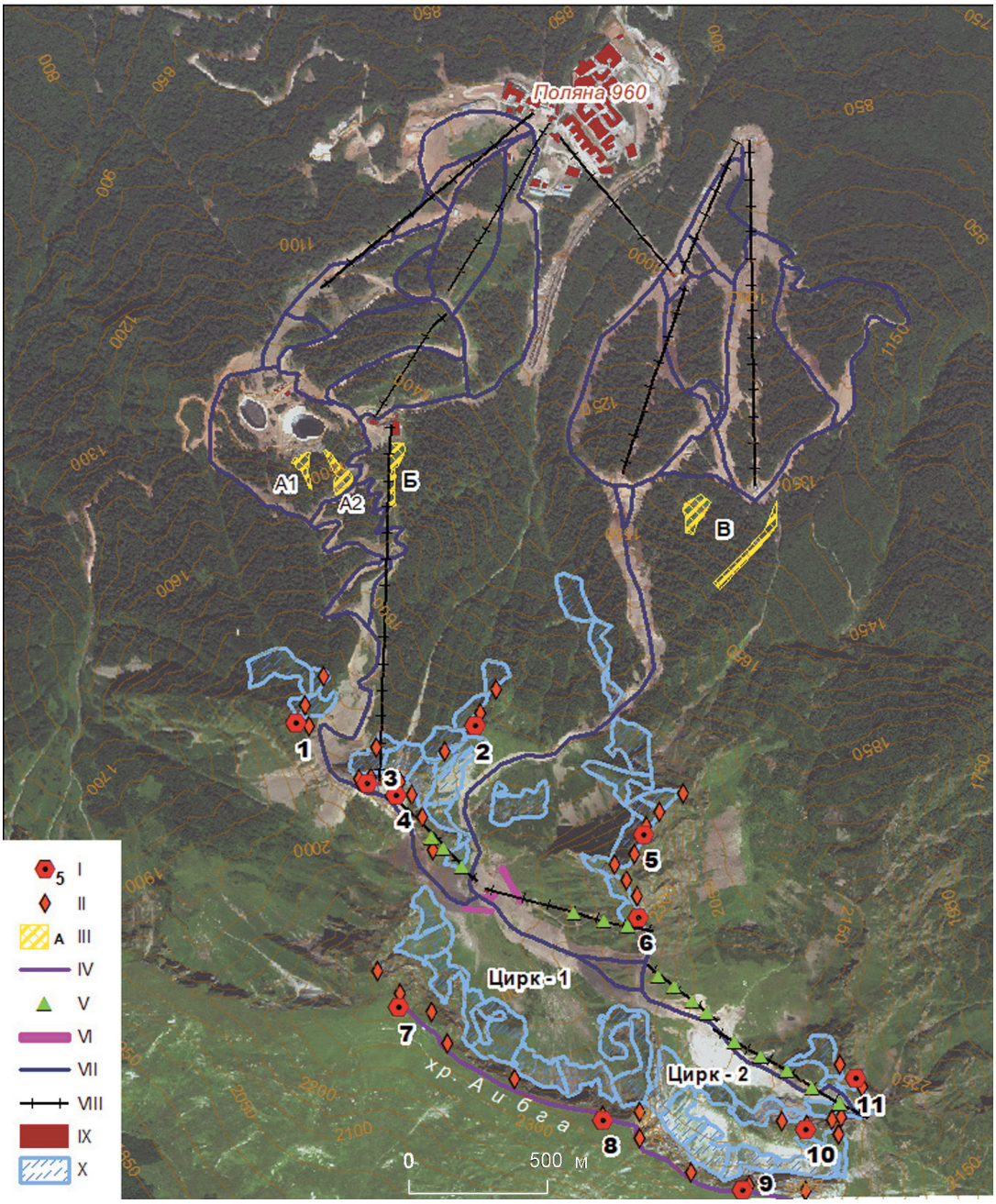


Рис. 1. Инфраструктура, лавинные очаги и противолавинные мероприятия, применяемые на территории горнолыжного курорта «Красная Поляна»:
I – шелтеры (1–11 на карте); II – эксплодеры; III – снегоудерживающие сети (А, Б, В на карте); IV – снеговыдувающие столы; V – лавинорезы; VI – направляющие дамбы; VII – горнолыжные трассы; VIII – канатно-кресельные дороги; IX – здания и сооружения; X – лавинные очаги

Fig. 1. Infrastructure, avalanche release zones and avalanche protection used at the territory of the «Krasnaya Polyana» ski resort:
I – shelter (1–11 on the map); II – exploder; III – snow supporting nets (А, Б, В on the map); IV – wind baffles; V – avalanche breakers; VI – deflecting dams; VII – ski pistes; VIII – ski lifts; IX – buildings and structures; X – avalanche release zones

ности исследуемой территорий [24]. К зонам зарождения лавин (лавинным очагам, см. рис. 1) отнесены склоны с уклоном 25–60° [15]. Углы наклона классифицированы следующим образом: более 60° – склоны, на которых снег не удерживается; 25–60° – склоны, благоприятные для об-

Противолавинные мероприятия, применяемые на территории горнолыжного курорта (ГЛК) «Красная Поляна», и их инженерно-географическая эффективность

Назначение и тип	Высота расположения защитных сооружений, м	Тип защищаемого объекта	Инженерно-географическая эффективность
Профилактические мероприятия			
Организация службы наблюдения, прогноза и оповещения	Весь диапазон высот курорта	Вся инфраструктура ГЛК	Высокая
Искусственно-регулируемый сброс (система Gazex®)	2050–2400		
Инженерные мероприятия			
1 – лавинопредотвращающие			
Снегоудерживающие сети	1500	Горнолыжные трассы, станции канатно-кресельных дорог, здания и сооружения, дренажная система, эксплодеры (относящиеся к шелтерам 7–9 на рис. 1)	Низкая
Снеговыдувающие столы	2200–2400		Средняя
2 – лавинозащитные			
Лавинорезы	2000–2300	Опоры канатно-кресельной дороги в цирке-1 и цирке-2 (см. рис. 1)	Средняя
Направляющие дамбы	2050	Объекты инфраструктуры (горнолыжные трассы, канатно-кресельные дороги, станции канатно-кресельных дорог, здания и сооружения) в цирке-1 (см. рис. 1)	

разования лавин; менее 25° – склоны, на которых вероятность образования лавин крайне мала [15].

Во время полевых исследований установлены недочёты в проектировании ряда противолавинных сооружений, связанные с недооценкой физико-географических условий рассматриваемого района, особенностей лавинообразования и динамики возможных лавин. К ним можно отнести: а) не соответствующее требованиям СП 116.13330.2012 [25] расположение снегоудерживающих сооружений на склонах; б) высоту снегоудерживающих сооружений, не отвечающую возможной толщине снежного покрова в районе исследования. Так, ряд снегоудерживающих сетей (см. рис. 1, А2) на высоте 1500 м, построенных для защиты горнолыжных трасс и дренажной системы, расположен в зоне действия лавин из расположенных выше лавинных очагов (на высоте 2000–2200 м), что в зимний период 2018/19 г. привело к их частичному разрушению лавиной (рис. 3, *а*). Кроме того, снегоудерживающие сети (см. рис. 1, В) имеют выраженный наклон в сторону склона, что не соответствует нормам их проектирования [25], согласно которым их следует располагать перпендикулярно направлению сползания снежного покрова. По некоторым данным, эти сети при проектировании и не рассматривались как снегоудерживающие (по устному сообщению Н.А. Володичевой). Ряд сетей (см. рис. 1, Б) имеет недостаточную высоту, что может приводить к их заполнению снегом и переполнению, как это уже фиксировалось ранее (см. также рис. 6, *а*).

Наблюдалось также повреждение снеговыдувающих конструкций, установленных на гребне хр. Аибга (см. рис. 3, *в*) на высоте 2200–2400 м для предотвращения образования снежных карнизов и защиты установленных ниже систем Gazex®. Повреждение произошло зимой 2018/19 г. из-за смены преобладающих ветров (были ветры северной экспозиции). Невыполнение снеговыдувающим сооружением своих функций привело к повышенному снегонакоплению ниже по склону, в месте расположения эксплодеров (относящихся к шелтерам 7–9, см. рис. 1) системы Gazex®, опора одного из которых в результате не выдержала снеговой нагрузки и была выведена из строя. Собранные в поле и проанализированные материалы использованы для оценки эффективности применяемых на территории горнолыжного курорта «Красная Поляна» противолавинных мероприятий и сооружений.

Расчётные методы. Для оценки эффективности *систем предупредительного спуска Gazex®*

Рис. 2. Система искусственного сброса лавин Gazex®, установленная на территории горнолыжного курорта «Красная Поляна» (фото Д.И. Коровиной):
1 – эксплодер; *2* – шелтер
Fig. 2. Remote avalanche control system Gazex® at the territory of «Krasnaya Polyana» ski resort (photo D.I. Korovina):
1 – exploder; *2* – shelter

принято следующее содержание относительного показателя инженерно-географической эффективности ε, основанное на принципе [3, 10]:

$$\varepsilon = (a - b)/a,$$

где a – значение показателя лавинной активности, которая не оказывает воздействия на защищаемый объект (например, зарегулированный объём лавины, спущенной системой Gazex®); b – значение показателя лавинной активности, выходящее за пределы «безопасной для воздействия зоны» (например, объём снежной массы, который вышел за пределы предполагаемого спуска).

В качестве показателей лавинной активности могут быть использованы такие характеристики лавин, как дальность выброса и объём, а также скорость и давление лавины при ударе. Показатели дальности выброса и объёма будут в большей мере определять возможность выхода лавин в зоны расположения защищаемых объектов, а скорость и давление лавины при ударе – их разрушительный эффект, который был параметризован в работах [26, 27].

Для оценки эффективности по приведённой формуле в качестве показателя лавинной активности выбран объём. Рассмотрены различные возможные сценарии образования лавин с разной толщиной слоя отрыва. Параметры a и b рассчитаны в программе RAMMS [22]. В программе задавались выделенные зоны зарождения лавин (из которых 46 – обрабатываемые системой Gazex®) и предполагаемая в рамках каждого рассматриваемого сценария высота оторвавшегося в них слоя, а также область вычислений (Calculation Domain) по границам объектов инфраструктуры (охватывающая только участки склонов без какой-либо инфраструктуры). Таким образом, параметр b рассчитывался как часть объёма лавины, которая покинула заданную в программе RAMMS зону вычислений (Calculation Domain). Параметр a рассчитывался как разность общего объёма лавины и значения параметра b. Моделирование снежных лавин выполнено с коэффициентами трения, заложенными в программу по умолчанию [28]. При моделировании учитывали лесную растительность на пути движения лавин, границу которой задавали на основе дешифрирования космических снимков с учётом данных полевых наблюдений. Кроме значений параметров a и b, смоделированы (рассмотрены различные сценарии) дальность выброса лавин, высота лавинного потока, скорость и давление лавин.

Для оценки эффективности каждого шелтера территория курорта «Красная Поляна»

Рис. 3. Повреждённые инженерные противолавинные сооружения на территории горнолыжного курорта «Красная Поляна»:
а – снегоудерживающие сети (см. рис. 1, А2), разрушенные лавиной в зимний период 2018/19 г. (фото Д.И. Коровиной); *б* – не соответствующая требованиям [25] установка снегоудерживающих сетей (см. рис. 1, В) (фото С.А. Колесникова); *в* – повреждённая снеговыдувающая конструкция (см. рис. 1, IV) (фото Д.И. Коровиной)

Fig. 3. Damaged avalanche protection structures at the territory of the «Krasnaya Polyana» ski resort:
a – snow supporting nets (see Fig. 1, A2), destroyed by avalanche in winter 2018/19 (photo D.I. Korovina); *б* – nonnormative [25] installation of a snow supporting nets (see Fig. 1, B) (photo S.A. Kolesnikov); *в* – destroyed wind baffle (photo D.I. Korovina) (see Fig 1, IV)

была условно разделена на 11 участков, соответствующих нумерации зон действия шелтеров (см. рис. 1) – в сумме 46 зон зарождения лавин. По приведённой здесь формуле был рассчитан относительный показатель эффективности ε для всех систем Gazex® при двух сценариях:

1) высота оторвавшегося слоя 20 см с периодом повторяемости один раз в 10 лет (минимально возможный в программе). Высота задана из условия, что использование системы Gazex® на территории курорта по умолчанию происходит при регистрируемом приросте снежного покрова на 20 см;

2) высота оторвавшегося слоя 70 см с периодом повторяемости один раз в 10 лет. В данном случае моделируется ситуация, когда нет возможности проведения профилактического спуска лавин в срок. Такие ситуации фиксировались ранее в случае выхода из строя установки Gazex® и приводили к образованию более крупных лавин.

Отдельно был рассмотрен «критический» сценарий при отсутствии противолавинных мероприятий с определением стандартных для инженерных изысканий параметров максимальных за год лавин с периодом повторяемости один раз в 100 лет в соответствии с требованиями, предъявляемыми для сооружений повышенного уровня ответственности (обеспеченность 1%) [25, 29]. Алгоритм, предлагаемый в работах [15, 30], допускает накопление снега в районе исследования более 2–2,5 м на высотах больше 2000 м, приводя к расчётной толщине отрыва 1%-й обеспеченности в 160 см. Для оценки разрушительной способности лавин или возможного ущерба при каждом сценарии использована градация объёма и давления в соответствии с классификацией лавинной опасности по А.Н. Божинскому и К.С. Лосеву [27].

Для *оценки эффективности лавинопредотвращающих сооружений,* рассмотренных в таблице, и возможности разрушения инфраструктуры курорта, расположенного под застроенными снегоудерживающими сооружениями, лавинными очагами выполнено моделирование снежных лавин из этих очагов в программе RAMMS. В качестве основного параметра, определяющего разрушительную способность лавин, выбрано их максимальное давление при ударе в местах взаимодействия с существующими объектами инфраструктуры. С учётом свидетельств о возможности переполнения имеющихся снегоудерживающих сетей (см. рис. 6, *а*) и случаев «неконтролируемого» отрыва лавин под эксплодерами системы Gazex® в качестве критических значений были выбраны также высоты отрыва снежного покрова 20 и 70 см, по которым моделировался сценарий схода лавин поверх сетей.

Для *оценки эффективности направляющих дамб*, защищающих канатно-кресельную дорогу и здания, в программе RAMMS смоделированы лавины из зон зарождения, расположенных над ними, по сценариям 1 и 2 (см. ранее). В качестве основного параметра эффективности дамб выбраны: а) уклон в месте установки защитных сооружений, составлявший от 12 до 22°, что соответствовало требованиям нормативных документов (менее 23° [25]); б) высота фронта лавины, которая не должна превышать высоту дамб (от 5 до 7 м) [25]. В противном случае теоретически возможен переход снежной лавины через лавинозащитное сооружение, которое в таком случае не может быть признано эффективным.

Полученные результаты

Профилактические мероприятия (система Gazex®). Результаты оценки относительной эффективности для каждого шелтера системы Gazex® по уменьшению объёма лавин путём профилактических спусков представлены на рис. 4, где значение ε = 1 соответствует максимально возможной эффективности шелтера. Расчёты указывают на снижение эффективности профилактических мероприятий при увеличении толщины формирующих лавину слоёв, т.е. при превышении рекомендуемого для проведения активного воздействия прироста толщины снежного покрова (отрыва в 20 см). Значение эффективности, равное 1 при спуске лавин с толщиной отрыва 20 и 70 см шелтерами 2, 8 и 9 (см. рис. 1), связано с тем, что на данных участках защищаемые объекты инфраструктуры находятся в значительной удалённости от лавинных очагов, что, однако, не гарантирует защиту объектов при возможной поломке системы Gazex® или экстремальных погодных условиях.

Достаточно высокая эффективность наблюдается для установок активного воздействия 3, 7, 10, (см. рис. 1), где значения находятся в пределах от 0,80 до 1,00 при спуске лавин с толщи-

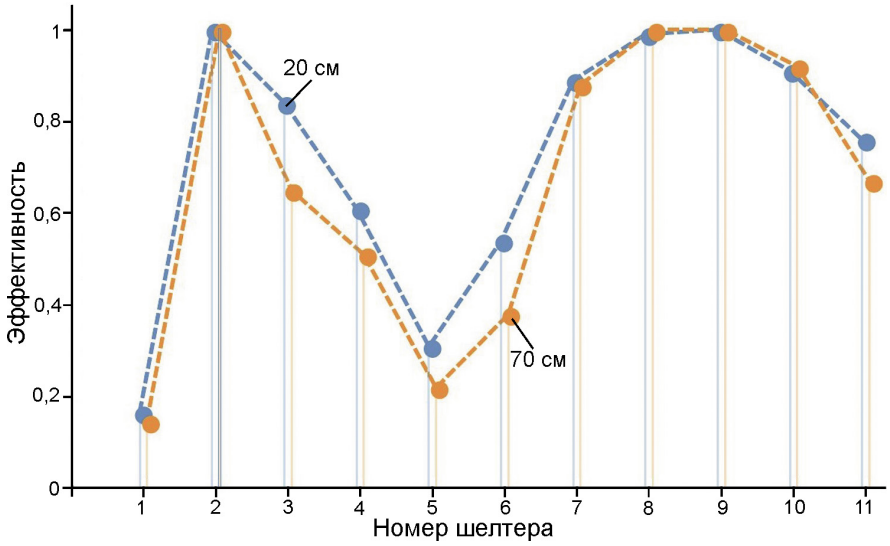


Рис. 4. Результаты оценки эффективности для шелтеров систем Gazex® на территории горнолыжного курорта «Красная Поляна» (см. рис. 1) для двух возможных высот оторвавшегося слоя снега

Fig. 4. Results of the estimation of the effectiveness of Gazex® shelters at the territory of «Krasnaya Polyana» ski resort (see Fig. 1) for two possible depths of snow release

ной отрыва снежного пласта 20–70 см. Самые низкие показатели эффективности установлены для шелтеров 1, 4–6, 11 (см. рис. 1). Область воздействия данных установок находится вблизи горнолыжных трасс, поэтому искусственно спущенные лавины могут попадать на участки трасс, однако при проведении работ по регулируемому спуску нахождение посетителей на горнолыжном курорте запрещено и опасности для жизни людей эти лавины представлять не должны. При рассмотрении полученных значений эффективности для лавин с высотой оторвавшегося слоя 20 и 70 см (см. рис. 4) отметим, что при закрытии трасс на время обработки склонов система удовлетворяет требуемую безопасность территории. Более того, полученные значения эффективности для системы Gazex® при высотах оторвавшегося слоя 20 и 70 см близки.

На картах рис. 5 показаны рассчитанные характеристики снежных лавин (границы зон воздействия и давление лавин на препятствия) для каждого из рассмотренных сценариев при использовании систем Gazex®. Сравнение значений при высоте оторвавшегося слоя 20 и 70 см (см. рис. 5, *а, б*) указывает на общее увеличение значения давления лавин; намного большее распространение имеют участки территории с давлением, превышающим 100 кПа (см. рис. 5, *б*), что может приводить к разрушению всей инфраструктуры, вплоть до металлических конструкций [27], в случае нахождения или расположения там таких объектов. Ещё большие (практически весь участок) площади с такими условиями можно ожидать при высоте оторвавшегося слоя 160 см (см. рис. 5, *в*).

Лавинопредотвращающие сооружения (см. таблицу) Результаты моделирования показали, что при накоплении 70 см снега поверх переполненных снегоудерживающих сетей (см. рис. 1, А и Б), расположенных на высоте 1500 м (рис. 6, *а*), создаются условия для образования лавин со значениями давления более 75 кПа (см. рис. 6, *б*) в местах столкновения с объектами инфраструктуры, что может вызвать разрушение металлических конструкций [27]. Дальность выброса (см. рис. 6, *б*) этих лавин при снегонакоплении более 70 см поверх сооружений может достигать систем дренажа курорта «Красная Поляна», разрушение которых может привести к прорыву прудов для искусственного оснежения и последующим опасным процессам. Лавины также могут достигать зданий и сооружений, расположенных на высоте 1500 м под ними, что недопустимо с позиций обеспечения их лавинной безопасности.

Для ряда снегоудерживающих сетей (см. рис. 1, А, Б) на высоте 1500 м, установленных на пути движения лавин из зон зарождения на высоте 2000–2200 м, результаты моделирования показывают, что высота оторвавшегося слоя в 70 см в этих зонах зарождения, согласно расчётам, приводит к разрушению самих сетей, что уже наблюдалось в сезон 2018/19 г. (см. рис. 3, *а*).

Лавинозащиные сооружения (см. таблицу). На основе результатов моделирования в программе

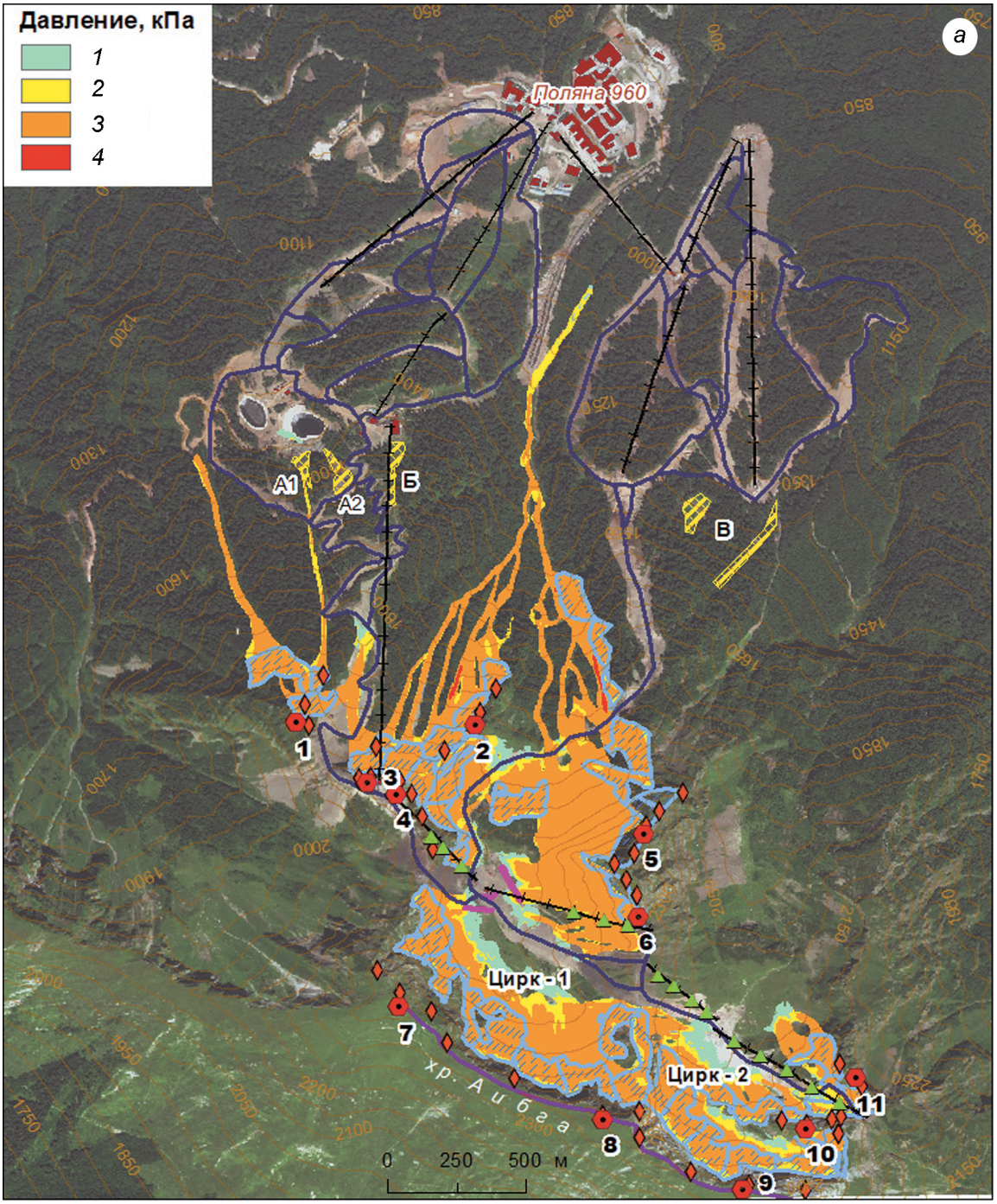
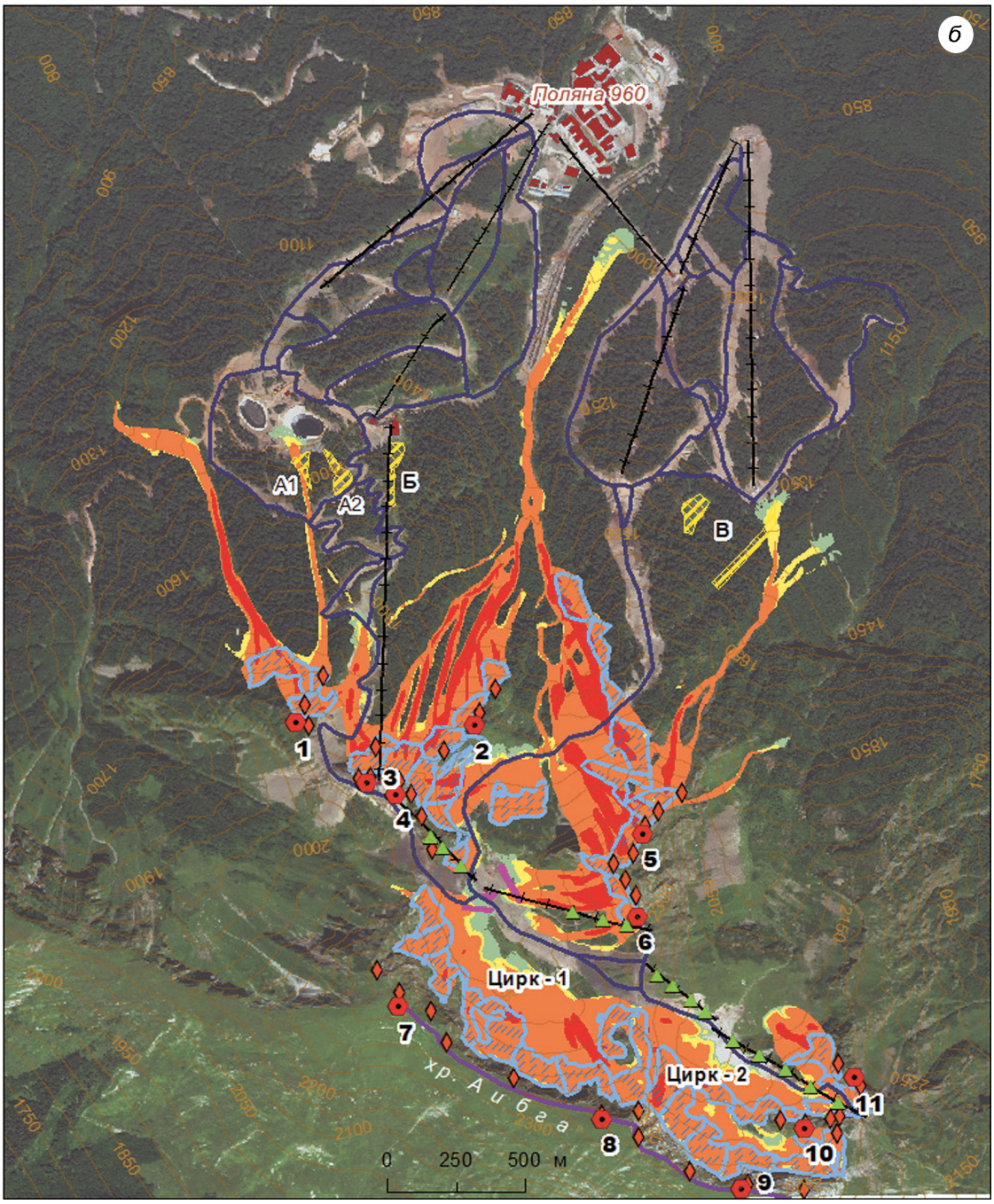


Рис. 5 (с. 49–51). Границы зон воздействия и давление моделируемых лавин, кПа:
1 – < 1, *2* – 1–10, *3* – 10–100, *4* – > 100 при высоте слоя отрыва снега 20 см (*а*), 70 см (*б*) и 160 см (*в*) (см. рис. 1)
Fig. 5 (p 49–51). Run-out zones and the modelled avalanches' pressure, kPa:
1 – < 1, *2* – 1–10, *3* – 10–100, *4* – > 100, snow release depth 20 cm (*a*),70 cm (*б*), and 160 cm (*в*) (see Fig. 1)

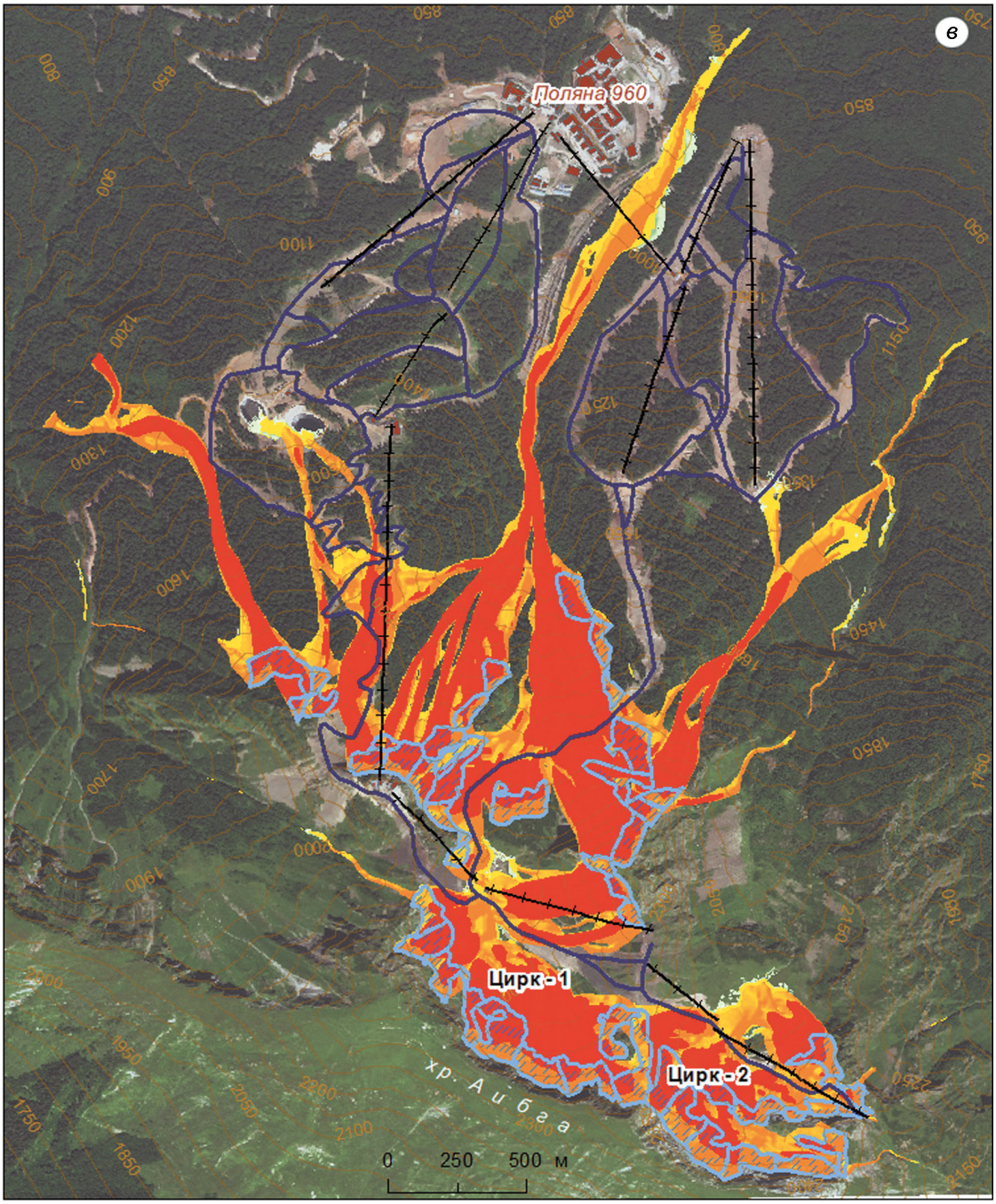
RAMMS установлено, что расчётная скорость лавинного потока в месте взаимодействия с направляющей дамбой при спуске лавин с толщиной отрыва 20 и 70 см не превышает 25 м/с (более жёсткого критерия, предъявляемого к тормозящим дамбам [25]). Лавина с высотой отрыва 160 см будет иметь давление, которое может привести к разрушению любой инфраструктуры на её пути. Таким образом, использование дамб на исследуемой территории может быть эффективно,



но только при своевременном и эффективном искусственно регулируемом сбросе лавин (например, системами Gazex®).

Оценка эффективности

На основании выполненных полевых исследований и проанализированных публикаций, по аналогии с работой [5], для качественной оценки эффективности различных видов противолавинных мероприятий использована трёхбалльная шкала: «высокая», «средняя» и «низкая» степень эффективности. Если по результатам проведённого анализа противолавинное мероприятие или сооружение не выполняет своих функций, то ему присваивалась «низкая» степень. В случае максимального использования мероприятия и минимального отказа в защите – «высокая». При условии отсутствия чёткого определения влияния оказыва-



емой защиты давалась «средняя» эффективность. Результаты оценки для территории горнолыжного курорта «Красная Поляна» представлены в таблице.

Выводы

Наиболее высокая эффективность на территории горнолыжного курорта «Красная Поляна» установлена для регулярных профилактических противолавинных мероприятий (искусственно регулируемых спусков системой Gazex®), в том числе при совместном их использовании с инженерными сооружениями (направляющей дамбой). Понижение эффективности систем Gazex® может наблюдаться в случае превышении рекомендуемой для инициации искусственно регулируемого спуска высоты оторвавшегося слоя, что, согласно расчётам, расширяет границы лавиноопасной зоны и увеличивает давление лавинного потока на объек-

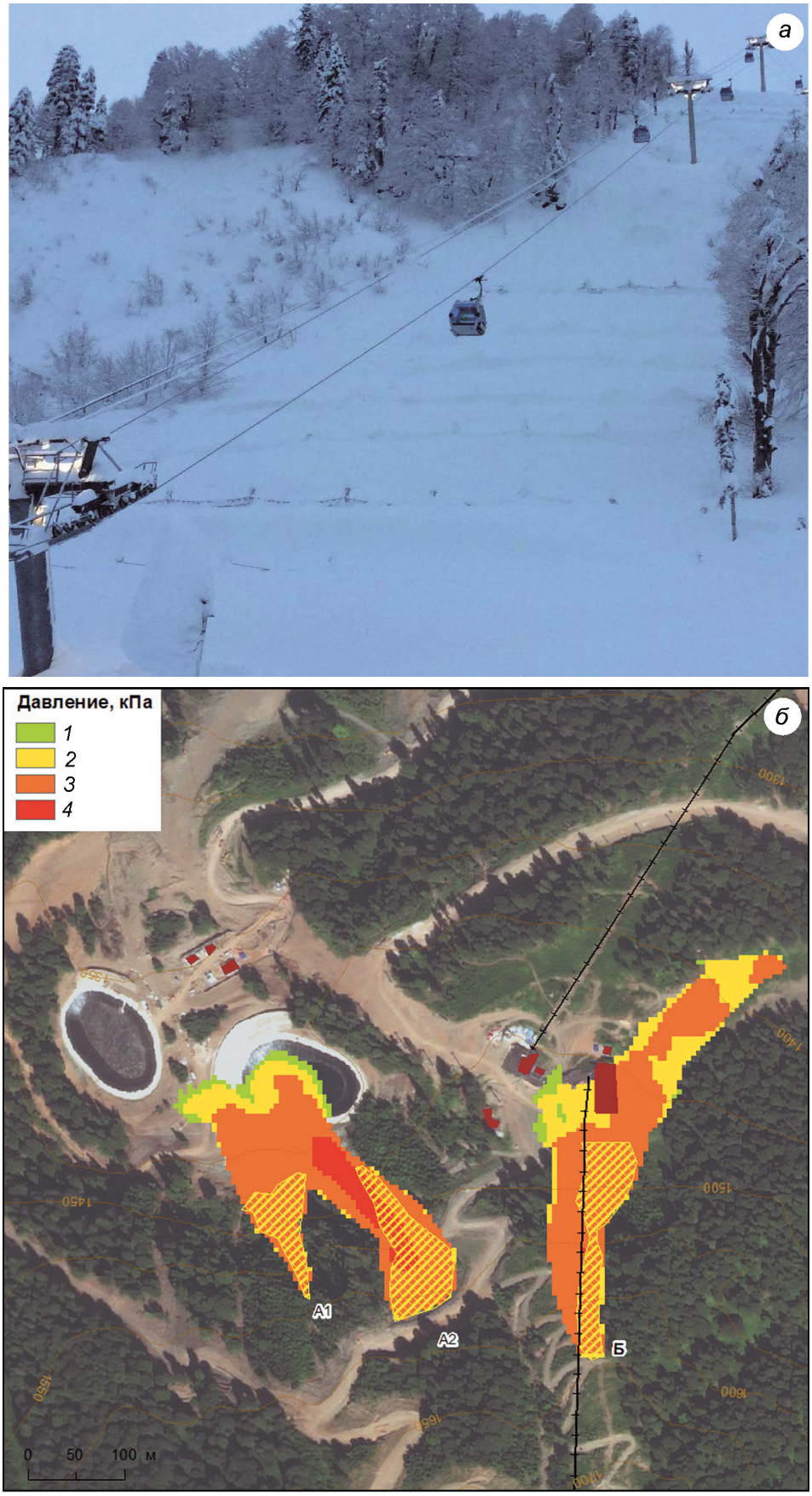


Рис. 6. Снегоудерживающие сети, расположенные на высоте 1500 м на горнолыжном курорте «Красная Поляна»:
а – переполненные снегом (см. рис. 1, Б) (фото С.А. Колесникова); *б* – границы воздействия и давление смоделированных лавин (кПа), сошедших поверх снегоудерживающих сетей при высоте слоя отрыва снега 70 см (см. рис. 1); усл. обозначения *1–4* см. рис. 5

Fig. 6. Snow supporting nets at the absolute altitude 1500 m at the «Krasnaya Polyana» ski resort:
a – overfilled by snow (see Fig. 1, Б) (photo S.A. Kolesnikov); *б* – Run-out zones and avalanche pressure (kPa) of the modelled avalanches released above the snow supporting nets with the release snow depth 70 cm (see Fig. 1); legend *1–4* see at Fig. 5

ты инфраструктуры, расположенные в зонах действия установок активного воздействия.

Эффективность лавинозащитных мероприятий (дамб и лавинорезов) в большей степени определяется выбором местоположения, высоты конструкции и качества материала. Выявленная эффективность установленных тормозящих и останавливающих сооружений на горнолыжном курорте в связи с выполнением ими своих функций определяется их комплексным использованием с профилактическими мероприятиями. Так, направляющая дамба для имеющихся условий высокоэффективна только в комплексе с системой Gazex®, и только при соблюдении спуска лавин допустимых объёмов. Без учёта этого строительство дамбы в местных условиях вряд ли целесообразно, кроме того, её стоимость может превышать [30] стоимость применения системы Gazex®. Лавинорезы на территории курорта имеют среднюю эффективность в связи со значительным снегонакоплением. На высотах 2000–2300 м лавинорезы практически полностью заносятся снегом, поэтому при отсутствии должного надзора и своевременной очистки они не могут выполнять свои функции.

Отметим, что при средней относительно других шелтеров эффективности по уменьшению объёма лавин путём профилактических спусков шелтерами 10 и 11 (см. рис. 4) расчётное давление лавинного потока на защищаемую ими канатно-кресельную опору достигает 100 кПа при высоте отрыва 70 см, что находится на грани возможностей установленных лавинорезов, т.е. в зависимости от типа защищаемого объекта оценка эффективности по какой-либо одной характеристике может быть недостаточна. В настоящее время этот участок курорта выведен из строя в связи с повреждением канатно-кресельной дороги.

Несмотря на эффективную работу лавинной службы, а также наличие всех видов противолавинной защиты, на территории курорта проводится ряд противолавинных мероприятий и есть сооружения, которые не выполняют предполагаемые функции и относятся к неэффективными. Так, низкоэффективные противолавинные мероприятия на территории курорта «Красная Поляна» – лавинопредотвращающие. Хотя для «субтропического типа лавинного режима», к которому относится территория курорта, при оценке прогнозной эффективности таких сооружений была дана оценка «средней» эффективности [5], однако, согласно выполненному исследованию в этом районе и, по-видимому, в других районах со снегонакоплением, превышающем 2–2,5 м, установка снегоудерживающих сетей малоэффективна и может даже приводить к созданию лавиноопасных ситуаций. Результаты моделирования показали, что часть снегоудерживающих сетей на территории данного горнолыжного курорта установлена в зоне транзита и аккумуляции лавин, что уже приводило и может снова привести к их разрушению и последующим трудовым и материальным затратам. При полевом обследовании установлена также техническая неисправность ряда защитных сооружений данного вида.

Защита от снежных карнизов – одна из главных проблем на территории курорта. Снеговыдувающие столы помогают частично уменьшить мощность снежных карнизов и защитить установленные ниже системы Gazex®, но наличие сильных ветров в данной местности может приводить к их разрушению, что теоретически можно предотвратить за счёт укрепления этих конструкций. Пять лавинных очагов на территории рассматриваемого курорта расположены вне зоны действия систем Gazex® и каких-либо других противолавинных мероприятий. Моделирование лавин в программе RAMMS показало, что при сходе лавин из этих лавинных очагов капитальные объекты не попадают в зоны их воздействия, но лавины опасны для людей в зонах внетрассового катания и на горнолыжных трассах, расположенных под этими очагами.

Существующие отечественные нормативные документы по расчёту характеристик лавин направлены на оценку максимальных возможных лавин определённой обеспеченности, тогда как для анализа по предложенному алгоритму больше подходит моделирование лавин с использованием двух- и трёхмерных моделей, возможное после их верификации в регионе исследования.

Благодарности. Авторы выражают благодарность С.А. Колесникову (руководитель Службы противолавинной защиты) и сотрудникам Отдела лавинной безопасности горнолыжного курорта «Красная Поляна» за предоставление материалов. Исследование выполнено в рамках государственного задания географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова по темам «Эволю-

ция криосферы при изменении климата и антропогенном воздействии» и «Опасности и риски природных процессов и явлений».

Acknowledgments. Authors express their appreciation to S.A. Kolesnikov (the head of the Avalanche Defense Service) and to the stuff of the Department of the Avalanche Safety of the «Krasnaya Poliana» ski resort for providing the data. The investigation took place in the frame of the Federal assignment of the Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, research themes «Evolution of the cryosphere under climate change and anthropogenic pressure» and «Dangers and risks of natural hazards».

Литература

1. *Трошкина Е.С., Войтковский К.Ф.* Прогнозная оценка эффективности противолавинных мероприятий // Снежный покров в горах и лавины. Отв. ред. К.Ф. Войтковский, М.Б. Дюргеров. М.: Наука, 1987. С. 137–143.
2. *Жигульский А.А.* Эффективность противолавинных мероприятий и сооружений // Снежный покров в горах и лавины. Отв. ред. К.Ф. Войтковский, М.Б. Дюргеров. М.: Наука, 1987. С. 132–137.
3. *Жигульский А.А.* Опыт оценки эффективности инженерных противолавинных сооружений в Хибинах // Тр. Третьего Всесоюз. совещ. по лавинам. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. С. 19–28.
4. *Мягков С.М.* Снежные лавины // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира Ред. В.М. Котляков. Т. 2. Кн. 2. М.: ИГ РАН, 1997. С. 194–199.
5. *Войтковский К.Ф., Трошкина Е.С.* Территория бывшего СССР. Эффективность противолавинных мероприятий: 1:40 000 000 [карта] // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Ред. В.М. Котляков. Т. 1. М.: ИГ РАН, 1997. С. 338 (карта 625).
6. *Margreth S., Romang H.* PROTECT – A Swiss Approach to the Assessment of the Effectiveness of Mitigation Measures // Intern. Snow Science Workshop, Davos 2009, Proceedings. ISSW. 2009. P. 538–542.
7. *Margreth S.* Rezoning after installing avalanche mitigation measures: case study of the Vallascia avalanche in Airolo, Switzerland // Intern. Snow Science Workshop, Innsbruck 2018, Proceedings. ISSW. 2018. P. 111–115.
8. *Kogelnig A., Wyssen S.* Controlled avalanche release for protection of traffic infrastructure: towards a new perspective // Proceedings, Intern. Snow Science Workshop, Banff, 2014. ISSW. 2014. P. 1094–1101.
9. *Hamre D., Greene E., Margreth S.* Quantifying the effectiveness of active mitigation on transportation corridors // Proceedings, Intern. Snow Science Workshop, Breckenridge, Colorado, 2016. ISSW. 2016. P. 435–441.
10. *Naaim M., Faug T., Naaim-Bouvet F., Eckert N.* Effectiveness of avalanche protection structures in run-out zones: the Taconnaz avalanche path case in France // Intern. Snow Science Workshop, Innsbruck 2018, Proceedings. ISSW: 2018. P. 126–130.

References

1. *Troshkina E.S., Voitkovskii K.F.* Forecased estimate of the effectiveness of the avalanche mitigation measures. *Snezhnyi pokrov v gorakh i laviny*. Mountain snow cover and avalanches. Eds.: K.F. Voitkovskii, M.B. Dyurgerov. Moscow: Nauka, 1987: 137–143. [In Russian].
2. *Zhigul'skii A.A.* Effectiveness of avalanche protection actions and structures. *Snezhnyi pokrov v gorakh i laviny*. Mountain snow cover and avalanches. Eds.: K.F. Voitkovskii, M.B. Dyurgerov. Moscow: Nauka, 1987: 132–137. [In Russian].
3. *Zhigul'skii A.A.* The experience of the estimation of the effectiveness of the avalanche protection infrastructure in Khibiny Mts. *Trudy Tret'ego Vsesoyuznogo soveshchaniya po lavinam*. Proceedings of the Third All-Soviet Conference on Avalanches. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1989: 19–28. [In Russian].
4. *Myagkov S.M.* Snow avalanches. World atlas of snow and ice resources. V. 2. Ed.: V.M. Kotlyakov. Moscow: Institute of Geography RAS, 1997: 321–324.
5. *Voitkovskii K.F., Troshkina E.S.* Territory of the former Soviet Union. Efficiency of anti-avalanche measures: 1:40 000 000 [map]. World atlas of snow and ice resources. V. 1. Ed.: V.M. Kotlyakov. Moscow: Institute of Geography RAS, 1997: 338 (map 625).
6. *Margreth S., Romang H.* PROTECT – A Swiss Approach to the Assessment of the Effectiveness of Mitigation Measures. Intern. Snow Science Workshop, Davos 2009, Proceedings. ISSW. 2009: 538–542.
7. *Margreth S.* Rezoning after installing avalanche mitigation measures: case study of the Vallascia avalanche in Airolo, Switzerland. Intern. Snow Science Workshop, Innsbruck 2018, Proceedings. ISSW. 2018: 111–115.
8. *Kogelnig A., Wyssen S.* Controlled avalanche release for protection of traffic infrastructure: towards a new perspective. Proceedings, Intern. Snow Science Workshop, Banff, 2014. ISSW. 2014: 1094–1101.
9. *Hamre D., Greene E., Margreth S.* Quantifying the effectiveness of active mitigation on transportation corridors. Proceedings, Intern. Snow Science Workshop, Breckenridge, Colorado, 2016. ISSW. 2016: 435–441.
10. *Naaim M., Faug T., Naaim-Bouvet F., Eckert N.* Effectiveness of avalanche protection structures in run-out zones: the Taconnaz avalanche path case in France. Intern. Snow Science Workshop, Innsbruck 2018, Proceedings. ISSW. 2018: 126–130.
11. *Bozhinskii A.N., Zhigul'skii A.A., Kanaev L.A., Laptev M.N., Myagkov S.M., Skopintsev A.N., Troshkina E.S., Shnyparkov A.L. Problemy effectivnosti zashchity ot snezhnykh lavin*. The problems of effectiveness

11. *Божинский А.Н., Жигульский А.А., Канаев Л.А., Лаптев М.Н., Мягков С.М., Скопинцев А.Н., Трошкина Е.С., Шныпарков А.Л.* Проблемы эффективности защиты от снежных лавин (ВИНИТИ № 3967–В91). М.: ВИНИТИ, 1991. 284 с.
12. *Викулина М.А., Шныпарков А.Л.* К вопросу о терминологии и показателях лавинной деятельности // МГИ. 2008. № 105. С. 12–16.
13. *Lieberman E. Schippers J., Lieberman S.C.* The GAZEX Avalanche Release System // Intern. Snow Science Workshop, Penticton, British Columbia. ISSW. 2002. P. 46–48.
14. *Тетекин Д.В., Осокин Н.И., Володичева Н.А.* Система GAZEX инициирования снежных лавин как инструмент контроля сброса снега со склонов малыми порциями // Лёд и Снег. 2012. № 117 (1). С. 110–115. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-110-115.
15. СП 428.1325800.2018 «Инженерные изыскания для строительства в лавиноопасных районах. Общие требования». М.: Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства РФ, 2019. iv+58 с.
16. *Темникова Н.С.* Климат Северного Кавказа и прилежащих степей. Л.: Гидрометеоиздат, 1959. 368 с.
17. *Трошкина Е.С.* Лавинный режим горных территорий СССР (Итоги науки и техники. Серия гляциология 11) Ред. К.С. Лосев. М.: ВИНИТИ, 1992. 184 с.
18. *Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Казакова Е.Н.* Лавинные процессы в бассейне реки Мзымты и проблемы противолавинной защиты Олимпийских объектов в Красной Поляне // ГеоРиск. 2012. № 2. С. 10–29.
19. *Володичева Н.А., Баринов-Каштанов А.С., Олейников А.Д., Володичева Н.Н.* Метаморфизм снега и формирование снежных лавин в районе Красной Поляны (Западный Кавказ) // Лёд и Снег. 2011. № 2 (114). С. 57–63.
20. *Шныпарков А.Л., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г. Клименко Е.С., Володичева Н.А., Олейников А.Д., Самохина Е.А.* Оценка лавинной опасности горноклиматического курорта «Альпика-сервис» // МГИ. 2012. № 1. С. 31–37.
21. *Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Шныпарков А.Л., Колтерманн К.П.* Антропогенное влияние на лавинную и селевую активность // Лёд и Снег. 2013. № 122 (2). С. 121–128. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-121-128.
22. *Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L.* RAMMS User Manual v1.7.0 Avalanche. Davos: SLF, 2017. v+97 c.
23. *Акифьева К.В.* Методическое пособие по дешифрированию аэрофотоснимков при изучении лавин. Л.: ГИМИЗ, 1980. 49 с.
24. *Родионова П.М., Турчанинова А.С., Сократов С.А., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г.* Методика учёта

of the snow avalanches protection (VINITI № 3967–B91). Moscow: VINITI, 1991: 284 p. [In Russian].
12. *Vikulina M.A., Shnyparkov A.L.* On the terminology and indexes of avalanche activity. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2008, 105: 12–16. [In Russian].
13. *Lieberman E. Schippers J., Lieberman S.C.* The GAZEX Avalanche Release System. Intern. Snow Science Workshop, Penticton, British Columbia. ISSW. 2002: 46–48.
14. *Tetekin D.V., Osokin N.I., Volodicheva N.A.* Avalanche prevention release system GAZEX as a tool to control of snow discharge in small portions. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2012, 117 (1): 110–115. doi: 10.15356/2076-6734-2012-1-110-115. [In Russian].
15. *SP 428.1325800.2018 «Inzhenernye izyskaniya dlya stroitel'stva v lavinoopasnyh rajonah. Obshchie trebovaniya».* SP 428.1325800.2018 «Engineering survey for construction in snow avalanches-endangered regions. General requirements». Moscow: Ministry of Construction, Housing and Utilities of Russia, 2019: iv+58 p. [In Russian].
16. *Temnikova N.S. Klimat Severnogo Kavkaza i prilezhashchikh stepei.* The climate of the North Caucasus and of the adjacent steppes. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1959: 368 p. [In Russian].
17. *Troshkina E.S. Lavinnyi regim gornykh territorii SSSR (Itogi nauki i tekhniki; ser. glaciologiya 11).* Avalanche regime of the mountain territories of the USSR (Outcomes of science and technology; ser. glaciology 11). Ed. *K.S. Losev*. Moscow: VINITI, 1992: 184 p. [In Russian].
18. *Kazakov N.A., Gensiorovsky Yu.V., Kazakova E.N.* Avalanche processes in the Mzimta river basin and anti-avalanche protection problems of the olympic objects in Krasnaya Polyana. *GeoRisk*. GeoRisk. 2012, 2: 10–29. [In Russian].
19. *Volodicheva N.A., Barinov-Kashtanov A.S., Oleynikov A.D., Volodicheva N.N.* Metamorphism of snow and formation of avalanches in the area of Krasnaya Polyana (Western Caucasus). *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2011, 114 (2): 57–63. [In Russian].
20. *Shnyparkov A.L., Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G., Klimenko E.S., Volodicheva N.A., Oleynikov A.D., Samokhina E.A.* Assessment of avalanche activity of the mountain ski resort «Alpika-service». *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2012, 1: 31–37. [In Russian].
21. *Sokratov S.A., Seliverstov Y.G., Shnyparkov A.L., Koltermann K.P.* Anthropogenic effect on avalanche and debris flow activity. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 122 (2): 121–128. doi: 10.15356/2076-6734-2013-2-121-128. [In Russian].
22. *Bartelt P., Bühler Y., Christen M., Deubelbeiss Y., Salz M., Schneider M., Schumacher L.* RAMMS User Manual v1.7.0 Avalanche. Davos: SLF, 2017: v+97 p.
23. *Akif'eva K.V. Metodicheskoe posobie po deshifrirovaniyu aerofotosnimkov pri izuchenii lavin.* Study guide on aerial photographs decommutation in avalanche research. Leningrad: GIMIZ, 1980: 49 p. [In Russian].
24. *Rodionova P.M., Turchaninova A.S., Sokratov S.A., Seliverstov Y.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. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-398. [In Russian].

лавинной опасности при территориальном планировании в России // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 245–257. doi: 10.15356/2076-6734-2019-2-398.
25. СП 116.13330.2012 «Инженерная защита территорий и сооружений от опасных геологических процессов. Основные положения. Актуализированная редакция СНиП 22-02-2003». М.: Министерство регионального развития РФ, 2012. v+60 с.
26. *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.
27. *Божинский А.Н., Лосев К.С.* Основы лавиноведения. Л.: ГИМИЗ, 1987. 280 с.
28. *Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г.* Моделирование снежных лавин в программе RAMMS в России // ГеоРиск. 2015. № 4. С. 42–47.
29. СП 47.13330.2016 «Инженерные изыскания для строительства. Основные положения». М.: Министерство строительства и жилищно-коммунального хозяйства РФ, 2016. vii+160 с.
30. *Благовещенский В.П.* Определение лавинных нагрузок. Алма-Ата: Гылым, 1991. 115 с.

25. *SP 116.13330.2012 «Inzhenernaya zashchita territorij i sooruzhenij ot opasnyh geologicheskih processov. Osnovnye polozheniya. Aktualizirovannaya redakciya SNiP 22-02-2003»*. SP 116.13330.2012 «Engineering protection of territories, building and structures from dangerous geological processes. Basic principles». Moscow: Ministry of Regional Development of Russia, 2012: v+60 p. [In Russian].
26. *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.
27. *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.
28. *Turchaninova A.S., Seliverstov Y.G., Glazovskaya T.G.* Modeling of snow avalanches using RAMMS in Russia. *GeoRisk*. GeoRisk. 2015, 4: 42–47. [In Russian].
29. SP 47.13330.2016 «Engineering survey for construction. Basic Principles». Moscow: Ministry of Construction, Housing and Utilities of Russia, 2016: vii+160 p. [In Russian].
30. *Blagoveshchenskii V.P. Opredelenie lavinnykh nagruzok*. Estimation of avalanches' loads. Alma-Ata: «Gylym», 1991: 115 p. [In Russian].

УДК 551.5 doi: 10.31857/S2076673421030095

Метеорологические условия экстремального лавинообразования в горах Кавказа по данным наблюдений и реанализов

© 2021 г. Н.Е. Куксова[1*], П.А. Торопов[1,2], А.Д. Олейников[1]

[1]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
[2]Институт географии РАН, Москва, Россия
[*]kuksova_97@mail.ru

Meteorological conditions of extreme avalanche formation in the Caucasus Mountains (according to observations and reanalysis)

N.E. Kuksova[1*], P.A. Toropov[1,2], A.D. Oleinikov[1]

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia; [2]Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
[*]kuksova_97@mail.ru

Received May 17, 2021 / Revised June 15, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***snow avalanches, avalanche danger, reanalysis data, station data, synoptic conditions of extreme avalanche origin.***

Summary

The possibility of using the data of modern ERA-Interim, CFSR and NCEP-NCAR re-analyses to assess an avalanche danger in the mountains of the North Caucasus is considered. Previously, the mean seasonal values of the surface air temperature and seasonal precipitation amounts obtained from the reanalysis archives were compared with the data of meteorological stations. The mean temperature of the cold period (November–March) was best reproduced by the ERA-Interim reanalysis: the correlation coefficients amounted to 0.8–0.9, and the average deviation from the station data ±1.7 °C. The accuracy of measurements of precipitation is lower, but the magnitude of the errors does not exceed the limits of inter-seasonal variability. To estimate the avalanche hazard, a correlation matrix was used based on the relationship of the avalanche hazard indicator with the standard deviations of seasonal values of temperature and precipitation. The ERA-Interim reanalysis reproduces the avalanche danger in the North Caucasus most adequately (71% of coincidences with the actually observed events). Synoptic processes which may promote formation of catastrophic avalanches in the North Caucasus were also determined. The most typical situation is the position of a high-level cyclone over the Eastern Europe, accompanied by the invasion of cold air masses from Scandinavia that activates cyclogenesis in the Mediterranean. It was found that the extreme avalanche hazards occurred at negative anomalies of mean seasonal air temperature near the ground and in the middle troposphere (about 1.5–2 °C) when the integral water content of the atmosphere was close to the norm.

Citation: Kuksova N.E., Toropov P.A., Oleinikov A.D. Meteorological conditions of extreme avalanche formation in the Caucasus Mountains (according to observations and reanalysis). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (3): 377–390. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030095.

Поступила 17 мая 2021 г. / После доработки 15 июня 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***снежные лавины, лавинная опасность, данные реанализов, синоптические условия экстремального лавинообразования.***

Рассмотрена возможность использования данных современных реанализов ERA-Interim, CFSR и NCEP-NCAR для оценки лавинной опасности в горах Северного Кавказа, которые предварительно сравнивали с материалами метеорологических станций (средние сезонные значения приземной температуры и осадков). Для расчёта лавинной опасности использовалась корреляционная матрица, основанная на связи показателя лавинной опасности со стандартными отклонениями сезонных значений температуры и осадков. Установлены синоптические процессы, способствующие формированию катастрофических лавин. Показано, что аномально высокая лавинная опасность возникает при отрицательной аномалии температуры воздуха у земли и на высотах при близком к норме интегральном влагосодержании атмосферы.

Введение

В связи с изменениями климата в настоящее время особое внимание уделяется прогнозу крупных и долгоживущих аномалий метеорологического режима, провоцирующих спектр опасных природных процессов, нередко проявляющихся в горных районах [1]. Среди них особое место занимает массовый сход крупных снежных лавин, который в отдельные годы может приобретать характер стихийного бедствия и длительное время блокировать крупные райо-

ны. Интерес вызывает не только анализ реализовавшихся событий, но и прогноз повторяемости гидрометеорологических условий, способствующих их возникновению в условиях меняющегося климата. Первый этап реализации такой задачи – оценка качества численного моделирования метеорологических условий уже случившихся опасных природных явлений на основе сравнения с данными наблюдений.

Несмотря на очевидность связи между метеорологическим режимом и лавинной опасностью, её оценка и тем более прогноз сталкиваются со значительными трудностями. Именно поэтому оперативный прогноз схода лавин [2], а также анализ уже прошедших лавинных событий сводятся либо к модельным расчётам на конкретном лавиносборе [3], либо к обобщённым оценкам метеорологических условий повышенной лавинной опасности в соответствующем горном регионе [4], основанным на простых регрессионных связях с количеством осадков. Глобальные численные модели атмосферы активно совершенствуются, однако пока они не могут воспроизвести основные гидрометеорологические величины в конкретном месте в условиях сложного рельефа с точностью, необходимой для использования полных лавинных моделей типа RAMMS [5].

Поэтому более перспективный вариант – попытка использования такого лавиноиндикационного показателя, который даст фоновую и вместе с тем физически обоснованную информацию о лавинной опасности, обобщённую по всему горному региону. В качестве такого показателя предлагается использовать *характеристику типа зим по температуре воздуха и осадкам за холодный период*. Соотношение этих двух метеорологических элементов определяет ведущий фактор лавинообразования – *снежность зим*, который содержит косвенную информацию о физических процессах развития снежной толщи (по типу разрыхления или уплотнения). Основание для реализации такого подхода – тесная связь между определёнными типами зим и экстремальными лавинными ситуациями, которая установлена по данным 41 метеорологической станции (ГМС) Большого Кавказа и материалам натурных наблюдений за сходом снежных лавин [6].

В настоящей работе выполнена оценка воспроизводимости экстремальных лавинных зим на Кавказе с 1968 г. до настоящего времени на основе результатов численного моделирования атмосферы (реанализов). Прежде всего речь идёт о воспроизведении моделями сезонных значений температуры воздуха и осадков, определяющих степень лавинной опасности зим. Полученные модельные данные сравниваются с расчётами, выполненными на основе данных ГМС. Результаты сравнения позволяют определить применимость модельных данных для оценки лавинной опасности. Выполнен также анализ циркуляционных механизмов, способствующих формированию крупных и катастрофических лавин.

Данные и методы

Основные методы оценки лавинной опасности по крупному горному региону. Обобщённые лавинные характеристики по отдельно взятому горному региону использовались во многих отечественных исследованиях. Такой подход, в частности, применён в работе [7], где была сделана попытка оценить лавинную опасность к середине XXI в. для горных территорий Евразии. Прогностическими данными служили результаты расчётов глобальной климатической модели GFDL Model, которые выполняли в рамках протокола IPCC [8]. На примере многоснежного района Камчатки показано уменьшение лавинной активности, в то время как для малоснежных горных территорий (на примере Тянь-Шаня) прогнозируется её увеличение. В работе [9] такие же тенденции для много- и малоснежных горных систем установлены для всех основных горных районов земного шара. Так, на Кавказе прогнозируется уменьшение толщины снежного покрова, продолжительности лавиноопасного периода и повторяемости лавиноопасных ситуаций [10].

Значительный вклад в разработку лавиноиндикационных показателей был сделан при создании карт для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира (АСЛРМ) [11]. Ряд этих показателей использовался для оценки долгосрочного прогноза лавинной опасности горных территорий Евразии [9]. В качестве прогнозируемых оценивались такие параметры, как число лавиноопасных ситуаций за сезон, число ситуаций со сходом особо крупных лавин, продолжительность

лавиноопасного периода и тенденции в изменении лавинной активности. В методическом томе АСЛРМ рассмотрена применимость составленных лавинных карт, в частности, подчёркивается, что они отражают фоновую лавинную опасность и не могут применяться к отдельно взятым лавиносборам [11]. В настоящей работе используется лавиноиндикационный показатель, который предназначен для характеристики фоновой лавинной опасности крупного горного региона именно в отдельные зимние сезоны.

Важнейшее значение в лавинообразовании имеет фактор атмосферной циркуляции, определяющий температурно-влажностный режим горного региона, поэтому один из наиболее простых и давно используемых подходов – прямое сопоставление лавинных событий с типичными синоптическими процессами. В работе [12] с помощью типизации синоптических процессов, разработанной для Средней Азии [13], показано, что чаще всего сход снежных лавин на Западном Тянь-Шане сопровождается выходом южных циклонов и холодными вторжениями.

Широкое применение получило использование типизации Б.Л. Дзердзеевского, согласно которой всё многообразие синоптических процессов делится на элементарные циркуляционные механизмы (ЭЦМ) [14]. Всего насчитывается 19 таких механизмов, из них четыре ЭЦМ провоцируют обильные зимние осадки на Северном Кавказе: *13з*, *8гз*, *11а*, *12а*. Механизм *13з* характеризуется сибирским чрезвычайно крупным антициклоном, который занимает бóльшую часть Евразии; циклоническая деятельность при этом активизируется над Арктикой и Средиземноморским регионом. При реализации ЭЦМ *8гз* сибирский антициклон не распространяет своё влияние на Западную Европу, которая находится в области пониженного давления. При ЭЦМ *11а* сибирский и азорский антициклоны выражены ярче обычного и занимают бóльшую площадь по сравнению со средней многолетней, при этом Черноморско-Каспийский регион оказывается в перемычке низкого давления, которая соответствует активизации циклонической деятельности на полярном фронте над восточной частью Средиземного моря. ЭЦМ *12а* в общих чертах описывает выход средиземноморского циклона на Чёрное море и блокирование его антициклоном на юге Европейской территории России, что увеличивает продолжительность осадков над Кавказом [15].

Другой подход основан на анализе корреляционных связей лавинных событий с широко известными циркуляционными индексами – NAO, AMO и др. Например, в работе [16] с помощью корреляционного анализа проанализированы связи нескольких циркуляционных индексов с температурой и осадками в Северо-Кавказском регионе. Выявлены значимые положительные коэффициенты корреляции между показателями лавинной опасности и давлением в области арктического антициклона, причём в высокогорьях эта связь более значима, а в долинах – менее значима. К основным недостаткам перечисленных методов оценки фоновой лавинной опасности по крупному горному региону относятся их качественный характер и слабое обоснование физических механизмов полученных связей.

В настоящей работе используется методика, позволяющая на основе соотношения средней температуры воздуха и суммы осадков за холодный период диагностировать лавинную опасность [6] и выявлять суровые многоснежные зимы, которые сопровождаются массовым сходом катастрофических лавин. В основу типизации положен принцип корреляционной матрицы, в которой зимы разбиты на четыре группы:

1) *по температуре воздуха*: А – аномально тёплые ($t1$); Б – умеренно тёплые ($t2$); В – умеренно холодные ($t3$); Г – аномально холодные ($t4$);

2) *по осадкам*: 1 – аномально сухие ($x1$); 2 – с дефицитом осадков ($x2$); 3 – с осадками выше нормы ($x3$); 4 – аномально увлажнённые ($x4$).

Отклонения считаются относительно среднего сезонного значения температуры и сезонной суммы осадков; рассчитывается также среднеквадратическое отклонение этих значений. Лавинная опасность зим выражает определённую количественную характеристику схода лавин:

1) *слабая* – преобладают мелкие и средние по размеру лавины, которые останавливаются в верхней части лавиносбора или в пределах минерального конуса выноса и занимают часть его площади;

2) *средняя* – сохраняется ведущая роль небольших и средних по размеру лавин, однако появляются и качественно новые условия, приводящие к возникновению единичных крупных лавин (полностью перекрывают площадь минерального конуса выноса, но не выходят за его пределы);

Таблица 1. **Типы зим по соотношению температуры воздуха и осадков за холодный период и характеристика их лавинной опасности***

		А	Б	В	Г
	x \ t	$t \geqslant \bar{t} + \delta$	$\bar{t} \leqslant t < \bar{t} + \delta$	$\bar{t} - \delta \leqslant t < \bar{t}$	$t < \bar{t} - \delta$
1	$x \leqslant \bar{x} - \delta$	Слабая		Слабая	
2	$\bar{x} - \delta < x \leqslant \bar{x}$			Средняя	
3	$\bar{x} < x \leqslant \bar{x} + \delta$	Средняя		Сильная	Аномально сильная
4	$x > \bar{x} + \delta$	Сильная		Аномально сильная	

*Зимы: А – аномально тёплые; Б – умеренно тёплые; В – умеренно холодные; Г – аномально холодные; 1 – аномально сухие; 2 – с дефицитом осадков; 3 – с осадками выше нормы; 4 – аномально увлажнённые; x – сезонная сумма осадков; $\bar{x}$ – среднемноголетняя сумма осадков; t – среднесезонная температура воздуха; $\bar{t}$ – среднемноголетняя температура воздуха за холодный период; δ – среднеквадратическое отклонение величины; лавинная опасность зим: слабая – 1А, 1Б, 1В, 1Г, 2А, 2Б; средняя – 3А, 3Б, 2В, 2Г; сильная – 4А, 4Б, 3В; аномально сильная – 4В, 4Г, 3Г [6].

3) *сильная* – наблюдаются один и более периодов с массовым сходом крупных лавин и возникают условия для схода особо крупных лавин объёмом свыше 300 тыс. м^3 (могут выходить далеко за пределы минерального конуса выноса);

4) *аномально сильная* – фиксируется массовый сход особо крупных лавин.

Соотношение гидротермических условий в матрице определяет 16 возможных типов зим, которые отражают тенденцию нарастания лавинной опасности от слабой до аномально высокой (табл. 1). Настоящая матрица используется в работе для оценки лавинной опасности зим на северном макросклоне Кавказа по данным 17 ГМС, которая в дальнейшем сопоставляется с данными реанализов.

Данные метеорологических наблюдений и реанализов. В работе использованы данные действующих станций Росгидромета и ряда станций бывшего СССР на северном макросклоне Кавказа (табл. 2). Расчёт зимней температуры воздуха и осадков выполнен в границах климатического холодного периода (декабрь–март). *Реанализ* (ретроспективный анализ) – это результат усвоения глобальных метеорологических данных с помощью численной модели прогноза погоды с целью получения наиболее полной информации о состоянии атмосферы и деятельного слоя за достаточно длительный период (как правило, несколько десятилетий) [17]. Сама прогностическая модель представляет собой сложную вычислительную технологию, основой которой служит система дифференциальных уравнений Навье–Стокса, описывающих законы сохранения энергии, массы и количества движения в воздухе. В качестве начальных и граничных условий выступают данные метеорологических наблюдений (наземные, аэрологические, спутниковые и т.д.). Реанализ содержит сотни трёхмерных полей гидрометеорологических величин с временным разрешением, как правило, не менее 6 часов, характеризующих всю толщу атмосферы, подстилающую поверхность и деятельный слой.

Таблица 2. **Сведения о ГМС Кавказского региона, данные которых использованы для характеристики типов зим и оценки лавинной опасности**

Метеостанции	Широта/ Долгота, градусы	Абсолютная высота, м	Период наблюдений, годы
Владикавказ	43,03/44,68	702	1966–2017
Зеленчукская	43,87/41,57	928	1966–2017
Кисловодск	43,9/42,72	943	1966–2017
Клухорский перевал	43,25/41,83	2037	1966–2015
Красная Поляна	43,68/40,2	564	1966–2017
Сочи	43,58/39,77	142	1966–2017
Сулак	42,37/46,25	2927	1966–2015
Шатжатмаз	43,73/42,67	2070	1966–2017
Терскол	43,25/42,51	2140	1966–2017
Гагрский хребет	43,21/40,17	1664	1966–1986
Гудаури	42,28/44,29	2194	1966–1975
Крестовый перевал	42,30/44,27	2395	1966–1986
Шови	42,42/43,41	1507	1966–1986
Архыз	43,60/41,30	1450	1966–1988
Теберда	43,50/41,70	1328	1966–1988
Алибек	42,24/43,56	1745	1966–1986
Гуниб	42,40/47,00	1551	1966–1986

При решении задачи по воспроизведению зимнего климата Кавказского региона использованы реанализы разных поколений (табл. 3). Для рассматриваемого аспекта лавинообразования данные реанализов представляют собой обширный массив дополнительной информации об атмосферных процессах, которые наблюдались в прошлом и становились причиной масштабных лавинных катастроф. Итог модельных расчётов – сеточное поле, которое покрывает весь земной шар, в том числе горные районы, недостаточно обеспеченные метеорологическими наблюдениями.

Таблица 3. **Сведения о массивах данных реанализов**

Модели	Период с данными реанализа, годы	Шаг сетки, градусы	Разработчик модели
ERA-Interim	1979–2018	0,703 × 0,703	Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), Западная Европа
CFSR	1979–2018	0,5 × 0,5	Национальный центр экологического прогнозирования (NCEP), США
NCEP-NCAR	1948–2018	2,5 × 2,5	Национальный центр экологического прогнозирования (NCEP) и Национальный центр атмосферных исследований (NCAR), США

По результатам исследований в Альпах показано, что точность данных реанализов уменьшается от низко- к высокогорным районам [18], однако средняя ошибка не превышает 1 °С, и для большинства горных территорий реанализ служит единственным средством для климатических оценок [1, 19]. Вместе с тем в работе [20] показано, что данные реанализа о температуре, влажности и скорости ветра вполне корректно использовать именно для высокогорья, поскольку они отражают состояние средней тропосферы, которое воспроизводится современными моделями атмосферы достаточно хорошо. Авторы настоящей работы используют данные трёх реанализов: NCEP-NCAR [21], CFSR [22] и ERA-Interim [23] (см. табл. 3). Реанализ NCEP-NCAR выбран из-за наиболее длинного ряда из всех имеющихся реанализов, а CFSR и ERA-Interim относятся к одним из лучших реанализов. Для сравнения полученных результатов по различным моделям выбрано несколько реанализов. Сезонно-осреднённые данные реанализов линейно интерполировали в точки ГМС и сравнивали с результатами наблюдений. Учитывали также разницу между высотой над уровнем моря узла модельной сетки и реальной ГМС: значение приводилось по градиенту стандартной атмосферы (–0,65 °С/100 м) на фактическую высоту ГМС, что допустимо в случае сезонных оценок [24]. Были рассчитаны средние ошибки сезонных значений и коэффициенты корреляции между температурой воздуха и суммой осадков за холодный период.

Анализ результатов

Оценка данных реанализов для холодного полугодия. На рис. 1 представлены средние ошибки сезонных значений и коэффициенты корреляции между результатами фактических наблюдений о температуре воздуха и осадках за холодный период и данными реанализов. По температуре воздуха больше половины ГМС имеют статистически значимый коэффициент корреляции (r = 0,7÷0,9), самые низкие значения наблюдаются на ГМС Сулак (r = ~0,7). Наиболее удачно временную изменчивость сезонных значений температуры воспроизводит реанализ ERA-Interim – средняя ошибка составляет |1,7| °С. Наименьшая точность характерна для реанализа NCEP-NCAR – средняя ошибка |2,6| °С. Этот результат вполне ожидаем, так как реанализ NCEP-NCAR реализован с помощью менее совершенной модели NCEP по сравнению с моделью Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды и его пространственное разрешение существенно грубее.

Коэффициенты корреляции для осадков в целом значительно ниже, чем для температуры. Тем не менее, на большей части ГМС они статистически значимы, а в некоторых пунктах коэффициент корреляции даже больше 0,8. Ошибки регионально зависимы: на Западном Кавказе данные всех трёх реанализов хорошо согласуются с данными наблюдений (ГМС Красная Поляна и Шови). Рассчитана также ошибка суммы сезонных осадков от годовой суммы. Она варьирует от 0,5 до 40%, но на большинстве ГМС не превышает 30%, что приемлемо для горной территории. Хуже всего воспроизводятся суммы осадков на ГМС Теберда: большие ошибки зафиксированы во всех трёх реанализах. На ГМС, находящейся ближе к Черноморскому побережью, отмечается сильное завышение количества осадков для реанализов ERA-Interim и NCEP-NCAR. Аналогичная картина характерна и для ГМС Центрального Кавказа.

Для всех трёх реанализов отметим общую закономерность пространственного распределения ошибки: завышение осадков на Черноморском побережье и южном макросклоне Большого Кавказа и их занижение на северном макросклоне. Это связано с относительно грубым описа-

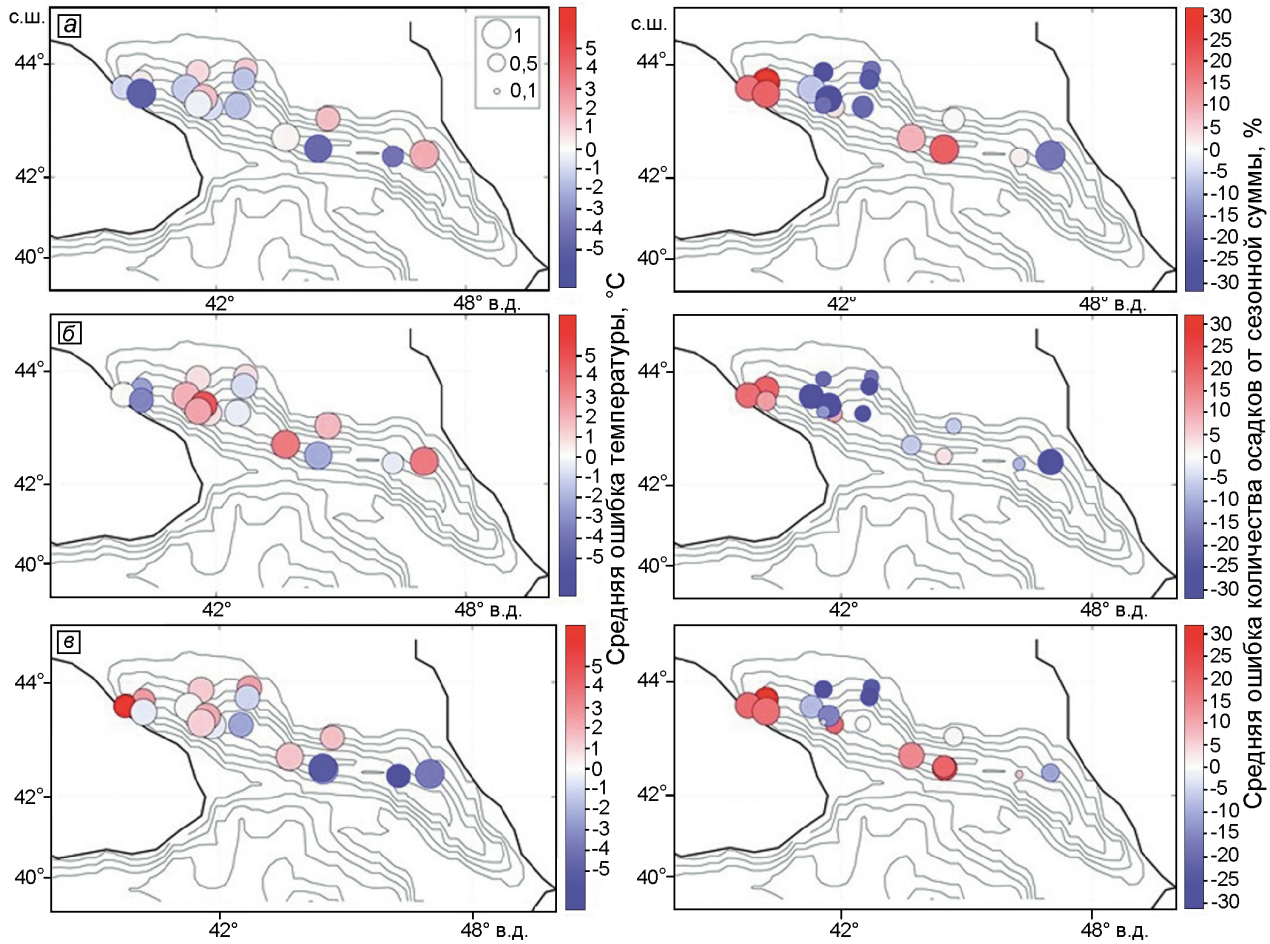


Рис. 1. Сравнение реанализов ERA-Interim (*а*), CFSR (*б*) и NCEP-NCAR (*в*) со станционными данными («станция минус реанализ») по температуре воздуха на 2-х м (левая колонка) и сумме осадков (правая колонка) за холодный период.

Размер кружка соответствует значению коэффициента корреляции между станционными данными и реанализом

Fig. 1. Comparison of reanalyses ERA-Interim (*a*), CFSR (*б*) and NCEP-NCAR (*в*) with station data («station minus reanalysis») by air temperature at 2 meters (left column) and precipitation amount (right column) for cold period.

The size of the circle corresponds to the value of the correlation coefficient between the station data and the reanalysis

нием рельефа в глобальных атмосферных моделях и сложностью приведения модельных осадков к высотам ГМС из-за отсутствия региональных плювиометрических градиентов на Кавказе. Плювиометрический градиент определяется сочетанием орографически вынужденного подъёма воздуха вдоль горного склона с уменьшением интегрального влагосодержания атмосферы по мере увеличения высоты над уровнем моря. В горных системах умеренных широт на высотах 3000–3500 м над ур. моря, как правило, отмечаются сезонные и годовые максимумы осадков [24]. Несмотря на эти общие закономерности, привести модельные суммы осадков к точке конкретной ГМС крайне трудно из-за отсутствия надёжных и долгопериодных измерений плювиометрических градиентов на Кавказе.

Лавинная опасность по данным реанализов. Согласно проведённым исследованиям по обобщению сведений о лавинах Большого Кавказа в XX в. и результатам реконструкции экстремальных условий лавинообразования на основе метода типизации холодных сезонов, зимы с лавинными катастрофами наблюдались в Кавказском регионе в 1953/54, 1955/56, 1967/68, 1975/76, 1986/87 гг. [25]. В 1990-е годы отмечены ещё две зимы с массовым сходом особо крупных лавин на территории Западного и Центрального Кавказа – 1992/93 и 1996/97 гг. [25]. Таким образом, для второй половины XX в. в Кавказском

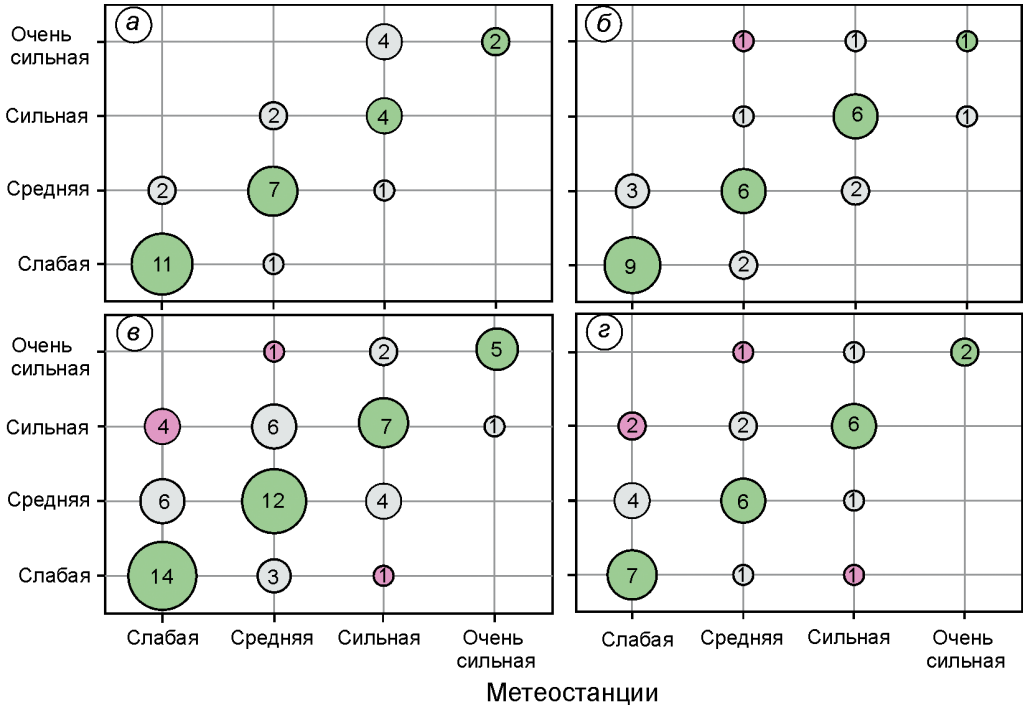


Рис. 2. Характеристика лавинной опасности зим по соотношению температуры воздуха и осадков за холодный период по данным метеорологических станций (ось абсцисс) и реанализов (ось ординат):
а – ERA-Interim; *б* – CFSR; *в* – NCEP-NCAR (1948–2018 гг.); *г* – NCEP-NCAR (1980–2018 гг.). Зелёные кружки – полное соответствие между данными реанализа и наблюдений, серые – удовлетворительное, красные – неудовлетворительное

Fig. 2. Characteristics of the avalanche danger of winters by the ratio of air temperature and precipitation during the cold period according to the data of meteorological stations (abscissa) and reanalyses (ordinate):
а – ERA-Interim; *б* – CFSR; *в* – NCEP-NCAR (1948–2018); *г* – NCEP-NCAR (1980–2018). Green circles – full correspondence between reanalysis and observation data, gray – satisfactory, red – unsatisfactory

регионе мы получаем хронологический ряд лавинных катастроф, представленный семью зимами. Проанализируем степень лавинной опасности по данным реанализов. Отметим, что в XXI в. не было ни одной зимы с максимальной, 4-й степенью лавинной опасности как по метеоданным ГМС и непосредственным наблюдениям за лавинами в регионе, так и на основе данных реанализов. Оценка лавинной опасности выполнена по данным ГМС и реанализов ERA-Interim, CFSR и NCEP-NCAR.

Рассмотрим подробнее сопоставление показателя лавиной опасности по данным реанализов с данными ГМС (рис. 2). Для этого определим следующие критерии точности воспроизведения лавинной опасности зим на основе реанализов: *«хорошо»* – при совпадении степени лавинной опасности по данным ГМС и реанализа (при этом абсолютные ошибки температуры и осадков могут варьировать в пределах среднеквадратического отклонения, определяемого в рамках методики [6]); *«удовлетворительно»* – при отклонении на одну градацию; *«неудовлетворительно»* – при отклонении на две-три градации. Установлено, что реанализ NCEP-NCAR в 58% случаев воспроизводит лавинную опасность на Центральном Кавказе на уровне «хорошо», в 33% – «удовлетворительно», в 9% случаев – «неудовлетворительно» (при выборке с 1948 по 2018 г.) Если же привести выборку NCEP-NCAR к тому же временнóму ряду, что у реанализов ERA-Interim и CFSR (1979–2018 гг.), то соотношение будет следующим: 62% – «хорошо», 26% – «удовлетворительно», 12% – «неудовлетворительно». Таким образом, кардинальной разницы по результатам сравнения за разные временные промежутки не наблюдается. Реанализ CFSR в 67% воспроизводит лавинную опасность на «хорошо», в 30% – на «удовлетворительно», в 3% – на «неудовлетворительно»; реанализ ERA-Interim в 71% – на «хорошо», в 29% – на «удовлетворительно». Реана-

лиз NCEP-NCAR оказался худшим источником модельных данных для обобщённых оценок лавинной опасности, причём наибольшие ошибки наблюдались в определении зим слабой лавинной опасности. Отметим, что решение проблемы с плювиометрическим градиентом, который был рассмотрен ранее, может заметно улучшить оценку показателей лавинной опасности по данным реанализов и климатических моделей вообще. Итак, из трёх используемых реанализов лучший – ERA-Interim, который в 71% случаев успешно воспроизводит лавинную опасность зимних сезонов и ошибка которого ни разу не выходила за пределы одной градации.

Синоптические условия высокой и экстремальной лавинной опасности. Рассмотрены основные характеристики атмосферной циркуляции над Европой и Средиземноморьем для сезонов, в течение которых наблюдалась сильная и аномально сильная лавинная опасность. Для периодов экстремального лавинообразования рассчитаны циркуляционные индексы, характеризующие взаимное расположение и интенсивность основных крупных центров действия атмосферы. Использованы следующие индексы: Северо-Атлантического колебания (NAO); Восточная Атлантика/Западная Россия (EA/WR); Скандинавия (SCAND) [26]. Установлено, что лавинные события происходили как при отрицательных, так и при положительных величинах перечисленных индексов, т.е. какой-либо связи высокой и экстремальной лавинной опасности с макромасштабными колебаниями атмосферной циркуляции обнаружено не было. Для всех зимних сезонов с экстремальной лавинной опасностью средние значения температуры на уровнях 850, 700 и 500 гПа по данным реанализа NCEP-NCAR оказались ниже нормы. При этом интегральное влагосодержание столба атмосферы в большинстве случаев также оказалось ниже средних многолетних значений (рис. 3). Подчеркнём, что зимы с массовым сходом катастрофических лавин прежде всего были связаны с отрицательной аномалией температуры в средней тропосфере, а не с положительными аномалиями влагосодержания и обильными осадками.

Рассмотрим синоптические ситуации, которые спровоцировали сход крупных и катастрофических лавин в зимние сезоны 1968–2018 гг. По каждому эпизоду крупных лавинных событий на основе данных реанализа NCEP-NCAR были построены и проанализированы карты давления на уровне моря, геопотенциала и аномалии геопотенциала на уровне 500 гПа, аномалии температуры на 850 гПа и влагосодержания в столбе воздуха. Установлено несколько циркуляционных механизмов, которые можно рассматривать в качестве региональной типизации «лавиноопасных» синоптических процессов (табл. 4).

1. *Зональный циклонический южный* ЗЦ(Ю) – характеризуется более южным по сравнению со средним климатическим положением высотной планетарной фронтальной зоны и отрицательной аномалией геопотенциала над Восточной Европой. В такой ситуации над Средиземноморским регионом формируются области существенных температурных контрастов и активизируется циклогенез, причём средиземноморские циклоны перемещаются преимущественно в восточном направлении.

2. *Меридиональный циклонический южный* МЦ(Ю) – результат вторжения арктического воздуха со Скандинавии в Восточную Европу и на Балканы. В результате над Средиземноморьем резко активизируется циклоническая деятельность. Процесс характеризуется формированием высотного циклона над Восточной Европой и гребня над Каспием и южной половиной Урала, в результате траектории средиземноморских циклонов направлены в северо-восточном направлении.

3. *Зональный циклонический атлантический* ЗЦ(А) – характеризуется типичным перемещением атлантических циклонов с запада на восток, однако их траектории смещены примерно на 1000 км к югу (по сравнению со средними многолетними), в итоге атмосферные фронты существенно влияют на погоду Северного Кавказа. Иногда процесс сопровождается дополнительным выходом южного циклона, который, как правило, формируется на холодном фронте атлантического.

4. *Зонально-меридиональный циклонический атлантический* – в синоптической практике этот процесс называют «ныряющий циклон»; речь идёт о существенном отклонении траектории атлантического циклона на юго-восток (со Скандинавии в центр Европейской территории России и далее на Среднюю и Нижнюю Волгу). Северный Кавказ оказывается в зоне активных холодных фронтов и холодного вторжения в тылу циклона.

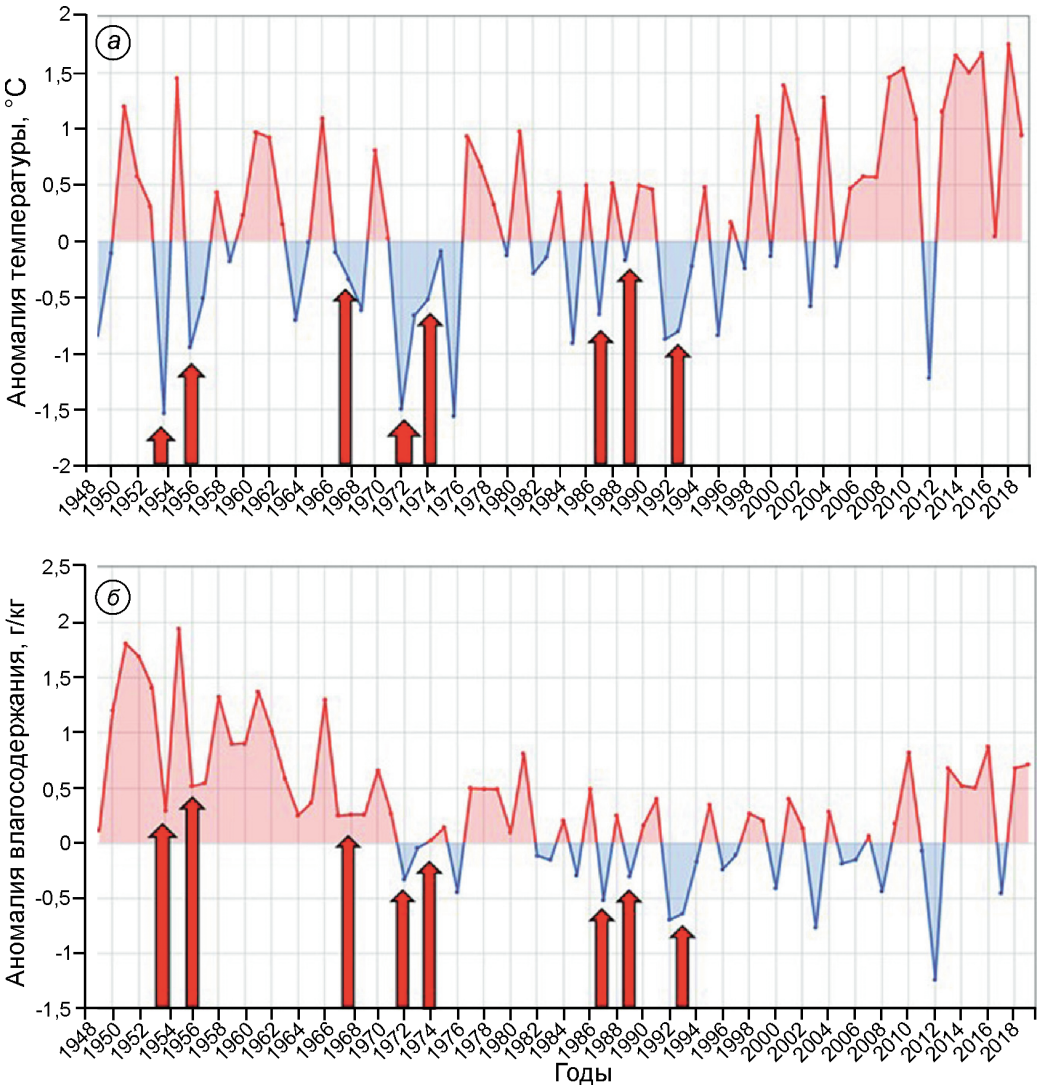


Рис. 3. Аномалия температуры относительно средней климатической (1981–2010 г.) на изобарической поверхности 850 гПа (*а*) и влагосодержания в столбе воздуха (*б*) для территории Северного Кавказа по данным реанализа NCEP-NCAR.
Стрелками показаны зимы с экстремальной лавинной опасностью

Fig. 3. Anomaly of temperature relative to the average climatic on the isobaric surface of 850 hPa (*a*) and of moisture content in the air column (*б*) for the territory of the North Caucasus according to the NCEP-NCAR reanalysis data.
The arrows indicate winters with extreme avalanche danger

Если оценивать особенности крупномасштабных полей атмосферной циркуляции, то для всех значимых лавиноопасных ситуаций характерны глубокие аномалии геопотенциала над Восточной Европой или над северной половиной Европейской территории России и соответствующие им отрицательные аномалии температуры на уровне 850 гПа, как правило, превышающие по модулю 5 °С (рис. 4). В итоге все многообразие синоптических процессов сводится к двум ситуациям: а) глубокие вторжения арктического холода со стороны Скандинавского полуострова, которые провоцируют циклогенез над Средиземноморским регионом; б) господство арктической воздушной массы над северной половиной Европы в сочетании с положительной аномалией температуры над Средиземноморьем, в результате которого происходит активизация высотной планетарной фронтальной зоны и циклогенеза (как южного, так и атлантического). В обеих ситуациях Северный Кавказ оказывается в зоне действия активных атмосферных фронтов, поэтому аномально высокие значения

Таблица 4. **Характеристика синоптических процессов, спровоцировавших высокую и экстремально высокую лавинную опасность в зимние сезоны 1968–2000 г.**

Год и дата	Циркуляция в средней тропосфере (АТ500), температура и влагосодержание на уровне АТ850 и поле давления на уровне моря			Общая характеристика процесса
	АТ500	АТ850	уровень моря	
1968 05.01–15.01	Западный перенос с быстрыми волнами	Чередование тропического и умеренно-континентального воздуха; влагосодержание близко к норме	Серия южных циклонов	Зональный циклонический (средиземноморские циклоны) ЗЦ(Ю)
1973 01.12–07.12			Выход южного циклона; в конце периода южная периферия атлантического циклона	
1976 12.01–21.01	Глубокий циклон над Восточной Европой	Арктическое вторжение на ЕТР со Скандинавии; влагосодержание близко к норме	12–16 января – южная периферия атлантического циклона; 17–21 января – средиземноморский циклон	Меридиональный циклонический (средиземноморские циклоны) МЦ(Ю)
1979 01.01–04.01			Выход южного циклона с Балкан	
1986 20.01–31.01				
1987 01.01–10.01	Зональный процесс на севере ЕТР; глубокий высотный циклон	Чередование волн тропического тепла с вторжениями умеренно-континентального и арктического воздуха	Чередование атлантических и южных циклонов и их объединение	Зональный циклонический (атлантические и южные циклоны) ЗЦ(А)
1987 24.01–03.02	Быстрые пологие волны со Скандинавии	Чередование волн тепла с арктическими вторжениями в тылу циклонов; влагосодержание близко к норме	«Ныряющие» атлантические циклоны	Зонально-меридиональный циклонический («ныряющие» циклоны) ЗМЦ(А)
1993 22.01–29.01	Западный перенос с быстрыми волнами	Чередование тропического и умеренно-континентального воздуха; влагосодержание близко к норме	Серия атлантических циклонов	Зональный циклонический (атлантические циклоны) ЗЦ(А)
1996 22.12–30.12		Чередование тропического и умеренно-континентального воздуха; влагосодержание выше нормы	Серия южных циклонов	Зональный циклонический (южные циклоны) ЗЦ(Ю)

температуры сменяются экстремально низкими в сочетании с интенсивными (или продолжительными) снегопадами. Если температурный фон в течение длительного периода, предшествующего описываемым событиям, был ниже нормы, то формируются благоприятные условия для схода особо крупных снежных лавин.

Анализ синоптических процессов позволил выявить доминирующую роль полярно-фронтового циклогенеза в формировании особо опасных лавинных ситуаций. При этом атлантические циклоны тоже играют достаточно заметную роль (три случая из девяти). Лавинные катастрофы зимы 1986/87 г., подробно описанные в работе [26], вероятно, связаны с такой последовательностью синоптических процессов: а) выход средиземноморских циклонов сначала с юго-запада, а затем – с запада; б) «ныряющий» атлантический циклон, который, кроме заметных осадков, принёс резкое понижение температуры. Ситуация усугубилась тем, что зимний сезон был несколько холоднее среднего многолетнего фона, что обусловило благоприятные условия для формирования неустойчивого снежного покрова со слоями разрыхления. Однако даже на временно́м масштабе, соответствующем синоптическим процессам (5–10 суток), влагосодержание атмосферы над Северным Кавказом в большинстве случаев было близким к норме и на фоне южных циклонов (за исключением 1996 г.).

Обсуждение результатов и выводы

Детальный анализ метеорологических условий формирования сильной и аномально сильной степени лавинной опасности показал, что на масштабе синоптических процессов наиболее типичная ситуация – отрицательная аномалия геопотенциала в средней тропосфере с центром над зарубежными странами Восточной Европы, которой соответствует вторжение арктиче-

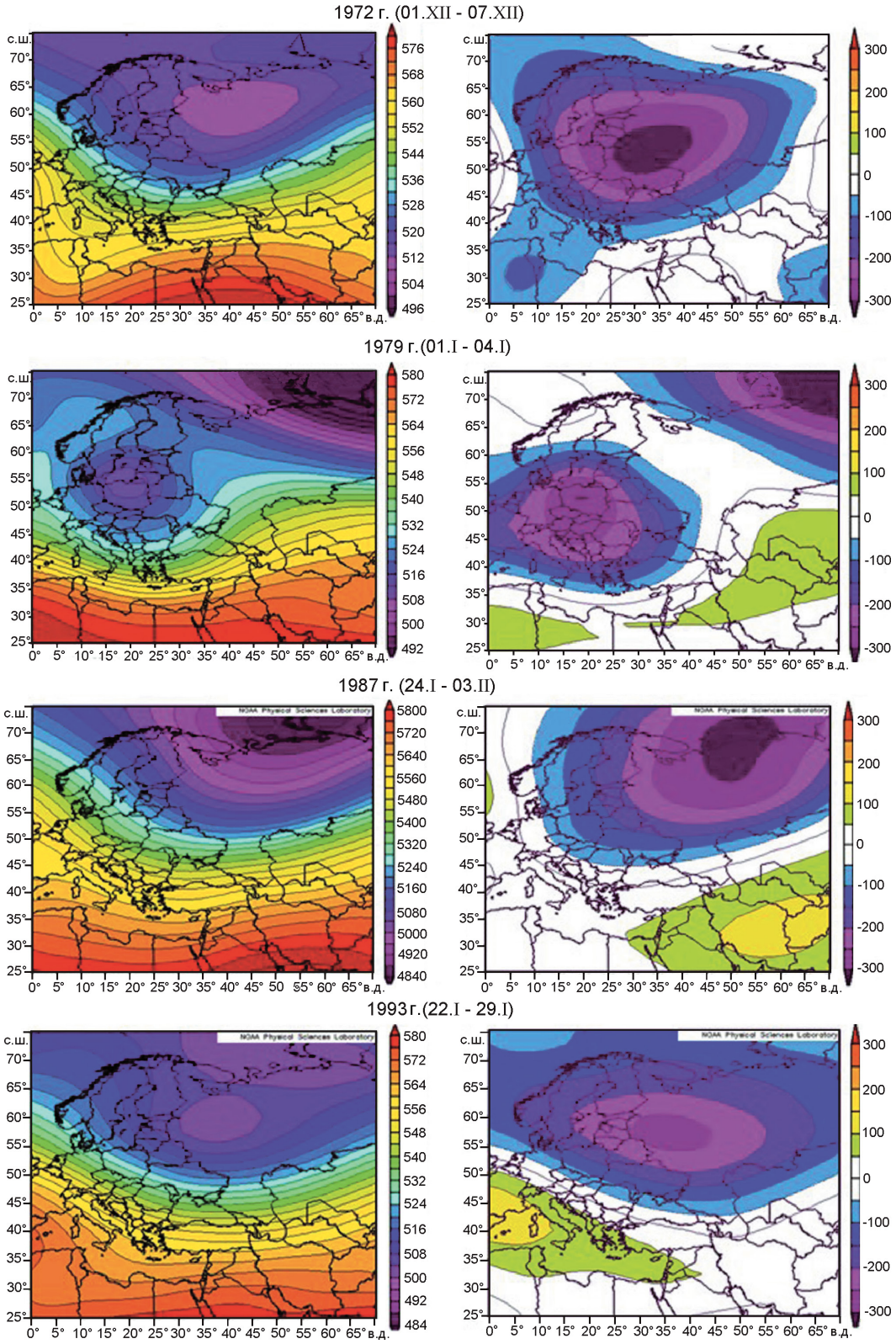


Рис. 4. Обобщённая характеристика циркуляции в средней тропосфере в зимы с экстремальным лавинообразованием: средняя высота изобарической поверхности 500 гПа в периоды наиболее интенсивных осадков (слева) и аномалии изобарической высоты в эти же периоды относительно климатических норм 1981–2010 гг. (справа)

Fig. 4. Generalized characteristics of circulation in the middle troposphere during the winter of extreme avalanche formation: the average height of the isobaric surface is 500 hPa during the periods of the most intense precipitation (left) and anomalies of the isobaric height in the same periods relative to the climatic norms of 1981–2010 (right)

ского воздуха со Скандинавии в южные районы, провоцирующее активизацию полярного фронта и циклогенез над Средиземноморьем. Более редкий, но тоже довольно типичный процесс – формирование высотного циклона над северной половиной Европы, которому соответствуют глубокие отрицательные аномалии температуры у поверхности земли. В этих условиях также происходят активизация высотной планетарной фронтальной зоны над южными районами Европы и циклогенез над Средиземным и Чёрным морями, но траектории южных циклонов в данном случае направлены с запада на восток. Этот тип крупномасштабной циркуляции включает в себя выход атлантических циклонов, траектории которых оказываются существенно южнее средних многолетних. Если сопоставлять полученные результаты с типизацией Дзердзеевского, то окажется, что бóльшая часть лавиноопасных ситуаций соответствует типу *11a* (ярко выраженный азорский и сибирский антициклоны и активный циклогенез между ними над южной половиной Европы) [15]. Однако данная типизация не даёт полного представления об аномалиях основных метеорологических характеристик в средней тропосфере.

Большая часть зимних сезонов с высокой и экстремальной лавинной опасностью характеризуется отрицательной аномалией температуры воздуха. При этом влагосодержание столба атмосферы, осреднённое по сезону, оказывается ниже нормы, а для синоптических процессов, вызывающих лавиноопасные ситуации, близким к норме. Это означает, что в формировании экстремальных лавиноопасных ситуаций первостепенную роль играет стабильная отрицательная аномалия температуры воздуха на протяжении большей части зимнего сезона, которая вызывает аномально высокое снегонакопление даже при сезонных суммах осадков, близких к норме. Именно поэтому в XXI в. не было отмечено ни одной зимы, характеризуемой сильной или экстремальной лавинной опасностью. Средняя сезонная температура зимних сезонов в последние 20 лет была или близка к средней многолетней, или существенно превышала её, в то время как режим увлажнения эпизодически превышал средний многолетний фон Возможно, отрицательная аномалия температуры влияет на лавинную опасность прежде всего как показатель, определяющий стратиграфию снежного покрова и способствующий появлению ослабленных слоёв (слоёв разрыхления).

Доказано, что данные реанализов ERA-Interim и CFSR могут быть использованы в качестве инструмента качественной оценки лавинной опасности на сезонном масштабе по крупному горному региону. Так, по Северному Кавказу они показали вполне адекватную картину температурно-влажностного режима зимних сезонов: несмотря на значительные ошибки по отдельным ГМС, в целом по крупному горному региону данные моделирования можно признать удовлетворительными. Факт приемлемого воспроизведения реанализами метеорологического режима в высокогорных районах подтверждается в ряде работ по разным регионам земного шара: на Кавказе [20], в Андах [27], в Восточной Африке [19] и других регионах [28], что открывает перспективы для долгосрочного фонового прогноза лавинной опасности на основе модельных сценариев IPCC [29].

Благодарности. Апробация данных реанализов для воспроизведения степени лавинной опасности зим выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект № 20-05-00280 А); оценка синоптических условий, вызывающих экстремальные осадки и благоприятные условия лавинообразования в высокогорных районах Северного Кавказа – при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00176).

Acknowledgments. The research was carried out with the financial support of the RFBR grants (projects № 20-05-00280 A and № 20-05-00176).

Литература

1. *Huss M., Bookhagen B., Huggel C., Jacobsen D., Bradley R.S., Clague J.J., Vuille M., Buytaert W., Cayan D.R., Greenwood G., Mark B.G., Milner A.M., Weingartner R., Winder M.* Toward mountains without permanent snow and ice // Earth's Future. 2017. V. 5. № 5. P. 418–435.

References

1. *Huss M., Bookhagen B., Huggel C., Jacobsen D., Bradley R.S., Clague J.J., Vuille M., Buytaert W., Cayan D.R., Greenwood G., Mark B.G., Milner A.M., Weingartner R., Winder M.* Toward mountains without permanent snow and ice: mountains without permanent snow and ice. Earth's Future. 2017, 5 (5): 418–435.

2. Электронный ресурс https://www.slf.ch/schneeinfo/zusatzinfos/interpretationshilfe/index _EN.
3. *Турчанинова А.С., Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г.* Моделирование снежных лавин в программе RAMMS в России // Геориск. 2015. № 4. С. 42–47.
4. *Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г., Шныпарков А.Л.* Сценарий изменения лавинной деятельности на Европейской части России в XXI веке // Сб. докладов III Междунар. конф. «Лавины и смежные вопросы». Кировск, Россия, 4–8 сентября, 2006. Кировск: ООО Апатит-Медиа Апатиты, 2007. С. 201–207.
5. *Christen M., Kowalski J., Bartelt P.* RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain // Cold Regions Science and Technology. 2010. V. 63. № 1–2. P. 1–14.
6. *Олейников А.Д., Володичева Н.А.* Зимы лавинного максимума на Большом Кавказе за период инструментальных наблюдений (1968–2016 гг.) // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 521–532. doi: 10.31857/52076673420040057.
7. *Glazovskaya T.G., Seliverstov Y.G.* Long-term forecasting of changes of snowiness and avalanche activity in the world due to the global warming // Publikasjon – Norges Geotekniske Institutt. 1998. № 203. P. 113–116.
8. *Holloway J.L., Manabe S.* Simulation of climate by a global general circulation model: I. Hydrologic Cycle and Heat Balance // Monthly Weather Review. 1971. V. 99. № 5. P. 335–370.
9. *Glazovskaya T.G.* Global distribution of snow avalanches and changing activity in the Northern Hemisphere due to climate change // Annals of Glaciology. 1998. V. 26. P. 337–342.
10. *Глазовская Т.Г., Трошкина Е.С.* Влияние глобального изменения климата на лавинный режим на территории бывшего Советского Союза // МГИ. 1998. № 84. С. 88–91.
11. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира / Ред. В.М. Котляков. М.: изд. Российской академии наук, 1997. 392 с.
12. *Сезин В.М.* Синоптические условия схода снежных лавин в горах западного Тянь-Шаня // МГИ. 1982. № 42. С. 94–100.
13. *Бугаев В.А., Джорджио В.А., Козик Е.М., Петросянц М.А., Пшеничный А.Я., Романов Н.Н., Чернышева О.Н.* Синоптические процессы Средней Азии. Ташкент: изд. АН УзССР, 1957. 447 с.
14. *Дзердзеевский Б.Л., Курганская В.М., Витвицкая З.М.* Типизация циркуляционных механизмов в северном полушарии и характеристика синоптических сезонов // Тр. НИУ ГУГМС. М.: Гидрометиздат, 1946. 80 с.
15. *Кононова Н.К.* Циркуляция атмосферы как фактор стихийных бедствий на Северном Кавказе в XXI веке // Геополитика и экогеодинамика регионов. 2012. Т. 8. № 1–2. С. 72–103.
16. *Багрова Т.Н., Дроздов В.В.* Влияние крупномасштабной атмосферной циркуляции на климатические параметры Западного Кавказа (Тебердинский биосферный заповедник) // Учен. зап. Российского гос. гидромет. ун-та. 2010. Вып. 13. С. 52–63.
17. *Parker W.S.* Reanalyses and Observations: What's the Difference? // Bulletin of the American Meteorological Society. 2016. Т. 97. № 9. P. 1565–1572.

2. https://www.slf.ch/schneeinfo/zusatzinfos/interpretationshilfe/index _EN.
3. *Turchaninova A.S., Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G.* Simulation of snow avalanches in the RAMMS program in Russia. *Georisk*. Georisk. 2015, 4: 42–47. [In Russian].
4. *Seliverstov Yu.G., Glazovskaya T.G., Shnyparkov A.L.* A scenario of changes in avalanche activity in the European part of Russia in the XXI century. *Sbornik dokladov III Mezhdunarodnoj konferencii «Laviny i smezhnye voprosy»*. Collection of reports of the 3rd International Conference «Avalanches and related issues». Kirovsk, Russia, September 4–8, 2006. Kirovsk: Apatit–Media Apatity LLC, 2007: 201–207. [In Russian].
5. *Christen M., Kowalski J., Bartelt P.* RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. Cold Regions Science and Technology. 2010, 63 (1–2): 1–14.
6. *Oleinikov A.D., Volodicheva N.A.* Winters of the avalanche maximum in the Greater Caucasus for the period of instrumental observations (1968–2016). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (4): 521–532. doi: 10.31857/52076673420040057. [In Russian].
7. *Glazovskaya T.G., Seliverstov Y.G.* Long-term forecasting of changes of snowiness and avalanche activity in the world due to the global warming. Publikasjon – Norges Geotekniske Institutt. 1998, 203: 113–116.
8. *Holloway J.L., Manabe S.* Simulation of climate by a global general circulation model: I. Hydrologic Cycle and Heat Balance. Monthly Weather Review. 1971, 99 (5): 335–370.
9. *Glazovskaya T.G.* Global distribution of snow avalanches and changing activity in the Northern Hemisphere due to climate change. Annals of Glaciology. 1998, 26: 337–342.
10. *Glazovskaya T.G., Troshkina E.S.* The influence of global climate change on the avalanche regime in the territory of the former Soviet Union. *Materialy glyaciologicheskih issledovanij*. Data of Glaciological Research. 1998, 84: 88–91. [In Russian].
11. *Atlas snezhno-ledovyh resursov mira*. World Atlas of snow and ice resources. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 392 p. [In Russian].
12. *Sezin V.M.* Synoptic conditions for avalanches in the mountains of the western Tien Shan. *Materialy glyaciologicheskih issledovanij*. Data of Glaciological Research. 1982, 42: 94–100. [In Russian].
13. *Bugaev V.A., Giorgio V.A., Kozik E.M., Petrosyants M.A., Pshenichny A.Ya., Romanov N.N., Chernysheva O.N. Sinopticheskie processy Srednej Azii*. Synoptic processes in Central Asia. Tashkent: Academy of Sciences of the UzSSR, 1957: 447 p. [In Russian].
14. *Dzerdzeevsky B.L., Kurgan V.M., Vitvitskaya Z.M.* Typification of circulation mechanisms in the northern hemisphere and characteristics of synoptic seasons. *Trudy NIU GUGMS*. Proc. of the NRU GUGMS. Moscow: Gidrometizdat, 1946: 80 p. [In Russian].
15. *Kononova N.K.* Atmospheric circulation as a factor of natural disasters in the North Caucasus in the XXI century. *Geopolitika i ekogeodinamika regionov*. Geopolitics and ecogeodynamics of regions. 2012, 8 (1–2): 72–103. [In Russian].
16. *Bagrova T.N., Drozdov V.V.* The influence of large-scale atmospheric circulation on the climatic parameters of the Western Caucasus (Teberda Biosphere Reserve). *Uchenye zapiski Rossijskogo gosudarstvennogo gidrometeorologicheskogo universiteta*. Scientific Notes of the

18. *Scherrer S.C.* Temperature monitoring in mountain regions using reanalyses: lessons from the Alps // Environmental Research Letters. 2020. V. 15. № 4. P. 044005.
19. *Mölg T., Chiang John C.H., Gohm A., Cullen N.J.* Temporal precipitation variability versus altitude on a tropical high mountain: Observations and mesoscale atmospheric modelling // Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society. 2009. V. 135. № 643. P. 1439–1455.
20. *Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century // Intern. Journ. of Climatology. 2019. P. 4703–4720.
21. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bulletin of the American Meteorological Society. 1996. V. 77. № 3. P. 437–472.
22. *Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Juang H.-M.H., Sela J., Iredell M., Treadon R., Kleist D., Delst P.V., Keyser D., Derber J., Ek M., Meng J., Wei H., Yang R., Lord S., Dool H.V.D., Kumar A., Wang W., Long C., Chelliah M., Xue Y., Huang B., Schemm J.-K., Ebisuzaki W., Lin R., Xie P., Chen M., Zhou S., Higgins W., Zou C.-Z., Liu Q., Chen Y., Han Y., Cucurull L., Reynolds R.W., Rutledge G., Goldberg M.* The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // Bulletin of the American Meteorological Society. 2010. V. 91. № 8. P. 1015–1058.
23. *Berrisford P., Dee D., Poli P., Brugge R., Fielding K., Fuentes M., Kallberg P., Kobayashi S., Uppala S., Simmons A.* The ERA-Interim archive, version 2.0: Report 1. ECMWF, 2011.
24. *Barry R.G.* Mountain Weather and Climate Third Edition. Cambridge: Cambridge University Press, 2008. P. 506.
25. *Олейников А.Д.* Снежные лавины на Большом Кавказе в условиях потепления климата // МГИ. 2002. № 93. С. 67–72.
26. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns // Monthly Weather Review. 1987. V. 115. № 6. P. 1083–1126.
27. *Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S.* Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia // Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2003. V. 108. № D22.
28. *Pepin N., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q.* Elevation-dependent warming in mountain regions of the world // Nature Climate Change. 2015. V. 5. № 5. P. 424–430.
29. Электронный ресурс: https://www.ipcc.ch/.

Russian State Hydrometeorological University. 2010, 13: 52–63. [In Russian].
17. *Parker W.S.* Reanalyses and Observations: What's the Difference? Bulletin of the American Meteorological Society. 2016, 97 (9): 1565–1572.
18. *Scherrer S.C.* Temperature monitoring in mountain regions using reanalyses: lessons from the Alps. Environmental Research Letters. 2020, 15 (4): 044005.
19. *Mölg T., Chiang John C.H., Gohm A., Cullen N.J.* Temporal precipitation variability versus altitude on a tropical high mountain: Observations and mesoscale atmospheric modeling. Quarterly Journ. of the Royal Meteorological Society. 2009, 135 (643): 1439–1455.
20. *Toropov P.A., Aleshina M.A., Grachev A.M.* Large-scale climatic factors driving glacier recession in the Greater Caucasus, 20th–21st century. Intern. Journ. of Climatology 2019: 4703–4720.
21. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NCEP / NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bulletin of the American Meteorological Society. 1996, 77 (3): 437–472.
22. *Saha S., Moorthi S., Pan H.-L., Wu X., Wang J., Nadiga S., Tripp P., Kistler R., Woollen J., Behringer D., Liu H., Stokes D., Grumbine R., Gayno G., Wang J., Hou Y.-T., Chuang H.-Y., Juang H.-M.H., Sela J., Iredell M., Treadon R., Kleist D., Delst P.V., Keyser D., Derber J., Ek M., Meng J., Wei H., Yang R., Lord S., Dool H. V. D., Kumar A., Wang W., Long C., Chelliah M., Xue Y., Huang B., Schemm J.-K., Ebisuzaki W., Lin R., Xie P., Chen M., Zhou S., Higgins W., Zou C.-Z., Liu Q., Chen Y., Han Y., Cucurull L., Reynolds R.W., Rutledge G., Goldberg M.* The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society. 2010, 91 (8): 1015–1058.
23. *Berrisford P., Dee D., Poli P., Brugge R., Fielding K., Fuentes M., Kallberg P., Kobayashi S., Uppala S., Simmons A.* The ERA-Interim archive, version 2.0: Report 1. ECMWF, 2011.
24. *Barry R.G.* Mountain Weather and Climate Third Edition. 3rd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 2008: 506 p.
25. *Oleinikov A.D.* Snow avalanches in the Greater Caucasus in conditions of climate warming. *Materialy glyaciologicheskih issledovanij.* Data of Glaciological Research. 2002, 93: 67–72. [In Russian].
26. *Barnston A.G., Livezey R.E.* Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. Monthly Weather Review. 1987, 115 (6): 1083–1126.
27. *Hardy D.R., Vuille M., Bradley R.S.* Variability of snow accumulation and isotopic composition on Nevado Sajama, Bolivia. Journ. of Geophys. Research: Atmospheres. 2003, 108 (D22).
28. *Pepin N., Diaz H.F., Baraer M., Caceres E.B., Forsythe N., Fowler H., Greenwood G., Hashmi M.Z., Liu X.D., Miller J.R., Ning L., Ohmura A., Palazzi E., Rangwala I., Schöner W., Severskiy I., Shahgedanova M., Wang M.B., Williamson S.N., Yang D.Q.* Elevation-dependent warming in mountain regions of the world. Nature Climate Change. 2015, 5 (5): 424–430.
29. https://www.ipcc.ch/.

УДК 551.578.46 doi: 10.31857/S2076673421030096

Строение снежного покрова на северо-востоке Московской области

© 2021 г. А.Ю. Комаров

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
ankom9@gmail.com

Snow cover stratigraphy in the northeast of Moscow region

A.Yu. Komarov

[1]Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
ankom9@gmail.com

Received November 30, 2020 / Revised April 9, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***snowpack stratigraphy, snow cover classification, snow metamorphism, Moscow Region.***

Summary

Snow stratigraphy can be considered as an integral characteristic of weather conditions of the corresponding winter season. The stratigraphic approach is convenient for a comparative analysis of the snow stratigraphy at different spatial-temporal scales, including the variability of the snow cover due to climate change. The snow stratigraphy can be sufficiently modeled on the basis of three meteorological characteristics: air temperature, wind speed and precipitation. Consequently, significant differences in the winter meteorological conditions should produce different stratigraphy.In the Moscow region winter temperatures are almost three degrees higher in the 21-st century compared to the middle of the 20th century, though precipitation and wind speed are similar. Thus, changes in the snow stratigraphy can be expected. Comparative analysis of the results of stratigraphic studies carried out in the mid-1950s to 1960s and 2010s indicates a slight decrease in the proportion of faceted crystal and depth hoar layers and increase in melt-freeze layers during the last decade, while the proportion of settled layers composed by rounded grains remains relatively invariable. However, the interannual variability of the winter weather produces higher variability in the snow structure compared to the expected effect of the long-term climate trends. The spatial distribution of the melt-freeze layers in the 2014–2019 was different compared to 1957/58 and 1961/62 due to the increase in the number and intensity of thaws in the winter seasons. In the 2010s, the number and thickness of ice crusts and melt-freeze layers increased in the middle part of the strata, which usually forms in January–February. Such layers composed 5 to 31% (17% in average) in 2014–2019 winters, while in 1957/58 and 1961/62 it was 7 and 10% respectively. A further increase in winter temperatures can enhance changes in snow stratigraphy and properties. It may result in thicker melt-freeze layers, weaker kinetic growth and shorter winter seasons.

Citation: Komarov A.Yu. Snow cover stratigraphy in the northeast of Moscow region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (3): 391–403. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030096.

Поступила 30 ноября 2020 г. / После доработки 9 апреля 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***стратиграфия снежной толщи, классификация снежного покрова, метаморфизм снега, Московская область.***

Представлены результаты исследования строения снежной толщи, выполненные в 2014–2019 гг. на северо-востоке Московской области на открытом незалесённом участке в периоды максимальных снегозапасов. Проведено сравнение полученных данных с результатами исследований снежной толщи, выполненными в том же районе А.Н. Формозовым и А.П. Павловым в 1950–60-х годах. Установлено, что строение снежной толщи в 1957/58 и 1961/62 гг., считающихся типичными для исследуемой территории, отличается от строения в 2014–2019 гг., что может быть обусловлено увеличением зимних температур воздуха, а также числа и интенсивности оттепелей во второй половине XX – начале XXI в. При этом сохраняется большая межгодовая изменчивость зимних погодных условий, влияние которой на строение снежной толщи оказывается бóльшим, чем влияние многолетних трендов.

Введение

Стратиграфические исследования занимают важное место в системе наук о снежном покрове. Информация о высоте, типах и свойствах слоёв снега представляет собой значительный интерес, поскольку может рассматриваться как интегральная характеристика погодных условий соответствующего зимнего сезона [1, 2]. Стратиграфический подход открывает возможности для сравнительного анализа строения снежной толщи в разных пространственных и времен-

ных масштабах, в том числе для анализа изменчивости снежного покрова в условиях изменяющегося климата. При отсутствии прямых метеорологических наблюдений анализ стратиграфических колонок позволяет получать информацию о предшествующих зимних погодных условиях, характере аккумуляции и метаморфизма снежного покрова. Однако сравнение стратиграфических профилей, полученных в различных условиях, требует согласованности в методах описания и представления результатов. Использовавшиеся в описаниях классификации снежного покрова [3–5] были призваны помочь в объективной интерпретации результатов анализа стратиграфических колонок, но подходы, заложенные в классификациях, отличались. Поэтому сравнение разновременных описаний стратиграфических разрезов, выполненных на их основе, вызывало определённые затруднения. Как показали исследования М. Стурма [6], строение снежной толщи в достаточной мере может быть смоделировано на основе трёх метеорологических характеристик: температуры воздуха, скорости ветра и атмосферных осадков. Увеличение зимних температур воздуха в районе исследования позволяет ожидать изменений в строении снежной толщи, а значит, и в её теплофизических свойствах.

Стратиграфические исследования снежного покрова на северо-востоке Московской области проводились редко, только в рамках специальных исследований [7–9]. Эти работы – основной источник информации о строении снежной толщи и её изменчивости в течение зимнего сезона в данном регионе. Примеры опубликованных стратиграфических колонок [7, 9] считаются типичными для исследуемого района, несмотря на то, что измерения были выполнены более 60 лет назад. Поскольку период с 1950–60-х годов по настоящее время характеризуется значительным увеличением средних зимних температур воздуха, в строении снежной толщи исследуемой территории могли произойти изменения.

Основные задачи настоящей работы – сравнить измерения, значительно отстоящие во времени, оценить ожидаемые изменения, связанные с регистрируемым увеличением зимних температур воздуха на исследуемой территории, а также саму возможность такого сравнения. Проведены сравнение и обобщение использованных в описаниях стратиграфических разрезов классификаций снежного покрова, которые позволили сравнить опубликованные данные 1950–60-х годов с современными. Выполнен анализ толщины, плотности, твёрдости, формы и размера кристаллов снежной толщи и отдельных её слоёв. Проанализированы условия развития снежной толщи в периоды с начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов.

Район исследования

В условиях умеренно-континентального климата центральных областей Европейской территории России (ЕТР) в силу особенностей атмосферной циркуляции зимние погодные условия характеризуются немалым разнообразием. Наблюдаются значительные колебания зимних температур, количества и интенсивности осадков. Сильные снегопады часто сопровождаются ветром и повышением температуры воздуха до положительных значений. Во время метелей на открытых пространствах формируются слои ветрового уплотнения [10]. По мере промерзания снежной толщи после зимних оттепелей формируются слои таяния–замерзания и льдистые корки [11]. Во время сильных морозов интенсифицируется процесс температурно-градиентного метаморфизма и развиваются слои с огранкой вплоть до глубинной изморози. Слои таяния–замерзания, сформировавшиеся в начале зимы, к концу зимы могут потерять свои первоначальные свойства и будут сложены преимущественно крупными поликристаллами с огранкой. Результирующее строение снежной толщи отражает условия снегонакопления и процессы, происходящие в снежной толще в течение всей зимы [12–14].

По данным метеостанций (ГМС) Дмитров, Клин, Александров и Москва (ВДНХ) период с середины XX в. по настоящее время характеризуется ростом зимних температур воздуха (с ноября по март включительно) с −7 до −4 °C (рис. 1). В последние годы средняя зимняя температура воздуха достигла на исследуемой территории положительных значений. По данным ГМС Москва, с 1965 по 2015 г. сумма зимних осадков практически не изменилась, хотя

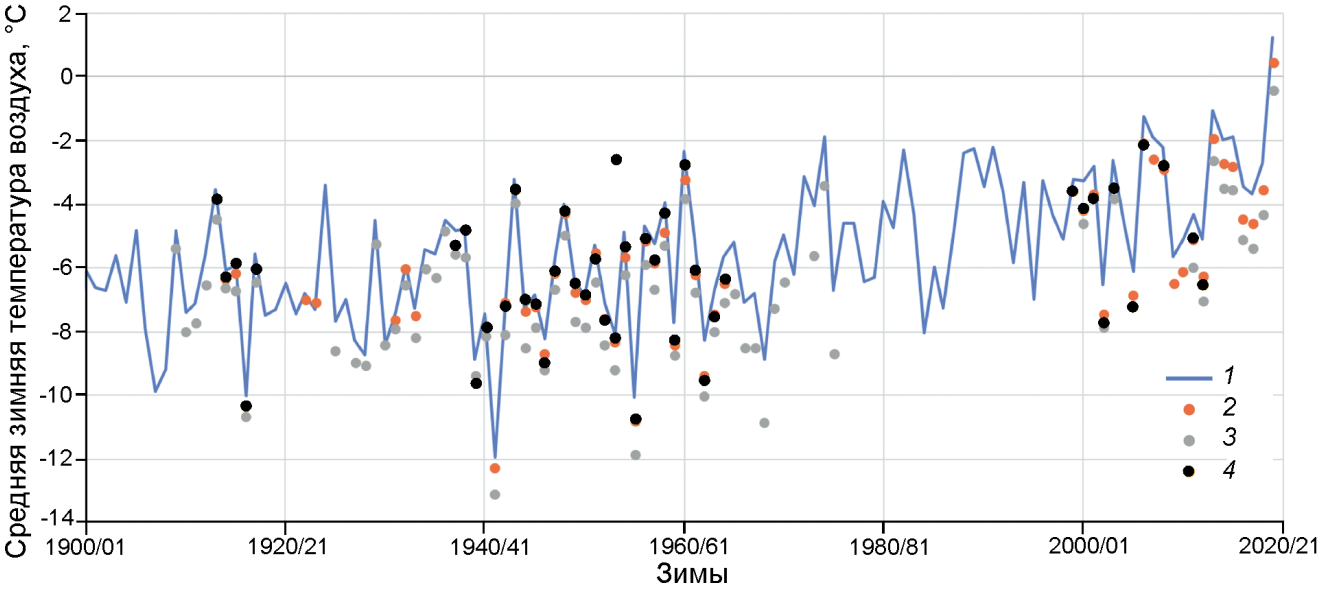


Рис. 1. Средняя зимняя (с ноября по март включительно) температура воздуха в зимы 1900/01–2020/21 гг. по данным метеостанций:
1 – Москва (ВДНХ); *2* – Дмитров; *3* – Александров; *4* – Клин; данные работ [15, 16]
Fig. 1. Average winter (November to March) air temperature for 1900/01–2020/21 winter seasonsmeteorological stations:
1 – at the Moscow (VDNkH); *2* – Dmitrov; *3* – Alexandrov; *4* – Klin; data: [15, 16]

доля жидких осадков увеличилась, а твёрдых – сократилась. Так, с 1950 по 1970 г. сумма осадков составила в среднем 255 мм, а за 2000–2015 гг. – 245 мм; сумма твёрдых осадков – 150 и 110 мм, а жидких – 54 и 104 мм соответственно [15, 16]. Несмотря на рост температуры, средние многолетние значения максимальной толщины (около 45 см) и продолжительности залегания снежного покрова (130 дней) практически неизменны. Большой межгодовой изменчивостью характеризуются даты установления, максимума и разрушения снежного покрова, хотя значимые тренды для этих параметров в указанный период отсутствуют. Именно такая изменчивость метеорологических параметров обусловливает различия строения и свойств снежной толщи в исследуемые годы.

Климатические классификации снежного покрова

Существующие климатические классификации снежного покрова, использующие в качестве основы метеорологические данные и характеристики снежного покрова, позволяют отнести территорию исследований к районам с умеренно тёплой зимой и периодическими зимними оттепелями, а также со сравнительно небольшой толщиной и продолжительностью залегания снежного покрова [3, 6]. На основе данных о толщине снежного покрова, продолжительности его залегания и особенностях климата Г.Д. Рихтер [3] построил карту районов снежного покрова СССР. Центральные области ЕТР расположены в пределах двух зон: центральной полосы Европейской территории СССР и Северо-Европейского района (рис. 2). Территория Москвы и Московской области находится на границе этих двух районов и характеризуется средними показателями. Северо-Европейский район занимает северо-восточную половину ЕТР и отличается умеренно холодными и снежными зимами.

Не менее известна и широко используется климатическая классификация снежного покрова, разработанная М. Стурмом [6]. Как показали его исследования, трёх стандартных метеорологических характеристик (температуры воздуха, скорости ветра и атмосферных осадков) достаточно, чтобы отнести снежный покров территории к одному из шести классов, отличающемуся от других особенностями строения снежного покрова, а именно: последовательностью и толщиной слоёв, их плотностью и типом кристаллов. На основе разработанного алгоритма с исполь-

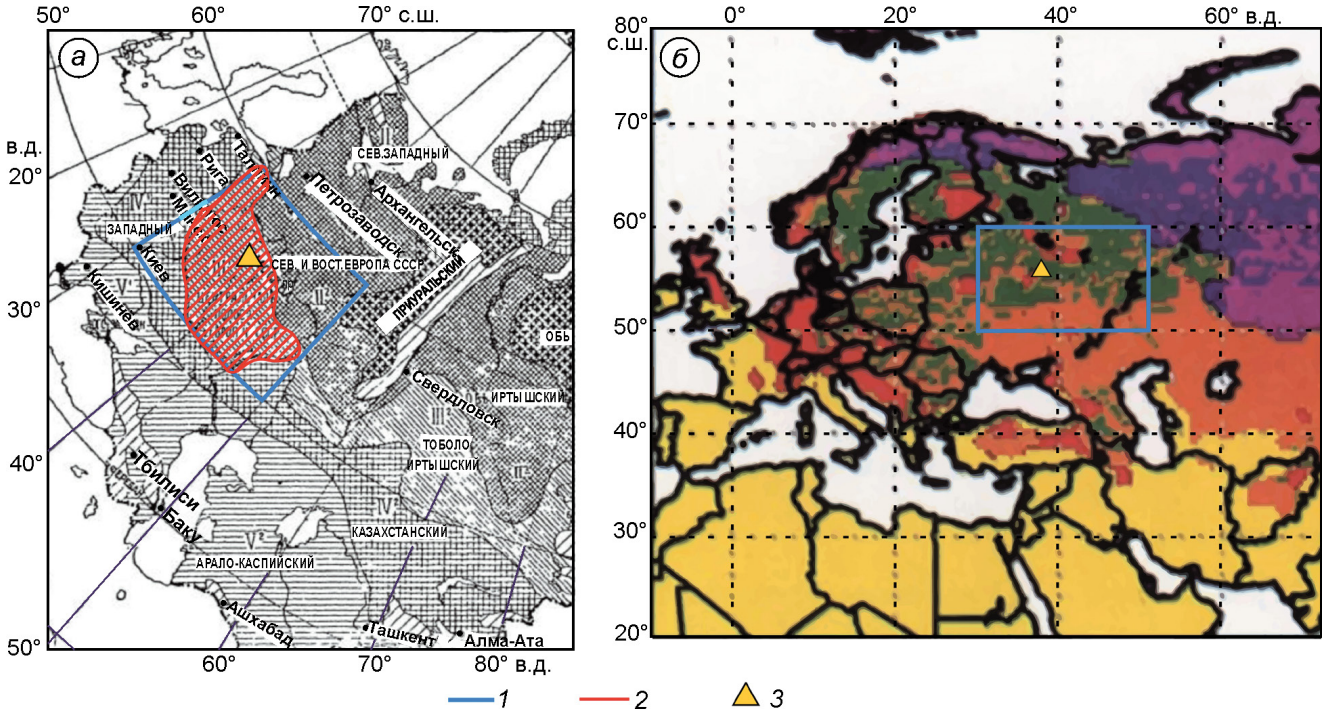


Рис. 2. Карты классов снега, выделенных на основе климатических параметров:
а – по Г.Д. Рихтеру [3]; *б* – по М. Стурму [6] (© Изображение используется с разрешения Американского метеорологического общества); *1* – границы координатной сетки от 50° с.ш. до 60° с.ш. и от 30° в.д. до 50° в.д., в пределах которых находится выделенный район; *2* – границы класса «центральная полоса Европейской территории СССР»; *3* – г. Москва. По классификации М. Стурма, на исследуемой территории распределение классов мозаично, преобладают классы «альпийского», «морского» и «степного» снега; по классификации Г.Д. Рихтера, территория исследования относится к одному классу центральной полосы Европейской территории СССР

Fig. 2. Maps of climate snow classes based on:
a – G.D. Richter [3]; *б* – M. Sturm [6] (© American Meteorological Society. Used with permission); *1* – the border of the coordinate grid from 50° N to 60° N and from 30° E to 50° E; *2* – the boundaries of the central zone of the European territory of the USSR snow class [3]; *3* – Moscow city. According to M. Sturm's classification the distribution of classes in the study area is mosaic: «alpine», «maritime» and «steppe» snow prevail; According to G.D. Richter's classification of the study area belongs to a single «warm» central zone of the European territory of the USSR

зованием данных ГМС мира за 60-летний период была построена карта распределения классов снежного покрова для Северного полушария (см. рис. 2). Для территории Восточной Европы и центральных районов ЕТР распределение классов имеет мозаичный характер. Наблюдается чередование классов «альпийского», «морского» и «степного» снега. На картах, построенных на основе классификаций Г.Д. Рихтера и М. Стурма, территория исследования находится в пределах одного снежного района по Г.Д. Рихтеру, но относится к трём различным классам по М. Стурму (см. рис. 2). Это несоответствие связано с особенностями алгоритмов их выделения. Тем не менее, общие характеристики классов, выделенных Г.Д. Рихтером и М. Стурмом для исследуемой территории, не противоречат друг другу. Как и Г.Д. Рихтер, М. Стурм определяет территорию центральной полосы ЕТР как зону, характеризующуюся преобладанием классов «тёплого» альпийского и морского снега. При этом оба автора отмечают, что даже в пределах одного климатического класса межгодовая изменчивость строения и свойств снега может быть высокой.

Анализ современных метеорологических данных показывает значительные изменения температуры воздуха, произошедшие за последние десятилетия. Поскольку карты снежного покрова были построены Г.Д. Рихтером на основе данных до 1945 г., а М. Стурмом – на основе данных за период с 1950-х по 1995 г., последующие возможные изменения границ районов, связанные с наблюдающими климатическими изменениями, на них не отражены. Снежный покров изучаемой

нами территории мог стать более «тёплым», т.е. содержать большее количество льдистых включений и корок, свидетельствующих об интенсификации зимних оттепелей.

Изученность строения снежного покрова в районе исследования

Несмотря на сравнительно высокую плотность ГМС в пределах центральных районов ЕТР, изучение параметров снежного покрова было ограничено измерением его толщины, плотности и продолжительности залегания. Изучению строения снежной толщи и её пространственно-временно́й изменчивости уделялось меньше внимания, поскольку такие измерения требуют больших трудозатрат и не входят в программу обязательных измерений на метеостанциях и постах. Стратиграфические исследования снежного покрова на северо-востоке Московской области проводили редко, они не были систематическими и ограничивались данными, полученными А.В. Павловым и А.Н. Формозовым в 1957/58 и 1961/62 гг. А.Н. Формозов [7] изучал строение и свойства снежного покрова в Сергиево-Посадском районе (станции Софрино и Зеленоградская) на протяжении 24 лет – с 1946 по 1972 г. Исследования предусматривали измерение толщины снега и проводились еженедельно, но имели они преимущественно описательный характер. Несмотря на обилие информации о характере аккумуляции, залегании снежной толщи и наличии в ней корок, подробное описание строения снежной толщи было выполнено лишь зимой 1961/62 г.

В период с 1957 по 1959 г. А.В. Павлов [8] провёл под Загорском (сейчас Сергиев Посад) ряд экспериментов по изучению теплофизических свойств снега. Помимо прочего, они включали в себя исследование строения снежного толщи, её плотности и изменчивости в течение зимнего сезона на открытом участке. Согласно А.Н. Павлову, несмотря на повышенную толщину снега зимой 1957/58 г., характеристики снежного покрова были типичны для исследуемой территории [9, с. 22], а метеорологические показатели этой зимы соответствовали средним многолетним за период с 1914 по 1950 г. (по данным ГМС Дмитров).

Полевые исследования

Изучение современного строения снежной толщи выполнялось в течение пяти лет с 2014 по 2019 г. на ровном задернованном участке по аналогии с предшествующими исследованиями. Участок исследования представляет собой пойменную поляну размером 35×30 м (56°14'55" с.ш., 37°59'55" в.д.), окружённую ивами высотой от 10 до 20 м. С северо-западной стороны поляна переходит в склон надпойменной террасы. С юго-восточной стороны расположена р. Пажа. Снег на данном участке аккумулируется в спокойных безветренных условиях. Микрорельеф поверхности сформирован кочками травы высотой от 5 до 15 см. Строение снежной толщи изучалось в периоды максимума снегозапасов в одной и той же точке в центральной части поляны. Под периодом максимума снегозапасов в данной работе мы понимаем период с максимальными запасами воды в толще, поскольку, как показывают результаты измерений, максимальные снегозапасы могут наблюдаться значительно позже даты максимальной толщины снежной толщи. Это происходит в результате быстрого оседания и уплотнения снежной толщи и при условии продолжающейся аккумуляции снега после этой даты.

Измерение толщины, плотности, водозапаса снежной толщи и её отдельных слоёв проводили в шурфах шириной 1–2 м каждые 5–10 дней. Точность определения толщины слоёв – около 1 см. Затем подробно описывалось строение снежной толщи, предусматривающее, в соответствии с Международной классификацией для сезонно-выпадающего снега [5], информацию о форме и размере зёрен, плотности, твёрдости и характере залегания слоёв. Плотность слоёв измеряли при помощи ручного плотномера с прямоугольным сечением. Особые сложности возникали при измерении плотности льдистых корок и слоёв глубинной изморози. Ввиду их высокой хрупкости точность значений, полученных при помощи ручного плотномера, может быть невысокой. Формы и размеры кристаллов снега исследовали с использованием снегомерной палетки с размером ячейки 1 и 2 мм. Твёрдость снега измеряли ручным методом, в результате которого получены безразмерные ручные индексы твёрдости. Твёрдость слоёв снега на

Таблица 1. **Схема приведения классификаций к единым показателям***

По классификации Г.Д. Рихтера [3]	По Международной классификации [5]	Общие классы	Характеристика классов	Плотность, кг/м^3	Размер кристаллов, мм	Твёрдость, ручной индекс
Свежевыпавший	Свежевыпавший	Осевший	Рыхлый и сухой свежевыпавший и осевший мелкозернистый снег низкой плотности и твёрдости	80–300	0–1	1–3
	Разрушенные снежинки					
Уплотнённый лежалый	Округлые зёрна					
	Ветровая упаковка					
Молодой фирнизованный	Округлые частицы с гранями					
Старый фирнизованный	Огранённые кристаллы	С огранкой	Средне- и крупнозернистый снег с чёткой огранкой и глубинная изморозь	160–320	1–5	2–3
Снег плывун (глубинный иней)	Глубинная изморозь					
Корки оттепелей	Корки таяния–замерзания	Слои таяния–замерзания	Смёрзшиеся поликристаллы, корки и включения типа линз и пальцев просачивания высокой плотности и твёрдости	350–700	2–3	4
	Округлённые поликристаллы			200–400		3–4

*Плотность, размер кристаллов и твёрдость приводятся по данным полевых измерений 2014–2019 гг.

даты исследования изменялась от 1 (очень рыхлый, 0–50 Н по зонду Хефели) до 4 (твёрдый, 390–750 Н по зонду Хефели) [5]. За период 2014–2019 гг. было выполнено 66 серий измерений. На основе полученных данных построены и проанализированы схемы строения снежной толщи в периоды максимума снегозапасов.

Методология сравнения стратиграфических колонок

Стратиграфические разрезы описывали на основе Международной классификации снежного покрова [5]. Затем полученные данные сравнивали с результатами исследований А.В. Павлова и А.Н. Формозова, которые, в свою очередь, выполнялись на основе классификации Г.Д. Рихтера [3]. В основу этих классификаций положены разные принципы, однако сравнение их возможно (табл. 1). В классификации Г.Д. Рихтера используется ограниченное число классов, выделенных на основе информации о плотности, размере и морфологических особенностях кристаллов снега. Международная классификация оперирует значительно большим числом классов и подклассов снега, выделенных преимущественно на основе анализа морфологии кристаллов и условий их метаморфизма.

В работе использовалось два подхода для сравнения стратиграфических разрезов снежной толщи, выполненных на основе разных классификаций. Для определения пропорций, занимаемых разными классами снега в разные годы, и оценки их изменчивости имеющиеся классификации были приведены к общим показателям методом группировки всех классов снега, наблюдаемых в шурфах, по трём группам: 1) свежего и осевшего мелко- и среднезернистого снега; 2) смёрзшегося крупнозернистого снега и льдистых корок; 3) средне- и крупнозернистого снега с огранкой и глубинной изморози. Выделенные группы представляют собой синтез классов, представленных в классификациях, и объединяют информацию о форме, размере, типе и характере метаморфизма кристаллов (см. табл. 1). Другой подход для оценки возможных изменений строения снежной толщи был основан на детальном анализе пространственного положения слоёв, их толщины и последовательности отложений. Для этого все имеющиеся описания были приведены в соответствие с Международной классификацией снежного покрова [5].

Используемые подходы применимы для оценки изменений, происходящих в снежной толще в течение года, межгодовой и многолетней изменчивости, связанной с климатическими изменениями, поскольку, как было показано

Таблица 2. **Значения метеорологических параметров за период от начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов в годы исследования***

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1957/58	117	+9	7	4	–753	111	–429	29	0,51	11	32
1961/62	120	+30	18	7	–734	102	–369	24	0,46	12	26
2014/15	77	+26	20	6	–334	57	–150	11	0,71	11	15
2015/16	70	+25	22	8	–386	48	–284	21	0,82	18	21
2016/17	93	+8	8	4	–448	80	–268	17	0,5	20	41
2017/18	68	+1	1	1	–500	67	–218	17	0,5	14	26
2018/19	92	+15	14	10	–447	79	–137	11	0,54	16	30

*Продолжительность периода от начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов (II, дни); сумма положительных температур воздуха за указанный период (III, °C); число дней с оттепелями (IV, дни); число оттепелей (V); сумма отрицательных температур воздуха (VI, °C); число дней с отрицательной температурой воздуха (VII, дни); сумма температур ниже −10 °C (VIII, °C); число дней с температурой ниже −10 °C (IX, °C); средние значения (X, °C) и суммы (XI, °C) температурных градиентов в снежной толще больше 0,25 °C/см; число дней (XII, дни) с градиентами больше 0,25 °C/см за период от начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов в зимы исследования (I). Для расчёта параметров III–XII использованы среднесуточные значения температур воздуха.

М. Стурмом [7], увеличение зимних температур может влиять на соотношение слоёв, представленных разными типами снега. Так, увеличение числа, продолжительности и интенсивности оттепелей может привести к росту числа смёрзшихся слоёв и корок. При этом число и толщина слоёв с огранкой и глубинной изморози могут сократиться вслед за уменьшением интенсивности температурно-градиентного метаморфизма. В долгосрочной перспективе повышение зимних температур воздуха может вызвать значительное изменение строения и свойств снежной толщи исследуемой территории, а также смену климатического класса снежного покрова от более холодного к более тёплому: от «альпийского» к «морскому» и «неустойчивому», более характерному для западных районов, в частности, для территории Центральной Европы.

Полученные результаты

Погодные условия и эволюция снежной толщи в годы исследования. Различия в строении снежной толщи в разные годы обусловлены значительно разными погодными условиями за период от начала установления устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов (который, как правило, наблюдается непосредственно перед началом весеннего снеготаяния). По данным ГМС Москва (ВДНХ), в зимы 2014–2019 гг. число дней со среднесуточной положительной температурой воздуха и сумма среднесуточных положительных температур за указанный период возросли по сравнению с зимами 1957/58 и 1961/62 гг. (табл. 2). Число оттепелей (рассчитанное как число периодов со среднесуточной температурой воздуха, не опускающейся ниже 0 °C) и их средняя продолжительность были больше в последние годы. В то же время аналогичная сумма отрицательных температур, число дней с отрицательными температурами и продолжительность залегания устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов оказались значительно меньше.

Средние значения температурных градиентов рассчитаны как разность между температурой на поверхности грунта и температурой воздуха, делённая на высоту снежной толщи в сантиметрах. Отдельные проведённые измерения показали, что температура на поверхности грунта под снегом, как правило, отрицательна, но близка к 0 °C и грунт находится в мёрзлом состоянии. Об этом же свидетельствуют данные, полученные А.П. Павловым зимой 1957/58 г. [8]. Поскольку температура на поверхности грунта систематически в рамках данного исследования не измерялась, она была принята за 0 °C. Анализ осреднённых по высоте градиентов температуры в снежной толще показал, что, несмотря на значительно более суровые и продолжительные морозы в 1957/58 и 1961/62 гг., их значения не сильно отличались от современных, что, в частности, обусловлено меньшей высотой снежной толщи в зимы 2014–2019 гг. Принимая за граничные значения начала развития кристаллов глубинной изморози температурный градиент 0,25 °C/см [17], установ-

лено, что в современный период суммы градиентов, превышающих 0,25 °С/см, оказываются даже больше, чем в 1957/58 и 1961/62 гг. Правда, более частые и продолжительные оттепели нивелируют возможный эффект повышенного развития слоёв с огранкой и глубинной изморози.

Зимы 1957/58 и 1961/62 гг. были продолжительными, холодными и многоснежными, а оттепелей почти не наблюдалось, поэтому к периоду максимальных снегозапасов снежная толща была сложена преимущественно слоями снега с огранкой и осевшего рыхлого снега. Слои таяния–замерзания, сформировавшиеся в начале периода залегания устойчивого снежного покрова, претерпели в течение зимы значительные изменения ввиду активного температурно-градиентного метаморфизма и к периоду максимума снегозапасов представляли собой слои плотного крупнозернистого снега с огранкой и кристаллами глубинной изморози. Зимы 2014–2019 гг. отличались повышенными температурами воздуха, числом и продолжительностью оттепелей. Сумма температур воздуха ниже −10 °С и число дней с соответствующей температурой в 1957/58 и 1961/62 гг. оказались почти вдвое больше, чем в современный период. В последние годы зимние погодные условия отличались большим разнообразием, поэтому строение снежных толщ в эти годы сильно различалось. Большую роль играли не только средние за исследуемые периоды значения метеорологических величин, но и последовательность погодных условий: оттепелей и морозов.

Несмотря на похожие значения метеорологических параметров тёплых зим 2014/15 и 2015/16 гг., строение снежной толщи на период максимальных снегозапасов отличалось. Зимой 2015/16 г. сильная и продолжительная оттепель, наблюдавшаяся в конце января – начале февраля, привела формированию в верхней части толщи слоёв таяния–замерзания и корок, а также к оплавлению кристаллов глубинной изморози и замедлению их последующего роста, в то время как зимой 2014/15 г. развитие слоёв с огранкой и глубинной изморози продолжалось вплоть до начала марта. К периоду максимума аккумуляции 2014/15 г. слой таяния–замерзания, сформировавшийся в декабре, оказался в значительной мере разрыхлён в результате интенсивного температурно-градиентного метаморфизма в последующие месяцы.

Зима 2016/17 г. была холодной и снежной, однако серия оттепелей в конце декабря привела к формированию мощного слоя таяния–замерзания, который сохранялся в толще вплоть до максимума снегозапасов, несмотря на значительные температурные градиенты в толще в последующий период. Следующий зимний период – 2017/18 г.– сильно отличался от предыдущих. Устойчивые положительные температуры воздуха наблюдались вплоть до середины января, поэтому окончательный снежный покров сформировался только 8 января 2018 г. С этого периода установилась холодная погода с частыми и сильными снегопадами, в то время как оттепели практически отсутствовали вплоть до максимума снегозапасов. В результате сформировалась толща, в наибольшей степени похожая на описанные А.П. Павловым и А.Н. Формозовым. Преобладали слои осевшего снега и слои с огранкой, а слои таяния–замерзания и корки практически полностью отсутствовали.

Первая половина зимы 2018/19 г. характеризовалась холодной погодой и почти полным отсутствием оттепелей. Уже к середине января в нижней части толщи сформировались слои с огранкой и глубинной изморози. Однако с конца января повторяемость оттепелей увеличилась и в верхней части толщи сформировались слои таяния–замерзания и корки небольшой мощности. Слои с огранкой в нижней части толщи оплавились, но сохранили зернистую структуру.

Таким образом, зимы 1957/58, 1961/62 и 2014–2019 гг. значительно отличались по своим погодным условиям и значениям метеорологических параметров (см. табл. 2), что привело к стратиграфическим различиям снежной толщи. Но даже в годы с похожими значениями метеорологических параметров (осреднённых за периоды с начала залегания устойчивого снежного покрова до максимума снегозапасов) строение снежной толщи сильно отличалось, что обусловлено, в первую очередь, различиями в последовательности, интенсивности и продолжительности снегопадов, оттепелей и морозов. Обобщённые показатели погодных условий (см. табл. 2) неоднозначно характеризуют структуру снежной толщи, поскольку корректно она может быть описана лишь с помощью физически обоснованных моделей, в которых входной является детальная информация о погоде.

Таблица. 3. **Характеристики снежного покрова в годы исследования***

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
1957/58	23.11.1957	20.03.1958	20.04.1958	148	204*	72	305	220	17	7	10	36	54
1961/62	10.11.1961	10.03.1962	15.04.1962	156	251	64	–	–	9	3	7	28	65
2014/15	04.12.2014	19.02.2015	08.04.2015	125	200	48	180	90	13	5	13	42	46
2015/16	28.12.2015	07.03.2016	09.04.2016	103	289	51	290	122	14	5	31	25	43
2016/17	27.10.2016	28.01.2017	07.04.2017	162	274	53	270	143	17	6	19	38	43
2017/18	14.11.2017	17.03.2018	11.04.2018	148	292	60	195	120	10	3	5	55	40
2018/19	01.12.2018	03.03.2019	07.04.2019	127	212	60	240	145	11	3	17	17	67

*Даты установления (II), максимума (III), схода (IV) и продолжительности залегания (V, дни) устойчивого снежного покрова; сумма осадков за зимний период (с ноября по март, дана без учёта погрешностей осадкомерного прибора) (VI, мм); значения высоты снежного покрова (VII, см), его плотности (VIII, кг/м^3), водозапасов (IX, мм), числа слоёв (X), ледяных корок (XI); пропорции слоёв таяния–замерзания (XII, %), слоёв осевшего снега (XIII, %), слоёв с огранкой и глубинной изморози (XIV, %) в годы исследований (I).

Строение и свойства снежной толщи. Значения высоты, плотности, продолжительности залегания и других параметров снежной толщи в годы исследований представлены в табл. 3. По данным наблюдений 2014–2019 гг. толщина снежного покрова на период максимума аккумуляции составила от 48 до 60 см при среднем значении около 55 см. Продолжительность залегания снежного покрова в годы исследований составляла от 103 до 162 дней при среднем значении около 130 дней, что соответствует средним многолетним значениям для исследуемой территории. Средневзвешенная плотность толщи в период максимума снегозапасов менялась от 180 до 290 кг/м^3 (в среднем 235 кг/м^3), запасов воды в снеге – от 90 до 145 мм (в среднем 125 мм). Даты установления, максимума и разрушения снежного покрова менялись в широких пределах, но, как и в 1950–60 годы, даты с максимальными запасами воды в снеге приходились в среднем на первую декаду марта.

Строение снежной толщи на территории исследования отличалось большим разнообразием слоёв и их свойств. В разные зимы было выделено от 10 до 17 слоёв, из них от трёх до шести корок оттепелей. При этом наибольшее число слоёв и корок наблюдается в зимы с максимальными суммами положительных температур за зиму. Осреднённые за 1957/58 и 1961/62 (2 года) и за 2014–2019 гг. (5 лет) данные показывают некоторые отличия в соотношении слоёв снега разного типа на максимум снегозапасов в 1950-е и 2010-е годы (рис. 3). Слои таяния–замерзания занимали в среднем за две зимы 1957/58 и 1961/62 гг. около 8%, осевшего снега – около 32% и огранённых кристаллов – около 60%. При этом осреднённые за пятилетний период, с 2014 по 2019 г., слои, сложенные этими классами снега, занимали в среднем 17, 35 и 48% соответственно. Как правило, число и толщина слоёв таяния–замерзания увеличиваются за счёт сокращения толщины слоёв снега с огранкой, в то время как пропорции слоёв осевшего снега сохранялись относительно неизменными.

Межгодовая изменчивость строения снежной толщи за пятилетний период современных исследований оказалась очень большой. Так, смёрзшиеся слои таяния–замерзания занимали в годы исследования от 5 до 31% толщи, слои с огранкой – 43–67%, слои рыхлого осевшего снега без огранки – от 17 до 55%, что согласуется со значениями, полученным в других районах Подмосковья Р.А. Черновым в 2001–2011 гг. [18]. Анализ более детализированных схем, построенных в соответствии с Международной классификацией [5], позволил оценить изменения пространственного положения слоёв разных типов в толще (рис. 4). Несмотря на относительно небольшие изменения пропорций слоёв снега в 1950–60-е и 2010-е годы, их пространственное положение в толще отличается.

Погодные условия зим 1958/59 и 1961/62 гг. были охарактеризованы А.В. Павловым как типичные для среднемноголетних условий исследуемой территории [9, с. 22], строение снежной толщи также может считаться репрезентативным для климатических условий того времени. В эти годы строение снежной толщи отличалось преобладанием слоёв крупнозернистого снега с огранкой и глубинной изморози в средней части

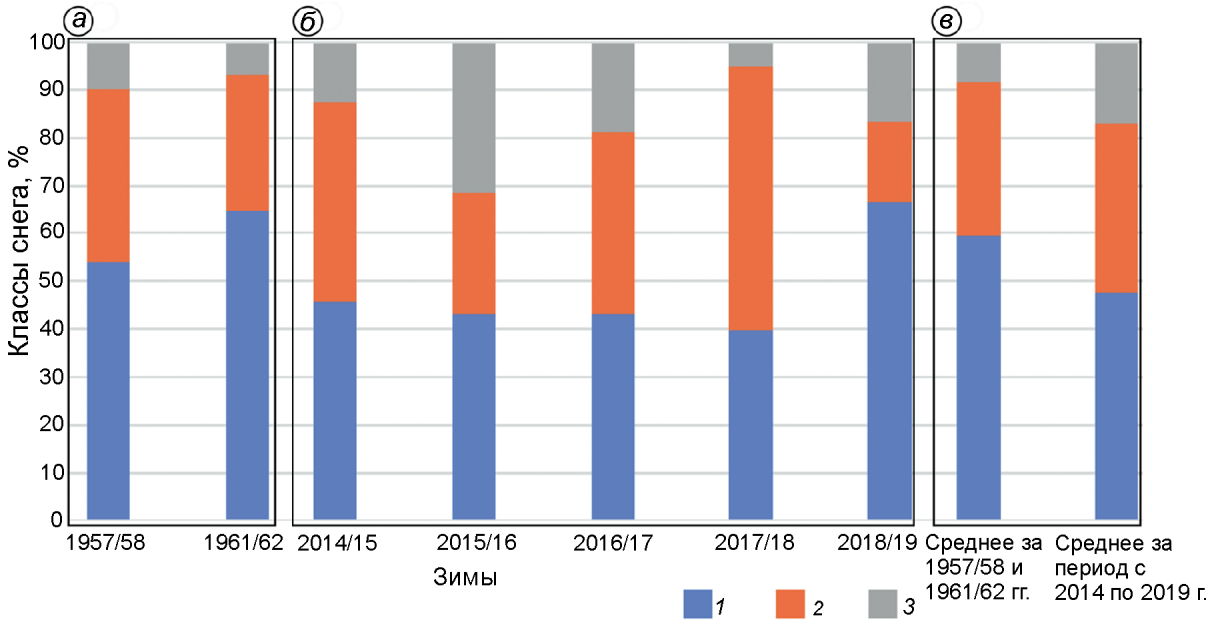


Рис. 3 Процентное соотношение слоёв снега с огранкой и глубинной изморози (*1*), осевшего снега (*2*), таяния–замерзания и ледяных корок (*3*) в снежной толще на открытых участках в период максимальных снегозапасов:
а – в зимы 1957/58 г. (по А.В. Павлову [8]) и 1961/62 г. (по А.П. Формозову [7]); *б* – в зимы 2014–2019 гг. по данным полевых измерений автора; *в* – осреднённые за зимы 1957/58 и 1961/62 гг. и за период с 2014 по 2019 г.

Fig. 3. Proportions of faceted and depth hoar crystals (*1*), rounded grains (*2*), melt-freeze layers and ice crust (*3*) in snow cover at open meadows during the maximum snow accumulation:
a – winters 1957/58 (A.V. Pavlov [8]) and 1961/62 (A.P. Formozov [7]); *б* – winters 2014–2019 (author's field measurements); *в* – 1957/58 and 1961/62 averaged, and 2014–2019 averaged

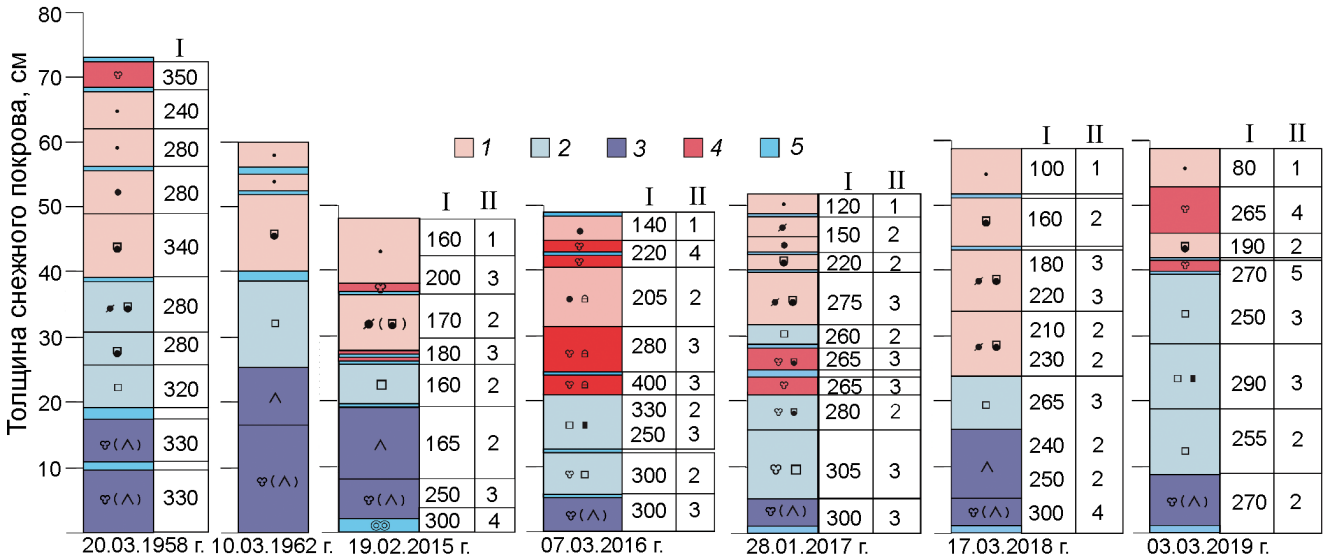


Рис. 4. Строение снежного покрова на открытых участках в период максимальных снегозапасов в зимы 1957/58, 1961/62 и 2014–2019 гг.
I – средняя плотность снега, кг/м^3; II – твёрдость снега (ручной индекс прочности по [5]).
Цветовые обозначения: *1* – свежевыпавший и осевший снег без огранки; *2* – слои с огранкой; *3* – глубинная изморозь; *4* – слои таяния–замерзания; *5* – ледяные корки. Символы и условные обозначения соответствуют данным работы [5]

Fig. 4. Snow structure at open meadows during the maximum snow accumulation in winters 1957/58, 1961/62, 2014–2019.
I – average snow density, kg/m^3; II – snow hardness (hand hardness index according to [5]).
Color code: *1* – settled snow; *2* – faceted crystals; *3* – depth hoar; *4* – melting–freezing layers; *5* – ice crusts. Symbols correspond to [5]

толщи и рыхлого осевшего снега, перемежающегося с корочками весенних оттепелей в верхней части толщи. Нижняя часть толщи отличалась наличием достаточно мощного, от 5 до 20 см, слоя таяния–замерзания, сформировавшегося в начале зимнего сезона и практически полностью перешедшего в слой крупной глубинной изморози в результате интенсивного температурно-градиентного метаморфизма. В средней части корки оттепелей были редкими и тонкими – не более 2 см. Несмотря на различия в осреднённых значениях метеорологических параметров в 1958/59 и 1961/62 гг., похожее строение и свойства снежной толщи были обусловлены продолжительными (более двух месяцев) периодами холодной погоды без оттепелей, с сильными снегопадами, которые наблюдались в оба года.

В период с 2014 по 2019 г. только зимой 2017/18 г. снежная толща имела строение, аналогичное описанным А.В. Павловым и А.Н. Формозовым для зим 1958/59 и 1961/62 гг. В остальные зимы значительно большее развитие получили слои таяния–замерзания повышенной твёрдости (3–4) и плотности (200–400 кг/м^3) в центральной части толщи, которые практически не наблюдались в 1957/58, 1961/62 и 2017/18 гг. Как правило, эти слои формировались в результате сильных оттепелей в январе и феврале и достигали толщины 5–10 см. Таким образом, строение снежной толщи в 2017/18 г., соответствующее описанию А.В. Павлова [8, 9], не может в полной мере характеризовать снежную толщу за последние пять лет, несмотря на то, что осреднённые за период пропорции основных классов снега в целом сохраняются. Характерная черта для всех полученных нами стратиграфических разрезов – наличие плотного и твёрдого слоя таяния–замерзания в нижней части толщи, который затем значительно разрыхлялся и к периоду максимальных снегозапасов переходил в слой глубинной изморози.

Обсуждение результатов

Сравнение метеорологических показателей 1950-х и 2010-х годов показывает значительные изменения зимней температуры воздуха. В результате стратиграфия снежной толщи в разные годы также была разной. В целом, в толще преобладали слои рыхлого осевшего снега, слои с огранкой и глубинной изморози, а также слои таяния–замерзания, что согласуется с результатами наблюдений на юге Подмосковья 2001–2010 гг. [16].

Сравнение стратиграфических описаний снежной толщи, выполненных на основе значительно отличающихся классификаций, использующих разные принципы выделения классов снега, оказалось возможным, но несколько субъективным. Поскольку классификации Г.Д. Рихтера и Международная классификация отличаются по степени детализированности, могут возникать неточности, связанные с переходом от менее подробной классификации к более подробной. Например, слои «старого» снега в классификации Г.Д. Рихтера содержат как слои с огранкой, подверженные температурно-градиентному метаморфизму, так и слои таяния–замерзания. Анализ пространственного положения слоёв, выделенных на основе Международной классификации, позволяет провести более детальную оценку по сравнению с классификацией Г.Д. Рихтера и точнее оценить изменения пространственного положения слоёв различных классов в снежной толще.

Лимитирующий фактор данного исследования – весьма ограниченный набор исторических данных о строении снежной толщи исследуемого района. Анализ изменчивости высоты снежной толщи в течение зимних периодов и наличия в толще корок, выполненный по данным многолетних наблюдений А.Н. Формозова [7], показывает, что в отдельные зимы (1946/47, 1951/52, 1967/68 гг. и др.) формировались слои таяния–замерзания, крупные (до 5–6 см) корки и серии корок, в том числе и в средней части толщи. Таким образом, строение снежной толщи в районе исследования отличалось большой межгодовой изменчивостью, что наблюдается и в современный период. Это соответствует представлениям М. Стурма о значительной изменчивости строения снежной толщи в пределах одного климатического класса снега.

Дальнейшее потепление климата может увеличить повторяемость тёплых зим с частыми оттепелями, сократить продолжительность залегания устойчивого снежного покрова и уменьшить его высоту. Возможен рост толщины слоёв таяния–замерзания и льдистых корок по отношению к слоям с огранкой, глубинной изморози и осевшего рыхлого сухого снега. Также возможны повышение твёрдости снега и снижение теплоизоляционных свойств. Однако бóльшая меж-

и внутригодовая изменчивость будет и дальше иметь ключевое значения для строения и свойств снежного покрова исследуемой территории. Отметим, что пространственная изменчивость строения снежной толщи может иметь важное значение при сравнении разрезов, поскольку описания, выполненные в разных точках ландшафта, даже расположенных на расстоянии первых метров друг от друга, могут сильно варьировать. Так, толщина отдельных слоёв может отличаться в несколько раз, а на ряде участков некоторые слои могут и вовсе отсутствовать [19, 20].

Выводы

Впервые выполнено сравнение стратиграфических разрезов снежной толщи исследуемой территории, описанных на основе разных классификаций и характеризующих снежную толщу в периоды 1950-х и 2010-х годов, значительно отличающихся по своим климатическим показателям. Сравнение описаний по Международной классификации снежного покрова и классификации Г.Д. Рихтера оказалось возможным, хотя и с некоторыми ограничениями. Сравнительный анализ строения снежной толщи в эти периоды показал, что в последние годы наблюдается увеличение доли слоёв таяния–замерзания по сравнению с измерениями на аналогичных участках в 1957/58 и 1961/62 гг. Доля слоёв снега с огранкой и глубинной изморози несколько уменьшается, а доля слоёв рыхлого осевшего снега сохраняется относительно неизменной.

Не нарушается большая меж- и внутригодовая изменчивость зимних погодных условий, которая оказывает на строение снежной толщи большее влияние, чем многолетние климатические тренды. Ключевую роль играют не только средние за исследуемые периоды значения метеорологических величин, но и последовательность погодных условий: оттепелей и морозов. Анализ более детализированных описаний стратиграфических разрезов позволил сравнить пространственное положение слоёв в толще и установить, что за пять лет современных наблюдений строение, аналогичное описанным А.В. Павловым и А.Н. Формозовым, наблюдалось лишь один год из пяти. В остальные годы значительно большее развитие получили слои таяния–замерзания и корки в средней части толщи, сформировавшиеся во время оттепелей в январе и феврале. Таким образом, строение снежной толщи, описанное А.В. Павловым и А.Н. Формозовым для зим 1957/58 и 1961/62 гг. и охарактеризованное ими как типичное для климатических условий того времени, не может считаться репрезентативным для периода с 2014 по 2019 г.

Благодарности. Автор выражает благодарность С.А. Сократову и Ю.Г. Селиверстову за ценные конструктивные замечания, позволившие существенно улучшить рукопись. Работа выполнена в рамках государственного задания географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова по теме «Опасность и риск природных процессов и явлений».

Acknowledgments. The author is grateful to S.A. Sokratov and Yu.G. Seliverstov for valuable constructive comments, which made it possible to significantly improve the manuscript. The work was performed in the frame of the Federal assignment of the Faculty of Geography, Lomonosov Moscow State University, research theme «Dangers and risks of natural hazards».

Литература

1. *Pielmeier C., Schneebeli M.* Developments in the stratigraphy of snow // Surveys in geophysics. 2003. V. 24. № 5–6. P. 389–416. doi: 10.1023/B:GEOP.0000006073.25155.b0.
2. *Сократов С.А., Трошкина Е.С.* Развитие структурно-стратиграфических исследований снежного покрова // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 103–109.
3. *Рихтер Г.Д.* Снежный покров, его формирование и свойства. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1945. 120 с.
4. *Кузьмин П.П.* Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 171 с.

References

1. *Pielmeier C., Schneebeli M.* Developments in the stratigraphy of snow. Surveys in geophysics. 2003, 24 (5–6): 389–416. doi.org/10.1023/B:GEOP.0000006073.25155.b0.
2. *Sokratov S.A., Troshkina E.S.* Development of structural and stratigraphic studies of snow cover. *Materialy glyaciologicheskij issledovanij*. Data of Glaciological Strudies. 2009, 107: 103–109. [In Russian].
3. *Rikhter G.D. Snezhny pokrov, ego formirovanie i svoistva.* Snow cover, its formation and properties. Moscow–Leningrad: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1945: 120 p. [In Russian].

5. *Фирц Ш., Армстронг Р.Л., Дюран И., Этхеви П., Грин И., МакКланг Д.М., Нишимура К., Сатьявали П.К., Сократов С.А.* Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова). Русское издание (Материалы гляциологических исследований, 2012–2). М.: ИГ РАН, Гляциологическая ассоциация, 2012. 80 с.
6. *Sturm M., Holmgren J., Liston G.E.* A seasonal snow cover classification system for local to global applications // Journ. of Climate. 1995. V. 8. № 5. P. 1261–1283. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2.
7. *Формозов А.Н.* Снежный покров как фактор среды, его значение в жизни млекопитающих и птиц СССР. М.: Изд-во МГУ, 1990. 287 с.
8. *Павлов А.В.* Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука, 1979. 286 с.
9. *Павлов А.В.* Теплофизические свойства и тепловой баланс снежного покрова в Подмосковье // Теплофизические вопросы геокриологии (Материалы к основам учения о мёрзлых зонах земной коры. Вып. VIII). М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 3–35.
10. *Дюнин А.К.* Механика метелей. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. 378 с.
11. *Кузьмин П.П.* Процесс таяния снежного покрова. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 348 с.
12. *Сосновский А.В., Осокин Н.И., Черняков Г.А.* Динамика снегозапасов на равнинной территории России в лесу и в поле при климатических изменениях // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 183–190. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190.
13. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Пространственная и временная изменчивость толщины и плотности снежного покрова на территории России // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 72–80. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-72-80.
14. *Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М.* Межгодовые вариации строения снежного покрова на территории России. // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2009. № 3. С. 16–25.
15. Электронныйресурс http://meteo.ru/.
16. Электронныйресурс https://rp5.ru/.
17. *Akitaya E.* Studies on depth hoar // Contributions from the Institute of Low Temperature Science. 1974. Т. 26. С. 1–67.
18. *Чернов Р.А.* Экспериментальное определение эффективной теплопроводности глубинной изморози // Лёд и Снег. 2013. № 3 (123). С. 71–77. doi: 10.15356/2076-6734-2013-3-71-77.
19. *Комаров А.Ю., Селиверстов Ю.Г., Гребенников П.Б., Сократов С.А.* Пространственно-временная неоднородность снежной толщи по данным пенетрометра SnowMicroPen // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. №. 4. С. 473–485. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-473-485.
20. *Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A.* Spatial variability of snow water equivalent–the case study from the research site in Khibiny Mountains, Russia // Journ. of Hydrology and Hydromechanics. 2019. Т. 67. № 1. С. 110–112. doi: 10.2478/johh-2018-0016.

4. *Kuz'min P.P.* Snow Cover and Snow Reserves. Jerusalem: Israel Program for Scientific Translation, 1963: 140 p.
5. *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 № 83; IACS Contribution № 1). Paris: UNESCO–IHP, 2009: 80 p.
6. *Sturm M., Holmgren J., Liston G.E.* A seasonal snow cover classification system for local to global applications. Journ. of Climate. 1995, 8 (5): 1261–1283. doi: 10.1175/1520-0442(1995)008<1261:ASSCCS>2.0.CO;2.
7. *Formozov A.N. Snezhnyi pokrov kak faktor sredy, ego znachenie v zhizni mlekopitayushchikh i ptits SSSR.* Snow cover as a factor of the environment, its role in the life of mammals and birds of the USSR. Moscow: Moscow State University, 1990: 287 p. [In Russian].
8. *Pavlov A.V. Teplofizika landshaftov.* Thermophysics of landscapes. Novosibirsk: Nauka, 1979: 286 p. [In Russian].
9. *Pavlov A.V.* Thermophysical properties and thermal balance of snow cover in the Moscow region. *Teplofizicheskie voprosy geokriologii (Materialy k osnovam ucheniya o merzlykh zonakh zemnoi kory. V. VIII).* Thermophysical problems of geocryology (Materials for the foundations of the doctrine of frozen zones of the earth's crust. Is. VIII). Moscow: Publishing house of the USSR Academy of Sciences, 1962: 3–35. [In Russian].
10. *Dyunin A.K. Mekhanika metelei.* Mechanics of snowstorms. Novosibirsk: Publishing house of the Siberian branch of the USSR Academy of Sciences, 1963: 378 p. [In Russian].
11. *Kuz'min P.P.* Melting of snow cover. Jerusalem: Israel Program for scientific Translation, 1972: iv+290 p.
12. *Sosnovsky A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A.* Dynamics of snow storages in forests and fields of Russian plains under climate changes. *Led I Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (2): 183–190. doi: 10.15356/2076-6734-2018-2-183-190. [In Russian].
13. *Osokin N.I., Sosnovsky A.V.* Spatial and temporal variability of depth and density of the snow cover in Russia. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2014, 4 (128): 72–80. doi: 10.15356/2076-6734-2014-4-72–80. [In Russian].
14. *Golubev V.N., Petrushina M.N., Frolov D.M.* Interannual variations of the snow cover structure within the territory of Russia. *Vestnik MGU. Ser. 5. Geografia.* Moscow State University Bulletin. Ser. 5. Geography. 2009, 3: 16–25. [In Russian].
15. http://meteo.ru/ last access 02.03.21
16. https://rp5.ru/ last access 02.03.21
17. *Akitaya E.* Studies on depth hoar. Contributions from the Institute of Low Temperature Science. 1974, 26: 1–67.
18. *Chernov R.A.* Experimental determination of efficient thermal conductivity of depth hoar. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2013, 3 (123): 71–77. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2013-3-71–77. [In Russian].
19. *Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A.* Spatio-temporal heterogeneity of the snow cover from data of the penetrometer SnowMicroPen. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (4): 473–485. doi: 10.15356/2076-6734-2018-4-473-485. [In Russian].
20. *Komarov A.Y., Seliverstov Y.G., Grebennikov P.B., Sokratov S.A.* Spatial variability of snow water equivalent–the case study from the research site in Khibiny Mountains, Russia. Journ. of Hydrology and Hydromechanics. 2019, 67 (1): 110–112. doi: 10.2478/johh-2018-0016.

УДК551.578.4 doi: 10.31857/S2076673421030097

Строение снежной толщи на Кольском полуострове

© 2021 г. Н.А. Казаков[1*], Е.Н. Казакова[1], А.В. Волков[2]

[1]Специальное конструкторское бюро средств автоматизации морских исследований ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия;
[2]Управление главного инженера АО «Апатит», Кировск, Россия
*cdsmd@yandex.ru

The structure of the snow thickness on the Kola Peninsula

N.A. Kazakov[1*], E.N. Kazakova[1], A.V. Volkov[2]

[1]Special Research Bureau for Automation of Marine Researches FEBRAS,Yuzhno-Sakhalinsk, Russia;
[2]Division of avalanche safety JSC «Apatit», Kirovsk, Russia
*cdsmd@yandex.ru

Received November 27, 2020 / Revised March 6, 2021 / Accepted March 19, 2021

Keywords: ***snowpack structure, snowpack texture, snowpack lithostratigraphic complex, Kola Peninsula.***

Summary

In 2016–2019, the structure of the snow thickness in the northern and central parts of the Kola Peninsula (from the Barents Sea to the Khibiny Mountains) was studied in tundra, forest-tundra, taiga, high–altitude Arctic and other landscapes during the periods of maximum recrystallization of the snow (February–April) and initial snow accumulation (October). 37 borings were made in the snow thicknesses. 399 snow layers of different ages and genesis were examined. In the total, 399 measurements of the density, porosity, structure of snow (size and shape of ice crystals) and texture (orientation of crystals and pores) of snow layers, 413 measurements of temperature at the contacts between snow layers, 46 measurements of the temporary resistance of the layer to rupture, 27 measurements of the time resistance to compression, 119 measurements of the resistance of the snow layer to horizontal sounding (with a cross-shaped tip that allows taking into account the anisotropy of the snow layer) were performed. The percentage of crystals of different classes of shapes in the layer was determined. It was found that the Kola Peninsula has a high rate of evolution of the snow thickness. Even in multi-snow winters (including the landscapes of high-altitude Arctic deserts in Khibiny and Monche-tundra) in March, up to 90% of the snow thickness is made up of snow layers with a columnar and fibrous texture, composed of ice crystals of semi-skeletal and skeletal classes of shapes with a diameters of up to 4 mm. These patterns of the evolution are typical for the Arctic and Subarctic (confirmed by studies on the Yamal Peninsula, in the lower reaches of the Northern Dvina River and in Karelia). Values of the strength characteristics of the snow layer (time resistance to rupture, resistance to compression, and to horizontal sounding with regard for the anisotropy of the snow layer texture) are the lower, the higher the content of crystals in the layer of the highest stages of evolution (skeletal) and the more developed the texture of the layer. The lowest values of strength characteristics were observed in snow layers with a fibrous texture.

Citation: Kazakov N.A., Kazakova E.N., Volkov A.V. The structure of the snow thickness on the Kola Peninsula. *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (3): 404–419. [InRussian]. doi: 10.31857/S2076673421030097.

Поступила 27 ноября 2020 г. / После доработки 6 марта 2021 г. / Принята к печати 19 марта 2021 г.

Ключевые слова: ***структура снежной толщи, текстура снежного слоя, литолого-стратиграфический комплекс снежного покрова, Кольский полуостров.***

В 2016–2019 гг. исследовалась структура, текстура и физические свойства снежной толщи в северной и центральной частях Кольского полуострова в тундровых, лесотундровых, таёжных, высокогорных арктических и других ландшафтах в периоды начального снегонакопления (октябрь) и максимальной перекристаллизации снежной толщи (февраль–апрель). В 37 шурфах было исследовано 399 снежных слоёв разного возраста. Установлено, что к марту до 90% снежной толщи состоит из снежных слоёв со столбчатой и волокнистой текстурой, сложенных ледяными кристаллами полускелетного и скелетного классов диаметром до 4 мм.

Введение

Снежный покров на Кольском полуострове – постоянно действующий фактор, сильно влияющий на социальные и экономические процессы. Физические характеристики снежного покрова, которые зависят от его стратификации, структуры и текстуры, определяют условия проходимости территории транспортными средствами в зимнее время, характеристики половодья и условия возникновения наиболее разрушительных лавин. Знания о строении снежной

толщи необходимы для решения целого ряда задач, в числе которых:

1) прогноз лавин – определение времени появления и мощности лавиноопасных снежных слоёв;

2) расчёт параметров половодья и его прогноз – скорость таяния сильно перекристаллизованной и сильно разрыхлённой снежной толщи гораздо выше, чем уплотнённой снежной толщи, что приводит к быстрому снеготаянию и стремительному подъёму уровня воды, вызывая высокий, но быстро проходящий паводок. Данный фактор не учитывается при прогнозе половодья, поэтому скорость подъёма уровня воды в половодье сильно занижается или завышается. Отметим, что для качественного прогноза половодья знание только водозапаса в снежном покрове недостаточно;

3) определение числа снегопадов и сумм твёрдых осадков за снегопад в тех районах, где нет метеорологических наблюдений, по числу снежных слоёв в снежной толще и их водному эквиваленту;

4) проходимость снежной целины транспортными средствами, которая зависит не только от толщины снежного покрова, но и от степени его перекристаллизации: при сильной перекристаллизации снежной толщи даже лёгкие снегоходы проваливаются в снег и теряют возможность передвигаться. Однако структура, текстура и стратификация снежной толщи на Кольском п-ове практически не исследовалась (за исключением Хибин), здесь никогда не создавались и карты строения снежной толщи.

Постановка задачи исследований

На Кольском п-ове стратиграфические наблюдения в снежной толще проводили с середины 1930-х годов в Хибинах Цехом противолавинной защиты ПО «Апатит» (Отдел лавинной безопасности АО «Апатит») [1] и географическим факультетом МГУ имени М.В. Ломоносова [2, 3]. Однако исследование строения снежной толщи на остальной части полуострова до 2016 г. не вели. Отсутствие данных о стратификации, структуре и текстуре снежного покрова не позволяет представить строение снежной толщи, оценить значения её физических характеристик в разные периоды зимнего сезона и построить карты снежного покрова на Кольском п-ове. Задачи настоящего исследования включают в себя: 1) получение данных о строении снежной толщи (структуры, текстуры, стратификации) в центральной части Кольского п-ова; 2) выяснение зависимости строения снежной толщи от типа ландшафта, а также зависимости прочностных характеристик снежной толщи от её структуры и текстуры; 3) изучение данных о скорости перекристаллизации снежной толщи.

При ограниченном объёме полевых наблюдений строение снежной толщи на неизученной или слабоизученной территории можно определить на основе представлений об эволюции снежного покрова [4–6] и литолого-стратиграфических комплексах снежной толщи [6, 7]. Исследования [6–10] показали, что в зимние сезоны снежная толща в однотипных ландшафтах (даже расположенных в разных регионах) со схожими гидрометеорологическими условиями имеет сходное строение. Это показывает, что процессы, формирующие снежную толщу, определяются характеристиками вмещающего ландшафта. В результате появляется возможность систематизировать типы строения снежной толщи так же, как систематизированы комплексы горных пород: по идентичности гидрометеорологических, геофизических и других условий их седиментации и диагенеза, а не по географическому положению объекта.

Снежную толщу можно описать как осадочную мономинеральную горную породу [3, 6, 11–13] (пакет снежных слоёв разного возраста с разными физическими характеристиками), в которой лёд – основной породообразующий минерал. Отметим, что понятие «снег – мономинеральная горная порода» было предложено Г.Д. Рихтером [11]. Такой подход к описанию снежной толщи позволяет использовать для её исследования методы, разработанные в геологии для описания и классификации горных пород [14].

Снежный слой, сформировавшийся во время снегопада и эволюционирующий в *однотипных* ландшафтах при сходных геофизических и метеорологических условиях, правомерно описывать как *фацию,* а генетическую совокупность снежных слоёв (снежную толщу) в *однотипном* ландшафте – как геологическую *формацию.* Тогда снежная толща, залегающая в однотипных

ландшафтах, проходящая седиментацию и диагенез (син- и эпигенез) в сходных гидрометеорологических и геофизических условиях, может быть описана как *литолого-стратиграфический комплекс (ЛСК)* [6, 7]. Воздействие на снежную толщу гидрометеорологических и геофизических факторов, близких по своим параметрам, приводит к формированию в однотипных ландшафтах в однотипные зимы спектров стратиграфических колонок с близкими структурой, текстурой, стратификацией (число и толщина снежных слоёв) и физическими характеристиками.

Учение об эволюции снежного покрова [4, 5] позволяет построить прогноз изменения структуры и текстуры снежной толщи в процессе её эволюции. В нашем представлении, эволюция снежного покрова – детерминированный процесс, вызывающий образование, накопление и метаморфизм снежной толщи в результате совокупного воздействия гидрометеорологических и геофизических факторов [6, 7]. На разных этапах эволюции формируется снежная толща с определённой структурой, текстурой и стратификацией, которые определяют физические (в том числе прочностные) характеристики снежного покрова. Литолого-стратиграфический комплекс снежного покрова эволюционирует в конкретном ландшафте под воздействием всей совокупности протекающих в нём физических, геологических и географических процессов.

В *однотипных* ландшафтах [15], расположенных в разных регионах, формируются близкие по своим параметрам ЛСК. В *неоднотипных* ландшафтах литолого-стратиграфический комплекс даже в однотипные зимы имеет разную стратификацию, структуру и текстуру снежной толщи. Эволюция ЛСК детерминирована: структурно-текстурные и физические характеристики снежной толщи задаются гидрометеорологическими и геофизическими условиями вмещающего ландшафта и могут быть рассчитаны. Тогда, зная строение снежной толщи на изученной территории, для однотипных ландшафтов можно: а) определить её строение на неизученных территориях; б) количественно описать её строение в любой период зимнего сезона на любой территории для разных типов зим. Эти представления позволяют на основе данных полевых исследований снежной толщи в шурфах, расположенных в определённых ландшафтах, построить карту строения снежной толщи (ЛСК снежного покрова) для однотипных ландшафтов по всей территории исследований.

Основные управляющие параметры в физической системе «снежная толща» – структура (форма и размер ледяных кристаллов) и текстура (взаимное расположение кристаллов в снежном слое и ориентация пор и дендритов ледяных кристаллов внутри снежного слоя, отражающая анизотропию снежного слоя, обусловленную ориентацией пор и дендритов ледяных кристаллов). При эпигенезе снежной толщи их ориентация из хаотической (монолитная текстура – изотропный слой) становится вертикальной (столбчатая и волокнистая текстуры – анизотропные слои), в результате чего прочностные характеристики снежного слоя (твёрдость, сопротивление сжатию и др.) становятся зависимы от направления приложения воздействия: параллельно простиранию слоя или вертикально. По этой причине структура и текстура снежной толщи выбраны в качестве параметров для количественного описания строения снежной толщи.

Методика исследований

Исследования проводили в северной и центральной частях Кольского п-ова: от побережья Баренцева моря до Хибин в период максимальной перекристаллизации снежной толщи (март) (рис. 1). В шурфах в снежной толще послойно определяли плотность и пористость снега (рассчитывалась через его плотность), структуру снега, текстуру снежных слоёв; измеряли температуру в снежной толще на контактах между снежными слоями, а также временно́е сопротивление снежного слоя разрыву и сжатию при вертикальном приложении нагрузки и сопротивление снежного слоя зондированию с учётом анизотропии его текстуры. В последнем случае использовали зонд с наконечником крестообразной формы [16], позволяющим учитывать анизотропию текстуры снежного слоя.

Стратиграфическую колонку описывали по классификации отложенного снега [6, 9]. Классы форм ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега определяли в соответствии с данными работ [3, 17, 18]. Одновременно выполняли площадную снегосъёмку на снегомерных

площадках в разных ландшафтах, по результатам которой определяли среднюю и максимальную толщину снежного покрова и его водный эквивалент (водозапас). Во время стратиграфических исследований снежной толщи при помощи полевой метеорологической станции вели метеорологические наблюдения, в процессе которых измеряли температуру и влажность воздуха, скорость и направление ветра, атмосферное давление, облачность, фиксировали метеорологические явления. При исследовании снежной толщи в шурфах выполняли макрофотосъёмку ледяных кристаллов из каждого снежного слоя. Затем при камеральной обработке фотографий выделяли классы форм ледяных кристаллов (для первично-идиоморфного снега – по [17], для вторично-идиоморфного снега – по морфогенетической классификации Э.Г. Коломыца [5, 18, 19]), определяли их средний и максимальный размеры и рассчитывали процентное содержание в снежном слое кристаллов разных классов форм. Эти параметры устанавливали по статистической выборке из 20–100 кристаллов каждого снежного слоя с использованием программного комплекса для автоматизации стратиграфических исследований снежной толщи в снежных шурфах [20]. Процентное содержание в снежном слое кристаллов разных классов форм и возраст снежного слоя (табл. 1) необходимо диагностировать для установления стадии эволюции снежной толщи и прогноза её преобразования.

Текстуру снежного слоя исследовали визуально. Для оценки степени упорядоченности ориентации дендритов ледяных кристаллов и пор в снежном слое выделяют три типа текстуры: монолитную, столбчатую и волокнистую [6, 9, 18]. В ходе эволюции снежной толщи текстура изменяется от монолитной до волокнистой.

Определяли число снежных слоёв, их толщину, плотность, твёрдость и их возраст (от момента формирования слоя во время снегопада и т.п.) – важнейший параметр, позволяющий рассчитывать скорость эволюции структуры снежного слоя. В качестве количественных критериев, характеризующих строение снежной толщи на разных стадиях её эволюции и служащих основанием для выделения однотипных литолого-стратиграфических комплексов снежного покрова, выбраны коэффициенты перекристаллизации $K_П$ [5, 19], вторичного рас-

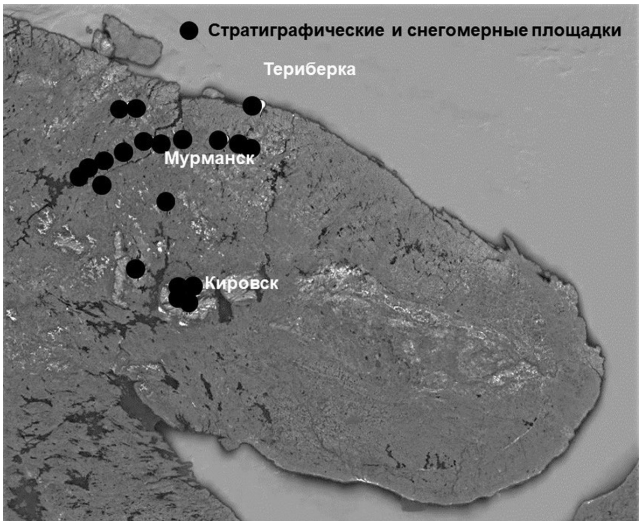


Рис. 1. Районы исследования снежной толщи в 2016–2019 гг.
Fig. 1. Areas of study of snowpack in 2016–2019.

слоения снежной толщи $K_{ВР}$ и текстуры снежного слоя $K_Т$ [6, 9]:

$$K_П = H_1/H; \quad (1),$$

$$K_{ВР} = \sum N_2/\sum H_1; \quad (2),$$

$$K_Т = H_В/H, \quad (3),$$

где H – толщина снежного покрова; H_1 – суммарная толщина снежных слоёв вторично-идиоморфного снега; $H_В$ – суммарная толщина снежных слоёв с волокнистой текстурой; $\sum N_2$ – суммарное содержание в снежной толще кристаллов скелетного, секториального и пластинчатого классов форм, %; $\sum N_1$ – суммарное содержание в снежной толще кристаллов вторично-идиоморфного снега, %.

Сочетание этих коэффициентов позволяет количественно описать строение и степень преобразования снежной толщи (табл. 2) в любой период зимнего сезона на любой территории для четырёх типов зим: мало-, средне-, многоснежных и зимы с частыми оттепелями (в такие зимы в снежной толще формируются многочисленные режеляционные и ледяные корки). От типа зимы зависят условия седиментации и диагенеза снежной толщи и её стратификация, т.е. характер и скорость её эволюции.

Тип зимы устанавливался на основе средне-многолетних данных наблюдений за осадками и снежным покровом на расположенных в районе исследований гидрометеорологических стан-

Таблица 1. **Оформление результатов стратиграфических наблюдений в снежной толще**

Шурф № 5	Местоположение: 2 км к югу от г. Кола. Левый берег р. Тулома. Правый борт долины руч. Топаревский. Валунный склон.	Дата: 02.03.2017 г.	Время: 8:50	Координаты: 68.87292°с.ш., 32.95546°в.д.

Высота, м	50	Погода	Пасмурно
Экспозиция	ЮЗ	Температура воздуха, °С	–6,3
Уклон, градусы	5	Облачность: общая/нижняя, баллы	10/10
Подстилающая поверхность	Брусничник, черничник, зелёный мох. Валуны	Ветер: направление/скорость, м/с	Штиль/0
Растительность	Смешанный елово-ольхово-берёзовый лес	Влажность воздуха, %	72,0
Состояние почвы	Талая		

Номер снежного слоя	Высота контакта, см	Толщина слоя, см	Тип снега и класс формы кристалла; текстура слоя	Плотность, г/см³	Водность, мм	Размер кристалла, мм		Содержание кристаллов разных классов форм, %																	Температура, °С	Дата формирования слоя	Возраст слоя, сутки	Пористость, %
						Средн.	Макс.	▫	↔	⊙	*	◠	⁂	▲	◬	∀	⁄	⁄⁄	⧈	▮ ▬	◪ ◪	▯ ▭	◬	= =					
																									–9,0			
12	78	8	⁄⁄ *	0,10	8,0	–	–	0	0	0	0,70	0	0	0	0	0	0	0,30	0	0	0	0	0	0	–8,0	01.03.2017	1	89,1
11	70	7	▮ ◪ ///	0,20	14,0	0,6	1,0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,70	0,30	0	0	0	–7,5	17.02.2017	12	78,2
10	63	3	••••	0,28	8,4	–	–	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	–7,0	14.02.2017	15	69,4
9	60	2	▮ ◪ ʃ	0,28	5,6	0,8	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,70	0,30	0	0	0	–6,0	12.02.2017	17	69,4
8	58	3	▮ ◪ ʃ	0,28	8,4	0,6	1,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,69	0,31	0	0	0	–6,0	01.02.2017	29	69,4
7	55	5	▮ ◪ ʃ	0,27	13,5	0,8	1,2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,64	0,36	0	0	0	–6,0	24–26.01.2017	36–34	70,5
6	50	13	▮ ◪ ▬ ʃ	0,28	36,4	0,8	1,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,73	0,27	0	0	0	–5,0	11–22.01.2017	38–49	69,4
5	37	3	▮ ◪ ◪ ʃ	0,35	10,5	0,9	1,4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,59	0,41	0	0	0	–4,0	25–31.12.2016	60–66	61,8
4	34	9	••••	0,41	36,9	0,9	1,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,0	0,0	0	0	0	–3,0	20.12.2016	71	55,2
3	25	5	▮ ◪ ▬ ʃ	0,35	17,5	1,3	2,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,56	0,44	0	0	0	–3,0	12–14.12.2016	77–79	61,8
2	20	8	▮ ◪ ʃ	0,40	32,0	1,2	1,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,40	0,60	0	0	0	–3,0	10.11.–11.12.2016	80–110	56,3
1	12	12	▮ ◪ ▯ ʃ	0,36	43,2	1,7	2,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,45	0,39	0,16	0	0	–2,0			60,7

Суммарный водозапас, мм	234,4	Характеристика снежного покрова по снегосъёмке														*Коэффициенты*	
Средняя плотность, г/см³	0,30	Средн.	84	*Направление*	*Толщина снежного покрова, см*											Перекристаллизации	0,85
Средняя толщина по снегосъёмке, см	84,2	Макс.	96	С/Ю	88	87	75	79	86	90	92	87	91	96		Вторичного расслоения	0,02
Водозапас по снегосъёмке, мм	252,9	Мин.	69	З/В	70	71	80	79	78	69	92	90	90	93		Текстуры	0.00

Структура снега (класс формы ледяного кристалла)			*Текстура снежного слоя*		*Корки*
▮ ▬ Гранный столбчатый; плоский	◪ Полускелетный столбчатый	▯ Скелетный столбчатый	ʃ Столбчатая	ʃʃ Волокнистая	•••• Фирновая

Таблица 2. **Степень преобразования структуры и текстуры снежной толщи**

Коэффициент вторичного расслоения снежной толщи	Степень преобразования структуры снежной толщи	Коэффициент текстуры снежной толщи	Степень преобразования текстуры снежной толщи
> 0,5	Сильно перекристаллизованная	> 0,3	Сильно разрыхлённая
> 0,3 – ⩽ 0,5	Средне перекристаллизованная	> 0,2 – ⩽ 0,3	Средне разрыхлённая
> 0,1 – ⩽ 0,3	Умеренно перекристаллизованная	> 0,1 – ⩽ 0,2	Умеренно разрыхлённая
⩽ 0,1	Слабо перекристаллизованная	⩽ 0,1	Слабо разрыхлённая

Таблица 3. **Зависимость прочностных характеристик снежного слоя от содержания ледяных кристаллов разных классов форм (Кольский п-ов, 2016–2019 гг.)**

Класс формы кристалла	Содержание в слое ледяных кристаллов разных классов форм, %	Временное сопротивление снежного слоя, кг/м^2		Сопротивление горизонтальному зондированию, кгс
		разрыву	сжатию	
Гранный	30–80	200–320	60–100	0,50–0,65
Полускелетный	15–63	120–180	40–70	0,35–0,55
Скелетный	6–18	43–120	18–25	0,30–0,45
	40–70	33–35	16–18	0,22–0,25

циях Мурманского УГМС [21, 22] – Ура-Губа, Териберка, Мурманск, Кола, Мурмаши, Падун (Верхнетуломский), Ниванкюль, Пулозеро, Мончегорск, Апатиты, а также на горно-лавинных участках ПО «Апатит» (ОАО «Апатит») [1] – Кировск, Центральная, Юкспор, УДО-1. В период наших исследований тип зимы определяли по толщине снежного покрова и сумме твёрдых осадков по сравнению со среднемноголетними их значениями в районе расположения шурфа.

Для решения поставленной задачи, однако, правильнее ориентироваться именно на толщину снежного покрова, поскольку скорость его перекристаллизации (т.е. скорость изменения структуры и текстуры снежных слоёв) в первую очередь зависит от толщины снежного покрова, а не от суммы твёрдых осадков. В ландшафтах тундры, лесотундры, горных тундр и Арктической пустыни сильный метелевый перенос снега вызывает уменьшение толщины снега на наветренных склонах, равнинах и водоразделах, что в свою очередь определяет высокую скорость перекристаллизации снежной толщи и формирование сильно разрыхлённой толщи с низкими значениями прочностных характеристик. Вместе с тем в понижениях рельефа и на подветренных склонах образуется снежная толща значительной глубины и высокой плотности, в которой сильно замедляются процессы перекристаллизации снега, что приводит к формированию слабо разрыхлённой снежной толщи с высокими значениями прочностных характеристик.

Таксономическая шкала литолого-стратиграфических комплексов снежного покрова [6, 7], базирующаяся на принципах построения ландшафтных классификаций, и количественная оценка степени преобразования снежной толщи (табл. 3) позволяют определять строение снежной толщи для зим разных типов на основании ряда методологических принципов. Рассмотрим их.

Ландшафтно-индикационные свойства снежного покрова дают возможность восстанавливать картину его эволюции в неизученных районах на основе ландшафтного и климатического описания. Спектр типов стратиграфических колонок снежного покрова обусловлен полиморфной структурой ландшафта [5, 8, 9], степенью его гидроморфности [6, 10] и спектром гидрометеорологических условий зимы в исследуемом районе, что позволяет рассчитать характеристики снежной толщи при недостатке полевых данных. *Представление об эволюции снежного покрова* как о детерминированном процессе позволяет в малоизученных районах выделить типы литолого-стратиграфических комплексов снежного покрова и таксоны, сходные по ландшафтным условиям седиментации и диагенеза снежной толщи с такими же таксонами в изученных районах, и на основе характеристик снежного покрова в изученных районах рассчитать значения её характеристик в неизученных районах.

С помощью разработанной методологии на основе теории эволюции снежной толщи можно

Таблица 4. **Зависимость несущей прочности снежного слоя от его текстуры (Кольский п-ов, 2016–2019 гг.)**

Класс формы кристалла; текстура снежного слоя	Плотность, г/см^3	Диаметр кристалла, средн./макс., мм	Содержание в слое ледяных кристаллов разных классов форм, %			Температура, °С	Временное сопротивление сжатию, кг/м^2
			▬▮	◪◪	▭▯		
◪ ⟆	0,21	0,8/1,2		100,0		–3,3	0,79
◪ ⟆	0,24	1,0/1,5		100,0		–1,9	0,45
▮◪ ///	0,15	0,64/1,09	77,10	22,9		–10,0	43,74
▯ ⟆⟆	0,17	2,5/4,0			100,0	–2,4	22,62
◪ ⟆	0,18	0,8/1,2				–5,8	53,28
▮ ⟆	0,19	0,8/1,2	100,0			–5,8	53,28
▯ ⟆⟆	0,19	2,5/4,0			100,0	–1,4	0,06
◪ ⟆	0,20	1,0/1,5	100,0			–3,6	17,05
▮◪ ⟆	0,20	0,67/0,99	92,86	7,14		–6,5	42,62
▮◪ ///	0,20	0,62/1,0	70,00	30,0		–8,0	43,84
▮ ⟆	0,21	0,5/–	100,0			–3,6	73,54
◪ ⟆	0,24	1,0/1,5		100,0		–3,6	17,05
▮◪ ⟆⟆	0,24	1,18/1,71	61,43	38,57		–4,0	16,11
▯ ⟆⟆	0,28	2,5/4,0			100,0	–2,4	22,62
▮◪ ⟆⟆	0,30	1,20/1,84	61,43	38,57		–3,0	18,72
▮ ///	0,32	0,45/0,57	100,0			–10,0	101,97
▮◪ ⟆⟆	0,32	1,33/2,12	60,00	40,0		–3,5	18,03
▮◪ ⟆	0,40	1,16/1,8	40,00	60,0		–3,0	41,40

Структура снега (класс формы ледяного кристалла)	***Текстура снежного слоя***
▮ Гранный столбчатый	/// Монолитная
◪ Полускелетный столбчатый	⟆ Столбчатая
▯ Скелетный столбчатый	⟆⟆ Волокнистая

описать непрерывный ряд преобразований её структуры и текстуры (т.е. определить структурно-стратиграфические особенности строения снежной толщи в разных районах, а также скорость и направление её эволюции), что позволяет дистанционно определять строение снежной толщи и характеристики литолого-стратиграфических комплексов снежного покрова с оценкой значений прочностных характеристик снежной толщи для четырёх типов зим (мало-, средне-, многоснежная и зима с частыми и глубокими оттепелями) на любой период зимы [6, 7].

Выделение литолого-стратиграфических комплексов снежного покрова проводили на основе ландшафтных карт Кольского п-ова [23–25]. При оценке проходимости снежной целины транспортными средствами принимали во внимание толщину снежного покрова и степень его разрыхления, т.е. суммарную толщину снежных слоёв с волокнистой текстурой, имеющих низкие значения прочностных характеристик (см. табл. 3, а также табл. 4 и 5). Несущая прочность снежной толщи принималась как наименьшее значение временнóго сопротивления снежного слоя сжатию при вертикальном приложении нагрузки.

В ходе стратиграфических исследований снежной толщи было описано 37 шурфов в северной и центральной частях Кольского п-ова (от берега Баренцева моря до Хибин) в ландшафтах 12 типов, исследовано 399 снежных слоёв разного возраста и генезиса, выполнено 399 измерений плотности, пористости снега, структуры снега, определений текстуры снежных слоёв, 413 измерений температуры в снежной толще,

46 измерений временнóго сопротивления снежного слоя разрыву, 27 измерений временнóго сопротивления снежного слоя сжатию и 119 измерений сопротивления зондированию (твёрдость) с учётом анизотропии текстуры снежного слоя. Исследования вели в периоды наибольшей перекристаллизации снежной толщи (февраль–март). Кроме того, в ландшафтах высокогорной Арктической пустыни (Хибины, высота 1075 м) исследования проводили в период начального снегонакопления и начальных стадий эволюции снежной толщи (октябрь).

При исследовании строения снежной толщи использованы материалы наблюдений в 92 шурфах в Хибинах в высотной зоне 370–1075 м (в том числе: 35 – в зонах зарождения лавин на восточных склонах хр. Поачвумчорр и на западном склоне хр. Кукисвумчорр; 6 – на линиях отрыва сошедших лавин), выполненных Н.А. Казаковым в 1985–1988 гг. [26] и А.В. Волковым в 2016–2018 гг. Среднюю и максимальную толщину снежного покрова и его водный эквивалент (водозапас) в разных ландшафтных зонах измеряли на 37 снегомерных площадках. На 37 метеорологических пунктах были измерены температура и влажность воздуха, скорость и направление ветра, атмосферное давление, облачность, зафиксированы метеорологические явления, что позволило связать текущие значения характеристик снежной толщи с метеорологическими условиями.

Результаты

В феврале–марте 2016 г., в марте и октябре 2017 г. и в марте–апреле 2019 г. нами были выполнены полевые исследования структуры, текстуры, стратификации и физико-механических характеристик снежного покрова в разных ландшафтах Кольского п-ова: кустарничковая тундра; лишайниково-ерниковая и ерниково-лишайниковая тундры; травянистые, травяно-моховые и кочковато-мочажинные болота; лесотундровые берёзовые редколесья и криволесья; северотаёжные сосново-берёзовые леса; северотаёжные елово-берёзовые леса; северотаёжные елово-берёзовые леса внутригорных котловин; горные лесотундровые берёзовые редколесья и криволесья; лишайниково-кустарничковые и кустарничково-лишайниковые горные тундры; горные тундры в урочищах горных склонов; высокогорные Арктические пустыни (см. рис. 1 и табл. 5). В результате полевых исследований 2019 г. и анализа данных полевых исследований 2016–2017 гг. были уточнены и дополнены данные о строении снежной толщи и исследован характер её эволюции в многоснежные зимы и зимы с оттепелями. По результатам исследований построены стратиграфические колонки снежной толщи в ландшафтах разных типов (рис. 2, 3).

Массовые измерения прочностных характеристик снежного слоя (временнóе сопротивление разрыву и сжатию; сопротивление зондированию параллельно простиранию снежного слоя с учётом анизотропии текстуры снежного слоя – дополнительный параметр для определения несущей прочности снежной толщи) показали зависимость прочностных характеристик снежного слоя (определяющих прочность снежного слоя при внешнем воздействии) от его структуры (содержания в слое кристаллов разных классов форм) и текстуры (см. табл. 3).

На основе анализа результатов полевых исследований снежной толщи на Кольском п-ове установлено, что содержание ледяных кристаллов гранного класса форм в снежном слое возрастом 7–12 сут. может составлять 100%, а в слое возрастом 20–50 сут.– 30–40%. В слое возрастом 15–30 сут. содержание кристаллов скелетного класса форм – 6–18%, в слое возрастом 20–50 сут.– 30–40%, в слое возрастом 55–65 сут.– 50–60%. В слое возрастом 50–60 сут. содержание ледяных кристаллов гранного класса форм – 10–20%, полускелетного класса форм – 20–50%, скелетного класса форм – 40–70%, секториального класса форм – 2–40%. Выявлена высокая скорость эволюции снежной толщи. Даже в многоснежные зимы в первой половине марта 60–100% снежной толщи представлено снежными слоями со столбчатой и волокнистой текстурой, сложенными кристаллами полускелетного и скелетного классов форм размером 2,0–5,0 мм.

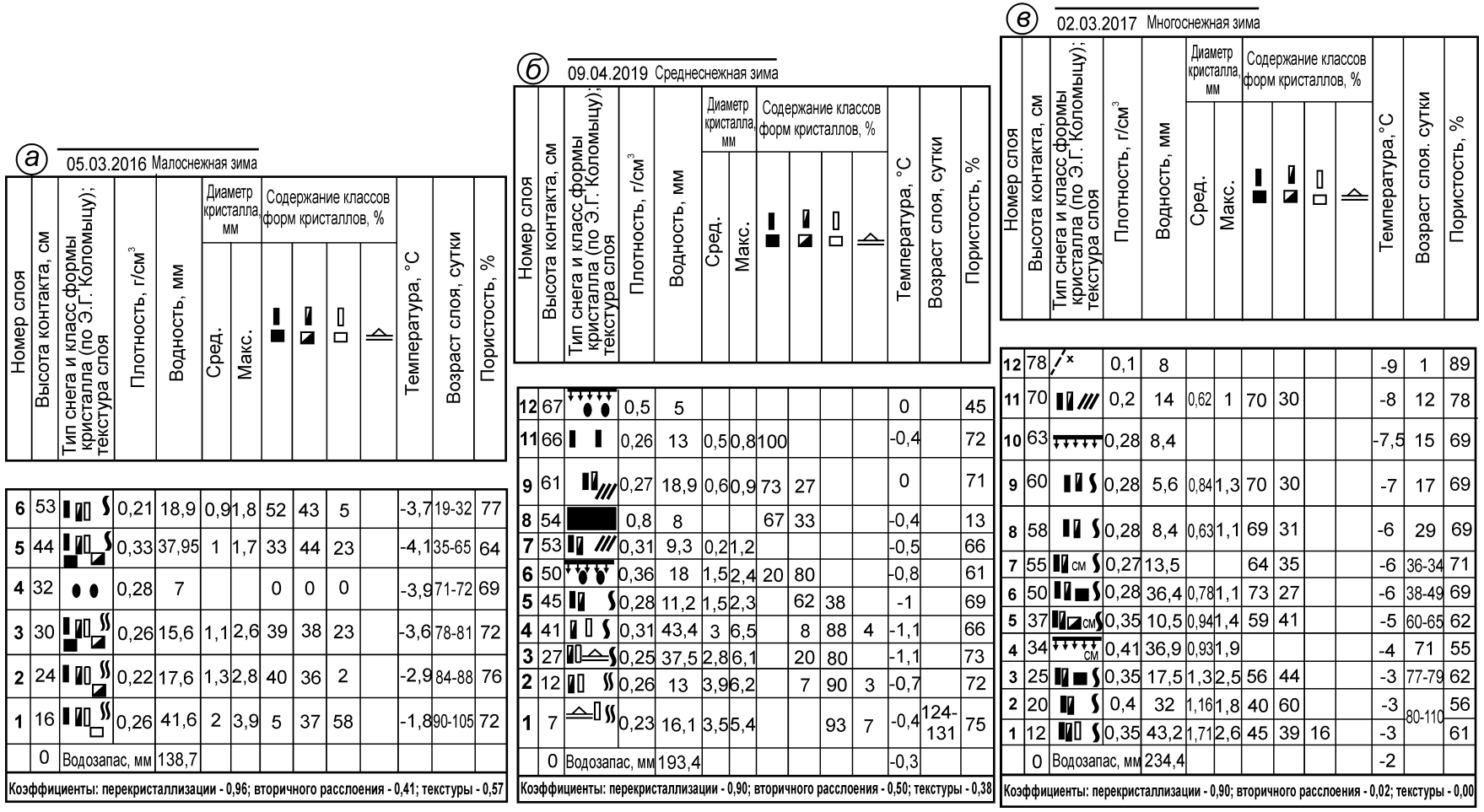
В снежном покрове в ландшафтах высокогорных Арктических пустынь в Хибинах (высота более 1000 м) формируются ослабленные снежные слои из зернистой изморози, погребённой в снежной толще под слоем свежевыпавшего и метелевого снега (см. табл. 1 и рис. 2, 3). Её пе-

Таблица 5. **Строение снежной толщи на Кольском полуострове в период максимальной перекристаллизации снежной толщи (первая декада марта)**

Литолого-стратиграфический комплекс снежного покрова	Высота, м	Толщина снежного покрова,см		Степень перекристаллизации и разрыхления снежной толщи*					Проходимость снежной целины транспортными средствами**
		среднемного-летняя	в шурфе	$K_П$	$K_{ВР}$	$K_Т$	Тип зимы	Тип снежной толщи	
I. Травянистых комплексов морских побережий	20	30	24	0,74	0,07	0,00	2, 4	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
II. Кустарничково-лишайниковых и лишайниково-кустарничковых тундр	200–300	45	46	0,93	0,14	0,13	2, 4	Умеренно перекристаллизованная, умеренно разрыхленная	Х
			27	0,82	0,11	0,26	3	Умеренно перекристаллизованная, средне разрыхлённая	У
III. Травянистых, травяно-моховых и кочковато-мочажинных болот с редкой сосной и берёзой	100–250	50	90	0,88	0,01	0,03	1, 4	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
			64	0,74	0,14	0,30	1	Умеренно перекристаллизованная, умеренно разрыхлённая	У
			43	1,00	0,29	0,40	3	Умеренно перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
IV. Лесотундровых берёзовых редколесий и криволесий лишайниковых и лишайниково-зелёномошных	200–250	63	104	0,85	0,08	0,00	1, 4	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
			86	1,00	0,19	0,00	1	Умеренно перекристаллизованная, слабо разрыхленная	Х
V. Лесотундровых берёзовых криволесий кустарничково-зеленомошных	200–250	63	123	0,93	0,07	0,00	1, 4	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
			75	0,99	0,14	0,25	1	Умеренно перекристаллизованная, средне разрыхлённая	У
VI. Лесотундровых берёзовых криволесий лишайниково-зеленомошных	150–250	75	116	0,97	0,02	0,00	1	Слабо перекристаллизованная, слаборазрыхлённая	Х
VII. Северотаёжных елово-сосновых лесов зеленомошных	100–150	54	85	0,90	0,01	0,11	1, 4	Слабо перекристаллизованная, умеренно разрыхлённая	Х
			55	0,96	0,12	0,36		Умеренно перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
VIII. Северотаёжных сосновых лесов кустарничково-зеленомошных	100–150	54	73	0,93	0,03	0,25	1, 4	Слабо перекристаллизованная, средне разрыхлённая	У
			50	0,92	0,16	0,48	2	Умеренно перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
IX. Северотаёжных елово-берёзовых лесов кустарничково-зеленомошных	20–80	63	78	0,86	0,02	0,00	1, 4	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
			67	0,90	0,51	0,18	2, 4	Сильно перекристаллизованная, умеренно разрыхлённая	У
			53	0,96	0,27	0,57	3	Умеренно перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П

X. Северотаёжных елово-берёзовых лесов лишайниково-зеленомошных	50–150	54	77	0,90	0,03	0,13	1, 4	Слабо перекристаллизованная, умеренно разрыхлённая	У
			56	0,96	0,18	0,46	2	Умерено перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
XI. Северотаёжных берёзовых лесов кустарничково-зеленомошных	50–150	54	58	0,91	0,11	0,43	2	Умеренно перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
XII. Северотаёжных берёзово-елово-сосновых лесов лишайниково-зелено-мошных и лишайниковых	100–150	62	71	0,94	0,15	0,23	1	Средне перекристаллизованная, средне разрыхлённая	У
XIII. Северотаёжных сосновых лесов кустарничково-зеленомошных	100-200	54	69	0,87	0,00	0,00	1	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
XIV. Северотаёжных березовых лесов внутригорных котловин	300–400	119	122	0,88	0,08	0,20	1	Слабо перекристаллизованная, средне разрыхленная	У
			113	0,89	0,26	0,31	2	Средне перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
XV. Северотаёжных елово-берёзовых зеленомошных лесов внутригорных котловин	300–400	119	152	0,81	0,01	0,00	1, 4	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
			151	0,89	0,06	0,13	1	Средне перекристаллизованная, средне разрыхлённая	У
XVI. Горных лесотундровых берёзовых редколесий и криволесий	300– 400	129	105	0,95	0,21	0,26	3	Средне перекристаллизованная, среднеразрыхлённая	У
			92	0,99	0,26	0,32	3	Средне перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
XVII. Лишайниково-кустарничковых и кустарничково-лишайниковых горных тундр	200–300	57	34	1,00	0,23	0,21	3, 4	Средне перекристаллизованная, средне разрыхлённая	П
			48	0,75	0,24	0,73	3	Средне перекристаллизованная, сильно разрыхлённая	П
XVIII. Горных тундр	400–700	130	111	0,81	0,08	0,02	3	Слабо перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
			66	1,00	0,37	0,15	3	Средне перекристаллизованная, умеренно разрыхлённая	У
			56	1,00	0,20	0,16	3	Умеренно перекристаллизованная, умеренно разрыхлённая	У
XIX. Высокогорных Арктических пустынь	Более 700	115	69	0,97	0,14	0,00	3, 4	Умеренно перекристаллизованная, слабо разрыхлённая	Х
			57	1,00	0,07	0,23	3	Слабо перекристаллизованная, средне разрыхлённая	У

*Коэффициенты строения снежной толщи: $К_П$ – перекристаллизации, $К_{ВР}$ – вторичного расслоения, $К_Т$ – текстуры.
Тип зимы:1 – многоснежная, 2 – среднеснежная, 3 – малоснежная, 4 – с оттепелями.
**Проходимость снежной целины транспортными средствами: Х – хорошая, У – удовлетворительная, П – плохая.



а) 05.03.2016 Малоснежная зима

Номер слоя	Высота контакта, см	Тип снега и класс формы кристалла (по Э.Г. Коломыцу); текстура слоя	Плотность, г/см³	Водность, мм	Диаметр кристалла, мм: Сред.	Диаметр кристалла, мм: Макс.	Содержание классов форм кристаллов, %				Температура, °С	Возраст слоя, сутки	Пористость, %
6	53		0,21	18,9	0,9	1,8	52	43	5		-3,7	19-32	77
5	44		0,33	37,95	1	1,7	33	44	23		-4,1	35-65	64
4	32		0,28	7			0	0	0		-3,9	71-72	69
3	30		0,26	15,6	1,1	2,6	39	38	23		-3,6	78-81	72
2	24		0,22	17,6	1,3	2,8	40	36	2		-2,9	84-88	76
1	16		0,26	41,6	2	3,9	5	37	58		-1,8	90-105	72
	0	Водозапас, мм		138,7									

Коэффициенты: перекристаллизации - 0,96; вторичного расслоения - 0,41; текстуры - 0,57

б) 09.04.2019 Среднеснежная зима

Номер слоя	Высота контакта, см	Тип снега и класс формы кристалла (по Э.Г. Коломыцу); текстура слоя	Плотность, г/см³	Водность, мм	Диаметр кристалла, мм: Сред.	Диаметр кристалла, мм: Макс.	Содержание классов форм кристаллов, %				Температура, °С	Возраст слоя, сутки	Пористость, %
12	67		0,5	5							0		45
11	66		0,26	13	0,5	0,8	100				-0,4		72
9	61		0,27	18,9	0,6	0,9	73	27			0		71
8	54		0,8	8			67	33			-0,4		13
7	53		0,31	9,3	0,2	1,2					-0,5		66
6	50		0,36	18	1,5	2,4	20	80			-0,8		61
5	45		0,28	11,2	1,5	2,3		62	38		-1		69
4	41		0,31	43,4	3	6,5		8	88	4	-1,1		66
3	27		0,25	37,5	2,8	6,1		20	80		-1,1		73
2	12		0,26	13	3,9	6,2		7	90	3	-0,7		72
1	7		0,23	16,1	3,5	5,4			93	7	-0,4	124-131	75
	0	Водозапас, мм		193,4							-0,3		

Коэффициенты: перекристаллизации - 0,90; вторичного расслоения - 0,50; текстуры - 0,38

в) 02.03.2017 Многоснежная зима

Номер слоя	Высота контакта, см	Тип снега и класс формы кристалла (по Э.Г. Коломыцу); текстура слоя	Плотность, г/см³	Водность, мм	Диаметр кристалла, мм: Сред.	Диаметр кристалла, мм: Макс.	Содержание классов форм кристаллов, %				Температура, °С	Возраст слоя. сутки	Пористость, %
12	78		0,1	8							-9	1	89
11	70		0,2	14	0,62	1	70	30			-8	12	78
10	63		0,28	8,4							-7,5	15	69
9	60		0,28	5,6	0,84	1,3	70	30			-7	17	69
8	58		0,28	8,4	0,63	1,1	69	31			-6	29	69
7	55	см	0,27	13,5			64	35			-6	36-34	71
6	50		0,28	36,4	0,78	1,1	73	27			-6	38-49	69
5	37	см	0,35	10,5	0,94	1,4	59	41			-5	60-65	62
4	34	см	0,41	36,9	0,93	1,9					-4	71	55
3	25		0,35	17,5	1,3	2,5	56	44			-3	77-79	62
2	20		0,4	32	1,16	1,8	40	60			-3	80-110	56
1	12		0,35	43,2	1,71	2,6	45	39	16		-3		61
	0	Водозапас, мм		234,4							-2		

Коэффициенты: перекристаллизации - 0,90; вторичного расслоения - 0,02; текстуры - 0,00

Рис. 2. Стратиграфические колонки снежной толщи в много-, средне- и малоснежную зиму. Северная тайга, берёзово-еловый лес. Левый берег р. Тулома.

а – малоснежная зима (2016 г.); *б* – среднеснежная зима (2019 г.); *в* – многоснежная зима (2017 г.)

Fig. 2. Pitsofthesnowpackinasnow-heavy, medium-snowandlow-snow winter. Northern taiga. Birch and spruce forest. Left Bank of the Tuloma River.

a – low-snow winter (2016); *б* – medium-snow winter (2019); *в* – snow-heavy winter (2017)

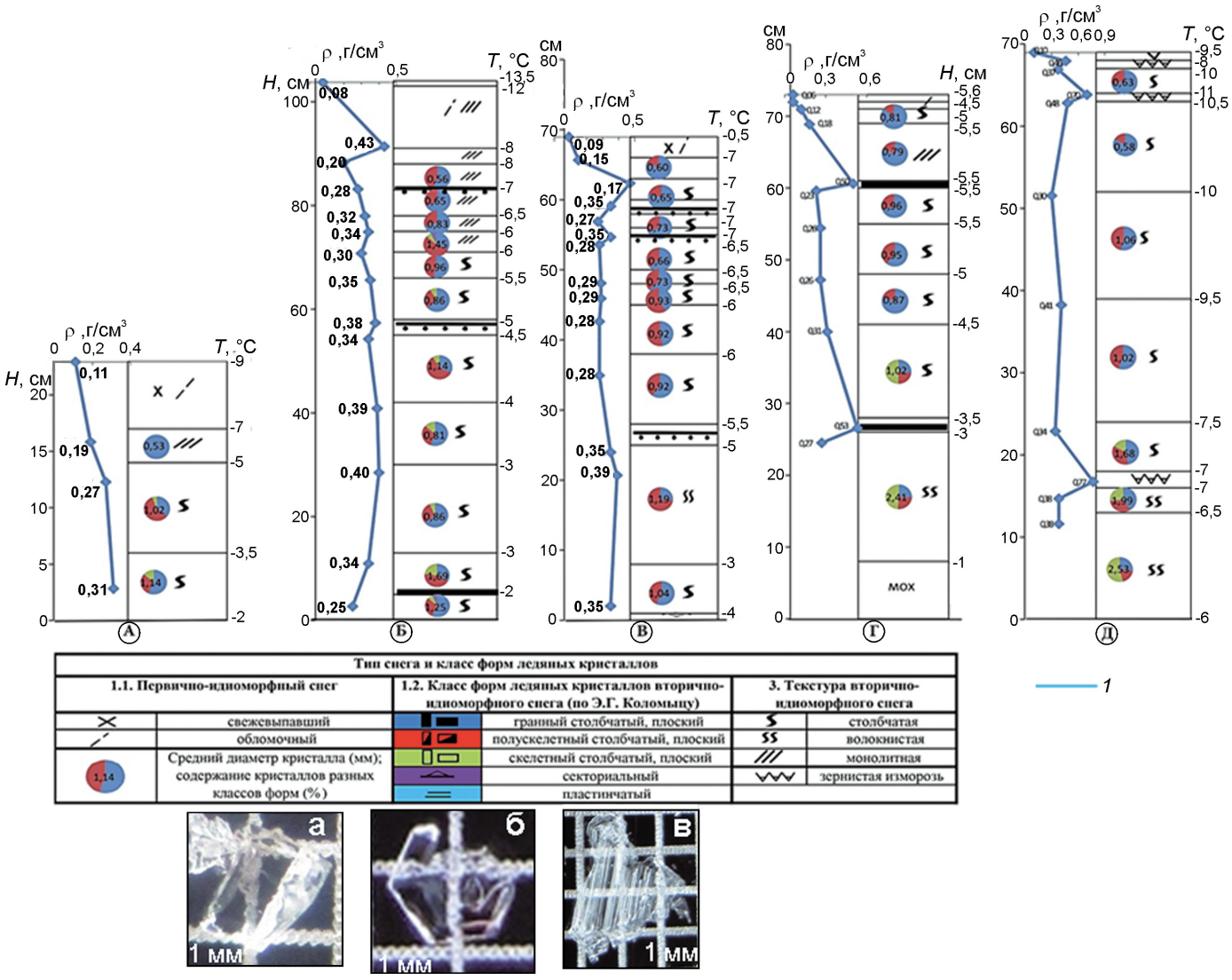


Рис. 3. Различия в строении и физических характеристиках снежной толщи в разных ландшафтах Кольского полуострова.
А – кустарничковая тундра; Б – лесотундровые берёзовые редколесья и криволесья; В – северотаёжные сосново-берёзовые леса; Г – травяно-моховые болота; Д – высокогорные Арктические пустыни; *1* – плотность, г/см³. Ледяные кристаллы: а – гранный; б – полускелетный; в – скелетный (март 2017 г.). *H* – толщина снега, см; *T* – температура, °C

Fig. 3. Differences in the structure and physical characteristics of the snow pack in different landscapes of the Kola Peninsula.
А – shrub tundra; Б – forest; tundra birch woodlands and crooked woodlands; В – North taiga pine and birch forests; Г – grass; moss swamps; Д – high; altitude Arctic deserts; *1* – density, g/sm³. Ice crystals: a – faceted; б – semi-skeletal; в – skeletal (March 2017). *H* – height of snow pack, cm; *T* – temperature, °C

рекристаллизация приводит к возникновению в снежной толще снежных слоёв с низкими значениями прочностных характеристик (временнóе сопротивление разрыву и сжатию) – лавиноопасных слоёв. На основе данных полевых исследований определены количественные характеристики строения снежной толщи (степень преобразования её структуры и текстуры) и её тип (см. табл. 5) и выполнена оценка проходимости снежной целины транспортными средствами в много- и среднеснежную зимы (см. табл. 5) в марте – период наибольшей перекристаллизации снежной толщи и её наименьшей несущей прочности.

Обсуждение результатов

Анализ результатов стратиграфических наблюдений в снежной толще показал, что в центральной части Кольского п-ова через 12–20 сут. после формирования снежного слоя в нём появляются ледяные кристаллы скелетного класса форм размером 1,3–2,2 мм. Через 50–80 сут. (в зависимости от метеорологических условий предзимья и начального периода снегонакопления) возникают ослабленные снежные слои с волокнистой текстурой, выполненные ледяными кристаллами полускелетного и скелетного классов форм диаметром 2,0–5,0 мм. Даже в многоснежные зимы в первой половине марта 60–80% снежной толщи выполнено ледяными кристаллами полускелетного и скелетного классов форм размером 2,0–5,0 мм со (см. табл. 1 и рис. 2, 3). Ледяные кристаллы секториального и пластинчатого классов форм появляются в снежной толще через 85–100 сут. после формирования снежного слоя. Уже в январе в подошве снежной толщи возникают слои кристаллов скелетного класса форм с волокнистой текстурой плотностью 0,22–0,30 г/см^3. В апреле снежная толща вступает в период регрессивного метаморфизма и её строение упрощается, а сама толща становится прочнее.

В многоснежные зимы в марте до 100% снежной толщи может быть выполнено также снежными слоями со столбчатой и волокнистой текстурой, сложенными ледяными кристаллами полускелетного и скелетного классов форм, а в ландшафтах высокогорных Арктических пустынь в Хибинах и Монче-тундрах (в которых формируется толща метелевого снега плотностью до 0,55 г/см^3) к началу марта до 90–100% снежной толщи может быть сложено перекристаллизованными ледяными кристаллами полускелетного и скелетного классов форм размером до 3,95 мм. В многоснежные зимы с оттепелями в снежном покрове формируются многочисленные ледяные и режеляционные корки (см. рис. 2, *б*, *в*; рис. 3, Б–Г), сильно замедляющие скорость перекристаллизации и разрыхления снежной толщи (см. табл. 5). Скелетные кристаллы появляются в этой зоне очень рано: уже в последней декаде октября на плато Айкуайвенчорр мы отмечали кристаллы скелетного класса форм размером до 2,5 мм. Содержание таких кристаллов в приземном слое (при толщине снежного покрова 36 см) достигало 20%. Это подтверждается и результатами наблюдений других исследователей [1].

Высокая скорость эволюции снежной толщи характерна для многих районов Арктики и Субарктики, что подтверждается результатами наших полевых исследований на п-ове Ямал, в низовьях р. Северная Двина [6, 7] и в Карелии. В этих районах в середине зимы в подошве снежной толщи формируются слои кристаллов скелетного класса форм с волокнистой текстурой плотностью 0,22–0,30 г/см^3. Слои погребённой зернистой изморози – характерная особенность строения снежной толщи в Хибинах (и, вероятно, в ландшафтах высокогорных Арктических пустынь во всех горных массивах Кольского п-ова (рис. 4). Зернистая изморозь образуется в высотной зоне 500–1100 м на поверхности снежного покрова (см. рис. 4, *а*) в туманную и ветреную погоду при температуре воздуха –2 °С и ниже. На плато Ловчорр (высота 1101 м над ур. моря) за зиму в виде зернистой изморози выпадает до 56 мм осадков (до 6% всех осадков, выпадающих за зимний период) [1, 27]. Эти слои существенно уменьшают несущую прочность снежной толщи и, естественно, проходимость транспортными средствами снежной целины с высокой (в целом) несущей прочностью в ландшафтах высокогорных Арктических пустынь. Кроме того, лавиноопасные слои, формирующиеся из погребённой зернистой изморози, играют важную роль в образовании эпи- и полигенетических лавин.

Как показал анализ полевых измерений прочностных характеристик снежного слоя (временнóе

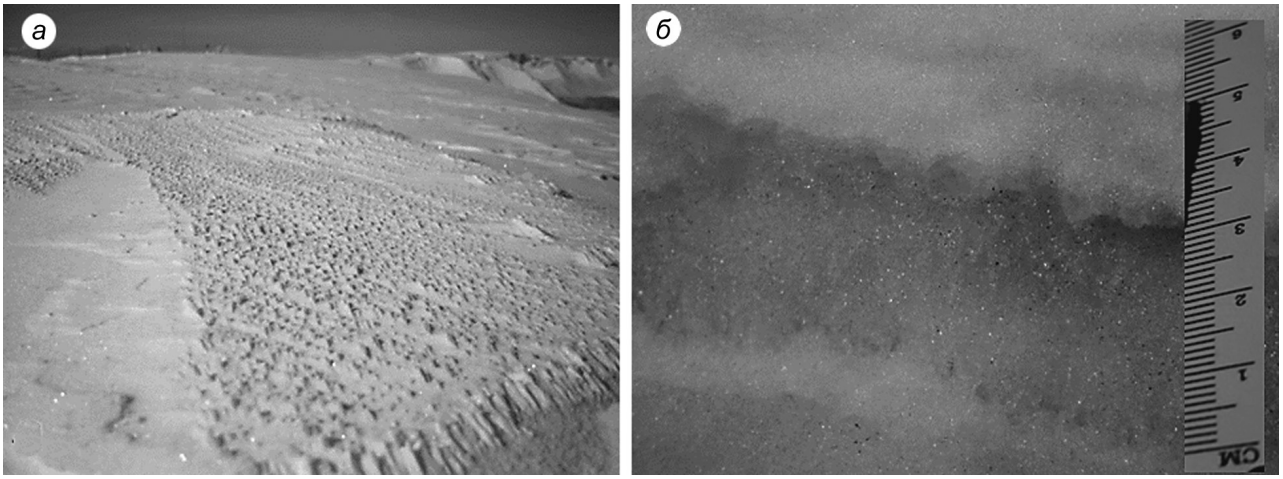


Рис. 4. Зернистая изморозь (Хибины, плато Расвумчорр):
а – отложенная на поверхности снежного покрова; *б* – погребённая в снежной толще
Fig. 4. Hard rime (The Khibiny mountain, the Rasvumchorr plateau):
а – deposited on the surface of the snow cover; *б* – buried in the snow pack

сопротивление разрыву и сжатию, сопротивление горизонтальному зондированию с учётом анизотропии текстуры снежного слоя), их значения тем ниже, чем выше содержание в слое кристаллов высших стадий эволюции (скелетных) и чем более развита текстура слоя: наименьшие значения прочностных характеристик отмечены в снежных слоях с волокнистой текстурой, сложенных ледяными кристаллами скелетного класса форм (см. табл. 3, 4). Отметим, что прямой зависимости временнóго сопротивления сжатию и разрыву и сопротивления горизонтальному зондированию от температуры и плотности снежного слоя не наблюдается. Высокая скорость эволюции снежной толщи на Кольском полуострове и высокая степень её перекристаллизации и разрыхления (в результате чего даже в ландшафтах высокогорных Арктических пустынь формируется снежная толща с низкими значениями прочностных характеристик) играет важную роль в формирования в снежной толще лавиноопасных слоёв.

Заключение

1. В ходе эволюции снежной толщи в центральной части Кольского п-ова через 12–20 сут. после формирования снежного слоя появляются ледяные кристаллы скелетного класса форм; через 85–100 сут.– кристаллы секториального и пластинчатого классов форм. За 70–80 сут. даже в толще плотного метелевого снега формируются ослабленные снежные слои с волокнистой текстурой, сложенные кристаллами полускелетного и скелетного классов форм (лавиноопасные слои). В многоснежные зимы в марте до 100% снежной толщи может состоять из слоёв со столбчатой и волокнистой текстурой, сложенных кристаллами полускелетного и скелетного классов форм размером 2,0–5,0 мм.

2. Значения прочностных характеристик снежного слоя (временнóе сопротивление разрыву и сжатию, сопротивление горизонтальному зондированию с учётом анизотропии текстуры снежного слоя) тем ниже, чем выше содержание в слое кристаллов высших стадий эволюции (скелетных) и чем более развита текстура слоя; наименьшие значения прочностных характеристик отмечены в снежных слоях с волокнистой текстурой.

3. Определены количественные характеристики строения снежной толщи в разных литолого-стратиграфических комплексах снежного покрова центральной части Кольского п-ова и выполнена оценка проходимости снежной целины транспортными средствами в много- и среднеснежную зиму в феврале–марте (в период наибольшей перекристаллизации снежной толщи).

4. На Кольском п-ове высокая скорость эволюции снежной толщи и высокая степень её перекристаллизации и разрыхления повсеместно создают условия для образования эпи- и полигенетических лавин.

Литература

1. *Зюзин Ю.Л.* Суровый лик Хибин. Мурманск: Реклам. полиграфия, 2006. 236 с.
2. *Савельев Б.А., Лаптев М.Н., Лаптева Н.И.* Строение, состав, физико-механические свойства снега в Хибинах и их изменения в процессе метаморфизма // Снег и лавины Хибин. М.: изд. МГУ, 1967. С. 201–239.
3. *Тушинский Г.К.* Лавины. Возникновение и защита от них. М.: Географгиз, 1949. 214 с.
4. *Тушинский Г.К.* Эволюция снежной толщи // Вопросы географии. 1950. № 27. С. 350–355.
5. *Коломыц Э.Г.* Теория эволюции в структурном снеговедении. М.:«ГЕОС», 2013. 435 с.
6. *Казаков Н.А.* Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова: эволюция снежного покрова в Арктике и прогноз изменения физико-механических характеристик снежной толщи // Комплексные научные исследования и сотрудничество в Арктике: взаимодействие вузов с академическими и отраслевыми научными организациями. Материалы Всерос. конф. с междунар. участием. Архангельск: Издательский дом имени В.Н. Булатова, 2015. С. 126–131.
7. *Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В., Жируев С.П.* Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова // Криосфера Земли. 2018. Т. XXIV. № 1. С. 72–93.
8. *Коломыц Э.Г.* Структура снега и ландшафтная индикация. М.: Наука, 1976. 206 с.
9. *Древило М.С.* Геоэкологические исследования снежного покрова на основе его ландшафтно-индикационных свойств: на примере о. Сахалин: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Барнаул: ИВиЭП СО РАН, 2001. 27 с.
10. *Kazakov N.A., Gensiorovskiy J.V., Zhiruev S.P., Drevilo M.S.* Stratigrafic complexes of a snow cover // Annals of Glaciology. 2012. V. 58 (61). P. 39–44.
11. *Рихтер Г.Д.* Использование снега в народном хозяйстве // Вопросы изучения снега и использования его в народном хозяйстве. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 5–22.
12. *Савельев Б.А.* Строение и состав природных льдов. М.: изд. МГУ, 1980. 280 с.
13. *Котляков В.М.* Избранные сочинения. Кн. 5. В мире снега и льда. М.: Наука, 2002. 383 с.
14. Геологический словарь. В 2-х томах. М.: Недра, 1978. 970 с.
15. *Николаев В.А.* Проблемы регионального ландшафтоведения. М.: изд. МГУ, 1979. 160 с.
16. *Епифанов В.П., Казаков Н.А.* Пенетрометр. Патент Российской Федерации № 137923.Зарегистрирован в Госреестре 5 февраля 2014 г. Бюл. № 6.

References

1. *Zyuzin J.L. Suroviy lik Hibin.* These vere face of Khibin. Murmansk: Advertising polygraphy, 2006: 236 p. [In Russian].
2. *Savel'ev B.A., Laptev M.N., Lapteva N.I.* Structure, composition, physical and mechanical properties of snow in Khibiny and their changes in the process of metamorphism. *Sneg I laviny Hibin.* Snow and avalanches of Khibiny. Moscow: Moscow State University, 1967: 201–239. [In Russian].
3. *Tushinskij G.K. Laviny. Vozniknovenie I zashchita ot nih.* Avalanches. Occurrence and protection from them Moscow: Geografgiz, 1949: 214 p. [In Russian].
4. *Tushinskiy G.K.* Snowpack evolution. *Voprosy Geografii.* Problems of Geography. 1950, 27: 350–355. [In Russian].
5. *Kolomyts E.G. Teoriya ehvolyucii v strukturnom snegovedenii.* Evolution Theory in Structural Snow Studies. Moscow: GEOS, 2013: 435 p. [In Russian].
6. *Kazakov N.A.* Litho-stratigraphic complexes of snow cover: the evolution of snow cover in the Arctic and the forecast of changes in the physical and mechanical characteristics of the snow pack. *Kompleksnye nauchnye issledovaniya i sotrudnichestvo v Arktike: vzaimodejstvie vuzov s akademicheskimi i otraslevymi nauchnymi organizatsiyami. Materialy Vseros. konf. s mezhdunar. uchastiem.* Integrated research and cooperation in the Arctic: in teraction of universities with academic and industry scientific organizations. Materials of the All-Russian Conf. with intern. cooperation. Arkhangel'sk: Izdatel'skij Dom SAFU, 2015: 126–131. [In Russian].
7. *Kazakov N.A., Gensiorovskiy J.V., Zhiruev S.P.* Lithological and stratigraphic complexes of snow cover. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2018, XXIV (1): 72–93. [In Russian].
8. *Kolomyts E.G. Struktura snega i landshaftnaya indikaciya.* Snow structure and landscape indication. Moscow: Nauka, 1976: 206 p. [In Russian].
9. *Drevilo M.S. Geoekologicheskie issledovaniya snezhnogo pokrova na osnove ego landshaftno-indikatsionnykh svoistv: na primere o. Sakhalin.* Geoecological studies of snow cover on the base of its landscape-indication properties: Sakhalin Island as an example. PhD-thesis. Barnaul IViEP SO RAN, 2001: 27 p. [In Russian].
10. *Kazakov N.A., Gensiorovskiy J.V., Zhiruev S.P., Drevilo M.S.* Stratigrafic complexes of a snow cover. Annals of Glaciology. 2012, 58 (61): 39–44.
11. *Rikhter G.D.* The use of snow in the national economy. *Voprosy izucheniya snega i ispol'zovaniya ego v narodnom khozyajstve.* Questions of the study of snow and its use in the national economy. Moscow: Izd-vo AN SSSR, 1955: 5–22. [In Russian].
12. *Savel'ev B.A. Stroenie i sostav prirodnyh l'dov.* Structure and composition of natural ice. Moscow: MGU, 1980: 280 p. [In Russian].
13. *Kotlyakov V.M. Izbrannye sochineniya. Kn. 5. V mire snega i l'da.* Selected essays. Book 5. In the world of snow and ice. Moscow: Nauka, 2002: 383 p. [In Russian].
14. *Geologicheskij slovar'.* Geological dictionary. In 2 volumes. Moscow: Nedra, 1978: 970 p. [In Russian].
15. *Nikolaev V.A. Problemy regional'nogo landshaftovedeniya.* Problems of regional landscape studies. Moscow: MGU, 1979: 160 p. [In Russian].

17. Международная классификация для сезонно-выпадающего снега (руководство к описанию снежной толщи и снежного покрова) // МГИ. 2012. Вып. 2. 80 с.
18. *Sokratov S.A., Kazakov N.A.* Dry-snow metamorphism expressed by crystalshape // Annals of Glaciology. 2012. V. 58 (61). P. 51–56.
19. *Коломыц Э.Г.* Методы кристалло-морфологического анализа структуры снега. М.: Наука, 1977. 199 с.
20. *Кононов И.А.* Разработка программного комплекса для автоматизации стратиграфических исследований снежной толщи в снежных шурфах // Материалы 4-й Всерос. конф. молодых учёных «Современные проблемы геологии, геохимии и геоэкологии Дальнего Востока России». Владивосток: Дальнаука, 2012. С. 264–265.
21. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Сер. 3. Многолетние данные. Вып. 2. Мурманская область. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. 316 с.
22. https://rp5.ru.
23. Атлас Мурманской области. М.: изд. ГУГК, 1971. 44 с.
24. *Лошкарева А.Р., Королева Н.Е.* Крупномасштабная карта растительности ключевого участка в лесотундре Кольского полуострова: методические особенности составления и анализ // Геоботаническое картографирование: Ежегодник. 2013. С. 112–124.
25. *Черненькова Т.В., Пузаченко М.Ю., Басова Е.В., Королева Н.Е.* Ценотическое разнообразие и картографирование растительного покрова центральной части Мурманской области // Геоботаническое картографирование: Ежегодник. 2015. С. 78–94.
26. *Казаков Н.А.* Стратиграфия снежной толщи в долинах рек Кунийок, Вудъяврйок (Хибины). Тез. докл. XIV гляциол. симпозиума «Гляциология от Международного геофизического года до Международного полярного года». Иркутск: изд. Ин-та географии СО РАН, 2008. С. 45.
27. *Музыченко А.А., Волков А.В., Рябчиков М.В.* Погребённая в снежной толще зернистая изморозь как один из факторов формирования лавиноопасных слоев в Хибинах // Сб. трудов III Междунар. симпозиума «Физика, химия и механика снега». Ч. I. ДВГИ ДВО РАН. Южно-Сахалинск: Типография КАНО, 2017. С. 80–86.

16. *Epifanov V.P., Kazakov N.A. Penetrometr.* Penetrometer. Patent of the Russian Federation № 137923 Registered in the state. Register 05 February 2014, 6. [In Russian].
17. International Classification for Seasonal Snowfall (guide to the description of snow thickness and snow cover). *Materialy glyatsiologicheskikh issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2012, 2: 80 p. [In Russian].
18. *Sokratov S.A., Kazakov N.A.* Dry-snow metamorphism expressed by crystal shape. Annals of Glaciology. 2012, 58 (61): 51–56.
19. *Kolomyts E.G. Metody kristallo-morfologicheskogo analiza struktury snega.* Crystallomorphological methods of analysis of the snow structure. Moscow: Nauka, 1977: 199 p.
20. *Kononov I.A.* Development of a software package for the automation of stratigraphic studies of the snow layer in snow pits. *Materialy 4 Vseros. konf. Molodyh uchyonyh «Sovremennye problem geologii, geohimii i geoekologii Dal'nego Vostoka Rossii»*.«Modern problems of geology, geochemistry and geoecology of the Far East of Russia». Proc. of the 4th Russ. Young Scientist Conf. Vladivostok: Dal'nauka, 2012: 264–265. [In Russian].
21. *Nauchno-prikladnoj spravochnik po klimatu SSSR. Seriya 3. Mnogoletnie dannye. Vypusk 2. Murmanskaya oblast'.* Scientific and applied reference book on the climate of the USSR. Series 3. Long-term data. Is. 2. Murmansk region. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1988: 316 p. [In Russian].
22. https://rp5.ru.
23. *Atlas Murmanskoj oblasti.* The Murmansk Region. An Atlas. Moscow: GUGK, 1971: 44 p. [In Russian].
24. *Loshkareva A.P., Koroleva N.E.* Large-scale vegetation map of a key area in the forest tundra of the Kola Peninsula: methodological features of compilation and analysis. *Geobotanicheskoe kartografirovanie: Ezhegodnik*. Geobotanical mapping: Yearbook. 2013: 112–124. [In Russian].
25. *Chernen'kova T.V., Puzachenko M.Yu ., Basova E.V., Koroleva N.E.* Coenotic diversity and mapping of vegetation cover in the central part of the Murmansk region. *Geobotanicheskoe kartografirovanie: Ezhegodnik*. Geobotanical mapping: Yearbook. 2015: 78–94. [In Russian].
26. *Kazakov N.A.* Stratigraphy of the snow pack in the valleys of the Kuniyok and Vudyavryok rivers (Khibiny). *Tezisy dokladov XIV Glyaciologicheskogo simpoziuma «Glyaciologiya from Mezhdunarodnogo geofizicheskogo goda do mezhdunarodnogo Polyarnogo goda»*. Thesis of the XIV Glaciological Symposium «Glaciology from the International Geophysical Year to the International Polar Year». Irkutsk: Institut geografii SO RAN, 2008: 45. [In Russian].
27. *Muzychenko A.A., Volkov A.V., Ryabchikov M.V.* Hard rime buried in snow as following one of the factors of avalanche formation in hibins. *Sb. tr. III Mezhdunar. simp. «Fizika, himiya i mekhanika snega»*. 3th Intern. Symposium «Physics, chemistry and mechanics of snow». Yuzhno-Sakhalinsk, 2017: 80–86. [In Russian].

УДК 551.577.53 (571.56) doi: 10.31857/S2076673421030098

Эколого-геохимическая оценка снежного покрова Якутска

© 2021 г. В.Н. Макаров*, Н.В. Торговкин

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

Ecological and geochemical characteristics of the snow cover in the Yakutsk city (Central Siberia)

V.N. Makarov*, N.V. Torgovkin

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

Received December 24, 2020 / Revised April 26, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***snow cover, geochemistry, ecology, aerosol pollution, Yakutsk.***

Summary

For the first time, the geochemistry of snow cover on the territory of the city of Yakutsk, the largest city located in the permafrost zone, is considered on the basis of recent methods of analysis. To study the chemical composition of the snow cover and estimate the ecological state of the city in March 2020, 80 snow samples were collected on its territory and analyzed for a wide range of chemical elements. It was found that the background chemical composition of the soluble phase of the snow cover in the Yakutsk region is typical for the middle taiga landscapes of Yakutia: chloride-hydrocarbonate, predominantly calcium, with an acidic reaction and very low mineralization. On the basis of the present-day technique of analysis, the features of the transformation of the chemical composition of the soluble phase of snow cover in the urbanized area were evaluated. In the zone of technogenic action, the mineralization of snow water increases following the increase in the concentration of sulfates, calcium and ammonium; the reaction becomes alkaline. The technogenic load on the snow cover in Yakutsk and the main factors of its formation had been determined. The contribution of pollutants in the gas-aerosol phase is approximately 0.2% of the volume of winter dust fallout. In winter, the main source of pollution of the atmosphere here is the motor transport, and to a smaller degree - energy facilities and industrial enterprises. The features of the macro- and microelement composition of the soluble phase of snow were established as well. Macropollutants and nitrogen compounds account for 90–95% of the total atmospheric precipitation, the major quantity of which is carbon. The most contrasting technogenic transformation of microelements is characteristic of Cu, Fe, Cd, Sn, Zn, and Al. The value and parameters of the winter atmospheric load on the snow cover had been determined. The characteristics of the ionic composition of the soluble phase of snow in Yakutsk and the parameters of their changes had been revealed. Almost throughout the whole city, the level of contamination with toxic elements is estimated as low and moderately dangerous. Heavy metal pollution of the snow cover here is noticeably lower than this takes place in the cities of Eastern Siberia (Blagoveshchensk, Bratsk, Irkutsk, Chita).

Citation: Makarov V.N., Torgovkin N.V. Ecological and geochemical characteristics of the snow cover in the Yakutsk city (Central Siberia). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (3): 420–430. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030098.

Поступила 24 декабря 2020 г. / После доработки 26 апреля 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***снежный покров, геохимия, экология, аэрозольное загрязнение, Якутск.***

Анализируются результаты геохимического изучения снежного покрова на территории города Якутска. Установлено, что в зимней атмосфере города формируются полиэлементные техногенные аэрогеохимические аномалии тяжёлых металлов, редких, рассеянных и радиоактивных элементов. Наиболее контрастная техногенная трансформация (превышение над фоном) наблюдается для Cu, Fe, Cd, Sn, Zn и Al. Величина газово-аэрозольной нагрузки химических элементов изменяется в пределах семи порядков: от 10*n* мг/(м^2·сут.) для макрокомпонентов Ca и C до минимальных значений для редких и рассеянных элементов (Be, Ag, Tl, Th, Pt, Au) – 0,00000*n* мг/(м^2·сут.). Практически на всей территории города уровень загрязнения снежного покрова токсичными элементами оценивается как низкий и умеренно опасный.

Введение

Снежный покров – депонирующая среда для атмосферных поллютанов. Он характеризуется рядом свойств, которые позволяют использовать его в качестве удобного индикатора загрязнения атмосферного воздуха. С помощью результатов исследования состава растворимой фазы снега можно также получать информацию об основных тенденциях распределения загрязняющих веществ в атмосфере. Исследованиями ИМГРЭ [1] экспериментально доказана возможность использо-

вать снежный покров как индикатор загрязнения атмосферного воздуха в урбанизированных условиях. Работы по изучению химического состава снежного покрова проведены в регионах и городах Восточной Сибири: в Благовещенске [2], Иркутской области [3], Чите [4]. Авторы настоящей статьи изучают химический состав снежного покрова на территории Якутии с 1984 г.

Цель исследования – выяснение эколого-геохимической обстановки на территории г. Якутск на основе изучения макро- и микроэлементного состава растворимой фазы снега с применением современных методов анализа. Основу работы составляют результаты наблюдений авторов на территории Якутска в марте 2020 г. и данные многолетнего мониторинга химического состава атмосферных осадков на стационаре «Туймаада» Института мерзлотоведения СО РАН (ИМЗ СО РАН).

Методика исследований

Для получения информации о количестве, происхождении и химическом составе снежного покрова авторами 18–22 марта 2020 г. на территории города было отобрано 80 проб снега (рис. 1). Фоновый участок наблюдений находился в районе оз. Чабыда в 25 км к юго-западу от города за пределами зоны техногенного воздействия (см. рис. 1). Отбор проб проводили в оптимальный период для изучения снега, непосредственно перед началом снеготаяния. Пробы снега на точке наблюдений отбирали на площадке 30 × 30 см (без снятия 1,5 см снега у почвы). Минимальная удалённость от проезжей части составляла не менее 30 м, в большинстве случаев – более 200 м. В каждом пункте выполняли 5–6 измерений толщины снежного покрова при помощи складной вешки с сантиметровой разметкой. Для отбора пробы использовали маркированный по 0,5 см стеклянный цилиндр со стальным окаймлением диаметром 82 мм, который опускали с поверхности снежного покрова на плоскую прямоугольную стальную лопатку на высоте 1,5 см от почвы либо у поверхности льда. Далее пробу помещали в пластиковый пакет и помещали на электронные весы для расчёта массы снега и определения его плотности. Дополнительно замеряли температуру воздуха и снега (на поверхности и на почве) при помощи переносной термопары. Пробы ежедневно поступали в лабораторию ИМЗ СО РАН, где непосредственно перед анализом при комнатной температуре их плавили. После полного таяния пробу разделяли на твёрдую и жидкую фазы путём фильтрования через бумажные фильтры «синяя лента» с диаметром пор 1 мкм.

Аналитическую обработку геохимических проб проводили в лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны ИМЗ СО РАН (аналитики Л.Ю. Бойцова, Е.С. Петрова, О.В. Шепелева) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (ИПТМ РАН), г. Черноголовка, Московская обл. Все пробы снега анализировали по аттестованным методикам с использованием стандартных образцов сравнения в аккредитованных лабораториях; проведены также процедуры внутреннего и внешнего аналитического контроля. Камеральные работы предусматривали статистическую и графическую обработку результатов лабораторных работ, а также анализ полученных материалов. Для оценки степени загрязнённости снежного покрова использовали следующие эколого-геохимические коэффициенты: *Pn* мг/(м^2·сут.) – величина общей нагрузки, создаваемой поступлением каждого химического элемента на снежный покров, которая учитывает нагрузку и концентрацию химического элемента *C* (мг/л) в растворимой фазе снега; *KK* – коэффициент концентрации – показатель уровня аномальности содержаний химических элементов; Z_c – суммарный показатель загрязнения снежного покрова, характеризующий эффект воздействия группы элементов. Их описание, расчётные формулы и порядок расчётов приведены в работе [1]. Построение карт проводилось по программе SASPlanet на основе базы картографических материалов; за основу были взяты карты Яндекс.ру. В Surfer методами триангуляции и кригинга строились карты-схемы [5, 6].

Описание района

Город Якутск расположен в среднем течении р. Лена, в широкой долине Туймаада, и протягивается вдоль левого берега реки на 20 км. Якутск – крупнейший и старейший город в мире, расположенный в сплошной криоли-

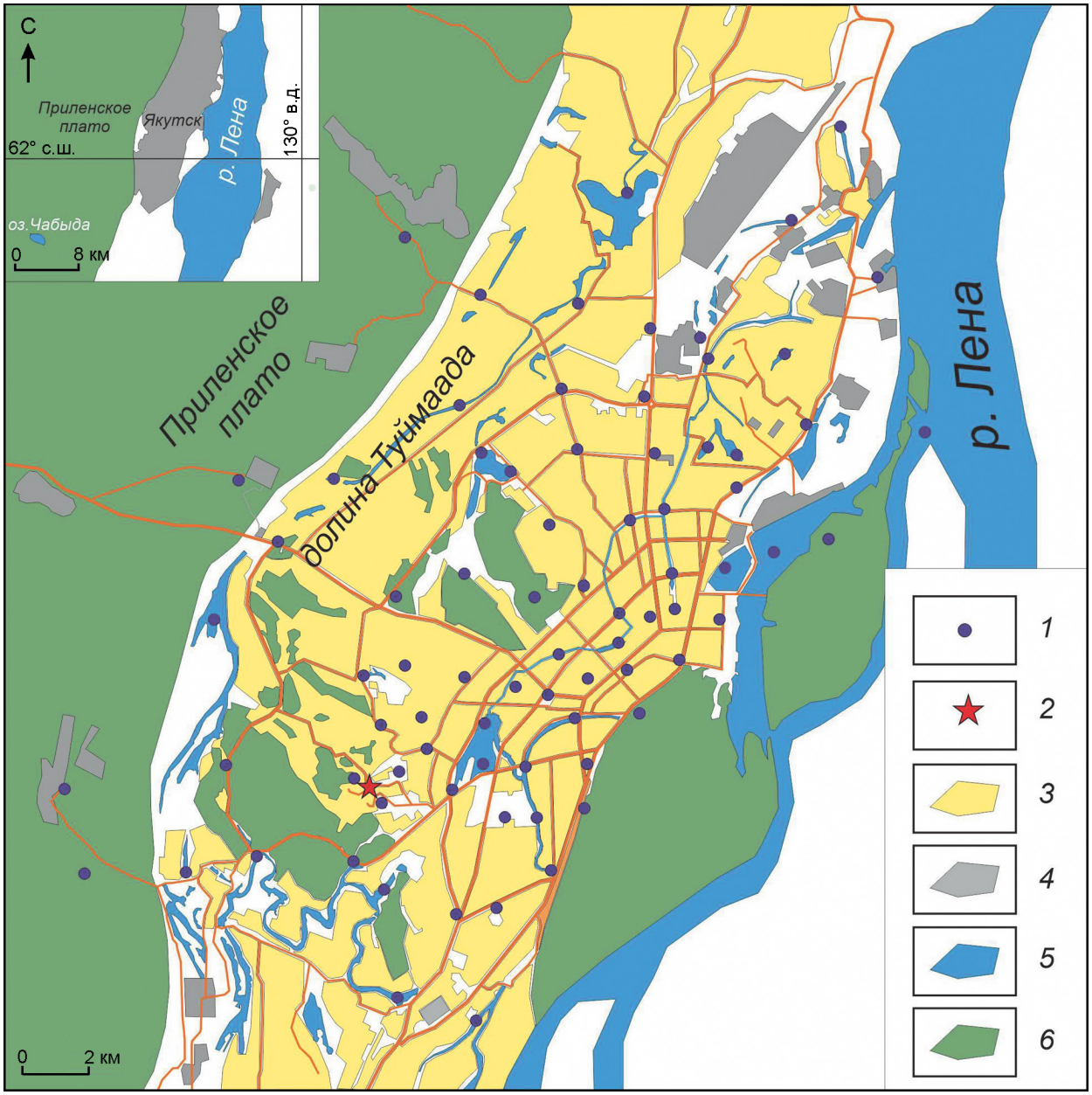


Рис. 1. Карта фактического материала:
1 – пункты отбора проб; *2* – стационар «Туймаада»; *3* – селитебная зона; *4* – промышленная зона; *5* – река, озёра; *6* – леса, луга
Fig. 1. Map of the actual material:
1 – sampling points; *2* – Tuymaada station; *3* – residential area; *4* – industrial zone; *5* – river, lakes; *6* – forests, meadows

тозоне. По величине это третий город в Дальневосточном федеральном округе после Владивостока и Хабаровска. Отметим, что за последние 20 лет численность населения выросла со 195 тыс. в 2000 г. до 323 тыс. в 2020 г. Планировочная структура города – радиально-кольцевая. Частая сетка улиц образует значительное число небольших по площади кварталов (от 2 до 8 га). Проезжая часть улиц в основном приподнята. Характер застройки неровный: на окраинах города – преимущественно одно- и двухэтажные строения, в центральной части города – капитальная застройка каменными зданиями (от 4–5 до 9–16 этажей).

По *классификации климатов* А.А. Григорьева и М.И. Будыко [7], Якутск находится в зоне действия климата недостаточно влажного (индекс сухости от 1 до 2), умеренно тёплого (в тёплый

период), с суровой малоснежной зимой. Основное влияние на климат района зимой оказывает отрог азиатского антициклона, связанный с вторжением из Арктики холодных воздушных масс. Формирование высокого давления начинается уже с сентября и сопровождается резким похолоданием. В этих условиях зима характеризуется преобладанием штилей, малой облачностью и сильными устойчивыми морозами. Летом усиливается циклоническая деятельность. Циклоны приходят с запада, северо-запада или юго-запада. Континентальность климата обусловлена удалённостью района Якутска от Атлантического океана и защищённостью горными массивами от Тихого океана. Наиболее открыт этот район для арктического воздуха, поэтому в основные сезоны в Якутске преобладают континентальный воздух умеренных широт и арктический воздух. Это и обусловливает экстраконтинентальный климат Якутска, не имеющий аналогов на всей равнинной части Северного полушария [8].

Ветровой режим в значительной степени связан с местоположением города. Так как долина реки в районе города направлена с юга на север, преобладают ветры северной четверти горизонта, в основном северного и северо-западного направления. Отличительная черта ветрового режима Якутска – большая повторяемость штилей. Чаще всего безветренная погода наблюдается в декабре–феврале. Средняя скорость ветра в этот период – 0,8 м/с. Средняя годовая скорость ветра в городе – 2,4 м/с. *Среднегодовая температура воздуха* за период непрерывных метеонаблюдений (1883–2019 гг.) варьирует от −7,2 до −12,1 °С, среднегодовое количество осадков – 235 мм. По данным Ю.Б. Скачкова [8], тенденция повышения среднегодовой температуры воздуха значительна, отмечается стабильный рост, что вызвано, главным образом, повышением температуры зимой (с октября по апрель). *Сумма осадков* по месяцам и по годам близка к норме. Характеристики снежного покрова в Якутске в последние 50 лет оставались на уровне многолетних средних показателей, однако межгодовая изменчивость отдельных характеристик снежного покрова усилилась. В 2003 и 2010 гг. в Якутске отмечались абсолютные минимумы максимальной среднедекадной толщины снежного покрова, равные 20 см, а 2005 г. – абсолютный максимум, составивший 50 см. В зимний период 2019–2020 гг. наблюдалось 196 дней с устойчивым снежным покровом.

На территории города насчитывается около 160 крупных предприятий, имеющих стационарные источники выбросов в атмосферу загрязняющих веществ, количество которых достигает 11 700 т [9]. К стационарным источникам выбросов относятся объекты теплоэнергетики: крупные электростанции (газотурбинные ЯГРЭС, ЯГРЭС-1 и тепловая ЯТЭЦ) и многочисленные котельные. В Якутске и его пригородах работают 145 промышленных котельных, более 400 маломощных автономных котельных, использующих газовое топливо, а также небольшие дизельные и угольные котельные. По данным ГИБДД Якутска, в 2018 г. в столице и пригородах зарегистрировано порядка 119 тыс. единиц автотранспорта, выбрасывающих в атмосферу около 34 тыс. т загрязнителей. В зимнее время количество автотранспорта снижается примерно на 1/3 в основном за счёт легковых автомобилей.

Уровень загрязнения атмосферного воздуха Якутска оценивается как повышенный. Загрязнение атмосферного воздуха на территории города неравномерно. Больше всего загрязнён воздух в центральной части города, где повторяемость концентраций взвешенных веществ ВВ, превышающих ПДК, достигает 43% [9]. В 2014–2018 гг. прослеживалась тенденция снижения среднегодовых концентраций диоксида азота, оксида азота, сероводорода, фенолов и аммиака. Наблюдался рост среднегодовых концентраций взвешенных веществ, формальдегида, бенз(а)пирена и небольшое повышение оксида углерода. Концентрация газов NO_2 и CO, приоритетных по объёмам выбросов в атмосферу города, и в летнее, и в зимнее время примерно одинаковая (ПДК зима/лето): NO_2 – 0,480/0,482; CO – 0,369/0,331. Зимой основной объём выбросов связан с автотранспортом и отоплением города, летом – с автотранспортом и поступлением с поверхности земли.

Результаты и обсуждение

Основные пути попадания загрязняющих веществ в зимнюю атмосферу города – техногенные выбросы, выпадение атмосферных осадков и, в небольшой степени, поступление пылевых частиц с поверхности земли. Уровень накопле-

Таблица 1. **Средняя концентрация химических компонентов (мг/л) в снежном покрове фонового участка г. Якутск (март 2020 г.)**

Компоненты	Оз. Чабыда	Компоненты	Оз. Чабыда
pH	5,13	NO_2^-	0,050
Eh, мВ	544	NO_3^-	0,657
Ca^{2+}	0,710	F^+	0,018
Mg^{2+}	0,312	Li^+	0,005
Na^+	0,600	Sr^{2+}	0,280
K^+	0,350	Ba^{2+}	0,005
NH_4^+	0,200	HPO_4^{2-} (P)	0,036
HCO_3^-	4,330	Минерализация	6,447
Cl^-	1,054	Взвешенные вещества*	0,007
SO_4^{2-}	0,387		
Химический состав (формула Курлова)		$\frac{C\ 57\ Cl\ 32\ S\ 7\ NO_3\ 4}{Ca\ 32\ Na\ 25\ Mg\ 22\ NH_4\ 12\ K\ 9}$	

*Содержание дано в г/л.

ния химических элементов в снежном покрове связан с их концентрацией в выпадениях и с объёмом выпадений в течение зимнего времени. Наблюдения за химическим составом снежного покрова проводятся в процессе многолетнего мониторинга на территории города и на стационаре «Туймаада» ИМЗ СО РАН. Результаты мониторинговых наблюдений позволили дать качественную и количественную оценку выпадений атмосферных осадков: изменение содержания химических компонентов и плотности, а также объёма выпадений.

Химический тип снеговых вод в районе оз. Чабыда – хлоридно-гидрокарбонатный, смешанный по составу катионов с преобладанием кальция, с очень низкой минерализацией – около 6 мг/л (табл. 1) и кислой реакцией (pH = 5,13). Он характерен для среднетаёжных ландшафтов Якутии [10]. Техногенное воздействие городского хозяйства вызывает повышение концентрации в снежном покрове большинства химических компонентов: Ca, Mg и Na, аммония, сульфатов, карбонатов, хлоридов. Химический состав городских снеговых вод остаётся хлоридно-гидрокарбонатным с резко возрастающей ролью кальция и относительно повышенной по сравнению с фоном щёлочностью. Распределение химических компонентов в снежном покрове Якутска приведено в табл. 2.

Установлены общие закономерности техногенного воздействия: реакция снеговых вод города переходит в нейтральный интервал (pH = 7,30), величина минерализации и градиент концентраций большинства компонентов в центральной части города повышаются. Экологическое неблагополучие в центральной части города обусловлено климатическими, геоморфологическими и техногенными факторами. Якутск находится в нижней части речной долины и оказывается в зоне зимней инверсии, где фиксируется до 56 туманных дней в году. Результат слабого проветривания – высокое загрязнение воздуха. В последние годы застройка поймы ещё сильнее ухудшила условия проветривания данной территории. Кроме того, северное и северо-западное направление преобладающих ветров способствует переносу загрязнителей из северной промышленной зоны города в селитебную.

По степени повышения величины газово-аэрозольной нагрузки макрокомпоненты и соединения азота растворимой фазы снега образуют ряд, кларк концентрации компонентов в котором возрастает до 1,3 для калия до 12–14 для сульфатов и кальция:

$K^+ < NO_3^- < Cl^- < Mg^{2+}$, $Na^+ < Ca^{2+}$ $NH_4^+ < NO_2^-$, $HCO_3^- < SO_4^{2-}$.

На долю макрополлютантов и соединений азота приходится 90–95% общего объёма газово-аэрозольных продуктов выпадений. Соотношение макрополлютантов по величине плотности выпадений в пересчёте на элемент C>N>S показывает преобладание углерода, на долю которого приходится около 72% общего объёма зимних выпадений. По средней концентрации и плотности атмосферных выпадений г. Якутск можно назвать «углеродным» городом.

Газово-аэрозольная нагрузка в холодное время года (поступление загрязнителей в растворимой фазе снежного покрова из атмосферы) неравномерно распределяется на территории города. Аномальное поле электропроводности снежного покрова (снеговой воды) выше 70–80 мСм/см практически локализуется в пределах города. К западу от городской территории формируется слабая локальная аномалия электропроводности, обусловленная энергетическим и транспортным воздействием: выбросами ГРЭС-2 и автотранспорта. Величина газовой и аэрозольной нагрузки в районе города по данным десятилетнего мониторинга снежного покрова на стационаре «Туймаада» имеет устойчи-

Таблица 2. **Содержание макрокомпонентов (мг/л) соединений азота в снежном покрове и величина газово-аэрозольной нагрузки *Pn* на территории г. Якутск (зима 2020 г.)***

Компоненты	$C_{мин.}$	$C_{макс.}$	$C_{арифм.}$	$C_{геом.}$	Стандартное отклонение ±σ	*Pn*, мг/(м²·сут.)	
						средняя	максимальная
pH	6,77	7,70	7,30	7,29	0,2	–	
Eh, мВ	441	553	494	493	26,7		
EC, мСм/см	9	96	60	43	78,1		
Ca^{2+}	1,40	17,71	8,53	7,62	3,8	10,1	20,9
Mg^{2+}	0,40	24,89	1,87	1,42	2,9	2,2	29,4
Na^{+}	0,01	110,0	3,06	1,41	12,2	3,6	129,7
K^{+}	0,10	2,10	0,47	0,41	0,3	0,5	2,5
NH_4^{+}	0,60	12,0	1,85	1,50	1,7	2,2	14,2
HCO_3^{-}	10,72	87,4	31,17	28,80	12,6	36,8	103,1
SO_4^{2-}	0,70	104,0	3,17	1,80	11,5	3,7	122,6
Cl^{-}	1,11	133,9	5,28	3,42	14,7	6,2	157,9
NO_2^{-}	0,01	1,00	0,38	0,28	0,2	0,4	1,2
NO_3^{-}	0,86	2,50	1,43	1,40	0,3	1,7	2,9
Минерализация	14,68	74,41	41,61	35,77	45,6	35,3	63,1
Химический состав (формула Курлова)	$\frac{C\ 67\ Cl\ 20\ S\ 9\ NO_3\ 3\ NO_2\ 1}{Ca\ 52\ Mg\ 19\ Na\ 16\ NH_4\ 12\ K\ 1}$						

*Содержание: $C_{мин.}$ – минимальное; $C_{макс.}$ – максимальное; $C_{арифм.}$ – среднее арифметическое; $C_{геом.}$ – среднее геометрическое.

вый тренд повышения (рис. 2). Минерализации растворимой фазы снежного покрова увеличилась с 12–16 мг/л в 2008–2010 гг. до 20–24 мг/л в 2015–2019 гг. в основном за счёт гидрокарбонатов. При относительно постоянном объёме выбросов в атмосферу стационарными источниками в Якутске в 2008–2019 гг. повышение концентрации гидрокарбонатов связано с региональным переносом углекислого газа [11] и, как следствие, с относительным ростом кислотности снежного покрова (рис. 3).

Объёмы выбросов микрополлютантов значительно ниже, чем макрокомпонентов, но существенно выше по токсичности и уровню концентрирования (KK = 10÷100) в снежном покрове. Распределение химических элементов (макро- и микроэлементов, редких, рассеянных и радиоактивных) в растворимой фазе снежного покрова и величина газово-аэрозольной нагрузки приведены в табл. 3. Величина газово-аэрозольной нагрузки макроэлементов растворимой фазы снега колеблется от 0,*n* (Mg, S, K, Si, Al) до *n* (Cl, N, Na) и 10*n* мг/(м²·сут.) для C и Ca – основных компонентов зимних атмосферных выпадений. Величина *Pn* (количество выпадений за единицу времени на единицу площади)

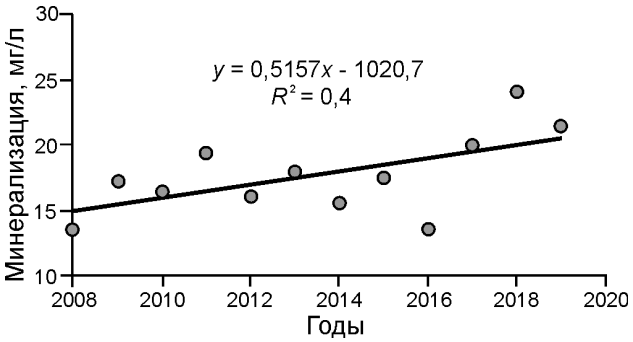


Рис. 2. Динамика минерализации растворимой фазы снежного покрова на стационаре «Туймаада» (2008–2019 гг.)

Fig. 2. Dynamics of salinity of the soluble phase of the snow cover on the of «Tuymaada» station (2008–2019)

микроэлементов изменяется от 0,0*n* (F, Ba, P, Mn, Fe, Cu, Zn, Sr) до минимальных значений 0,00000*n* (Be, Ag, Tl, Th, Pt, Au) мг/(м²·сут.) (см. табл. 3). По данным авторов, газово-аэрозольная нагрузка растворимой фазы снега составляет примерно 0,2% от выпадений в твёрдой фазе снежного покрова.

Экологическая оценка аэрозольной нагрузки на территорию города в холодное время года выполнена путём сравнения концентра-

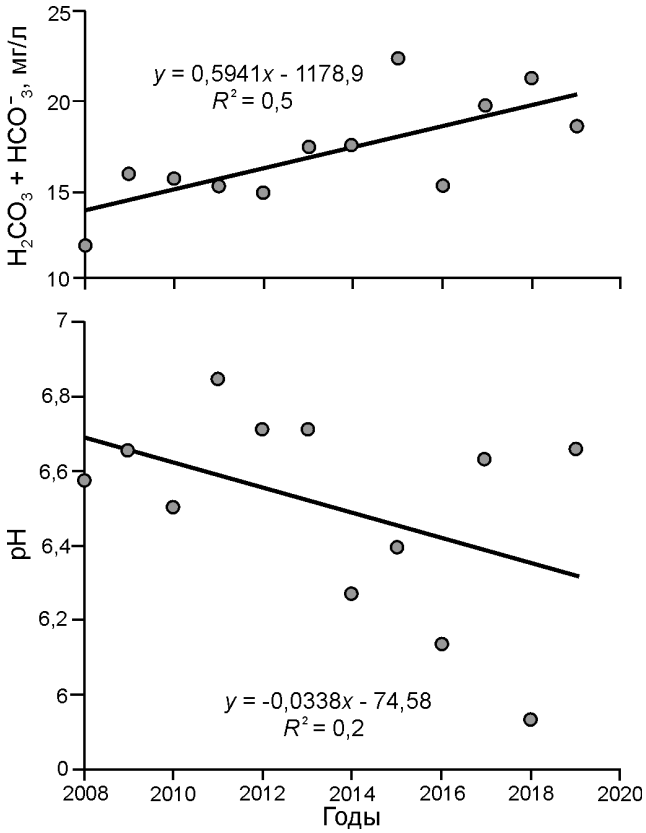


Рис. 3. Динамика концентрации ионов $H_2CO_3 + HCO_3^-$ и pH в растворимой фазе снежного покрова на стационаре «Туймаада» (2008–2019 гг.).

Fig. 3. Dynamics of $H_2CO_3 + HCO_3^-$ and pH concentration in the soluble phase of the snow cover on the of Tuymaada station (2008–2019)

ции элементов в снежном покрове с рыбохозяйственными санитарными нормами природных вод [12]. По степени убывания контрастности экологической нагрузки химические элементы жидкой фазы снега образуют следующий ряд ($C_{средн}/C_{max}$/ПДК): Cu (23/170) > Fe (1,5/80) > Cd (5/28) > Sn, Zn, Al (2/12) > Sn (0,3/16) > Mn (0,3/5) > B, Pb, Mo (0,3/2).

Токсичные микроэлементы – Fe (рис. 4), Cu, Zn, U – формируют обширные ореолы в центральной части города или локальные точечные аномалии Cd, As, Th на его территории. Оценка загрязнения снега токсичными элементами по суммарному показателю загрязнения снежного покрова Z_c (табл. 4), отражающему их распределение в воздушном бассейне Якутска, проведена по известной оценочной шкале [1]. Уровень загрязнения снежного покрова по суммарному показателю загрязнения снежного покрова практически на всей территории города оценивается как низкий и умеренно опасный (рис. 5). Локальная контрастная аномалия Z_c в юго-западной части города расположена в районе строительства новых

Таблица 3. **Содержание химических компонентов в снежном покрове и величина газово-аэрозольной нагрузки *Pn* на территорию г. Якутск (зима 2020 г.)***

Элементы	$C_{мин.}$	$C_{макс.}$	$C_{арифм.}$	*Pn*, мг/(м²·сут.)	
				минимальная	максимальная
B	0,9	33,8	5,4	0,0046	0,029
Al	15	448	95	0,11	0,53
Si	30	580	164	0,19	0,68
P	20	151	22	0,019	0,13
S	207	30117	1096	1,29	35,52
Ti	0,4	11,3	2,2	0,003	0,013
V	0,1	1,0	0,4	0,0004	0,003
Cr	0,4	2,0	0,4	0,0004	0,003
Mn	13,3	53,7	30,6	0,036	0,063
Fe	3,5	409,4	73,0	0,086	0,483
Co	0,1	0,8	0,2	0,00018	0,00095
Ni	0,1	1,6	0,2	0,00018	0,00095
Cu	13,1	172,2	23,1	0,027	0,203
Zn	4,4	132,0	11,4	0,013	0,156
Ga	0,0	7,5	0,1	0,0001	0,0005
Ge	0,0	7,5	0,1	0,0001	0,0005
As	0,0	7,5	0,7	0,0008	0,0088
Se	0,2	0,2	0,2	0,00018	0,00095
Br	3,5	27,2	5,4	0,0064	0,032
Sr	9	74	32	0,038	0,087
Ba	3	44	13	0,016	0,051
Pb	0,3	12,5	1,4	0,0016	0,0147
Li	127,8	6702,1	472,6	0,0004	0,0057
Be	3,0	23,2	4,6	0,000004	0,000027
Rb	170,3	1464,7	492,2	0,00041	0,0012
Y	8,1	669,0	66,4	0,000056	0,00057
Zr	12,0	363,1	76,6	0,000065	0,00031
Nb	1,5	20,5	4,6	0,000004	0,000017
Mo	78,9	691,3	217,6	0,00018	0,00057
Ag	2,3	29,6	2,9	0,0000025	0,000025
Cd	12,2	141,2	31,4	0,000027	0,00012
Sn	9,2	1845,9	67,5	0,000057	0,00156
Sb	48,8	5114,0	406,6	0,00034	0,0043
Cs	3,5	62,4	13,4	0,000011	0,000053
W	4,1	445,4	98,2	0,000083	0,00038
Pt	0,3	0,3	0,3	0,0000003	
Au	1,1	1,1	1,1	0,0000009	
Tl	0,9	6,6	2,8	0,0000024	0,0000056
Bi	3,4	56,9	14,9	0,000013	0,000048
Th	0,9	25,0	7,6	0,0000064	0,000021
U	8,6	844,5	67,8	0,00057	0,00072

*Содержание $C_{мин.}$, $C_{макс.}$ и $C_{арифм.}$ дано в мкг/л , Li – U – в нг/л.

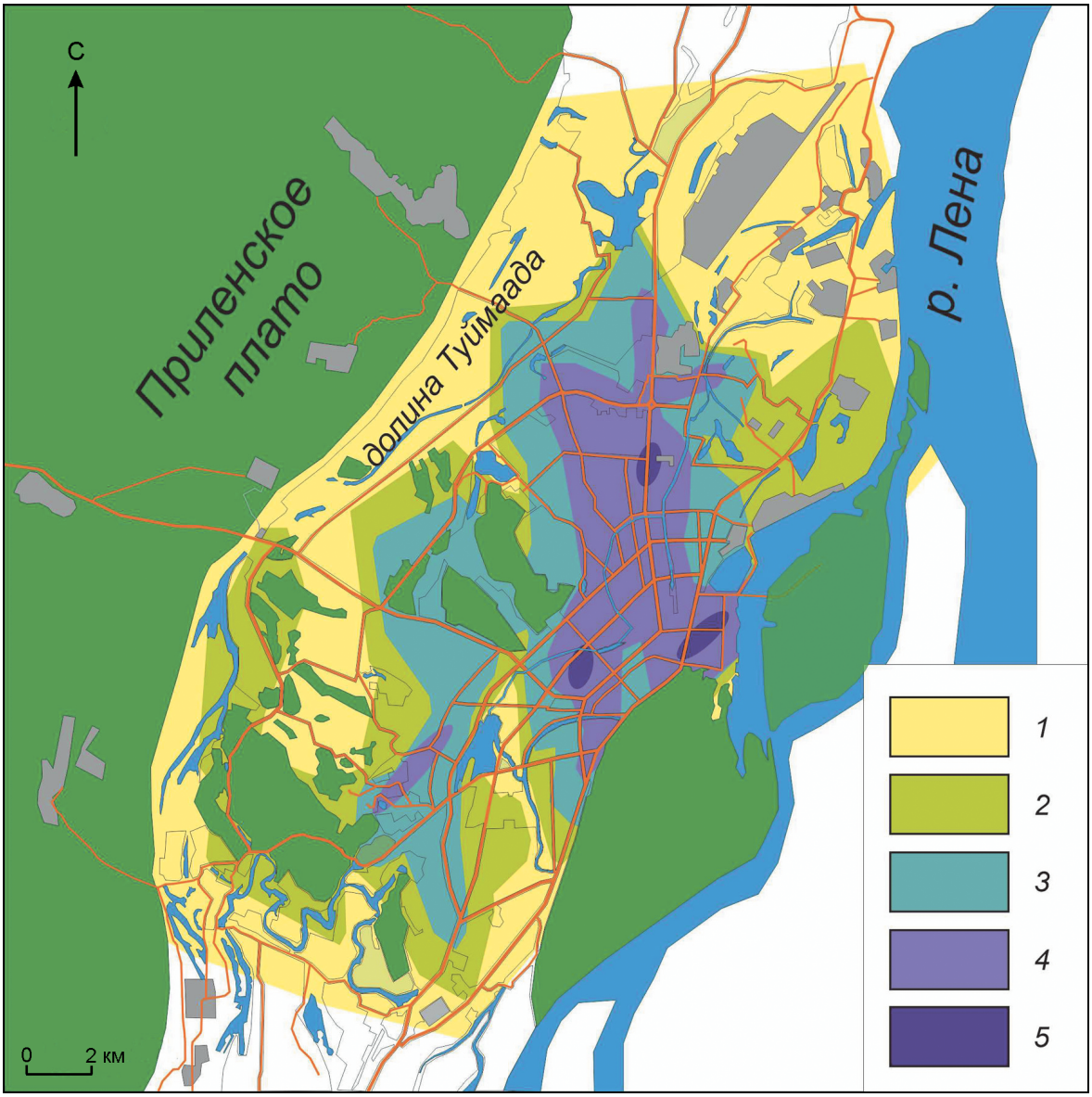


Рис. 4. Концентрации Fe в растворимой фазе снега на территории г. Яутск, мкг/л:
1 – 10–30; *2* – 30–50; *3* – 50–100; *4* – 100–200; *5* – > 200

Fig. 4. Concentrations of Fe in the soluble phase of snow on the territory of Yakutsk, μg/l:
1 – 10–30; *2* – 30–50; *3* – 50–100; *4* – 100–200; *5* – > 200

жилых кварталов и пересечения улиц с интенсивными транспортными потоками. Коэффициент Z_c, рассчитанный для различных функциональных зон города, показал, что наиболее загрязнена транспортная зона, основной вклад в загрязнение которой вносят Cu, Al, Mn и Fe. О преобладающей роли автотранспорта в загрязнении городской территории свидетельствуют и показатели нарушения стабильности развития растений и мутагенной активности почв [13]. Минимальные значения Z_c отмечали в парково-рекреационной зоне города, основной загрязнитель которой – Zn, возможно, за счёт выбросов ремонтных мастерских, расположенных в южной части парка.

По сравнению со средним содержанием тяжёлых металлов в растворимой фазе (в зимней атмосфере) снежного покрова ряда городов Восточной Сибири (Благовещенск, Братск, Иркутск, Чита) Якутск менее загрязнён рассматриваемыми микроэлементами (табл. 5). Во всех перечисленных населённых пунктах, кроме Якутска, расположены крупные промышленные предприятия,

Таблица 4. **Уровень загрязнения снежного покрова на территории г. Якутск (зима 2020 г.)**

Уровень	Суммарный показатель загрязнения снежного покрова Z_c [1]	Территория города, %
Низкий	< 32	48
Средний, умеренно опасный	32–64	50
Высокий, опасный	64–128	1
Очень высокий, очень опасный	128–256	1
Максимальный, чрезвычайно опасный	> 256	–

Таблица 5. **Среднее содержание тяжёлых металлов в растворимой фазе снежного покрова в городах Восточной Сибири**

Города	Содержание тяжёлых металлов, мкг/л				Источник
	Zn	Cd	Pb	Cu	
Якутск (n = 80)	11,4	0,031	1,4	23,1	Авторы
Чита (n = 68)	257	2,2	69,3	37,6	[4]
Благовещенск (n = 10)	9,8	0,020	0,34	4,7	[2]
Иркутск (n = 22)	40	0,10	0,5	70	[3]
Братск (n = 22)	10,1	31,3	0,64	1,55	

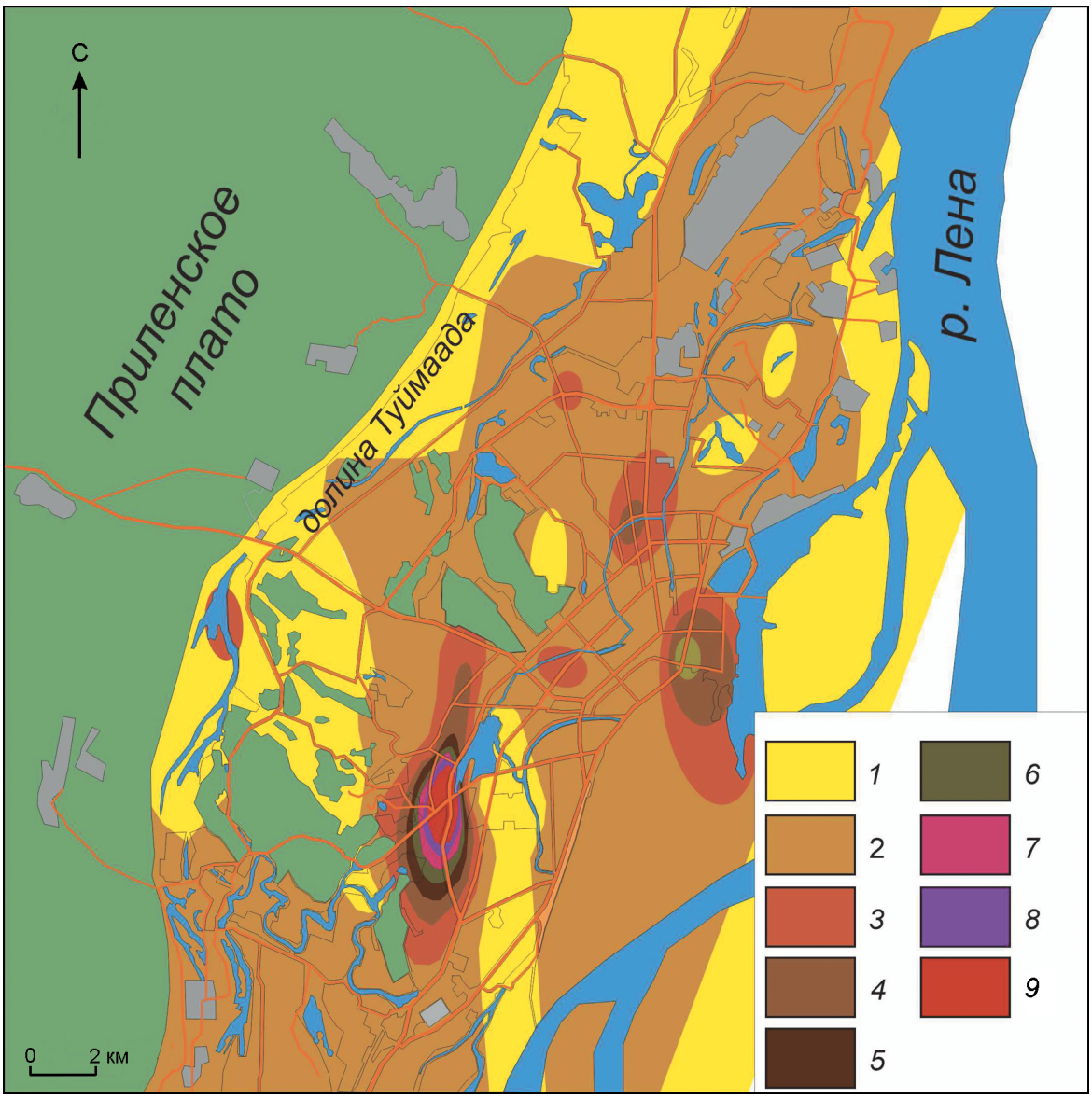


Рис. 5. Суммарный показатель загрязнения снежного покрова на территории г. Якутск Z_c:
1 – < 3; *2* – 30–40; *3* – 40–50; *4* – 50–60; *5* – 60–70; *6* – 70–80; *7* – 80–90; *8* – 90–100; *9* – > 100

Fig. 5. Total Snow Cover Pollution Index on the territory of Yakutsk Z_c:
1 – < 30; *2* – 30–40; *3* – 40–50; *4* – 50–60; *5* – 60–70; *6* – 70–80; *7* – 80–90; *8* – 90–100; *9* – > 100

поэтому эти города характеризуются высоким и очень высоким уровнем загрязнения атмосферного воздуха [14]. Несмотря на неблагополучные природные факторы, среди которых геоморфологические (расположение города в котловине) и климатические (северо-западные направления ветров), а также температурная инверсия и длительные штили в зимний период, атмосфера Якутска менее насыщена тяжёлыми металлами. Техногенная нагрузка обусловлена в основном автотранспортом; кроме того, в отличие от большинства перечисленных городов энергетические объекты в Якутске работают на газе. Уровень загрязнения тяжёлыми металлами снежного покрова Якутска близок к показателям Благовещенска – города с развитой промышленностью и работающей на угле ТЭЦ. Отметим и региональные особенности загрязнения: продолжительность зимнего периода в Якутске больше, чем в Благовещенске; длительные штили затрудняют рассеивание токсичного смога; высокая концентрация основного источника аэрозольных выбросов – автотранспорта – отмечается на ограниченной территории; субстрат долины «Туймаада» обогащён халькофильными элементами.

Заключение

Фоновый химический состав растворимой фазы снежного покрова в районе Якутска типичен для среднетаёжных ландшафтов Якутии: хлоридно-гидрокарбонатный, смешанный по составу катионов с преобладанием кальция, с кислой реакцией (pH = 5,13) и очень низкой минерализацией – около 6 мг/л. В зоне техногенного воздействия городского хозяйства химический состав снеговых вод остаётся хлоридно-гидрокарбонатным. Минерализация повышается за счёт роста концентрации сульфатов, кальция и аммония; реакция снеговых вод города переходит в нейтральный интервал. Экологическое неблагополучие в центральной части города обусловлено техногенными, климатическими и геоморфологическими факторами. Величина газовой и аэрозольной нагрузки в районе города по данным длительного мониторинга снежного покрова имеет устойчивый тренд повышения в основном за счёт поступления гидрокарбонатов при региональном переносе углекислого газа.

В зимней атмосфере города формируются техногенные геохимические аномалии тяжёлых металлов, редких и радиоактивных элементов. Наиболее контрастная техногенная трансформация в пределах города наблюдается для Cu, Fe, Cd, Sn, Zn и Al. Токсичные микроэлементы формируют обширные ореолы в центральной части города (Cu, Fe, Zn, U) или локальные точечные аномалии (Cd, As, Th) на его территории. Уровень загрязнения зимней атмосферы практически на всей территории города по суммарному показателю загрязнения снежного покрова оценивается как низкий и умеренно опасный в зонах интенсивного движения транспорта и вблизи объектов энергетики. По сравнению с рядом сибирских городов снежный покров (зимняя атмосфера) на территории Якутска менее загрязнён тяжёлыми металлами.

Литература

1. *Сает Ю.Е., Ревич Б.А., Янин Е.П., Смирнова Р.С., Башаркевич И.Л., Онищенко Т.Л., Павлова Л.Н., Трефилова Н.Я., Ачкасов А.И., Саркисян С.Ш.* Геохимия окружающей среды. М.: Недра, 1990. 335 с.
2. *Радомская В.И., Юсупов Д.В., Павлова Л.С., Сергеева А.Г., Бородина Н.А.* Многомерный статистический анализ содержаний элементов в снеговом покрове г. Благовещенска // Региональная экология. 2018. № 2 (52). С. 15–28.
3. *Гребенщикова В.И.* Геохимическая специфика состава снеговой воды некоторых городов Иркутской области // Вода: химия и экология. 2013. № 2. С. 19–25.
4. *Бондаревич Е.А., Коцюржинская Н.Н., Жиляева О.А., Самойленко Г.Ю., Климович К.И., Игумнов С.А.* Мо-

References

1. *Sayet Yu.Ye., Revich B.A., Yanin Ye.P., Smirnova R.S., Basharkevich I.L., Onishchenko T.L., Pavlova L.N., Trefilova N.Ya., Achkasov A.I., Sarkisyan S.Sh.Geokhimiya okruzhayushchey sredy.* Geochemistry of the environment. M.: Nedra, 1990: 335 p. [In Russian].
2. *Radomskaya V.I., Yusupov D.V., Pavlova L.M., Sergeyeva A.G., Borodina N.A.* Multidimensional statistical analysis of the contents of elements in the snow cover of Blagoveshchens. *Regional'naya ekologiya*. Regional ecology. 2018, 2 (52): 15–28. [In Russian].
3. *Grebenshchikova V.I.* Geochemical specificity of the composition of snow water in some cities of the Irkutsk region. *Voda: khimiya i ekologiya*. Water: chemistry and ecology. 2013, 2: 19–25. [In Russian].
4. *Bondarevich Ye.A., Kotsyurzhinskaya N.N., Zhilyayeva O.A., Samoylenko G.Yu., Klimovich K.I., Igum-*

ниторинг загрязнения снежного покрова г. Читы тяжелыми металлами // Изв. вузов. Прикладная химия и биотехнология. 2018. Т. 8. № 2. С. 132–144. doi: 10.21285/2227-2925-2018-8-2-132-144.

5. *Каневский М.Ф., Демьянов В.В., Савельева Е.А., Чернов С.Ю., Тимонин В.А.* Элементарное введение в геостатистику // Проблемы окружающей среды и природных ресурсов. 1999. № 11. 136 с.

6. *Капралов Е.Г., Кошкарев А.В., Тикунов В.С., Глазырин В.В., Заварзин А.В., Замай С.С., Лурье И.К., Охонин В.А., Пырьев В.И., Рыльский И.А., Семин В.И., Серапинас Б.Б., Симонов А.В., Трофимов А.М., Флейс М.Э., Якубайлик О.Э., Яровых В.Б.* Геоинформатика / Под ред. В.С. Тикунова. М.: Академия, 2005. 480 с.

7. *Григорьев А.А., Будыко М.И.* Классификация климатов СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1959. № 3. С. 3–19.

8. *Varlamov S.P., Skachkov Y.B., Skryabin P.N.* Evolution of the thermal state of permafrost under climate warming in Central Yakutia // The Holocene. 2019. V. 29. № 9. P. 1401–1410. doi: 10.1177/0959683619855959.

9. Государственный доклад о состоянии и охране окружающей среды Республики Саха (Якутия) в 2018 г. Правительство РС (Я), Министерство охраны природы РС (Я), 2019. 61 с.

10. *Макаров В.Н.* Геохимия снежного покрова таёжных и горных мерзлотных ландшафтов Якутии // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 73–80.

11. *Makarov V.N.* The impact of climate warming and revenues greenhouse gas migration of H^+ in the biosphere Yakutia. Cold-region hydrology in a non-stationary world. 21st Northern Research Basins Symposium and Workshop. Yakutsk, Russia, August 6–12, 2017. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute Press, 2017. P. 75–81.

12. ГН 2.1.5.1315–03. Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования). М.: Минздрав России, 2003 (с изменениями на 13.07.17). 628 с.

13. *Шадрина Е.Г., Солдатова В.Ю., Пудова Т.М.* Биоиндикационная оценка состояния среды на территории г. Якутска // Прикладная экология г. Якутска: Сб. науч. тр. Новосибирск: Наука, 2017. С. 102–113.

14. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2018 году». М.: Минприроды России; НПП «Кадастр», 2019. 844 с.

nov S.A. Monitoring of snow cover pollution in Chita with heavy metals. *Izvestiya vuzov. Prikladnaya khimiya i biotekhnologiya*. Proc. of universities. Applied chemistry and biotechnology. 2018, 8 (2): 132–144. doi: 10.21285/2227-2925-2018-8-2-132-144. [In Russian].

5. *Kanevskiy M.F., Dem'yanov V.V., Savel'yeva Ye.A., Chernov S.Yu., Timonin V.A.* Elementary introduction to geostatistics. *Problemy okruzhayushchey sredy i prirodnykh resursov*. Environmental and natural resource issues. 1999, 11: 136 p. [In Russian].

6. *Kapralov Ye.G., Koshkarev A.V., Tikunov V.S., Glazyrin V.V., Zavarzin A.V., Zamay S.S., Lurie I.K., Okhonin V.A., Pyryev V.I., Rylsky I.A., Semin V.I., Serapinas B.B., Simonov A.V., Trofimov A.M., Fleis M.E., Yakubailik O.E., Yarovykh V.B. Geoinformatika*. Geoinformatics. Ed. V.S. Tikunov. M: Akademiya, 2005: 480 p. [In Russian].

7. *Grigor'yev A.A., Budyko M.I.* Classification of climates of the USSR. *Izv. AN SSSR. Seriya geograficheskaya*. Izvestia of the USSR Academy of Sciences. Geographic series. 1959, 3: 3–19. [In Russian].

8. *Varlamov S.P., Skachkov Y.B., Skryabin P.N.* Evolution of the thermal state of permafrost under climate warming in Central Yakutia. The Holocene. 2019, 29 (9): 1401–1410. doi: 10.1177/0959683619855959.

9. *Gosudarstvennyy doklad o sostoyanii i okhrane okruzhayushchey sredy Respubliki Sakha (Yakutiya) v 2018 g*. State report on the state and protection of the environment of the Republic of Sakha (Yakutia) in 2018. Pravitel'stvo RS (YA), Ministerstvo okhrany prirody RS (YA). 2019: 61 p. [In Russian].

10. *Makarov V.N.* Geochemistry of the snow cover of taiga and mountain permafrost landscapes of Yakutia. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 1 (125): 73–80. [In Russian].

11. *Makarov V.N.* The impact of climate warming and revenues greenhouse gas migration of H^+ in the biosphere Yakutia. Cold-region hydrology in a non-stationary world. 21st Northern Research Basins Symposium and Workshop. Yakutsk, Russia, August 6–12. 2017. Yakutsk: Melnikov Permafrost Institute Press, 2017: 75–81.

12. GN 2.1.5.1315-03. *Predel'no dopustimyye kontsentratsii (PDK) khimicheskikh veshchestv v vode vodnykh ob"yektov khozyaystvenno-pit'yevogo i kul'turno-bytovogo vodopol'zovaniya*. Maximum permissible concentration (MPC) of chemical substances in the water of water bodies for household and drinking and cultural and household water use. M.: Minzdrav Rossii, 2003 (s izmeneniyami na 13.07.17): 628 p. [In Russian].

13. *Shadrina E.G., Soldatova V.Yu., Pudova T.M.* Bioindication assessment of the state of the environment in the territory of Yakutsk. *Prikladnaya ekologiya goroda Yakutska: Sb. Nauchnych trudov.* Applied ecology of Yakutsk: collection of scientific papers. Novosibirsk: Science, 2017: 102–113. [In Russian].

14. *Gosudarstvennyj doklad «O sostoyanii i ob okhrane okruzhayushchey sredy Rossiyskoy Federacii v 2018 godu»*. State report «On the state and protection of the environment of the Russian Federation in 2018». M.: Ministry of Natural Resources of Russia; NPP «Cadastre», 2019: 844 p.

Морские, речные и озёрные льды

УДК 551.467.3:551.326.1 doi: 10.31857/S2076673421030099

Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря

© 2021 г. Н.А. Вязигина*, Л.А. Тимохов, Е.С. Егорова, А.В. Юлин

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

Informativeness (information-bearing) of hydrometeorological and astrogeophysical factors in the problem of describing interannual fluctuations of the Greenland Sea ice coverage

N.A. Viazigina*, L.A. Timokhov, E.S. Egorova, A.V. Yulin

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

Received September 1, 2020 / Revised March 30, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***Greenland Sea, hydrometeorological and astrogeophysical impact, ice coverage, interannual variability, multiple regression, sea ice, statistical equations for diagnosis.***

Summary

The interannual changes in ice coverage in the Greenland Sea for the winter (December–April), spring (May–June), summer (July–September), and autumn (October–November) seasons for the period 1950-2018 are considered. The presence of negative linear trends and the polycyclic oscillations of the ice coverage variability for all seasons has been confirmed. Using spectral analysis, the dominant fluctuations from 5 to 22 years were identified. The cross-correlation method allowed us to determine the significant relationship of the Greenland Sea ice coverage with hydrometeorological and astrogeophysical factors. The statistically significant relationship of the ice coverage for a concrete year with similar characteristics for a previous period persisting up to three years had been noted. The highest cross-correlation coefficients were noted in the winter and spring seasons. The ice coverage of the autumn season demonstrates the persistence of the inertia of ice conditions for up to two years. The analysis of correlations with astrogeophysical parameters revealed the closest relationship between the ice coverage and the longitude coordinate of the Earth's pole position, the nutation parameters of the Earth's axis, and the distance between the Earth and the Sun. When constructing the multi-regression equations, we investigated the informativeness of various hydrometeorological and astrogeophysical factors in the models of the ice coverage variability for each season. The following estimates of quality of the models were obtained: correlation coefficients (up to 0.89), determination coefficients (to up 0.80), and a model reliability which depends on the admissible forecast error and includes the mean square deviation of the investigated value) – up to 99%). The informativeness of various factors was estimated and the contribution to the total variance was revealed: hydrometeorological factors – up to 70%; astrogeophysical factors – up to 50%. The obtained statistical equations can be used for the diagnosis and for development of methods for the very-long-term forecast of the Greenland Sea ice coverage.

Citation: Viazigina N.A., Timokhov L.A., Egorova E.S., Yulin A.V. Informativeness (information-bearing) of hydrometeorological and astrogeophysical factors in the problem of describing interannual fluctuations of the Greenland Sea ice coverage. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021. 61 (3): 431–444. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030099.

Поступила 1 сентября 2020 г. / После доработки 30 марта 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***Гренландское море, гидрометеорологические и астрогеофизические воздействия, ледовитость, межгодовая изменчивость, множественная регрессия, морской лёд, статистические уравнения для диагностики.***

Подтверждены отрицательные линейные тренды и полицикличность ледовитости Гренландского моря. Установлена тесная связь изменения ледовитости с температурой воздуха и индексами атмосферной циркуляции, а также с долготной координатой положения полюса Земли, параметрами нутации оси Земли и расстоянием между Землей и Солнцем. Получены физико-статистические уравнения изменения ледовитости для всех сезонов с учётом влияния различных факторов и оценена их информативность по вкладу каждого фактора в общую дисперсию. На долю гидрометеорологических индексов приходится до 70%, астрогеофизических – до 50%.

Введение

Северо-Европейский бассейн – своего рода «кухня погоды» всей Европы и имеет как научное, так и практическое значение для различных исследований. В этом регионе взаимодействуют основные центры действия атмосферы, зарождаются и проходят пути североатлантических циклонов и функционирует сложная система океанических течений, а для ледяного покрова характерны значительные сезонные и межгодовые изменения.

Гренландское море – часть Северо-Европейского бассейна. Оно представляет собой область выноса льдов и опреснённых вод из Арктического бассейна. В то же время Западно-Шпицбергенское течение, проходящее у западных берегов архипелага Шпицберген, несёт в Арктический бассейн тёплые и солёные воды Северной Атлантики [1]. Первые представления об изменчивости площади льда Северо-Европейского бассейна были получены ещё В.Ю. Визе [2]. В период с 1950 по 1987 г. В.А. Березкин, А.И. Каракаш, Г.К. Зубакин, А.А. Лебедев, Н.С. Уралов и др. [3–7] внесли значительный вклад в изучение механизмов формирования изменчивости ледовитости, а также в методы её долгосрочного прогнозирования. В 2004 г. Е.У. Миронов [8] обобщил имеющиеся данные по основным элементам ледового режима Гренландского моря, а также предложил новые методы прогноза изменения ледового режима заблаговременностью от одного до шести месяцев. Он выделил следующие факторы, влияющие на ледовитость Гренландского моря: температуру воздуха, атмосферную циркуляцию, температуру воды и течения, т.е. те основные параметры, в изменчивости которых выделяются квазициклические флуктуации разного масштаба. В работе [9] высказано обоснованное предположение, что высокочастотная часть в изменениях ледовитости формируется преимущественно в результате воздействия и взаимодействия ледяного покрова с гидрометеорологическими процессами.

Ещё в конце XVIII в. А.И. Воейков утверждал, что на климат и его изменчивость в основном влияет перемещение воздушных масс в результате влияния Солнца [10]. Именно выявлению доказательств непосредственного влияния солнечной активности на атмосферную циркуляцию особое внимание уделялось учёными в 1960-х годах. Так, И.В. Максимов, М.С. Эйгенсон, Б.М. Рубашев и др. [11–13] показали, что на долгопериодные флуктуации ледовитости, прежде всего в низкочастотной части колебаний, могут влиять и астрогеофизические факторы, среди которых: деклинационный и полюсный прилив [14], скорость вращения Земли [15, 16] и солнечная активность [17–19]. М.И. Пудовкин [20] показал, что изменение потока поступающей солнечной энергии вызывает изменение температуры воздуха и высоты изобарических поверхностей в тропосфере, обусловливая этим заметные изменения скорости крупномасштабной циркуляции атмосферы. Анализ солнечно обусловленных изменений приземного и высотного давления позволил А.Г. Егорову [21, 22] установить их связь с многолетними особенностями распределения льдов в арктических морях в летний период.

Согласно В.М. Федорову [19], в результате малой изменчивости суммарного солнечного излучения главный механизм изменения инсоляции Земли связан с небесно-механическими процессами, которые вызывают изменение расстояния между Землёй и Солнцем, а также земной орбиты и наклона оси вращения Земли. В работе [23] показано, что наиболее значимый фактор, определяющий вариации максимальных и минимальных значений площади морских льдов в многолетнем режиме, – изменчивость приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации.

На крупномасштабную структуру уровня океана и циркуляцию вод, по И.В. Максимову [11], влияют гравитационные силы Луны и Солнца и колебания скорости вращения Земли. Эта подгруппа переменных действует через парциальное изменение гравитационного поля, формирующее долговременную вынужденную волну приливного типа и возникновение парциального геострофического течения. Волной «полюсного прилива» Дж. Дарвин назвал вынужденную волну, возникающую в Мировом океане и связанную с колебаниями мгновенной оси вращения Земли [14]. Центробежная сила Земли изменяется в результате свободных 14-месячных колебаний (Чандлеровское колебание) и 12-месячных вынужденных колебаний оси вра-

щения Земли или движений мгновенного полюса Земли [24]. Наложение этих двух колебаний создаёт 6–7-циклическое биение.

В работах [25, 26] исследована роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовых изменениях ледовитости отдельных арктических морей. По нашему мнению, следующий шаг в развитии описания долгопериодных колебаниях ледовитости – включение в анализ отдельно не только гидрометеорологических индексов, но и астрогеофизических факторов, а также объединение их в единой статистической модели. Исследование механизмов долгопериодной изменчивости площади льда Гренландского моря как одного из индикаторов изменений климата становится с каждым годом актуальнее. Особенно это относится к разработке методик сверхдолгосрочных прогнозов с заблаговременностью более шести месяцев. Однако вопрос о факторах, формирующих межгодовые и климатические колебания ледовитости, до сих пор остаётся дискуссионным.

К задачам настоящей работы относятся:

1) оценка статистических связей между межгодовой изменчивостью площади льдов с гидрологическими, метеорологическими и астрогеофизическими факторами;

2) разработка статистических моделей долгопериодных колебаний ледовитости зимнего, весеннего, летнего и осеннего сезонов с помощью мультирегрессионного анализа путём перебора гидрометеорологических и астрогеофизических предикторов;

3) исследование информативности различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов при описании долгопериодных изменений ледовитости Гренландского моря.

Исходные сведения и методы анализа

Данные по *среднемесячным значениям ледовитости* Гренландского моря [27] получены на основе авиационных ледовых разведок (с 1950 до 1986 г.) и спутниковых данных путём дешифрирования спутниковых снимков в Центре «Север» ГНЦ ААНИИ (с 1986 г. по настоящее время) [8, 28]. Под термином «ледовитость» понимается доля площади, занятая льдом любой сплочённости, по отношению к общей площади моря или любого другого большого географического района. Этот район может быть глобальным, включающим в себя площадь морей целого полушария, или локальным, представляя собой только часть океана или моря [29]. Кроме того, для характеристики ледовитости используют также величину площади моря, занятую льдами.

В качестве характеристик *атмосферных процессов* мы выбрали среднегодовые и среднесезонные индексы крупномасштабной атмосферной циркуляции: AO (Арктическое колебание, Arctic Oscillation), AD (Арктический диполь, Arctic Dipole), Pacific North American oscillation (Тихоокеанско-Североамериканский индекс, PNA), North Atlantic Oscillation (Северо-Атлантическое колебание, NAO) и температуру воздуха T_a. Эти переменные использовались для описания долгопериодных колебаний ледовитости в арктических морях [8, 25, 26] и показали свою продуктивность. Временные серии индексов AO, AD, PNA любезно предоставил M.A. Janout [30]. Они представляют собой первые три моды разложения приземного атмосферного давления от 60° с.ш. до полюса по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ). Индекс AO воспроизводит ситуации повышения/понижения атмосферного давления над Арктикой, отображая интенсификацию широтного обмена. Индекс AD отображает интенсификацию меридионального обмена; третья мода EOF3 представляет собой диполь с осью, перпендикулярной оси AD. Данные индекса NAO, представляющего собой разницу высоты поверхности 500 гПа между пунктами в Исландии (64° с.ш., 24° з.д.) и вблизи Азорских островов (39° с.ш., 24° з.д.), взяты на сайте https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/. Перечисленные индексы отражают характер воздушных переносов, которые индуцируют ветровой дрейф льдов, а также изменяют топографию поверхности моря, особенно вблизи берегов (сгонно-нагонные явления), и через градиент уровня влияют на дрейф ледяного покрова.

В базу *гидрометеорологических факторов* также вошли Атлантическое мультидекадное колебание (Atlantic Multidecadel Oscillation, AMO; http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/) и температура воздуха T_a. Эти предикторы относятся к термодинамическим характеристикам, определяющим интенсивность фазовых перехо-

дов: таяние льда весной и летом и его нарастание осенью и зимой.

Астрогеофизические факторы составили две подгруппы.

1. Долгопериодные гравитационные силы Луны и Солнца и колебания скорости вращения Земли учитывались вариациями среднегодовых координат *X*, *Y* полюса Земли (ftp://hpiers.obspm.fr/iers/series/opa/eopc04) и среднегодовых параметров нутации оси Земли – *dEps* и *dPsi* (https://datacenter.iers.org/eop/-/somos/5Rgv/latest/38). В качестве индекса скорости вращения Земли использована среднегодовая величина флуктуации продолжительности дня *lod* (length of day; https://astro.ukho.gov.uk/nao/lvm/#tabs-d3). Таким образом, флуктуации скорости вращения Земли изменяют ротационную часть гравитационного поля, создавая, по образному определению Б.А. Слепцова-Шевлевича [18], «ротационный прилив», а вариации положения полюса Земли формируют так называемый «полюсный прилив» [14].

2. Во вторую подгруппу включены величина солнечной активности *V* (среднегодовое число Вольфа) (https://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch/SN_m_tot_V2.0.txt), а также среднее за шесть месяцев расстояние от Солнца до Земли в летнее (апрель–сентябрь) C_S и зимнее (октябрь–март) C_W полугодия (https://soft-ok.net/226-astroprocessor-zet-9-lite.html). Предполагается, что эти факторы оказывают как прямое термическое воздействие (изменение солнечной радиации в результате колебаний чисел Вольфа и за счёт изменения расстояния между Землей и Солнцем [20]), так опосредованное, через атмосферную циркуляцию.

Исходные среднемесячные значения ледовитости осреднялись по сезонам года в соответствии со следующими градациями [8]: зиме соответствуют месяцы с декабря по апрель, весне – с мая по июнь, лету – с июля по сентябрь и осени – с октября по ноябрь. Значения исследуемых индексов осреднялись также по сезонам, полугодиям и за год. Обработка временных рядов включала в себя спектральный, кросс-корреляционный и мультирегрессионный анализ, выполненный с помощью пакета анализа программы «Статистика» [31]. Описание используемых статистических методов приведено в приложении программ «Статистика», а также в работе [32].

Связь ледовитости Гренландского моря с гидрологическими, метеорологическими и астрогеофизическими факторами

Межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря в зимний, весенний, летний и осенний сезоны приведены на рис. 1. Во всех сезонах за период 1950–2018 гг. выделяются линейные тренды, демонстрирующие уменьшение площади льдов в Гренландском море. На фоне линейных трендов наблюдаются колебания, размах которых для зимнего и весеннего сезонов (стандартное отклонение для этих периодов составляет $15{\cdot}10^4$ и $12{\cdot}10^4$ км^2 соответственно) больше, чем для летнего и осеннего сезонов (стандартное отклонение для них равно $9{\cdot}10^4$ и $8{\cdot}10^4$ км^2 соответственно). Для определения структуры доминирующих флуктуаций в межгодовых колебаниях площади льдов выполнен спектральный анализ временных рядов ледовитости для каждого сезона, результаты которого приведены на рис. 2. При исследовании для данной длины рядов (69 лет) статистически достоверны (расчёты по программе «Статистика») периоды не более 22-х лет. Как видно из графиков функции спектральной плотности, основные межгодовые колебания сезонной ледовитости сосредоточены в низкочастотной части спектра с периодами от 5 до 22-х лет.

Функции спектральной плотности зимнего и весеннего сезонов очень схожи: в этих спектрах выделяются циклические колебания с периодом 22 и 16–17 лет. В спектре весенних колебаний ледовитости значительная доля спектральной плотности приходится на цикличность с периодом 9 лет и меньшая – для вариации с периодом 5 лет. В высокочастотной части спектра зимних колебаний ледовитости отмечаются небольшие пики с периодами от двух до четырёх лет. Спектр межгодовых колебаний ледовитости в летний и осенний сезоны довольно близки друг к другу, но отличаются от цикличности зимне-весеннего периода за исключением присутствия колебания с периодом 23 года. В летне-осенний период обнаруживается довольно значительная цикличность – 13 лет, а также небольшие цикличности с периодом 6–7 лет. Амплитуды колебаний в высокочастотной части спектра в 2–3 раза меньше амплитуд колебаний с периодом 13 и 22 года.

Выполненный анализ временных рядов подтверждает тезис о полицикличности изменений

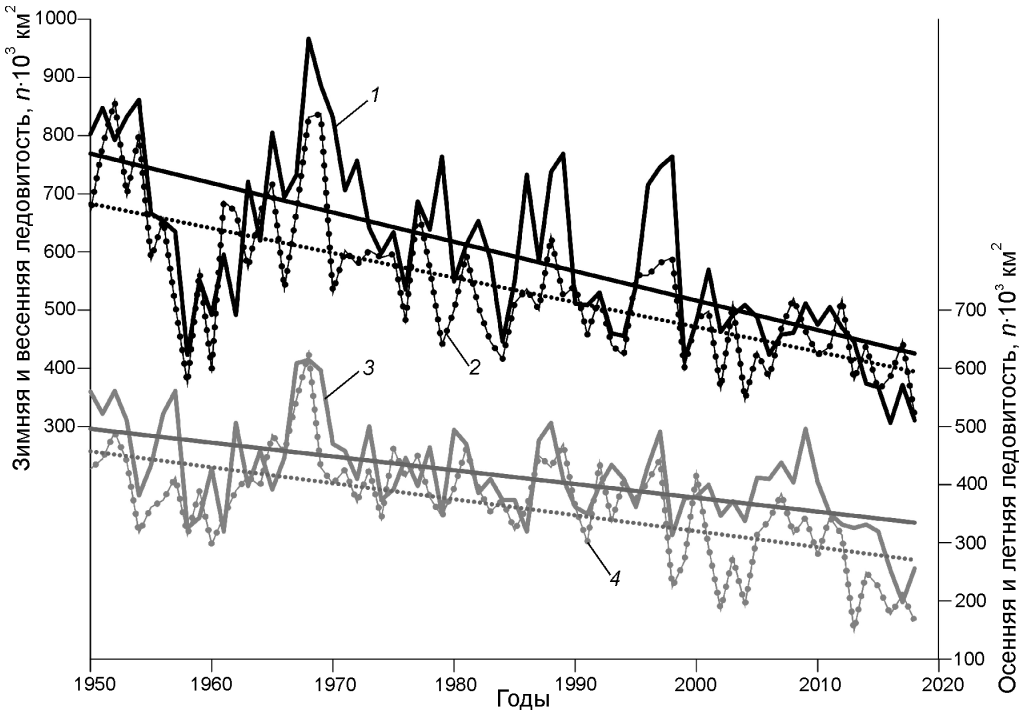


Рис. 1. Межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря в сезоны:
1 – зимний; *2* – весенний; *3* – летний; *4* – осенний за период 1950–2018 гг. и их линейные тренды
Fig. 1. The interannual variability of the Greenland sea ice cover during the:
1 – winter; *2* – spring; *3* – summer; *4* – autumn seasons from 1950 to 2018 and linear trends

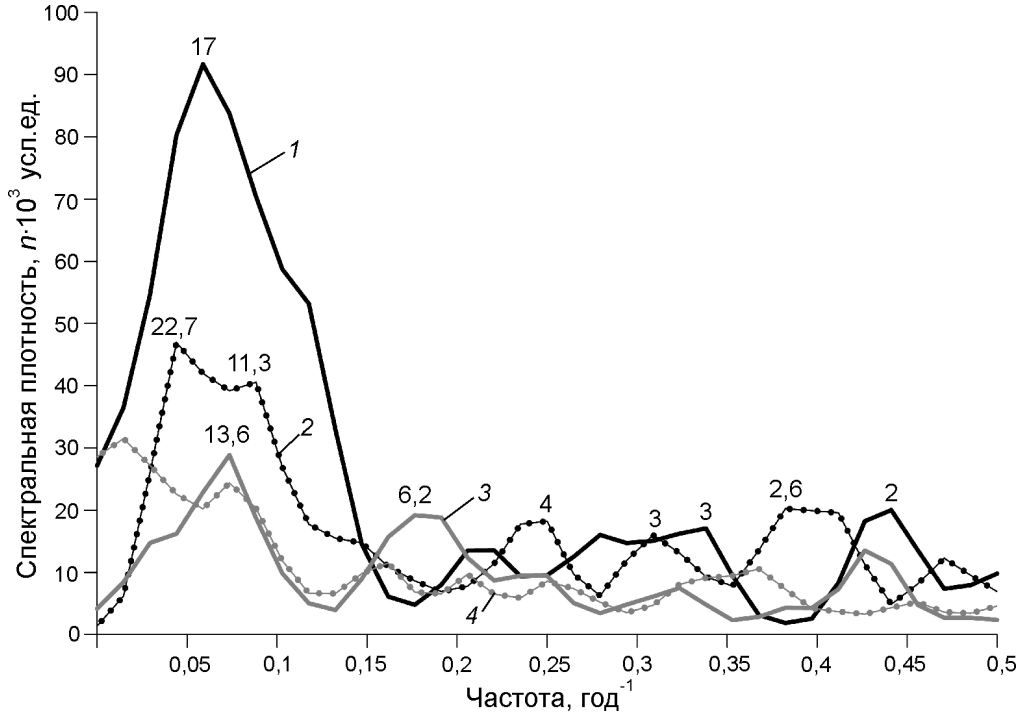


Рис. 2. Спектральные плотности межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря в сезоны:
1 – зимний; *2* – весенний; *3* – летний; *4* – осенний; над пиками функций спектральной плотности указаны периоды в годах
Fig. 2. The spectral densities of the Greenland Sea ice cover interannual fluctuations during the seasons:
1 – winter; *2* – spring; *3* – summer; *4* – autumn; the periods (in years) of the spectral density function peaks are highlighted in the figure

Таблица 1. **Парные значимые коэффициенты кросс-корреляции сезонных аномалий ледовитости Гренландского моря с гидрометеорологическими факторами: зима (декабрь–апрель), лето (июль–сентябрь), осень (октябрь–ноябрь), весна (май–июнь)***

Предыстория ледовитости												
Сезон	$З_{-1}$	$Л_{-1}$	$В_{-1}$	$О_{-1}$	$З_{-2}$	$Л_{-2}$	$В_{-2}$	$О_{-2}$	$З_{-3}$	$Л_{-3}$	$В_{-3}$	$О_{-3}$
Зима	**0,59**	0,57	0,63	0,58	**0,44**	0,55	0,49	0,37	**0,30**	0,29	0,35	–
Лето	0,41	**0,54**	0,34	0,39	0,39	**0,37**	0,39	0,26	0,36	**0,33**	0,39	–
Весна	0,36	0,53	**0,49**	0,49	0,35	0,38	**0,35**	0,27	0,24	–	**0,36**	–
Осень	0,54	0,50	0,56	**0,45**	0,34	0,26	0,34	**0,24**	0,33	–	0,38	–

Гидрометеорологические факторы							
Сезон	$АО_{SP\text{-}1}$	$T_{aW\text{-}1}$	$T_{aS\text{-}1}$	$NAO_{W\text{-}1}$	NAO_S	$T_{aNS\text{-}1}$	$T_{aNW\text{-}1}$
Зима	–0,34	–0,52	–0,47	–	0,30	–0,49	–0,72
Лето	–0,43	–0,41	–0,54	–0,29	0,26	–0,68	–0,54
Осень	–0,31	–0,49	–0,35	–	–	–0,34	–0,46
Весна	–0,39	–0,41	–0,43	–	0,29	–0,45	–0,56

Параметры связи с Атлантическим океаном							
Сезон	$АМО_{-2}$	$АМО_{-3}$	$АМО_{-4}$	$B_{NW\text{-}1}$	$B_{NSP\text{-}1}$	$B_{NS\text{-}1}$	$B_{NAUT\text{-}1}$
Зима	–0,35	–0,43	–0,50	–	–0,39	–0,29	–0,28
Лето	–0,44	–0,60	–0,46	–0,27	–0,52	–0,43	–0,32
Осень	–	–0,29	–	–0,27	–0,45	–0,32	–
Весна	–	–0,34	–0,32	–0,25	–0,33	–0,34	–0,24

*Ледовитость: З – зимы; Л – лета; О – осени; В – весны; T_a – температура атмосферы в Гренландском море; T_{aN} – температура атмосферы в Норвежском море; B_N – тепловой баланс в Норвежском море; в индексе –1, –2, –3 –4 – опережение параметра на 1, 2, 3 и 4 года соответственно; индекс: АО – Арктического колебания; NAO – Северо-Атлантического колебания; АМО – Атлантического мультидекадного колебания; латинскими буквами обозначаются сезоны: лето – *S*; осень – *AUT*; зима – *W*; весна – *SP*.

ледовитости, сформулированный ранее в работе [9] применительно к ледовитости арктических морей. Тренды и спектры колебаний составляют основную часть изменчивости площади льдов всех четырёх сезонов Гренландского моря, поэтому при установлении причин межгодовой изменчивости ледовитости моря сопряжённость её со спектрами внешних факторов может служить определённым показателем, по которому фактор можно использовать в качестве предиктора для физико-статистических моделей. Однако отметим ещё одну гипотетическую причину, согласно которой фактор не может быть выбран по признаку спектра: когда фактор линейно воздействует на ледовитость, это, естественно, не отражается в спектрах предиктора и предиктанта. Выбору предикторов помогает корреляционный анализ связи сезонной ледовитости с глобальными индексами разной природы. Для оценки степени связи процессов изменчивости ледовитости Гренландского моря с *гидрометеорологическими* и *астрогеофизическими* параметрами были рассчитаны *коэффициенты кросс-корреляции* для уровня значимости $\alpha = 0{,}05$. Результаты расчёта представлены в табл. 1.

Прежде всего обращает на себя внимание инерционность изменчивости площади ледяного покрова. В табл. 1 в блоке «*Предыстория ледовитости*» указаны коэффициенты корреляции ледовитости каждого сезона с ледовитостью в предыдущие годы (с отрицательным временным лагом −1, −2 и −3 года). Ледовитость зимнего сезона характеризуется максимальными величинами коэффициентов связи с состоянием ледяного покрова в предыдущие годы и составляет от 0,30 до 0,59, т.е. инерционность зимних ледовых процессов достаточно велика и сохраняется до трёх лет. Инерционность хорошо проявляется и в зимний, и в весенний сезоны, тогда как для осеннего сезона коэффициенты с отрицательным лагом в три года оказались незначимы. Выявленная инерционность ледовитости показывает, что предшествующее состояние ледяного покрова и его площадь – наиболее важные предикторы при разработке уравнений как для диагноза, так и для прогноза, что ранее было показано в ряде работ [8, 25].

Таблица 2. **Парные значимые коэффициенты кросс-корреляции сезонных аномалий ледовитости Гренландского моря с астрогеофизическими параметрами***

Сезон	Астрогеофизические параметры								
	X	*Y*	*dPsi*	$dPsi_{-3}$	*dEps*	*lod*	C_S	C_W	V_{-1}
Зима	–0,41	–0,49	0,55	0,54	0,62	0,32	0,32	–0,33	–0,28
Лето	–0,48	–0,51	0,54	0,53	0,55	0,54	0,38	–0,42	–
Осень	–0,29	–0,56	0,49	0,46	0,57	0,25	0,33	–0,46	–
Весна	–0,30	–0,58	0,57	0,54	0,63	–	0,37	–0,32	–

**X* и *Y* – широтная и долготная координаты положения полюса Земли; *dPsi*, *dEps* – параметры нутации оси Земли; C_S и C_W – расстояние от Земли до Солнца в летний и зимний периоды соответственно; *lod* – скорость вращения Земли; *V* – числа Вольфа.

Следующий этап исследования – анализ связи ледовитости моря с различными гидрометеорологическими характеристиками: атмосферным давлением, температурой, а также разными объективными гидрометеорологическими и астрогеофизическими индексами. При оценке связи ледовитости и Арктической осцилляции значимые коэффициенты корреляции приходятся на весенний сезон предыдущего года. Здесь наблюдается обратная связь с максимальной величиной 0,43 (по модулю) с летней ледовитостью (см. табл. 1, блок «*Гидрометеорологические факторы*»). Это означает, что при ослаблении антициклона над Арктикой Атлантическая воздушная масса вторгается в Европу и усиливает поток тёплых и солёных вод Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн, что приводит к уменьшению ледовитости Гренландского моря. Интересен тот факт, что вторая мода разложения приземного атмосферного давления EOF_2, или индекс AD, не имеет значимых парных коэффициентов корреляции (данные не приводятся), но хорошо проявляется во множественной линейной регрессии в совокупности с другими предикторами. Обратная связь ледовитости с приповерхностной температурой атмосферы подтверждается высокими значимыми отрицательными коэффициентами корреляции для температуры воздуха как в Гренландском, так и в Норвежском морях, которые сохраняются более года.

Связь ледовитости с характеристиками вод Северной Атлантики, выраженными индексом мультидекадной атлантической осцилляцией AMO и поверхностным тепловым балансом в Норвежском море B_N, также довольно тесная (см. табл. 1, блок «*Параметры связи с Атлантическим океаном*»). Наиболее значимо эта связь проявляется для летнего и зимнего сезонов года с коэффициентом корреляции более 0,60 по модулю.

Среди *астрогеофизических факторов* наиболее тесная связь ледовитости проявляется с долготной координатой положения полюса Земли *Y*, параметрами нутации оси Земли *dPsi*, *dEps* с коэффициентами корреляции больше 0,50 (табл. 2). Статистическая связь ледовитости со скоростью вращения Земли *lod* лучше всего проявляется для летнего сезона с коэффициентом корреляции 0,54, а с изменениями расстояния от Земли до Солнца C_S и C_W коэффициенты корреляции определяются на уровне 0,32–0,46. Самый низкий коэффициент корреляции наблюдается для индекса солнечной активности (числами Вольфа) с временным лагом –1 год V_{-1}.

Проведённый анализ показывает, что межгодовые изменения ледовитости всех четырёх сезонов года статистически связаны не только с гидрометеорологическими, но и с астрогеофизическими параметрами.

Исследование информативности гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в моделях изменчивости ледовитости

Исследование информативности различных факторов при описании изменчивости ледяного покрова выполнено путём численных экспериментов на статистических моделях сезонной ледовитости. Модели строили с помощью *мультирегрессионного анализа* с использованием пакета программ «Статистика» [31] Подготовленные ряды гидрометеорологических характеристик и индексов, а также ряды астрогеофизических параметров (см. раздел «Связь ледовитости Гренландского моря с гидрологическими, ме-

теорологическими и астрогеофизическими факторами») образовали базу испытательных предикторов. Отметим, что в ранее опубликованных работах долгопериодные изменения ледовитости исследовались только в рамках гидрометеорологического воздействия [8, 9] или только с использованием в качестве предикторов астрогеофизических параметров [11, 18, 20 и др.]. В настоящей работе исследование проводится комплексно с включением в анализ не только гидрометеорологических, но и астрогеофизических характеристик, так как только совместный анализ позволяет оценить вклад каждого предиктора при одновременном включении других предикторов разной природы.

Процедура получения статистического уравнения связи ледовитости с предикторами выполнялась путём их перебора и нахождения уравнения с наиболее высоким общим коэффициентом корреляции, с достаточной статистической значимостью переменных, входящих в статистическую модель. Статистический подход для получения уравнений, описывающих изменения ледовитости в августе для Гренландского моря, ранее был применён в работе [25], когда при анализе использовалась трёхлетняя скользящая величина ледовитости, а в качестве предикторов – трёхлетние скользящие гидрометеорологические характеристики. В настоящей работе исследуются межгодовые сезонные изменения ледовитости. По исходным данным ледовитости четырёх сезонов (зима, весна, лето и осень) и предикторов вычислены аномалии от средних за исследуемый период, которые были нормированы по стандартному отклонению. Это позволило проводить анализ с данными одной размерности, что повышает качество уравнений, облегчает работу и увеличивает производительность программы «Статистика».

Уравнения межгодовых изменений площади льдов Гренландского моря для каждого сезона находились методом *мультирегрессионного анализа* путём перебора разных предикторов: гидрологических, метеорологических и астрогеофизических параметров и индексов. Для оценки качества построенных моделей использовались следующие параметры: коэффициент корреляции R, коэффициент детерминации R^2 и обеспеченность модели P при установленной допустимой ошибке стандартного отклонения σ (σ – допустимая погрешность для сверхдолгосрочных ледовых прогнозов, 0,8σ – для долгосрочных ледовых, 0,67σ – для краткосрочных прогнозов или для оценки точности диагностических уравнений) [26]. Для всех коэффициентов корреляции R критерий Стьюдента был равен ±0,21 при уровне значимости $\alpha = 0{,}05$.

Статистические модели летнего сезона. В летний сезон (июль–сентябрь) ведущая роль в формировании ледовых условий принадлежит предыстории ледовитости (весенний период) и поверхностной температуре воздуха (табл. 3, *уравнения 1.1–1.3*), что ранее отмечалось в работе [8]. Действительно, в *уравнении 1.1* на долю влияния указанных предикторов приходится 28 и 26% общей дисперсии соответственно. Не менее важны – приток тёплых Атлантических вод (AMO) и атмосферная циркуляция (индексы AO, AD и NAO), на долю которых приходится 18 и 20% соответственно. Широтная координата положения полюса Земли X вносит вклад, оцениваемый в 9%. Использование как предшествующих ледовых и гидрометеорологических условий, так и астрогеофизических параметров позволило добиться обеспеченности построенных уравнений до 99%, что отвечает высокому показателю качества модели.

В ходе следующего экспериментов из предикторов было исключено предшествующее значение ледовитости (*уравнение 1.2*). Коэффициент корреляции в этом случае снижается с 0,87 до 0,85, а обеспеченность – с 99 до 94% (см. табл. 3, *уравнение 1.2*), однако оставшийся набор предикторов также имеет достаточно высокую информативность. После исключения предшествующей ледовитости и индексов атмосферной циркуляции получено *уравнение 1.3*, качественные показатели которого уменьшились, но незначительно. Эксперимент показал, что с помощью всего трёх предикторов в физико-статистических моделях можно достаточно информативно описывать долгопериодную изменчивость ледовитости.

Статистические модели осеннего сезона. Для осеннего периода (октябрь–ноябрь) были получены *уравнения 2.1* и *2.2* (см. табл. 3). Доминирующий фактор в *уравнении 2.1* – предшествующая летняя ледовитость L_S с вкладом в общую дисперсию 48%, тогда как на долю остальных предикторов – поверхностной температуры воздуха, долготной координаты положения полюса Земли Y и индекса атмосферной циркуляции PNA – при-

Таблица 3. **Физико-статические уравнения связи ледовитости Гренландского моря с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами***

Уравнение и его номер	R	R^2	P, %		
			σ	0,8σ	0,67σ
1. Летние (июль–сентябрь) аномалии					
1.1. $L_S = -0{,}32T_{a\_S} + 0{,}33L_{SP\_} 0{,}26\mathrm{AMO}_{-3} - 0{,}18X_1 - 0{,}18\mathrm{NAO}_{S\text{-}1} + 0{,}16\mathrm{AD}_{S\text{-}1} - 0{,}14\mathrm{AO}_W$	0,87	0,75	99	97	94
1.2. $L_S = -0{,}48T_{a\_S} - 0{,}24\mathrm{AMO}_{-3} - 0{,}28X_{-1} - 0{,}20\mathrm{NAO}_{SP} + 0{,}16\mathrm{AD}_{W\text{-}1} - 0{,}19\mathrm{PNA}_{S\text{-}1}$	0,85	0,72	94	90	90
1.3. $L_S = -0{,}42T_{a\_S} - 0{,}31\mathrm{AMO}_{-3} + 0{,}23dEps$	0,79	0,63	91	84	80
*L_S – ледовитость за летний период (июль–сентябрь); T_{a_S} – поверхностная температура воздуха за летний период (июль–сентябрь).					
2. Осенние (октябрь–ноябрь) аномалии					
2.1. $L_{AUT} = 0{,}41L_S - 0{,}24T_{a\_AUT} - 0{,}24\mathrm{AD}_S - 0{,}26Y$	0,81	0,65	90	88	87
2.2. $L_{AUT} = 0{,}46L_S - 0{,}26T_{a\_AUT} - 0{,}59Y - 0{,}43dPsi_{-3}$	0,79	0,62	88	86	81
2.3. $L_{AUT} = -0{,}47T_{a\_AUT} - 0{,}41Y - 0{,}23\mathrm{AD}_S - 0{,}18\mathrm{NAO}_{S\text{-}1}$	0,77	0,59	87	84	81
*L_{AUT} – ледовитость за осенний период (октябрь–ноябрь); T_{a_AUT} – поверхностная температура воздуха за осенний период (октябрь–ноябрь); AD – индекс Арктического диполя.					
3. Зимние (декабрь–апрель) аномалии					
3.1. $L_W = -0{,}49T_{a\_W} + 0{,}31L_{AUT\text{-}1} - 0{,}23\mathrm{AMO}_{-4} - 0{,}16\mathrm{NAO}_{W\text{-}1}$	0,89	0,80	94	94	94
3.2. $L_W = -0{,}49T_{a\_W} + 0{,}33L_{AUT\text{-}1} - 0{,}23AMO_{-4} - 0{,}13V_{-1}$	0,89	0,80	97	96	94
3.3. $L_W = -0{,}35T_{aNW\text{-}1} + 0{,}39dEps - 0{,}25\mathrm{AMO}_{-4} - 0{,}15V_{-1}$	0,83	0,69	96	93	83
*L_W – ледовитость за зимний период (декабрь–апрель); T_{a_W} – поверхностная температура воздуха за зимний период (декабрь–апрель); $T_{aNW\text{-}1}$ – поверхностная температура воздуха за зимний период (декабрь–апрель) в Норвежском море.					
4. Весенние (май–июнь) аномалии					
4.1. $L_{SP} = 0{,}68L_W - 0{,}41Y - 0{,}17\mathrm{AO}_W - 0{,}17V + 0{,}17\mathrm{AD}_{W\text{-}1} - 0{,}15\mathrm{PNA}_{SP}$	0,89	0,79	99	94	93
4.2. $L_{SP} = -0{,}41T_{a\_W} - 0{,}39Y - 0{,}17V - 0{,}15\mathrm{AO}_W$	0,82	0,67	90	88	88
4.3. $L_{SP} = -0{,}52T_{a\_W} + 0{,}31dPsi_{-1} - 0{,}17V$	0,79	0,62	81	71	65
*L_{SP} – ледовитость за весенний период (май–июнь); T_{a_W} – поверхностная температура воздуха за зимний период (декабрь–апрель).					

*Дополнительно см. усл. обозначения к табл. 1 и 2.

ходятся практически равные части: по 17–19%. Общий коэффициент корреляции уравнения несколько меньше, чем в уравнениях для летнего сезона, и варьирует в пределах 0,77–0,81. Обеспеченность полученных уравнений оказалась достаточно высокой и составила 87–90% (см. табл. 3).

Анализ установленных связей позволяет высказать несколько предположений о роли выбранных предикторов в формировании осенней ледовитости. Положительная аномалия летней ледовитости способствует формированию повышенной ледовитости в осенний период и наоборот. Отрицательная аномалия AD соответствует положительной аномалии давления над Сибирью и отрицательной аномалии приземного атмосферного давления над Канадским бассейном. Это способствует усилению воздушных переносов, увеличивающих дрейф льдов в Гренландское море, что, в свою очередь, приводит к повышению ледовитости в осенний период. Положительная аномалия NAO, соответствующая антициклоническому режиму над Северным Ледовитым океаном и северным ветрам повышенной интенсивности над Гренландским морем, сопряжена с уменьшением ледовитости в осенний период.

В экспериментах по исключению из предикторов предшествующей летней ледовитости L_S получено статистическое *уравнение 2.3* (см. табл. 3), в которое в качестве предикторов вошли индексы атмосферной циркуляции AD_S и $\mathrm{NAO}_{S\text{-}1}$, а также поверхностная температура воздуха T_{a_AUT} и параметр нутации оси вращения Земли *dEps*. И хотя общий коэффициент корреляции был меньше, чем для предыдущих уравнений, уровень обеспеченности оказался высоким.

Статистические модели зимнего сезона. Для зимнего периода (декабрь–апрель) во всех *уравнениях 3.1–3.3* в табл. 3 в качестве предикторов использовались: приток тёплых Атлантических вод (индекс AMO); приповерхностная темпера-

тура воздуха (Гренландского T_a и Норвежского морей T_{aNW}), а для *уравнений 3.2* и *3.3* – солнечная активность предыдущего года V_{-1}. Указанные предикторы входят в уравнение со знаком минус, т.е. положительные аномалии этих предикторов вызывают уменьшение ледовитости. Ледовитость осеннего периода (предыстория $L_{AUT\text{-}1}$) входит в *уравнения 3.1* и *3.2* со знаком плюс. Это означает, что большая ледовитость осенью предыдущего года приводит к повышенной ледовитости в последующий зимний период. По полученным уравнениям был оценен вклад каждого предиктора. Для *уравнения 3.1* основной вклад 59 и 23% в общую дисперсию ряда приходится на поверхностную зимнюю температуру воздуха Гренландского моря T_{a_w} и состояние осенней ледовитости в предшествующий год $L_{AUT\text{-}1}$ соответственно. Вклад влияния атлантических вод (АМО) с временным лагом −4 года и индексом атмосферной циркуляции NAO с временным лагом −1 год оценивается в 19%.

В ходе дальнейших экспериментов из ряда предикторов была исключена атмосферная циркуляция, что позволило получить *уравнение 3.2*. Как видно из приведённых результатов, индекс атмосферной циркуляции Северо-Атлантического колебания NAO успешно заменяется солнечной активностью в виде чисел Вольфа с запаздыванием в один год. При этом обеспеченность уравнения повышается с 94 до 97% (см. табл. 3). В следующем эксперименте после исключения ледовитости предшествующего осеннего сезона было получено *уравнение 3.3*. Наибольший вклад в общую дисперсии ледовитости приходится на параметр нутации оси Земли *dEps*, который составил 42%. Вклады температуры воздуха предыдущего года в Норвежском море $T_{aNW\text{-}1}$, индекса АМО с временным лагом −4 года и солнечной активности предыдущего года V_{-1} составили 34, 18 и 6% соответственно. Качественные показатели уравнения незначительно снижались (коэффициент корреляции уменьшился с 0,89 до 0,83; обеспеченность – с 97 до 96%; см. табл. 3). В то же время установленный набор предикторов позволяет использовать *уравнение 3.3* для увеличения заблаговременности предвычисления площади ледяного покрова, так как предикторы входят с временным лагом −1 и −4 года, а долготная координата положения полюса Земли рассчитывается на несколько лет вперёд.

Статистические модели весеннего сезона. Для весеннего периода (май–июнь) также получены три варианта статистической модели межгодовой изменчивости ледовитости (см. табл. 3). В качестве предикторов в *уравнение 4.1* вошли: предшествующее зимнее значение ледовитости L_W с вкладом в общую дисперсию 63% и долготная координата положения полюса Земли Y с вкладом 22%. Вклад остальных предикторов, представленных индексами атмосферной циркуляции AO, AD и PNA, составляет 10%. При отрицательных фазах AD и PNA давление над Карским морем и морем Лаптевых повышается, а над Канадским Арктическим архипелагом понижается, усиливается также зональная составляющая и ослабевают меридиональный перенос и антициклоническая деятельность. Увеличение продолжительности этих процессов приводит к значительному и длительному повышению ледовитости. При положительных фазах AD и PNA наблюдается обратная ситуация. Отметим, что в каждом из представленных уравнений в число предикторов входит солнечная активность, представленная числами Вольфа, с вкладом в общую дисперсию ряда в 4, 6 и 8% соответственно. После исключения из предикторов предшествующей зимней ледовитости в ходе численных экспериментов установлено, что влияние астрогеофизических процессов в уравнении возрастает и составляет до 38% вклада в общую дисперсию ледовитости (*уравнение 4.2*). На приземную температуру воздуха и параметр нутации оси Земли приходится по 20%. При исключении индексов атмосферной циркуляции в число переменных в *уравнении 4.3* вошёл параметр нутации Земли $dPsi_{-1}$ и солнечной активности (числа Вольфа V).

По результатам проведённых численных экспериментов можно сделать важный вывод: в весенний (см. табл. 3, *уравнения 4.1–4.3*) и осенний (см. табл. 3, *уравнения 3.1–3.3*) сезоны года влияние притока тёплых и солёных вод Северной Атлантики значительно ослабевает и основной вклад в долгопериодную изменчивость ледовитости приходится на атмосферные процессы.

Продуктивность полученных моделей межгодовой изменчивости ледовитости четырёх сезонов продемонстрируем, сравнив диагностические расчёты по *уравнениям 1.1–4.3* с фактическими данными ледовитости. Графики фактических и расчётных значений ледовитости Гренландского моря за период 1950–2018 гг. приведены на

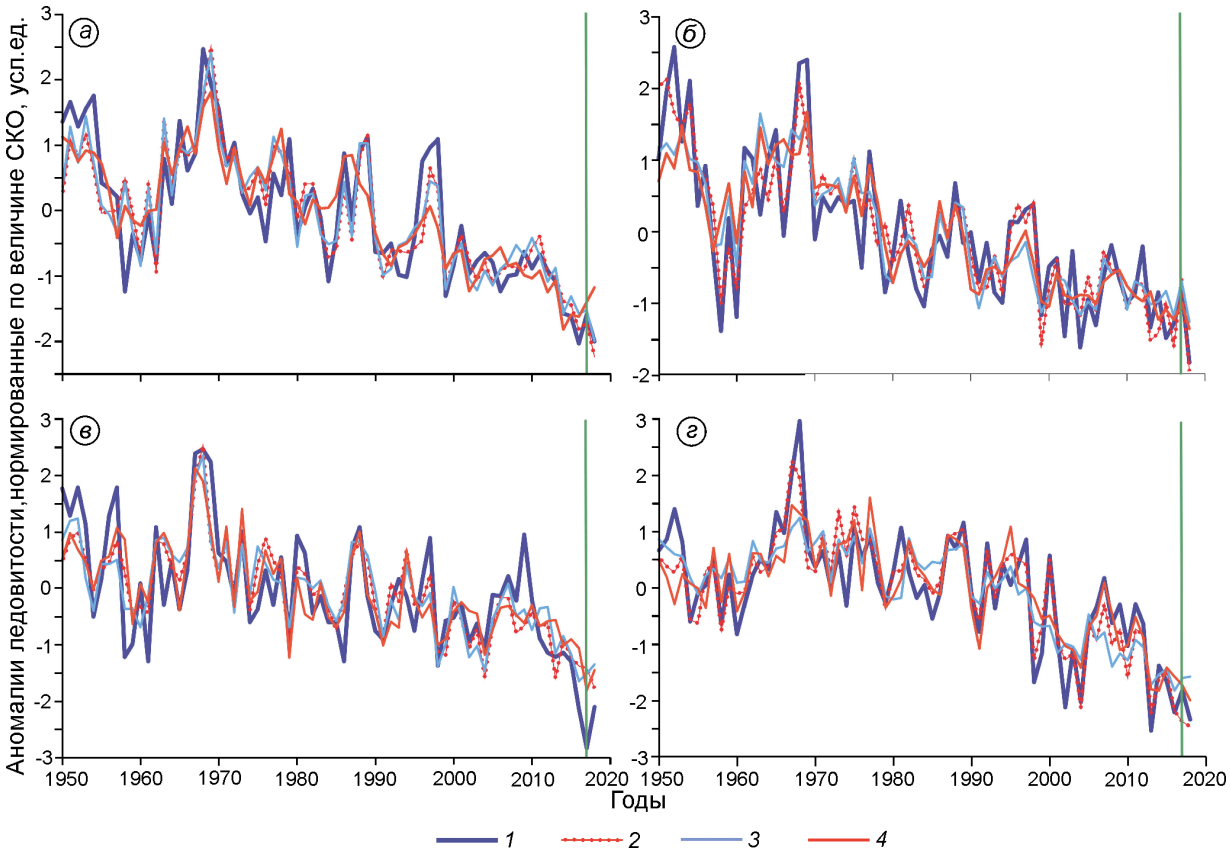


Рис. 3. Сопоставление фактических и восстановленных по уравнениям значений аномалий ледовитости Гренландского моря за период 1950–2018 гг.:
1 – ледовитость; *2* – уравнения *1*; *3* – уравнения *2*; *4* – уравнения *4*; сезоны: *а* – зимний; *б* – летний; *в* – осенний; *г* – весенний; вертикальной чертой обозначено разделение ряда на зависимую (слева) и независимую (справа) выборки

Fig. 3. Comparison of the actual and equations-reconstructed values of the Greenland Sea ice cover anomalies during the 1950–2018:
1 – ice cover; *2* – equations *1*; *3* – equations *2*; *4* – equations *4*; *а* – winter; *б* – summer; *в* – autumn; *г* – spring seasons; the time series separation into dependent (left-hand side of the figure) and independent (right-hand side) samples is shown by the vertical line

рис. 3. Выбранные предикторы и построенные физико-статистические *уравнения 1.1–4.3* достаточно информативны и хорошо описывают изменчивость ледовитости. Обеспеченность расчётных уравнений на зависимых рядах составляет до 99% при допустимой ошибке σ и до 94% при допустимой ошибке 0,67σ. Дополнительно выполнена проверка уравнений на независимой выборке (2017–2018 гг.), которая показала, что они достаточно хорошо описывают долгопериодные изменения площади льда (см. рис. 3). Обеспеченность расчёта по независимой выборке составила для летнего и зимнего сезонов 100%, для весеннего – 83%, а наиболее невысокие показатели пришлись на осенний сезон – 53%. Исходя из представленных результатов (см. табл. 3 и рис. 3), лучшие результаты дают уравнения, в которых предикторы в совокупности представлены гидрологическими, метеорологическими и астрогеофизическими факторами, а также учтена предыстория состояния ледяного покрова.

Для проверки устойчивости полученных статистических уравнений выполнен следующий эксперимент. Временно́й ряд предикторов был разделён на две части: 1950–2000 и 2001–2018 гг. По данным 1950–2000 гг. получены статистические уравнения связи ледовитости с гидрометеорологическими и астрогеофизическими характеристиками. В уравнения вошли те же предикторы, что и в *уравнения 1.1–4.3*, но величины коэффициентов пропорциональности несколько различались, коэффициенты корреляции (0,70–0,84) и детерминации (0,48–0,70) уменьшились, но также остались статистически значимы. Далее

выполнены расчёты ледовитости по независимому ряду 2001–2018 гг. Обеспеченность уравнений, полученных по более короткому ряду, составила 67–97%. Эффективность проверочной выборки – 2–6%. Это – высокий показатель. Указанные значения параметров меньше параметров уравнений, полученных для ряда 1950–2018 г., но они также удовлетворительные. Полученный результат показывает устойчивость полученных статистических *уравнений 1.1–4.3*, по крайней мере, для интервала 18 лет. Небольшое снижение эффективности уравнений для ряда 1950–2000 гг. связано, на наш взгляд, с уменьшением длины ряда, так как этот ряд не охватил аномально тёплые годы – 2007 и 2012.

Заключение

Для межгодовых изменений площади льдов Гренландского моря в зимний, весенний, летний и осенний сезоны подтверждены наличие отрицательного линейного тренда и полицикличность колебаний, ранее установленные для ледовитости арктических морей [9]. Получены статистические связи межгодовой изменчивости площади льдов не только с гидрометеорологическими факторами, но и с астрогеофизическими параметрами. Высокие значимые коэффициенты кросскорреляции ледовитости и астрогеофизических параметров дают основание полагать их взаимосвязь и необходимость включения их в число предикторов при разработке физико-статистических уравнений для описания многолетних изменений сезонной ледовитости Гренландского моря. Разработаны статистические модели долгопериодных колебаний ледовитости для зимнего, весеннего, летнего и осеннего сезонов года, которые учитывают не только гидрометеорологические, но и астрогеофизические предикторы. Наибольший вклад (от 23 до 63%) в общую дисперсию ледовитости вносит ледовитость предшествующего сезона. В моделях, где был исключён предиктор «ледовитость предшествующего сезона», вклад в общую дисперсию гидрометеорологических факторов составил до 70%, а вклад астрогеофизических факторов – до 50%. При этом вклады параметра нутации оси Земли, долготной и широтной координат положения полюса Земли и числа Вольфа могут достигать соответственно 42, 43 и более 8% соответственно. Вошедшие в уравнения предикторы имеют достаточно высокую информативность, а построенные физико-статистические модели хорошо описывают долговременную изменчивость ледовитости. Предлагаемые нами статистические модели могут быть использованы как для диагноза, так и в качестве основы для разработки методов прогноза с большой заблаговременностью на несколько лет вперёд.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке НИРТ Росгидромета 5.1 «Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты (криосферы), процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики и технологий гидрометеорологического обеспечения потребителей».

Acknowledgments. This work was carried out with the support of SRTW Roshydromet 5.1. «Development of models, methods and technologies for monitoring and predicting the state of the atmosphere, ocean, marine ice cover, glaciers and permafrost (cryosphere), ice interaction processes with natural objects and engineering structures for the Arctic and Technology of Hydrometeorological Consumer Support».

Литература

1. *Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 269 с.
2. *Визе В.Ю.* Климат морей советской Арктики. Л.–М.: Изд-во Главсевморпути, 1940. 124 с.
3. *Березкин В.А.* Труды первой высокоширотной экспедиции на «Садко» в 1935 г. Т. 1. Вып. 1. Грен-

References

1. *Nikiforov E.G., Shpayher A.O. Zakonomernosti formirovaniia krupnomasshtabnykh kolebanii gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana.* Patterns of formation of large-scale fluctuations of the hydrological regime of the Arctic Ocean. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1980: 269 p. [In Russian].
2. *Wiese V.Yu. Klimat morei Sovetskoi Arktiki.* Climate of the Seas of the Soviet Arctic. Moscow – Leningrad: Glavsevmorput Publishing, 1940: 124 p. [In Russian].

ландское море и Полярный бассейн: Гидрологические работы в Гренландском море и в районе к северу от Шпицбергена. Л., 1939. 167 с.
4. *Каракаш А.И.* Ледовитость Гренландского моря и возможность предсказания состояния льда в морях западного сектора Арктики // Тр. ЦИП. 1950. Вып. 17. С. 40–55.
5. *Кириллов А.А., Хромцова М.С.* О многолетней изменчивости ледовитости Гренландского моря и методике ее прогноза // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 303. С. 46–54.
6. *Лебедев А. А., Уралов Н. С.* Прогнозирование ледовитости Гренландского моря в связи с особенностями теплового состояния Атлантического океана и атмосферной циркуляции // Проблемы Арктики и Антарктики. 1977. Вып. 50. С. 36–39.
7. *Зубакин Г.К.* Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 160 с.
8. *Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 319 с.
9. *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 морей Евразийского шельфа. СПб.: «Наука», 2007. 136 с.
10. *Воейков А.И.* Избранные сочинения. Т. 1. Климаты земного шара, в особенности России. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1948. 423 с.
11. *Максимов И.В.* Геофизические силы и воды океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 447 с.
12. *Эйгенсон М.С.* Солнце, погода и климат. Л.: Гидрометеоиздат, 1963. 276 с.
13. *Рубашев Б.М.* Проблемы солнечной активности. М.-Л.: Наука, 1964. 362 с.
14. *Гудкович З.М., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П.* «Полюсный прилив» в атмосфере высоких широт и колебания ледовитости арктических морей // Докл. АН СССР. 1970. Т. 190. № 4. С. 954–957.
15. *Гудкович З.М., Карклин В.П., Фролов И.Е.* Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. 2005. № 6. С. 5–14.
16. *Гудкович З.М., Ковалев Е.Г., Никифоров Е.Г.* О связи угловой скорости вращения Земли с климатическими изменениями // Изв. РГО. 2004. Вып. 6. С. 1–10.
17. *Абдусаматов Х.И.* Солнце диктует климат Земли. СПб.: Изд-во «Logos», 2009. 197 с.
18. *Слепцов-Шевлевич Б.А., Бояринов А.М.* Солнечный ветер, вращение Земли и климат. СПб: Типография Бланк Издат, 2002. 159 с.
19. *Федоров В.М.* Солнечная радиация и климат Земли. М.: Физматлит, 2017. 232 с.

3. *Berezkin V.A. Trudy pervoj vysokoshirotnoj ekspedicii na «Sadko» v 1935 g. T. 1. Vyp. 1. Grenlandskoe more i Polyarnyj bassejn: Gidrol. raboty v Grenlandskom more i v rajone k severu ot Shpicbergena.* Proc. of the first high-latitude expedition on board the «Sadko» ship in 1935. V. 1 (1). The Greenland Sea and the Polar Basin: Hydrological work in the Greenland Sea and in the area north of Svalbard. Leningrad: 1939: 167 p. [In Russian].
4. *Karakash A.I.* The Greenland Sea ice cover and the possibility of the ice condition predicting in the seas of the western sector of the Arctic. *Trudy CIP.* The Proceeding of the Central Forecasting Institute. 1950, 17: 40–55. [In Russian].
5. *Kirillov A.A., Hromcova M.S.* Long-term variability of the Greenland Sea ice cover and the its forecast method. *Trudy AANII.* Proc. of the AARI. 1970, 303: 46–54. [In Russian].
6. *Lebedev A.A., Uralov N.S.* Forecasting the ice covernness of the Greenland Sea due to the peculiarities of the thermal state of the Atlantic Ocean and atmospheric circulation. *Problemy Arktiki i Antarktiki.* Problems of Arctic and Antarctic. 1977, 50: 36–39. [In Russian].
7. *Zubakin G.K. Krupnomasshtabnaia izmenchivost' sostoianiia ledianogo pokrova morei SeveroEvropeiskogo basseina.* Large-scale variability of the state of the ice cover of the seas of the North European Basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987: 160 p. [In Russian].
8. *Mironov E.U. Ledovye usloviia v Grenlandskom i Barentsevom moriakh i ikh dolgosrochnyi prognoz.* Ice conditions in the Greenland and Barents Seas and their long-term forecast. St. Petersburg: AARI, 2004: 319 p. [In Russian].
9. *Frolov I., Gudkovich Z., Karklin V., Kovalev E., Smolyanitsky V.* Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas. Centennial Ice Cover Observations. Praxis Publishing Ltd. UK, Chichester, 2009: 164 p.
10. *Voejkov A.I. Izbrannye sochineniya. T. 1. Klimaty zemnogo shara, v osobennosti Rossii.* Selected works. V. 1. Global climate, especially Russian one. Moscow – Leningrad: Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1948: 423 p. [In Russian].
11. *Maksimov I.V. Geofizicheskie sily i vody okeana.* Geophysical forces and ocean waters. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970: 447 p. [In Russian].
12. *Ejgenson M.S. Solnce, pogoda i klimat.* Sun, weather and climate. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1963: 276 p. [In Russian].
13. *Rubashev B.M. Problemy solnechnoj aktivnosti.* Problems of the solar activity. Moscow – Leningrad: Nauka, 1964: 362 p. [In Russian].
14. *Gudkovich Z.M., Saruhanyan E.I., Smirnov N.P.* «Pole tide» in the atmosphere of high latitudes and the Arctic seas cover fluctuations. *Dokl. AN SSSR.* Proc. of the USSR Academy of Sciences. 1970, 190 (4): 954–957. [In Russian].
15. *Gudkovich Z.M., Karklin V.P., Frolov I.E.* Interdecadal climate variability, the Eurasian Arctic seas' ice cover areas and their possible causes. *Meteorologiya i gidrologiya.* Russian Meteorology and Hydrology. 2005, 6: 5–14. [In Russian].
16. *Gudkovich Z.M., Kovalev E.G., Nikiforov E.G.* On the relationship of the Earth angular velocity with climatic changes. *Izvestiya RGO.* Proc. of the Russian Geographical Society. 2004, 6: 1–10. [In Russian].
17. *Abdusamatov H.I. Solnce diktuet klimat Zemli.* The Sun dictates the Earth's climate. St. Petersburg: Logos, 2002: 197 p. [In Russian].

20. *Пудовкин М.И.* Влияние солнечной активности на состояние нижней атмосферы и погоду. Соросовский образовательный журнал. 1996. № 10. С. 106–112.
21. *Егоров А.Г.* Солнечный цикл и многолетняя барическая волна в приземной атмосфере Арктики // ДАН. 2003. Т. 393. № 3. С. 402–406.
22. *Егоров А.Г.* Солнечно обусловленные изменения приземного давления воздуха в Арктике и многолетние особенности распределения льдов в арктических морях России в летний период // Метеорология и гидрология. 2005. № 8. С. 14–24.
23. *Федоров В.М., Бухаров О.Е., Боголюбов Д.П., Гребенников П.Б.* Опыт среднесрочного прогнозирования изменения площади морских льдов в Северном полушарии на основе расчетов приходящей солнечной радиации и нейросетевого моделирования // Криосфера Земли. 2016. Т. 20. № 3. С. 43–50.
24. *Медведев И.П., Куликов Е.А., Рабинович А.Б.,. Лапшин В.Б.* Чандлеровские биения и полюсный прилив в Северном и Балтийском морях // Гелиогеофизические исследования. 2018. Вып. 18. С. 9–17.
25. *Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Попов А.В.* Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 1. С. 127–134.
26. *Тимохов Л.А., Бородачев В.Е., Бородачев И.В., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Янут М.* Роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовых изменениях площади льдов Восточно-Сибирского моря // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 222–232.
27. Границы океанов и морей. № 9031. СПб.: ГУНиО МО, 2000. 208 с.
28. Электронный ресурс: http://www.aari.ru/. Официальный сайт ГНЦ «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт».
29. Электронный ресурс: http://wdc.aari.ru/vms/docs/atlas_ledyanih_obrazovanij(2019,AANII).pdf. Атлас ледяных образований. Под общей редакцией В.М. Смоляницкого. СПб.: ААНИИ, 2019. 232 с.
30. *Janout M.A., Holemann J., Timokhov L., Gutjahr O., Heinemann G.* Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya-formed dense water // Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2017. V. 122. Is. 8. P. 6630–6647. doi: 10.1002/2017JC013159.
31. Электронный ресурс: http://statsoft.ru/. Официальный сайт представительства компании StatSoft Inc. на территории России и стран СНГ.
32. *Малинин В.Н., Гордеева С.М.* Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна). Мурманск: ПИНРО, 2003. 129 с.

18. *Sleptsov-Shevlevich B.A., Boyarinov A.M. Solnechnyi veter, vrashchenie Zemli i klimat.* Solar wind, Earth's rotation and climate. St. Petersburg, 2002: 159 p. [In Russian].
19. *Fedorov V.M. Solnechnaya radiaciya i klimat Zemli.* Solar insolation and Earth's climate. Moscow: Fizmatlit, 2017: 232 p. [In Russian].
20. *Pudovkin M.I.* Influence of solar activity on the state of the lower atmosphere and weather. *Sorosovskij obrazovatel'nyj zhurnal.* Soros Educational Journal. 1996, 10: 106–112. [In Russian].
21. *Egorov A.G.* The solar cycle and long-term baric wave in the near-ground atmosphere of the Arctic. *Doklady Akademii Nauk.* Proc. of the Russian Academy of Sciences. 2003, 393 (3): 402–406. [In Russian].
22. *Egorov A.G.* Solar-induced changes in surface air pressure in the Arctic and long-term features of ice distribution in the Arctic seas of Russia in summer. *Meteorologiya i gidrologiya.* Meteorology and Hydrology. 2005, 8: 14–24. [In Russian].
23. *Fedorov V.M., Bukharov O.E., Bogolyubov D.P., Grebennikov P.B.* Experience of medium-term forecasting of changes in the area of sea ice in the Northern Hemisphere on the basis of calculations of incoming solar radiation and neural network modeling. *Kriosfera Zemli.* Earth's Cryosphere. 2016, 20 (3): 43–50. [In Russian].
24. *Medvedev I.P., Kulikov E.A., Rabinovich A.B., Lapshin V.B.* Chandler Beats and Pole Tide in the North and Baltic Seas. *Geliogeofizicheskie issledovaniya.* Heliogeophysical Research. 2018, 18: 9–17. [In Russian].
25. *Timokhov L.A., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Popov A.V.* Seasonal and inter-annual variability of the ice cover in the Greenland Sea. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2018, 58 (1): 127–134. [In Russian].
26. *Timokhov L.A., Borodachev V.E., Borodachev I.V., Vyazigina N.A., Mironov E.U., Janout M.* The role of hydrometeorological factors and solar activity in interannual changes in the ice area of the East Siberian Sea. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2019, 59 (2): 222–232. [In Russian].
27. *Granicy okeanov i morej. № 9031.* Limits of Oceans and Seas. № 9031. St. Petersburg: GUNiO MO, 2000: 208 p. [In Russian].
28. http://www.aari.ru/. An official website of the State Scientific Center of the Russian Federation Arctic and Antarctic Research Institute.
29. http://wdc.aari.ru/vms/docs/atlas_ledyanih_obrazovanij(2019,AANII).pdf. Atlas of ice features. Under the editorship of V. Smolyanitsky. St. Petersburg: AARI, 2019: 232 p. [In Russian].
30. *Janout M.A., Holemann J., Timokhov L., Gutjahr O., Heinemann G.* Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya – formed dense water. Journ. of Geophys. Research: Oceans. 2017, 122 (8): 6630–6647. doi: 10.1002/2017JC013159.
31. http://statsoft.ru/. StatSoft Inc. company representative in Russia and CIS states.
32. *Malinin V.N., Gordeeva S.M. Fiziko-statisticheskij metod prognoza okeanologicheskikh kharakteristik (na primere Severo-Evropejskogo bassejna).* Physical and statistical method for forecasting oceanological characteristics (on the example of the North European Basin). Murmansk, 2003: 129 p. [In Russian].

УДК 556.545 doi: 10.31857/S2076673421030100

Формирование ледяной плотины в низовьях рек Мезень и Кулой с 1983 по 2020 г.

© 2021 г. С.А. Агафонова*, П.Г. Михайлюкова, В.М. Колий

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия
*sv_ice@list.ru

Formation of an ice dam in the lower reaches of the Mezen and Kuloy rivers from 1983 to 2020 (the White Sea basin)

S.A. Agafonova, P.G. Mikhaylyukova, V.M. Koliy

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*sv_ice@list.ru

Received October 28, 2020 / Revised April 19, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***ice cover, macro-tidal estuary, satellite images, Mezen river, Kuloy river.***

Summary

The features of ice cover formation within the macro-tidal estuaries of the Mezen River and the Kuloy River are considered. The investigated rivers flow into the Mezen Bay of the White Sea. The main sources of information for the ice monitoring were the high spatial resolution images from the satellites Landsat 5-8 and Sentinel 1.2 with addition of medium spatial resolution images of MODIS/Terra and VIIRS/SuomiNPP. Every year, zones of continuous hummocks and ice dams are formed in the estuaries, which exert influence upon characteristics of the tidal waves. The fast ice and drifting ice areas are observed below the ice dam. Above the dam, amplitude the tidal fluctuations in the water level is reduced by 3–4 times. According to the data for the period 2017–2020, the area of relatively smooth ice cover is located at the distance of 48–49 km above the mouth of the Mezen River and 40–42 km above the same of the Kuloy River. Advancing of the ice edge to the mouth is accompanied by the formation of hummocky ice bridges, the position of which is confined to the narrowing and sharp turns of the channel. According to satellite images, it is established that the ice dam changes its position from year to year. In the period from 1983 to 2020, on the Mezen River, the ice dam was located at a distance of 21.0 to 30.5 km from the mouth, and on the Kuloy – from 13.7 to 27.5 km above the mouth. The position of the ice dam is weather dependent. In severe winters, the dam is located closer to the mouth gauge line. Snow, falling in November and December on areas of open water, delays advancing of the ice edge to the mouth. For Mezen, the relation between the position of the ice dam and three following predictors had been obtained: the sum of precipitation for November and December at the air temperature below –5 °C, the sum of air temperatures below –5 °C for January and March, and the sum of positive air temperatures for February. The proposed dependence made it possible to restore the positions of the ice dam for the years which were not provided with satellite data. These are 1994 and 1999.

Citation: Agafonova S.A., Mikhaylyukova P.G., Koliy V.M. Formation of an ice dam in the lower reaches of the Mezen and Kuloy rivers from 1983 to 2020 (the White Sea basin). *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (3): 445–456. [InRussian]. doi: 10.31857/S2076673421030100.

Поступила 28 октября 2020 г. / После доработки 19 апреля 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***ледяной покров, макроприливные устья, космические снимки, реки Мезень и Кулой.***

На основе данных космических снимков оптического и радиолокационного диапазонов рассмотрены особенности формирования ледяного покрова в пределах макроприливных устьевых участков рек Мезень и Кулой. Ежегодно в исследуемых эстуариях образуются зона сплошных торосов и ледяная плотина, влияющие на характеристики приливной волны. С 1983 по 2020 г. створ ледяной плотины на Мезени располагался на расстоянии от 21,0 до 30,5 км от устья, на Кулое – от 13,7 до 27,5 км от устья. Формирование ледяной плотины и её разрушение происходят с остановками в створах, приуроченных к сужениям и крутым поворотам русла. Показано, что в ноябре и декабре твёрдые осадки значимо задерживают продвижение кромки льда.

Введение

Высокая пространственная неоднородность ледяного покрова северных рек обусловливает поиск дополнительных источников информации о его состоянии, помимо наблюдений на гидрологических постах (ГП). В последние десятилетия такими источниками стали космические снимки разного спектрального диапазона и пространственного разрешения [1]. Снимки оптического диапазона высокого и сверхвысокого пространственного разрешения позволяют отслеживать кромку ледяного покрова, наличие полыней и появление трещин. В условиях большого числа

Рис. 1. Исследуемая территория:
1 – расстояние от устья, км; *2* – населённые пункты
Fig. 1. Study area:
1 – distance from the mouth, km; *2* – settlement

облачных дней и длительной полярной ночи особую актуальность приобретает возможность использования радиолокационных изображений.

Устья рек Мезень и Кулой образуют единую устьевую систему, подверженную сильному воздействию приливов. За границу устьевого взморья принимают линию мыс Абрамовский – устье р. Мгла (рис. 1), в качестве устьевых створов для р. Кулой – мыс Харин Нос – мыс Карговский, для р. Мезень – мыс Масляный – мыс Рябинов. Для Мезенского залива характерен почти правильный полусуточный прилив. Прилив в устье Мезени составляет от 5,0 м в квадратуру до 7,6 м в сизигию, в устье р. Кулой – от 5,8 до 7,9 м соответственно. В эстуарии Мезени скорости приливно-отливных течений могут достигать 2,0–2,5 м/с. Величина прилива возрастает до устья р. Сёмжа, однако выше по течению она быстро уменьшается [2]. Наиболее сильная трансформация приливной волны наблюдается в районе мыс Толстик – устье р. Пыя, где поперечное сечение русла резко сужается. Эстуарий р. Кулой, как и эстуарий р. Мезень, имеет воронкообразную форму. В 20 км от устья он расширяется, и здесь за счёт перемещения наносов из мористой части сформировалась большая

грядовая отмель, вызвавшая интенсивную боковую эрозию. Длина устьевого участка р. Мезень – 90 км, р. Кулой – 100 км [3].

Лёд в приливных устьях влияет на характеристики приливной волны, условия проникновения солёных вод, режим транспорта наносов и русловых деформаций, а также условия формирования заторов и затопления территории. Ледовые условия в устьях определяют сроки зимней навигации, эксплуатацию ледовых переправ и ледовые нагрузки на гидротехнические сооружения [4]. Формирование ледяного покрова в приливных устьях зависит не только от метеорологических факторов и режима речного стока, но и от влияния приливно-отливных течений и сгонно-нагонных явлений. Динамическое воздействие колебаний уровня воды приводит к взламыванию вновь образовавшегося ледяного покрова и его торошению. Толщина заторошенного ледяного покрова в приливных устьях соответствует величине прилива, т.е. при равных климатических условиях она будет тем выше, чем больше амплитуда колебаний уровня воды [5]. Лёд на приливных отмелях подвижен. Близ устьевого створа даже в условиях низких отрицательных температур воздуха могут оставаться участки открытой воды, где отмечаются снежура и шуга. В макроприливных устьях многослойные ледяные образования по берегам формируют вертикальные стенки, которые значительно сужают ширину русла, меняя условия трансформации приливной волны [6].

Многократное взламывание кромки льда в приливных устьях схоже с процессами формирования и разрушения ледяного покрова при колебаниях уровня воды в нижних бьефах ГЭС. Согласно работе [7], изменение уровня воды, сопоставимое с толщиной льда, приводит к появлению вдольбереговых трещин. При дальнейшем росте уровня ледяной покров отрывается от берегов и разламывается на ледяные поля. Под влиянием скоростей течения и ветра начинаются подвижки, торошение и подныривание льдин. Форсирование попусков воды и рост скоростей течения вызывают уплотнение и динамическое увеличение толщины скоплений льда. Затухающие вверх по течению от устьевого створа колебания уровня воды определяют различия в условиях формирования ледяного покрова по длине устьевого участка. В работе [5] на основе данных наблюдений за ледовыми условиями в заливе Фанди (Северная Америка) авторы выделяют для макроприливных эстуариев (устьевых участков) пять зон: 1) зону с ровным ледяным покровом и береговыми трещинами; 2) зону накопления льда и образования вертикальных ледяных стенок у берегов; 3) зону дрейфующего льда; 4) зону непрерывного ледообразования и 5) зону, свободную ото льда. В работе [8] для устья р. Пенжина (Камчатка), расположенной в более суровых климатических условиях, чем реки залива Фанди, выделено четыре зоны (от устьевого створа вверх по течению): 1) неустойчивого ледостава; 2) сплошных торосов; 3) ровного льда на фарватерах и торосов на мелководьях; 4) преимущественно ровного льда.

Постановка проблемы

В Белом море интенсивное ледообразование начинается в декабре и распространяется от вершин заливов к центру. Из-за ветров преимущественно юго-западного направления льды накапливаются у восточных берегов заливов. Молодые льды вытаивают со второй декады апреля, а полное очищение моря приходится на первую декаду июня [9]. В Мезенском заливе припай зимой многократно взламывается, происходят сжатие, торошение и дрейф битого льда. Средняя высота торосов на плавучем льду – 3–4 м [10]. Согласно наблюдениям, в 6 км от устьевого створа Мезени у деревни Сёмжа с 1949 по 1979 г. появление плавучего льда отмечалось в среднем 25 октября, а продолжительность периода с ледовыми явлениями составляла 200 суток [10]. На речном участке нижнего течения Мезени (по данным ГП Дорогорское в 80 км от устья) ледостав устанавливается в среднем 13 ноября, вскрытие наблюдается 7 мая, а средняя с 1936 по 2018 г. продолжительность периода с ледовыми явлениями равна 205 сут.

Согласно отрывочным экспедиционным сведениям, опубликованным в работах [3, 10], на устьевом участке Мезени и Кулоя кромка ледяного покрова отличается многочисленными подсовами, наслоениями и торосами. Нагромождения льда образуют «ледяную плотину», которая демпфирует приливную волну и создаёт в верхнем бьефе условия подпора. Амплитуда приливных колебаний уровня воды выше плотины уменьшается в 3–4 раза. Ниже плоти-

ны неподвижный лёд наблюдается лишь у берегов. В 1990, 2005 и 2008 гг. ледяная плотина в эстуарии Мезени располагалась в створе устья р. Большая Чеца и представляла собой сплошной барьер торосистого и застамушенного льда. В эстуарии Кулоя, согласно данным [3], плотина образуется у мыса Митинский. Особенности ледового режима исследуемых участков рек ограничивают хозяйственную деятельность. В нижнем течении Мезени и Кулоя ледовые переправы обустраивают у с. Долгощелье и на автодороге пос. Каменка – г. Мезень. Затяжное установление сплошного ледяного покрова, формирование протяжённых заторошенных участков и трещин осложняют использование ледовых переправ. Так, зимой 2020 г. намороженный в начале зимы лёд неоднократно срывало приливной волной, а сформировавшиеся торосы и многочисленные ропаки не позволяли проложить трассу по кратчайшему расстоянию [11]. Кроме того, ежегодно волна прорыва ледяной плотины на р. Мезень вызывает резкие изменения морфологии дна эстуария, в том числе в пределах судоходного фарватера [12].

Отсутствие регулярных наблюдений не позволяет охарактеризовать сезонную динамику кромки ледяного покрова, особенности ледовых условий по длине устьевого участка и изменчивость положения створа ледяной плотины и заторошенных участков год от года. Согласно [13], на севере Европейской территории России с 1976 г. зимние температуры воздуха увеличиваются в среднем на 0,59 °С каждые 10 лет. Рассматриваемый период (1983–2020 гг.) характеризует современные климатические условия следующим образом: в холодные зимы (1985, 1987, 1998 и 1999 гг.) сумма отрицательных температур по данным метеостанции (МС) Мезень составляла менее −2000 градусо-дней мороза, в тёплые (1995, 2007 и 2019 гг.) – около −1200 градусо-дней, а зимой 2020 г. – −903 градусо-дней, что стало самым высоким значением за этот период. Наблюдаемые климатические изменения могут заметно изменить условия формирования ледяного покрова и эксплуатации ледовых переправ вплоть до смещения их створов выше по течению. Именно поэтому крайне важно оценить вклад метеорологических характеристик в формирование предельного за сезон створа ледяной плотины и участков заторошенного ледяного покрова.

Материалы и методы

Опубликованные сведения о ледовом режиме исследуемых участков обобщают, прежде всего, отрывочные результаты экспедиций Ленгидропроекта, Государственного океанографического института (ГОИН), Арктического и Антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ) и Северного УГМС. Основные задачи этих экспедиционных исследований – изучение условий судоходства и возможности строительства Мезенской приливной станции. Именно в связи с возрождением интереса к приливным электростанциям зимой 2005 и 2008 гг. сотрудниками ГОИН и МГУ имени М.В. Ломоносова проводились инженерно-гидрологические изыскания, в том числе обследования берегов и акватории Мезенского залива для оценки состояния припая, дрейфа льда и морфометрических характеристик ледовых образований [14, 15]. Стационарные наблюдения за ледовым режимом велись только в створе деревни Сёмжа, в 6,0 км от устья Мезени, с 1949 по 1979 г. В настоящее время в Мезенском заливе действует морская гидрометеорологическая береговая станция Абрамовский маяк. На устьевых участках регулярные наблюдения не проводятся, ближайшие к устьевым створам действующие речные посты расположены на р. Мезень у с. Дорогорское, в 80 км от устья, и на р. Кулой у деревни Кулой, в 209 км от устья; действующая МС находится в г. Мезень.

В условиях отсутствия материалов регулярных наблюдений по всей длине устьевых участков в качестве исходных данных мы использовали оптические и радиолокационные космические снимки (табл. 1). Основной источник информации для ледового мониторинга – снимки высокого пространственного разрешения Landsat 5–8 и Sentinel 1, 2. Для снимков Sentinel-1 применён продукт Level1 (GRD – Ground Range Detected) с частично выполненной геометрической коррекцией. Перед тематическим анализом радиолокационные данные были предварительно обработаны – проведены радиометрическая калибровка, фильтрация спекл-шума (фильтр Lee с размером окна 5) и устранение геометрических искажений. Данные программ Landsat и Sentinel позволили охватить период с 1983 по 2020 г. Из-за пропусков данных миссии Landsat в 2003–2007 и 2009–2011 гг. за каждый ледовый сезон удалось полу-

Таблица 1. **Параметры спутниковой съёмки**

Спутник	Пространственное разрешение используемых каналов, м	Повторная съёмка через каждые	Число сцен	Годы
TM/Landsat-4	30	16 сут.	1	1983
TM/Landsat-5	30	16сут.	84	1984–1998
ETM+/Landsat-7	30	16 сут.	32	2000–2018
OLI/Landsat-8	30	16сут.	39	2013–2020
MSI/Sentinel-2	10	2–5 сут.	58	2016–2020
Sentinel-1	10	12 сут.	43	2017–2020
MODIS/Terra	500	2 раза в сут.	87	2002–2020
VIIRS/SuomiNPP	500	2 разавсут.	27	2020

чить менее трёх снимков, что недостаточно для достоверных результатов. Для уточнения сведений о ледовой обстановке за эти годы использовались снимки MODIS/Terra и VIIRS/Suomi NPP. Информация, полученная по этим снимкам, носит справочный характер, поскольку их пространственное разрешение существенно ниже основного массива космических снимков. При низкой сплочённости дрейфующего льда граница вода–лёд хорошо фиксируется в красном или ИК-каналах. Для исследуемых рек применение оптических снимков с ноября по январь ограничено из-за низкой освещённости и сплошной облачности. Дешифрирование ледовой обстановки возможно с февраля до мая–июня.

В отличие от съёмки в оптическом диапазоне радиолокаторы позволяют получать изображение вне зависимости от облачности и условий освещения. На формирование отражённого радиолокационного сигнала влияют несколько факторов: влажность, шероховатость, диэлектрическая проницаемость и структура поверхности, от которой отражается сигнал. Неодинаковое соотношение воды, льда, снега и воздуха определяет разный механизм отражения сигнала и его интенсивность. Для заторошенной поверхности ледяного покрова характерны высокие значения коэффициента обратного рассеяния, для поверхности ровного льда и открытой воды – низкие [16, 17]. Для приливных устьев с помощью радиолокационных изображений можно выделять зоны торосов, ровного льда, дрейфующий лёд и участки, свободные ото льда. Серия снимков позволяет отслеживать изменения в ледяном покрове в течение периода ледостава: формирование полыней, заторошенных участков и начальные процессы разрушения льда [16, 18, 19].

Для корректного дешифрирования космических снимков использованы данные подспутниковых наземных обследований, выполненных в январе–феврале 2019 г. в рамках экспедиции кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ. Программа полевых работ предусматривала ледомерные съёмки на р. Кулой у с. Долгощелье и на р. Мезень от створа, в 56 км от устья до р. Пыя. Согласно экспедиционным данным, на р. Мезень зона сплошных торосов располагалась на участке от пос. Морозилка до устья р. Пыя, ниже по течению наблюдался дрейфующий лёд по фарватеру и многослойные забереги. В створе пос. Каменка (38 км от устья) максимальная высота торосов и ропаков составила 1,5 м, а в 56 км от устья – 0,5 м. Толщина ровного ледяного покрова у пос. Каменка менялась по створу от 36 см на фарватере до 87 см у берегов, в створе «56 км от устья» – от 35 до 50 см, на р. Кулой у с. Долгощелье – от 28 до 40 см соответственно. Для перечисленных створов образцы, выпиленные из ледяного покрова, имели схожее строение: сверху – белёсый мутный снеговой и наслудный лёд, ниже – лёд с включениями наносов, снизу – кристаллический прозрачный лёд.

В настоящей работе использованы статистические методы анализа данных. Для рядов наблюдений проводили проверку на соответствие статистическим гипотезам с помощью критериев Андерсона $t(A)$, коэффициента ранговой корреляции Спирмена (*Spearmen RCC*, или r_s), коэффициентов Стьюдента (*t-test*) и Фишера (*F-test*) при уровне значимости $\alpha = 5\%$. Проверка значимости коэффициентов корреляции также выполнялась при $\alpha = 5\%$. Для оценки меры точности и эффективности регрессионной зависимости использовалось отношение средней квадратической погрешности рассчитанных зна-

чений s к среднеквадратическому отклонению рассчитываемой величины σ по формуле

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n}(y-y')^2}{n-m}},$$

где y и y' – фактические и рассчитанные значения соответственно; n – число членов ряда; m – число параметров регрессионного уравнения; при значениях отношения $s/\sigma = 0{,}50 \div 0{,}80$ предлагаемая методика расчёта считается удовлетворительной, при значениях $\leqslant 0{,}50$ – хорошей [20] (из-за малой длины ряда оценка ошибок регрессионной зависимости проводилась методом выбрасываемой точки).

Результаты

Совместное использование радиолокационных и оптических снимков позволило подробно отследить сезонные изменения ледовых условий и установить особенности формирования ледяного покрова в пределах исследуемых участков за период с 2017 по 2020 г. Согласно данным космической съёмки, кромка льда продвигалась прерывисто, как будто «по ступенькам», с формированием ледяных перемычек. Так, зимой 2018 г. на р. Мезень с 30 января по 4 февраля кромка сместилась на 5 км всего за пять дней, однако в последующую неделю положение кромки было стабильным [21]. Поверхность ледяного покрова у кромки – заторошенная и хорошо определяется по снимкам. Положение ледяных перемычек приурочено к участкам сужений, крутых поворотов русла и изменений продольного профиля. В 2017–2020 гг. к середине февраля (в 2018 г. – к середине марта) кромка ледяного покрова достигала своего предельного положения, где и формировалась ледяная плотина [22]. Начало термической деградации льда и сглаживание поверхности торосов по данным снимков отмечалось с начала марта. Очищение ото льда начиналось с середины апреля от створа ледяной плотины вверх по течению и останавливалось в створах зимних ледяных перемычек, где при замерзании происходили локальные динамические утолщения ледяного покрова.

За последние четыре года расположение ледяных перемычек было относительно постоянным. На это указывает тот факт, что на 70% снимков 2017–2020 гг. кромка льда и зимой, и весной фиксировалась в трёх створах (рис. 2): на Мезени – 1) в районе пос. Морозилка (30–31 км от устья), 2) в створе впадения р. Большая Чеца (25–26 км от устья) и 3) выше деревни Окулово (22–23 км от устья); на р. Кулой – 1) в 3 км ниже с. Долгощелье (28–29 км от устья), 2) в створе впадения р. Оленица (24–25 км от устья) и 3) в створе впадения р. Поча (21–22 км от устья).

Условия формирования ледяных перемычек меняются по длине устьевого участка вслед за изменениями амплитуды колебаний уровня воды. По мере приближения к устьевому створу для устойчивого положения кромки требуется бóльшая её прочность, которая обеспечивается и за счёт низких температур воздуха. На Мезени в среднем −200 градусо-дней мороза достаточно для продвижения кромки льда от створа «45 км от устья» на 7 км вниз по течению, а для створа «26 км от устья»– лишь на 3 км.

Для выявления неоднородности ледовых условий по длине рек использовали данные радиолокационных снимков. Для Мезени и Кулоя выбран вариант зонирования устьевого участка, представленный в работе [8]. Как уже отмечалось, торосы, ропаки и трещины осложняют эксплуатацию ледовых переправ. Год от года положение и протяжённость зоны сплошных торосов меняются, а значит, другими становятся и условия эксплуатации ледовой переправы пос. Каменка – г. Мезень. Зонирование проводили по данным за январь–февраль, когда торосы уже сформированы, но ещё не перекрыты снежным покровом и термически не разрушены (рис. 3). Для ближайшей к устьевому створу зоны *1* при отсутствии дрейфующего льда характерны низкие значения коэффициента обратного рассеяния (чёрный цвет на снимке). Выше по течению расположена зона сплошных торосов (зона *2*), здесь высокие значения сигнала (белый цвет на снимке) отмечаются практически по всей ширине русла. В пределах зоны *3*, вдоль линии наибольших глубин, ледяной покров преимущественно ровный, торосы и ропаки сохраняются на мелководьях и у берегов. На верхнем участке, в зоне *4*, поверхность ледяного покрова становится относительно ровной по всей ширине русла.

На р. Кулой в 2017–2020 гг. верхняя граница зоны сплошных торосов проходила в 29–35 км от устья, на р. Мезень – в 32–44 км от устья. Про-

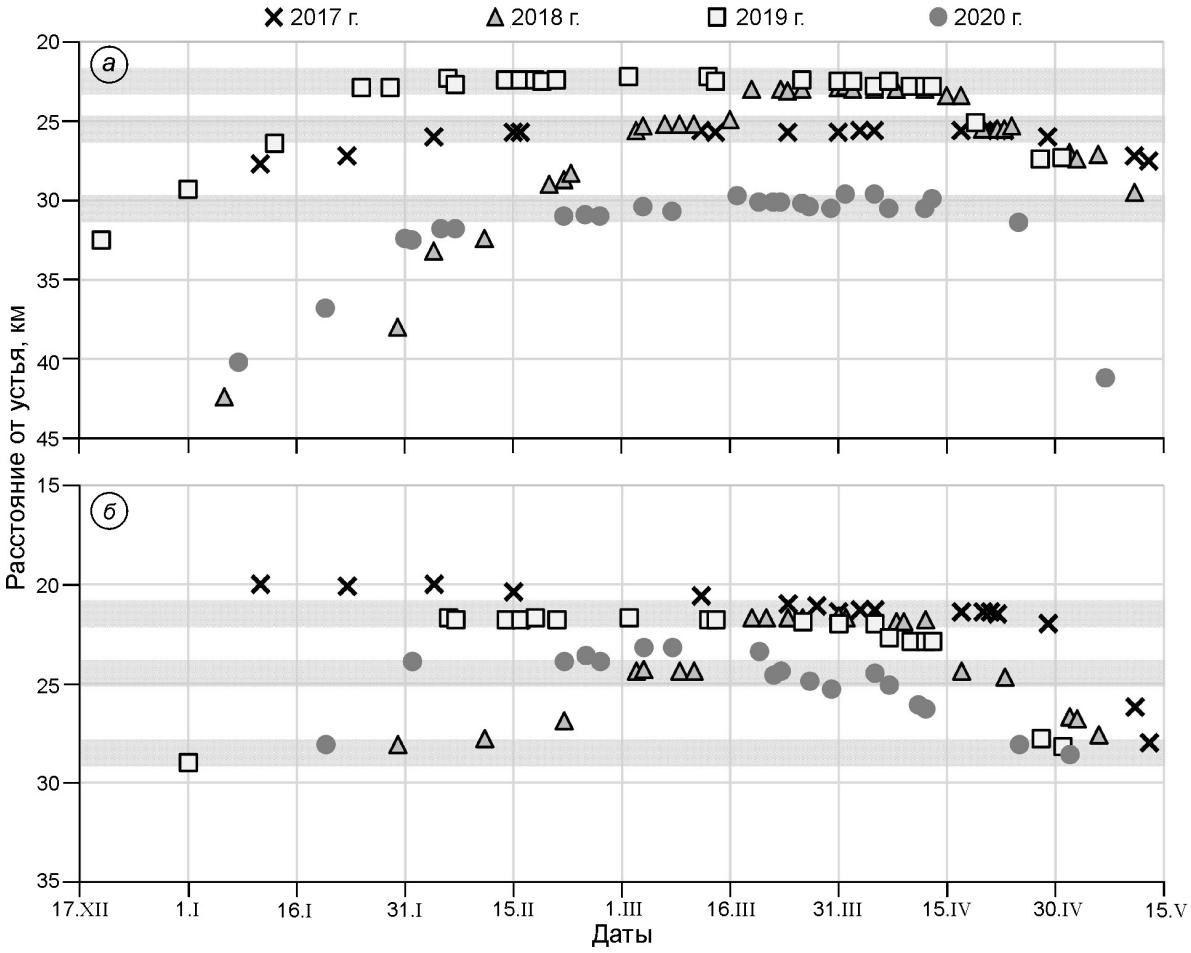


Рис. 2. Сезонное изменение положения кромки ледяного покрова на реках Мезень (*а*) и Кулой (*б*) в 2017–2020 гг. Движение кромки льда к устью происходит с остановками в сужениях и на поворотах русла. Участки ледяных перемычек за 2017–2020 гг. выделены серым цветом

Fig. 2. Seasonal change in the ice edge position on the Mezen River (*a*) and the Kuloy River (*б*) in 2017–2020. The movement of the ice edge occurs with stops in sections of narrowing and sharp turns of the riverbed. Sections of ice bridgings for 2017–2020 are highlighted in gray

тяжённость участка сильно заторошенного ледяного покрова составляла от 5 до 13 км. В 2017 и 2020 гг. зона сплошных торосов включала в себя участок в районе пос. Каменка и г. Мезень, в том числе створ ледовой переправы. В отличие от границы зоны сплошных торосов, граница зоны преимущественно ровного льда слабо менялась год от года. Участок преимущественно ровного льда на р. Мезень располагался выше 48–49 км от устья, на р. Кулой – выше 40–42 км от устья.

Перечисленные особенности формирования ледяной плотины позволяют получить информацию о её положении за многолетний период, начиная с 1983 г., с помощью ограниченного числа оптических снимков только за февраль–март, а не за весь зимний сезон (рис. 4, табл. 2). За рассматриваемый период на Мезени створ ледяной плотины в 72% случаев совпадал с участком, указанным ранее в литературных источниках [3, 10]. На Кулое в 56% случаев плотина зафиксирована выше указанного в литературе створа. С 1983 по 2020 г. на р. Мезень положение створа ледяной плотины менялось в диапазоне 21,0–30,5 км от устья, а на р. Кулой – 13,7–27,5 км от устья. На Мезени наиболее высокое положение створа плотины (в 29,5–30,5 км от устья) наблюдалось в 1983, 1995 и 2020 гг. Вероятно, в эти годы складывались сложные условия эксплуатации ледовой переправы. Наиболее близкое к устьевому створу положение ледяной плотины (см. табл. 2) на р. Кулой наблюдалось в 2014 г. (13,7 км от устья), на р. Мезень, если учитывать снимки вы-

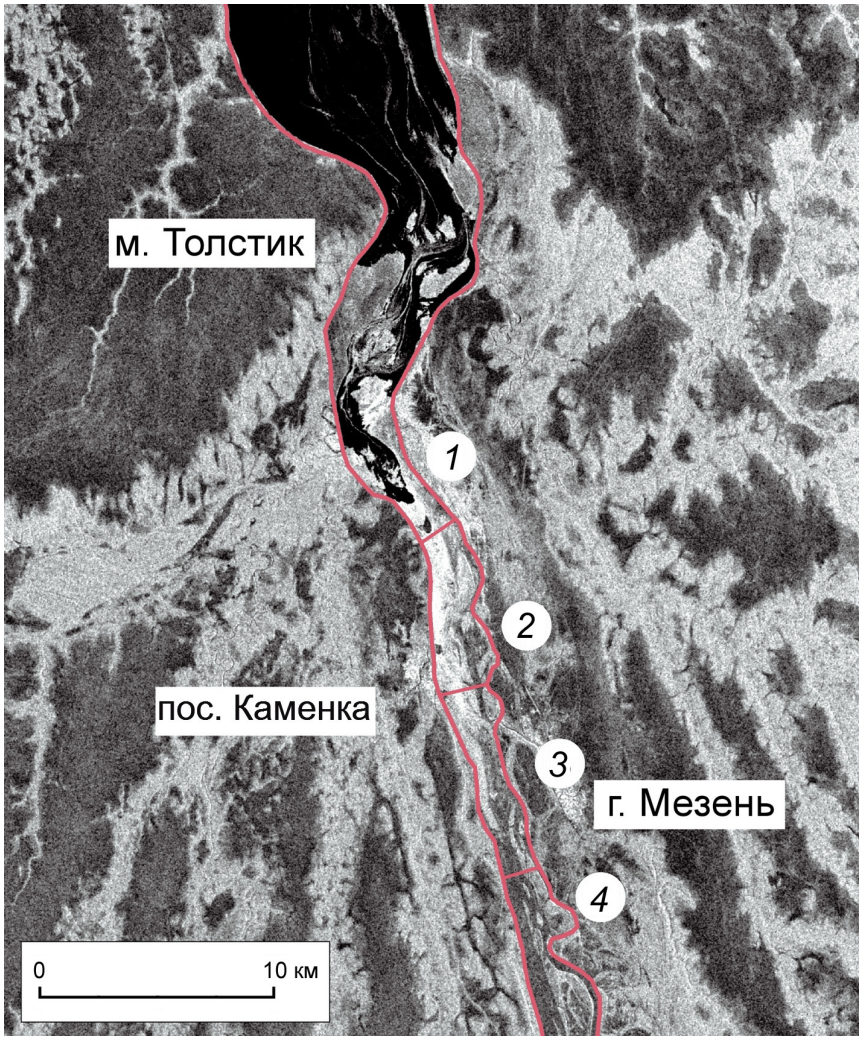


Рис. 3. Пример зонирования устьевого участка р. Мезень (Sentinel-1, 25.02.2020, VV-поляризация):
зона *1* – неустойчивый ледостав; зона *2* – сплошные торосы; зона *3* – ровный лёд на фарватере и торосы на мелководьях; зона *4* – преимущественно ровный лёд

Fig. 3. An example of zoning the estuary of the Mezen River (Sentinel-1, 25.02.2020, VV-polarization):
zone *1* – unstable ice cover; zone *2* – continuous hummocky ice cover; zone *3* – smooth ice cover on the fairway and hummocky ice in shallow water; zone *4* – smooth ice cover

сокого пространственного разрешения, – в 2013 г. (21,5 км от устья), а если учитывать также снимки MODIS, то в 2010 г. (21,0 км от устья). Полученные многолетние данные позволяют предположить, что образование кромки льда на Мезени ближе, чем в створе 21,0–21,5 км от устья, в современных климатических условиях маловероятно.

Для выделения роли метеорологических факторов формирования ледяной плотины использованы данные о температуре и осадках на МС Мезень. Рассчитаны коэффициенты корреляции предельного за сезон положения ледяной плотины и следующих метеорологических характеристик: суммы положительных температур воздуха; суммы температур воздуха ниже 0, −5, −10, −15 и −20 °С; суммы осадков при температурах воздуха ниже 0, −5, −10, −15 и −20 °С за каждый месяц с ноября по март (табл. 3). Графическая зависимость положения плотины от сумм отрицательных температур воздуха имеет криволинейный характер; для её линеаризации в качестве предикторов использовался квадратный корень от сумм отрицательных температур воздуха. Из-за удалённости МС коэффициенты корреляции положения ледяной плотины и метеопараметров для Кулоя ниже, чем для Мезени, и в настоящей статье не приводятся. Влияние температур воздуха на предельное за сезон положение створа ледяной плотины неоднозначно. И для Мезени, и для Кулоя наибольший разброс точек в зависимостях положения ледяной плотины от температур воздуха отмечается в средние по суровости зимы. При сумме отрицательных температур воздуха за весь зимний сезон от 1500 до 1700 градусо-дней мороза плотина на р. Мезень располагалась на участке от 23,9 до 27,7 км от устья, на р. Кулой – от 21,8 до 25,4 км от устья. На Мезени в тёплые зимы ледяная плотина может формироваться как в 10 км

Таблица 2. **Положение ледяной плотины на реках Мезень и Кулой**

Реки	Положение ледяной плотины от устья, км			Среднее квадратическое отклонение
	наименее близкое (год)	наиболее близкое (год) (*без учета снимков MODIS)	среднее значение	
Мезень	30,5 (1983 г.)	21,0 (2010 г.) 21,5 (2013 г.)*	24,8	2,6
Кулой	27,5 (1995 г.)	13,7 (2014 г.)	22,4	2,6

выше от деревни Окулово (1995 и 2020 гг.), так и в створе впадения р. Большая Чеца (2008 г.).

Согласно результатам корреляционного анализа, в начале зимы (в ноябре и декабре) ключевую роль в установлении створа ледяной плотины играют суммы твёрдых осадков (см. табл. 3). Снег, выпадающий на участки, свободные от устойчивого ледяного покрова, задерживает продвижение кромки льда. В годы, когда морозная погода в ноябре и декабре не сопровождается осадками, кромка льда к началу января достигает положения ближе к устью, чем в годы со снегопадами. Этот вывод можно проиллюстрировать различием динамики кромки за последние четыре года (см. рис. 2). В начале января 2020 г. кромка ледяного покрова располагалась на расстоянии 40,2 км от устьевого створа, что в 10 км выше по течению, чем в январе 2019 г. Сумма предъянварских осадков при температуре воздуха ниже −5 °С в 2020 г. почти в 5 раз превысила показатели 2019 г. (48 и 10 мм соответственно), а температуры воздуха за ноябрь–декабрь практически не отличались. Этот крайне важный вывод может быть полезен в случае использования снегогенерирующих насадок для сокращения длины полыньи и ускорения продвижения кромки льда в створе ледовой переправы. В практике регулирования ледового режима в нижних бьефах ГЭС [23] известно, что подача искусственного снега не всегда приводит к сокращению длины полыньи; результат в значительной степени зависит от расположения створа генератора снега. В период с января по март коэффициенты корреляции положения ледяной плотины и сумм осадков незначимы, продвижение кромки ледяного покрова к устьевому створу в этот период определяется температурами воздуха.

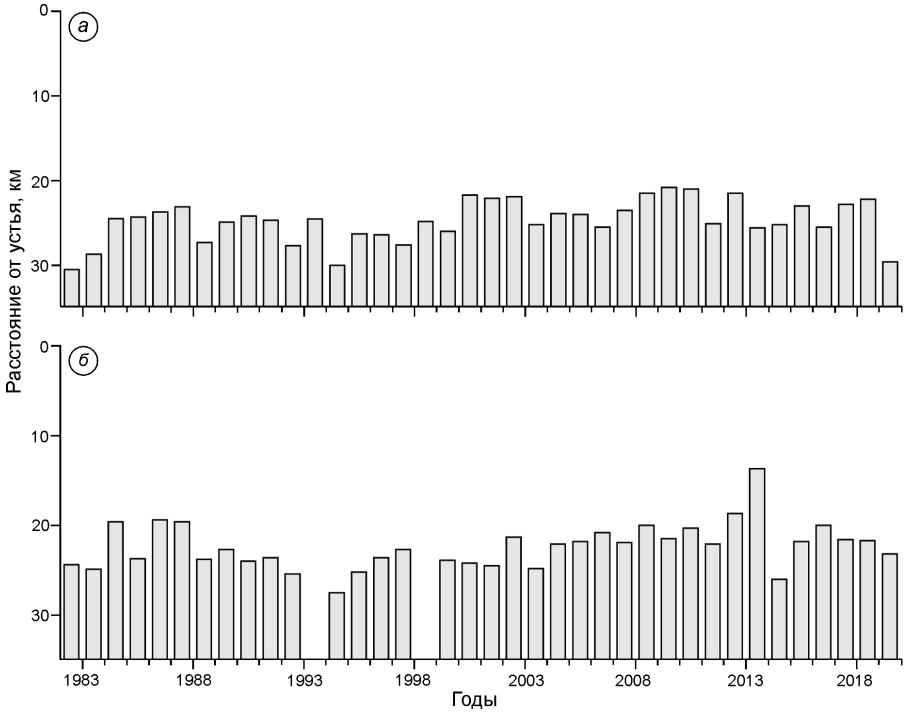


Рис. 4. Положение ледяной плотины на реках Мезень (*а*) и Кулой (*б*) в 1983–2020 гг.
Fig. 4. The location of the ice dam on the Mezen River (*а*) and the Kuloy River (*б*) over the 1983 to 2020

Таблица 3. **Коэффициенты корреляции зависимостей положения ледяной плотины на р. Мезень (от устья, км) от метеорологических характеристик***

Характеристики	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март
Сумма положительных температур, °С	–0,21	0,18	0,30	**0,41**	0,11
Квадратный корень из суммы температур (°С) ниже:					
0	0,23	–0,24	**–0,34**	–0,21	**–0,40**
–5	0,23	–0,23	**–0,37**	–0,21	**–0,42**
–10	0,13	–0,22	–0,32	–0,13	**–0,39**
–15	0,03	–0,25	–0,29	–0,19	–0,21
–20	–0,10	–0,20	–0,30	–0,22	–0,21
Сумма осадков при температуре воздуха (°С) ниже:					
0	0,18	**0,63**	0,12	–0,07	0,23
–5	**0,49**	**0,47**	–0,11	–0,26	0,15
–10	**0,38**	0,14	0,09	0,08	0,20
–15	0,26	–0,10	0,07	0,05	–
–20	0,18	–0,22	0,05	0,26	–

*Статистически значимые коэффициенты корреляции выделены жирным шрифтом. Прочерки – коэффициенты корреляции не определялись ввиду недостаточного объёма данных.

При отрицательных температурах воздуха и отсутствии оттепелей кромка ледяного покрова может продвигаться ближе к устьевому створу и в марте. Так, в 2018 г. за первую половину марта кромка продвинулась на 2,6 км, а в марте 2020 г. положение кромки практически не менялось.

Нами рассмотрены различные сочетания предикторов, имеющих значимые коэффициенты корреляции с предельным за сезон положением ледяной плотины. Среди этих сочетаний выбран вариант, характеризующийся наибольшим значением множественного коэффициента корреляции $R = 0{,}8$:

$$L = 27{,}96 + 0{,}06A - 0{,}24B + 0{,}32C,$$

где L – расстояние от предельного за сезон створа ледяной плотины до устья, км; A – сумма осадков при температуре воздуха ниже −5 °С за ноябрь и декабрь; B – квадратный корень суммы температур воздуха ниже −5 °С за январь и март; C – сумма положительных температур воздуха за февраль.

Предложенная зависимость в явной форме не учитывает температурный режим в начале зимы, но за рассматриваемый период добавление новых предикторов значимо не меняет множественный коэффициент корреляции. Короткий ряд наблюдений за положением створа ледяной плотины не позволяет проверить предложенный вариант на независимом материале, поэтому для оценки его качества использовался метод выбрасываемой точки. Определённое таким образом отношение s/σ составило 0,7, что даёт возможность признать качество предложенной зависимости удовлетворительным. На основе полученной зависимости восстановлено положение ледяной плотины в 1994 и 1999 гг. (см. рис. 4).

Проверка рядов предельного за сезон положения ледяной плотины с 1983 по 2020 г. с помощью критерия ранговой корреляции Спирмена показала отсутствие статистически значимого тренда. Для рядов метеорологических характеристик отмечается значимый тренд (по критерию ранговой корреляции Спирмена) при значениях сумм отрицательных температур воздуха и сумм осадков при температурах ниже −5 °С в ноябре и декабре. Для тех же рядов наблюдается нарушение стационарности по критерию Стьюдента. Нарушение стационарности рядов по дисперсии *F-test* статистически значимо для сумм отрицательных температур за октябрь и для сумм осадков при температурах ниже −5 °С в октябре и ноябре. При этом сокращение числа дней с отрицательными температурами и рост значений сумм положительных температур в холодные месяцы года (с ноября по март) статистически не значимо.

Заключение

Для макроприливных устьевых участков рек Мезень и Кулой получены данные о положении створа ледяной плотины с 1983 по 2020 г. Основным источником информации стали космические снимки оптического и радиолокационного диапазонов. За указанный период на Мезени ледяная плотина устанавливалась на участке от 21,0 до 30,5 км от устья, а на Кулое – от 13,7 до 27,5 км от устья. На Мезени наиболее высокое положение створа плотины (в 29,5–30,5 км от устья) наблюдалось в 1983, 1995 и 2020 гг., на Кулое (в 26,0–27,5 км от устья) – в 1995 и 2015 гг. Статистический анализ показал отсутствие значимых трендов для рядов предельного за сезон положения створа ледяной плотины на Мезени и Кулое.

Согласно данным космических снимков, с 2017 по 2020 г. формирование ледяной плотины и её разрушение происходили с остановками

в створах, приуроченных к сужениям и крутым поворотам русла. Положение зоны относительно ровного льда оставалось стабильным выше 48–49 км от устья на Мезени и выше 40–42 км от устья на Кулое. Зона сплошных торосов меняла своё положение год от года вслед за створом ледяной плотины, её протяжённость составила от 5 до 13 км. В 2017 и 2020 гг. зона сплошных торосов включала в себя участок в районе пос. Каменка и г. Мезень, в том числе створ ледовой переправы.

Для исследуемого участка Мезени снегопады в ноябре и декабре замедляют продвижение кромки ледяного покрова к устьевому створу и к началу января кромка может располагаться выше пос. Каменка. Это следует учитывать при планировании сроков эксплуатации ледовой переправы на Мезени. В период с января по март движение кромки к устью определяется температурами воздуха. Для Мезени получена зависимость положения ледяной плотины от трёх предикторов: суммы осадков за ноябрь и декабрь при температуре воздуха ниже −5 °С; суммы температур воздуха ниже −5 °С за январь и март; суммы положительных температур воздуха за февраль.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке проекта РФФИ № 18-05-60021–Арктика.

Acknowledgments. The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research (№ 18-05-60021–Arctic).

Литература

1. *Duguay C., Bernier M., Gauthier Y., Kouraev A.* Remote sensing of lake and river ice // Remote Sensing of the Cryosphere. 2015. P. 273–306. doi: 10.1002/9781118368909.ch12.
2. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
3. *Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А.* Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 383 с.
4. *Morse B., Burrrell B., Hilaire A., Bergeron N., Messier D., Quach T.* River ice processes in tidal rivers: research needs // Proc. 10th Workshop on river ice. 1999. CGU-HS CRIPE. P. 388–399.
5. *Desplanque C., Bray D.I.* Winter ice regime in the tidal estuaries of the northeastern portion of the Bay of Fundy, New Brunswick // Canadian Journ. of Civil Engineering. 1986. V. 13. Is. 2. P. 130–139. doi: 10.1139/l86-021.
6. River ice formation / Ed. Beltaos S. Edmonton: CRIPE-CGU, 2013. 553 p.
7. *Донченко Р.В.* Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 247 с.
8. *Горин С.Л., Романенко Ф.А., Ковал М.В.* Первые сведения о зимнем гидрологическом режиме и ледяном покрове в гиперприливном устье реки Пенжина // Тр. V Всерос. конф. «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». М.: РГАУ–МСХА, 2016. С. 88–95.
9. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. II. Белое море. Вып. 1 Гидрометеорологические условия. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 240 с.
10. *Демиденко Н.А.* Гидрологический режим Мезенского залива и эстуариев Мезени и Кулоя // Система Белого моря. Т. 2. Водная толща и взаимодейству-

References

1. *Duguay C., Bernier M., Gauthier Y., Kouraev A.* Remote sensing of lake and river ice. Remote Sensing of the Cryosphere. 2015: 273–306. doi: 10.1002/9781118368909.ch12
2. *Mihajlov V.N. Ust'ja rek Rossii i sopredel'nykh stran: proshloe, nastoyashchee i budushchee.* Estuaries of rivers in Russia and neighboring countries: past, present and future. Moscow: GEOS, 1997: 413 p. [In Russian].
3. *Polonskij V.F., Lupachev Ju.V., Skriptunov N.A. Gidrologomorfologicheskie processy v ust'jah rek i metody ikh rascheta (prognoza).* Hydrological and morphological processes in river mouths and methods of their calculation (forecast). St. Petersburg: Hydrometeoizdat, 1992: 383 p. [In Russian].
4. *Morse B., Burrrell B., Hilaire A., Bergeron N., Messier D., Quach T.* River ice processes in tidal rivers: research needs. Proc. 10th Workshop on river Ice. 1999. CGU-HS CRIPE: 388–399.
5. *Desplanque C., Bray D.I.* Winter ice regime in the tidal estuaries of the northeastern portion of the Bay of Fundy, New Brunswick. Canadian Journ. of Civil Engineering. 1986, 13 (2): 130–139. doi: 10.1139/l86-021.
6. River ice formation. Ed. Beltaos S. Edmonton: CRIPE-CGU, 2013: 553 p.
7. *Donchenko R.V. Ledovyj rezhim rek SSSR.* Ice regime of the rivers of the USSR. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1987: 247 p. [In Russian].
8. *Gorin S.L., Romanenko F.A., Koval' M.V.* First information about the winter hydrological regime and ice cover in the Hyper tidal mouth of the Penzhina river. *Trudy V Vserossijskoj konferencii «Ledovye i termicheskie processy na vodnyh ob'ektah Rossii».* Proc. of the V all-Russian conf. «Ice and thermal processes on water bodies of Russia». Moscow, 2016: 88–95. [In Russian].
9. *Gidrometeorologija i gidrohimija morej SSSR. T. II. Beloe more. Vyp. 1. Gidrometeorologicheskie uslovija.* Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas of the USSR. Is. 1. Hydrometeorological conditions. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 240 p. [In Russian].
10. *Demidenko N.A.* The hydrological regime of the Mezen Bay and the Mezen and Kuloiestuaries. *Sistema Belogo morja. T. 2. Vodnaja tolshcha i vzaimodejstvujushchie s nej atmosfera, kriosfera, rechnoj stok i biosfera.* White sea System. V. 2.

ющие с ней атмосфера, криосфера, речной сток и биосфера. М.: Научный мир, 2012. С. 411–432.
11. Электронный ресурс: https://adormezen.ru. АО «Мезенское дорожное управление».
12. *Демиденко Н.А.* Современные особенности гидрологического режима устьевых областей рек бассейна Белого моря // Меняющийся климат и социально-экономический потенциал Российской Арктики. 2016. Т. 2. С. 95–145.
13. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2019 год. М.: изд. Росгидромета, 2020. 97 с.
14. *Римский-Корсаков Н.А., Коротаев В.Н., Иванов В.В., Пронин А.А., Демиденко Н.А.* Гидрологический режим и литодинамические процессы в эстуарии Мезени // Океанология. 2018. Т. 58. № 4. С. 640–648.
15. *Демиденко Н.А., Землянов И.В., Горелиц О.В., Михайлов В.Н.* Исследование гидролого-морфологических процессов в устьевой области реки Мезень для целей проектирования Мезенской приливной электростанции // Тр. ГОИН. 2008. Вып. 211. С. 273–288.
16. *Mermoz St., Allain-Bailhance S., Bernier M., Pottier E., Van DerSanden J., Chokmani K.* Retrieval of river ice thicknes from C-band PolSAR Data // IEEE Transaction on geoscience and remote sensing. 2014. V. 52. № 6. P. 3052–3062.
17. *Lindenschmidt K., Li Zh.* Radar scatter decomposition to differentiate between running ice accumulations and intact ice covers long rivers // Remote Sensing. 2019. V. 11. P. 307–321.
18. *Chu T., Lindenschmidt K.* Integration of space-borne and air-borne data in monitoring river ice processes in the Slave River, Canada // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 181. P. 65–81.
19. *Los H., Osinska-Skotak K., Pluto-Kossakowska J., Bernier M., Gauthier Y., Jasek M., Roth A.* Comparison of C-band and X-band polarimetric SAR data for river ice classification on the Peace river // The Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Sparial Information Science. Prague. 2016. V. XLI-B7. P. 543–548.
20. *Шелутко В.А.* Численные методы в гидрологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 238 с.
21. *Агафонова С.А., Михайлюкова П.Г., Фролова Н.Л., Демиденко Н.А.* Зимний режим устьевых участков Мезени и Кулоя по данным космических снимков // Тр. III Всерос. конф. «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». СПб.: Химиздат, 2019. С. 47–50.
22. *Колий В.М., Агафонова С.А.* Ледовый режим устьевых участков рр. Онега, Мезень и Кулой по данным космических снимков // Четвертые виноградовские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению. СПб.: ВВМ, 2020. С. 1086–1091.
23. *Шаталина И.Н., Трегуб Г.А.* Ледовые проблемы строительства и эксплуатации гидротехнических сооружений. СПб.: Изд-во ОАО «ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева», 2013. 452 с.

Water column and interacting atmosphere, cryosphere, river flow and biosphere. Moscow: Naychni mir, 2012: 411–432. [In Russian].
11. https://adormezen.ru. Mezen road administration JSC. [In Russian].
12. *Demidenko N.A.* Modern features of the hydrological regime of estuaries of rivers in the White sea basin. *Menjajushchijsja klimat i social'no-ekonomicheskij potencial Rossijskoj Arktiki.* Changing climate and socio-economic potential of the Russian Arctic. 2016, 2: 95–145. [In Russian].
13. *Doklad ob osobennostjah klimata na territorii Rossijskoj Federacii za 2019 god.* Report on the peculiarities of the climate on the territory of the Russian Federation for 2019. Moscow: Roshydromet, 2020: 97 p. [In Russian].
14. *Rimskij-Korsakov N.A., Korotaev V.N., Ivanov V.V., Pronin A.A., Demidenko N.A.* Hydrological and lithodynamic processes in the estuaries of the Mezen. *Okeanologija.* Oceanology. 2018, 58 (4): 640–648. [In Russian].
15. *Demidenko N.A., Zemljanov I.V., Gorelic O.V., Mihajlov V.N.* Study of hydrological and morphological processes in the estuary area of the Mezenriver for the design of the Mezen tidal power station. *Trudy Gosudarstvennogo okeanograficheskogo instituta.* Proc. of the State Oceanographic Institute. 2008, 211: 273–288. [In Russian].
16. *Mermoz St., Allain-Bailhance S., Bernier M., Pottier E., Van Der Sanden J., Chokmani K.* Retrieval of river ice thickness from C-band PolSAR Data. IEEE Transaction on geoscience and remote sensing. 2014, 52 (6): 3052–3062. doi: 10.1109/IGARSS.2012.6350734.
17. *Lindenschmidt K., Li Zh.* Radar scatter decomposition to differentiate between running ice accumulations and intact ice covers long rivers. Remote Sensing. 2019, 11: 307–321. doi: 10.3390/rs11030307.
18. *Chu T., Lindenschmidt K.* Integration of space-borne and air-borne data in monitoring river ice processes in the Slave River, Canada. Remote Sensing of Environment. 2016, 181: 65–81. doi: 10.1016/j.rse.2016.03.041.
19. *Los H., Osinska-Skotak K., Pluto-Kossakowska J., Bernier M., Gauthier Y., Jasek M., Roth A.* Comparison of C-band and X-band polarimetric SAR data for river ice classification on the Peace river. The Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Sparial Information Science. 2016, XLI-B7: 543–548. doi: 10.5194/isprsarchives-XLI-B7-543-2016.
20. *Shelutko V.A. Chislennye metody v gidrologii.* Numerical methods in hydrology. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 238 p. [In Russian].
21. *Agafonova S.A., Mihajljukova P.G., Frolova N.L., Demidenko N.*A. Winter regime of the estuaries of the Mezen and the Kuloy according to satellite images. *Trudy III Vserossijskoj konf. Gidrometeorologija i jekologija: dostizhenija i perspektivy razvitija.* Proc. of the III All-Russian Conf. Hydrometeorology and Ecology: achievements and prospects of development. St. Petersburg: Khimizdat, 2019: 47–50. [In Russian].
22. *Kolij V.M., Agafonova S.A.*The ice regime of the estuaries the Onega, the Mezen and the Kuloy rivers according to satellite images. *Chetvertye vinogradovskie chtenija. Gidrologija ot poznanija k mirovozzreniju.* Fourth Vinogradov readings. Hydrology from the knowledge to the world. St. Petersburg: VVM, 2020: 1086–1091. [In Russian].
23. *Shatalina I.N., Tregub G.A. Ledovye problemy stroitel'stva i jekspluatacii gidrotehnicheskih sooruzhenij.* Ice problems of construction and operation of hydraulic structures. St. Petersburg: JSC «Vedeneev VNIIG», 2013: 452 p. [In Russian].

Прикладные проблемы

УДК 624.139:551.578.468 doi: 10.31857/S2076673421030101

Влияние специфического режима снежных отложений на вечномёрзлые основания в городах криолитозоны (на примере Норильского региона)

© 2021 г. В.И. Гребенец*, В.А. Толманов

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
*vgreb@inbox.ru

Influence of the specific regime of snow deposits on permafrost basements in the cities of the cryolithozone (by the example of the Norilsk industrial region)

V.I. Grebenets*, V.A. Tolmanov

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
*vgreb@inbox.ru

Received January 30, 2021 / Revised May 6, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***basements, foundations, deformations of constructions, mechanical redistribution of snow, properties of snow cover, permafrost, thermal insulation, sustainability.***

Summary

With increasing snowfalls and rising winter temperatures in the Arctic regions of Russia (against the background of almost the same summer values), the role of solid precipitation in the formation of the temperature and humidity regimes of seasonally thawed and upper horizons of permafrost grounds becomes extremely important. No regular observations of snow accumulation in built-up areas were conducted in the Arctic settlements. This article presents for the first time the results of snow measurements in urbanized areas of the Norilsk region, and assesses the warming effect of snow cover on the permafrost grounds and foundations. The problems that arise during the mechanical redistribution of snow are identified. In some areas the thickness of the snow cover (near the city of Norilsk) by the end of March can reach 200 cm; in February, the average monthly value for the last 15 years amounts 69 cm, and in the city the height of snow dumps ranges from 2 to 5 m. The warming effect of snow cover on the permafrost layer enhances as the snow height increases from 0 to 2–2.5 m, and then remains unchanged. Large masses of snow existing for many decades in almost the same places (together with the snow drifts of the air from the ventilated subfields) result in the development of degradation tendencies within the permafrost. A slight temperature rise was noted in grounds under 30–40% of the operated objects (as compared with the design values), which causes deformation of the structures.

Citation: Grebenets V.I., Tolmanov V.A. Influence of the specific regime of snow deposits on permafrost basements in the cities of the cryolithozone (by the example of the Norilsk industrial region). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021. 61 (3): 457–470. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030101.

Поступила 30 января 2021 г. / После доработки 6 мая 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***фундаменты, деформации конструкций, механическое перемещение снега, свойства снежного покрова, вечная мерзлота, теплоизолирующие свойства, устойчивость.***

Впервые проведены масштабные съёмки снегоотвалов на застроенных территориях в Норильске – крупнейшем городе в криолитозоне. Исследованы характер снегоотложения около объектов различной этажности, заносимость продухов холодных проветриваемых подполий в городской среде, оценено влияние снега в урбанизированной среде на температурный режим и несущую способность вмороженных фундаментов. 30–35% объектов инфраструктуры в районах города деформированы, одна из причин этого – условия снегонакопления в городах.

Введение

Сезонный снежный покров занимает около 80 млн км^2 поверхности суши Земли и распространяется практически на всю территорию России [1]. Во многом именно он определяет динамику ландшафтно-мерзлотных условий. На урбанизированных территориях криолитозоны формируется «новая реальность» мерзлотной обстановки, для которой характерно: коренное преобразование ландшафтов и соответственно изменение условий тепло- и массообмена в системе «вечная мерзло-

та–атмосфера» через поверхность грунтов; повышение температуры пород в зоне их инженерного освоения; активизация опасных криогенных процессов [2]. Устойчивость инженерной инфраструктуры во многом определяется температурой вечномёрзлых оснований. Снежный покров и характер его отложений в городской среде – один из важнейших факторов, влияющих на термический режим грунтов [3]. Цель настоящей работы – исследование влияния специфического режима снежных отложений в пределах застроенных территорий на устойчивость объектов инфраструктуры, активизацию опасных криогенных процессов и динамику вечной мерзлоты с учётом климатических изменений в высоких широтах.

Сведения об особенностях снегоотложений в городах криолитозоны России приведены в ряде исследований [4–6]. Отметим, что даже вне распространения вечномёрзлых пород при длительном складировании снега на специальном полигоне образуются участки мёрзлых пород, существующие постоянно [7]. Это может способствовать развитию опасных экзогенных, в том числе и криогенных процессов. Настоящая работа основана на использовании комплексных (полевых, дистанционных, количественных) методов, что позволило достаточно хорошо изучить дифференциацию снега в различных природных и техногенно-модифицированных ландшафтах, получить характеристики снежной толщи, выявить воздействие снега на вечномёрзлые грунты (которые служат основаниями для строительства объектов инфраструктуры и в основном рассматриваются в настоящей работе в этом качестве) и активизацию криогенных процессов.

Исследования выполнены для Норильского региона. Выбор района связан с рядом значимых факторов: 1) район относится к одним из наиболее снежных в Арктике; 2) здесь случаются сильные ветры, особенно в зимнее время; 3) здесь проходит граница тундровой и лесотундровой зон, заметны мерзлотно-фациальная изменчивость, расчленённость рельефа; 4) для урбанизированной среды характерны разнотипность инфраструктуры, различная этажность объектов и плотность застройки (по нашей оценке – от 5–7 до 32–35%); 5) в криолитозоне отмечается максимальное механизированное перераспределение снега на застроенных территориях; 6) здесь достаточно хорошо изучены мерзлотные условия в основаниях объектов, а также существует весьма полная сеть скважин для измерения теплового режима грунтов.

Исторический очерк

Проблемы, связанные со снегонакоплением на хозяйственно освоенных территориях, с особой остротой встали в период индустриального освоения («времена ГУЛАГа») Арктических регионов – с начала 1930-х годов. По свидетельству бывших заключённых Воркуты и «Норильлага» часто после тяжёлых смен в шахтах, на заводах, на так называемых «общих работах» тысячи заключённых отправлялись сверхурочно очищать дороги и стройплощадки от снега. Как вспоминают очевидцы, в очередную «чёрную пургу» в конце апреля 1940 г. на железной дороге «Норильск – Дудинка» протяжённостью около 70 км «...рвались провода. В воздухе летали крыши домов. Поезда встали. Составы занесло, станции тоже. Во мгле ржали кони, ревели моторы. Вдоль трассы потянулись колонны людей с лопатами. С ночи 28-е работали без отдыха, ночь, день и вторую ночь подряд... 29 апреля из Дудинки в Норильск пошли поезда» [8]. По архивным данным Норильского комбината в зиму 1953/54 г. только на железнодорожных путях региона было вручную убрано 6,4 млн м^3 снега.

В 1940 г. заключённый «Норильлага» инженер Г.М. Потапов – его называли «Дед Снегодуй» – предложил устройства для снегозащиты железной дороги «Норильск–Дудинка» с помощью щитов (решётчатых наклонных заборов, приподнятых над землей), усиливающих снегоперенос в месте прокладки пути и обеспечивающих при метелях основное его накопление за пределами дороги [8]. Эта система стала широко применяться на разных трассах промрайона [9], однако до середины 1950-х годов не была известна в других северных регионах. В 1955 г. в Норильске было создано специализированное управление по снегоборьбе, которое начало оснащаться техникой (бульдозеры, самосвалы и др.) и вывозить снег с промышленных зон и частично из селитебных территорий на специально отведённые полигоны.

Первые снегомерные съёмки на промплощадках Норильского региона были выполнены в 1938–1940 гг. Эти измерения периодически повторяли. Так, для зимы 1954/55 г. было намече-

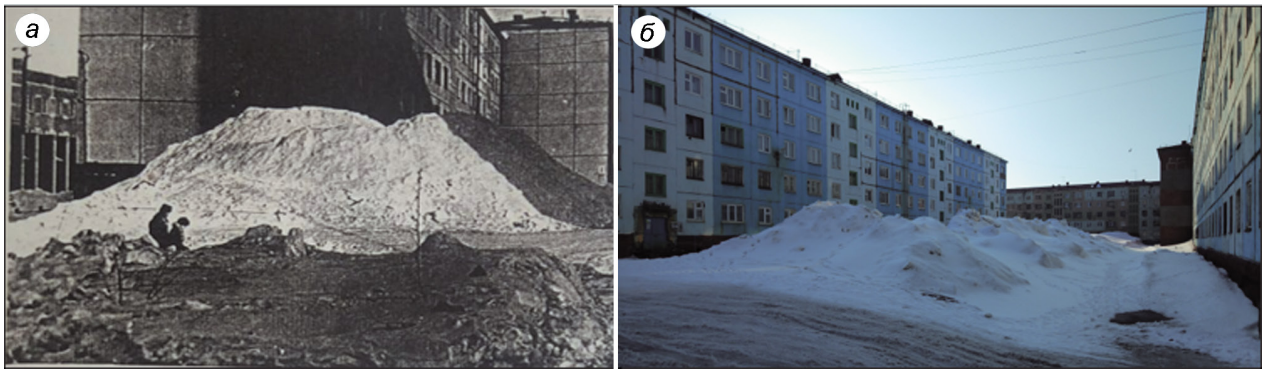


Рис. 1. Типичные снегоотвалы после механизированного перемещения.
Отвалы лежат в одном из микрорайонов г. Норильск (район ул. Ленинградская): *а* – 27 апреля 1986 г.; *б* – 3 мая 2019 г.
Fig. 1. Typical snow dumps after mechanized movement.
Norilsk microdistricts, Leningradskaya street: *a* – April 27, 1986; *б* – May 3, 2019

но 15,55 млн м^3 объёма, подлежащего уборке [9]. В последующие десятилетия по мере расширения производства и роста поселений (Надеждинский металлургический завод, микрорайоны Талнах, Оганер и др.) объёмы вывозимого снега значительно выросли.

В Арктических регионах снег сильно влияет на условия строительства и эксплуатации различных объектов. Например, в среднем для Диксона на типичной стройплощадке из-за низких отрицательных значений температуры наружного воздуха актируются (прекращаются работы) 30 рабочих дней в году, а из-за снегозаносов и необходимой снегоуборки после пурги – 32 рабочих дня [10]. В Норильске под руководством лауреата Ленинской премии М.В. Кима впервые в мире были внедрены индустриальные методы устройства свай в вечной мерзлоте. При этом были разработаны методы расчёта и проектирования устройства этих фундаментов, которые с 1966 г. легли в основу национальных стандартов. Усовершенствованные версии этих нормативов действуют до настоящего времени [11]. В стандартах учтены состав и различные свойства грунтов, а также зависимость физико-механических параметров от температуры, однако не учтено влияние снежного покрова на устойчивость объектов в криолитозоне.

Методика исследований

Мы вели натурные наблюдения за режимом снегоотложений на урбанизированных территориях в Норильском регионе в 1980-е годы и в 2019 г., а также оценили влияние искусственно перемещённого снега на изменение мерзлотных условий.

В процессе полевых наблюдений регистрировался режим снегоотложений около зданий и сооружений в городах Дудинка и Норильск, проводились замеры температуры грунтов оснований зданий, отмечались зоны развития опасных криогенных процессов на примыкающих к объектам территориях, оценивался характер деформаций конструкций. По окончании зимних сезонов (начало снеготаяния приходится на конец апреля – начало мая, 1987 и 2019 г.) в селитебной части Норильска вели поквартальную снегомерную съёмку поверхности лавинным щупом и картографирование снегоотвалов (рис. 1) на застроенных территориях, по разрезу измеряли плотность и температуру снежной толщи через каждые 30 см.

Высоту снежного отвала измеряли в центральных частях, на склонах и у подножия снегоотвалов. Затем полученные данные осредняли с точностью до 0,5 м. Такая точность обусловлена тем, что в труднодоступных местах высоту отвалов определяли по отношению к деталям домов типовой застройки г. Норильск. Например, высота первого этажа дома серии К-69 составляет 3 м с учётом перекрытия, а цокольного ограждения холодных проветриваемых подполий – 1,8–2 м. Участки, занятые отвалами, наносились на планы кварталов с точностью до 0,5 м. Для анализа влияния урбанизированной среды на режим снегонакопления была определена плотность застройки как отношение площади, занятой стационарными зданиями (промышленными, жилыми и объектами соци-

ального назначения), к общей площади микрорайона, квартала, поселения в целом.

В трёх опорных точках, две из которых расположены в г. Норильск, а одна – в тундре в 6 км от Талнаха, были проведены более детальные исследования снежного покрова. Плотность измерялась для снегоотвалов при помощи весового интегрального плотномера ВС-43, а по толще шурфов – с помощью «boxdensitycutter» – послойного плотномера. Температура наружного воздуха и снежной толщи по глубине измерялась с точностью до 0,1 °С. За весь период наблюдений (1938–2020 гг.) анализировалась метеорологическая информация в Норильске.

Для оценки влияния снегоотвалов на вечномёрзлые основания использованы результаты натурных наблюдений; выполнено также количественное моделирование – решение нестационарной тепловой одномерной задачи в программе Qfrost [12]. Расчёт проводился для суглинистого грунта (типичного для региона) при различных условиях снегоотложений – естественном (полученном по данным снегомерной съёмки) и при его увеличении до 1,5, 3 и 6 м. Входные исходные данные следующие: 1) физические и теплофизические свойства грунтов (состав, плотность, влажность, коэффициент теплопроводности, объёмная теплоёмкость, величина фазовых переходов); 2) глубина сезонного оттаивания на опытной площадке R-32 (Талнах) по результатам наших многолетних измерений; 3) среднемноголетняя температура наружного воздуха по месяцам и параметры изменения снежного покрова в течение зимнего периода по данным Норильской метеорологической обсерватории.

В первую очередь были заданы грунтовые условия и теплофизические характеристики отложений. В нашем случае использованы данные описания разрезов скважин из архивных данных НПО «Фундамент» (г. Норильск), из них выбирали характеристики грунта: литологический состав, суммарную влажность W_{tot}, плотность скелета ρ (суглинок тяжёлый, $W_{tot} = 0{,}2$, $\rho = 1{,}6$ т/м^3). На основании этих параметров с использованием Свода правил [11] были вычислены: теплопроводность талого (1,33 Вт/(м·°С)) и мёрзлого (1,51 Вт/(м·°С)) грунтов; теплоёмкость талого (2,83 Дж/(м^3·°С)·10^{-6}) и мёрзлого (2,26 Дж/(м^3·°С)·10^{-6}) грунтов; величина фазовых переходов и температура начала замерзания T_{bf} – 0,2 °С. Первоначально модель калибровалась таким образом, чтобы при шаге расчётов в один день температура мёрзлой толщи и глубина сезонного оттаивания не изменялась бы более чем на величину, обусловленную изменением теплопроводности снега при известной плотности. Теплопроводность пересчитывалась по зависимости, предложенной Н.И. Осокиным и коллегами, которые обработали 20 эмпирических зависимостей из архивных и литературных источников [13]. Настройка модели проводилась следующим образом: температурный режим толщи рассчитывался на срок 100 лет; температура на уровне нулевых годовых амплитуд не менялась более чем на 0,1 °С; глубина сезонного оттаивания совпадала со средней по нашим многолетним наблюдениям на опытной площадке (район Талнаха) в рамках Международной программы мониторинга деятельного слоя (CALM). Расчёт воздействия снежного покрова разной высоты на вечномёрзлые грунты проводился на 30 лет вперёд.

Снегонакопление в Норильском регионе

Западная часть Таймыра относится к регионам повышенного снегонакопления. Этому способствует, во-первых, длительный (около девяти месяцев) холодный период; во-вторых, ослабление («остановка») циклонов, идущих с Атлантики, перед своеобразным барьером – Сибирским антициклоном. За последние 30 лет на заполярных территориях Сибири отмечаются положительные, статистически значимые изменения средней сезонной температуры воздуха за зимний период (октябрь–апрель) [14], что негативно сказывается на вечномёрзлых основаниях, так как повышается температура грунтов, увеличивается глубина сезонного оттаивания, снижается площадь смерзания ранее установленных фундаментов с мерзлотой.

В Норильском регионе средние многолетние значения из наибольших декадных высот снежного покрова изменяются от 80 до 150 см [15]. В природных условиях он устанавливается в конце сентября и залегает около 250 дней [16, 17]. При этом за счёт метелевого переноса и геоморфологических особенностей высота снежного покрова колеблется от 0,4–0,8 м (на плоских вершинах плато Путорана) до 10 м и более в ущельях и у подножий гор. Характерна даже для естественных условий относительно высокая плотность снега

(0,4–0,6 г/см^3), что связано с мелкой структурой здешних снежинок и сильными ветрами. Особая роль – у процессов метелевого переноса и уплотнения. Так, среднее многолетнее число дней с метелями в Дудинке составляет 103, в Хатанге – 42, в Воркуте – 67, в Якутске – 11 и т.п. [18]. Большая часть региона относится к лавиноопасным; во врезанных долинах небольших рек, в теневых частях термоцирков часто залегают снежники-перелетки. По нашим наблюдениям, подобные снежники (и активизация нивации) начали формироваться после строительства в конце 1980-х годов автодороги «Норильск – аэропорт Алыкель» за счёт снегоочистки трассы. Они приурочены к ветровой тени на низкогорном участке Кайерканского тектонического вала; подобные образования отмечены в последние 20 лет вдоль автодороги «Дудинка – Норильск» при переходе через Дудинский вал. Согласно прогнозам, сделанным по ансамблю моделей, ожидается увеличение осадков в период до 2065 г. (прежде всего, твёрдых) на 10–15 мм, что, несомненно, вместе с ростом средних годовых температур в регионе, увеличит проблемы с режимом снегонакопления на застроенных территориях [19, 20].

Большая дифференциация снегонакопления наблюдается и в природных ландшафтах обширных долин. Так, высота снежного покрова (район Норильска) к концу марта на лесных участках может достигать 200 см, на закустаренных территориях – 60–80 см, на тундровых пространствах – 20–30 см [21]. К подобной сложной природной обстановке на застроенных площадках присоединяются проблемы, связанные с особенностями снегонакопления, его уборки и складирования. Температура вечномёрзлых грунтов преимущественно супесчано-суглинистого состава, имеющих сплошное распространение (сквозные талики под наиболее крупными реками и озёрами, а также на территориях складирования отходов горно-металлургической промышленности), колеблется в широком диапазоне – от 0 до –6,5 °С [22].

Изменение условий снегоотложения на застроенных территориях

Застройка – искусственная преграда для метелевого переноса, она подвержена большой снегозаносимости: по данным В.М. Горбачевой [4], снегомерные съёмки в Воркутинском районе, выполненные в разные годы, показали, что в черте города снега на 40–50% больше, чем в открытой тундре, а его высота изменяется от 0,1–0,3 м на площадях и мостовых до 3 м и более во дворах. Эти выводы, по нашей оценке, сделаны для небольших пришахтных посёлков, здания в которых выступают своеобразной «ловушкой» при метелевом переносе в тундре.

По результатам аэродинамических измерений в Воркуте у стен зданий с подветренной стороны («ветровая тень») скорость ветра составляет 20–25% её величины вне застройки, а на магистральных улицах, направление которых совпадает с направлением ветра, она возрастает на 20–30% [4]. На снегонакопление в городах сильно влияют плотность и тип (этажность, взаиморасположение объектов, разрывы между ними) застройки. Так, в Норильске в разрывах периметральной застройки шириной более 1,5 м и в раскрытых с наветренной стороны улицах скорость ветра (метелевый перенос) возрастает на 25–30%. При обтекании снеговетровых потоков кровли зданий они теряют 70–80% своей скорости, а по мере удаления от объектов (при отсутствии других препятствий) восстанавливают свою полевую скорость на расстоянии, в 14–18 раз большем, чем составляла высота самих объектов [5]. В то же время при малоэтажной (преимущественно одноэтажной, отдельные здания – двухэтажные) и редкой застройке на окраинах г. Якутск по результатам полевых исследований Г.В. Порхаева [23] фактически не отмечено отличий в направлении и скорости ветра от стандартных измерений в это же время на метеостанции.

Наши исследования распределения снегоотложений вокруг 19 различных объектов в г. Дудинка показали, что у 83% зданий основные скопления снега и занос продухов подполий наблюдаются с теневой (по отношению к ветрам юго-восточного направления в зимний период) стороны (рис. 2). При средней плотности застройки в Дудинке, равной 9% (в пределах 1-й и 2-й террас – 15%; I группа), в кварталах, где она выше, характер снегоотложений более хаотичный. Хорошо видно, что основное скопление снега приходится на подветренную сторону зданий. Весьма крупные сугробы формируются в тыловой части террасы (II группа), куда метелями сносится снег

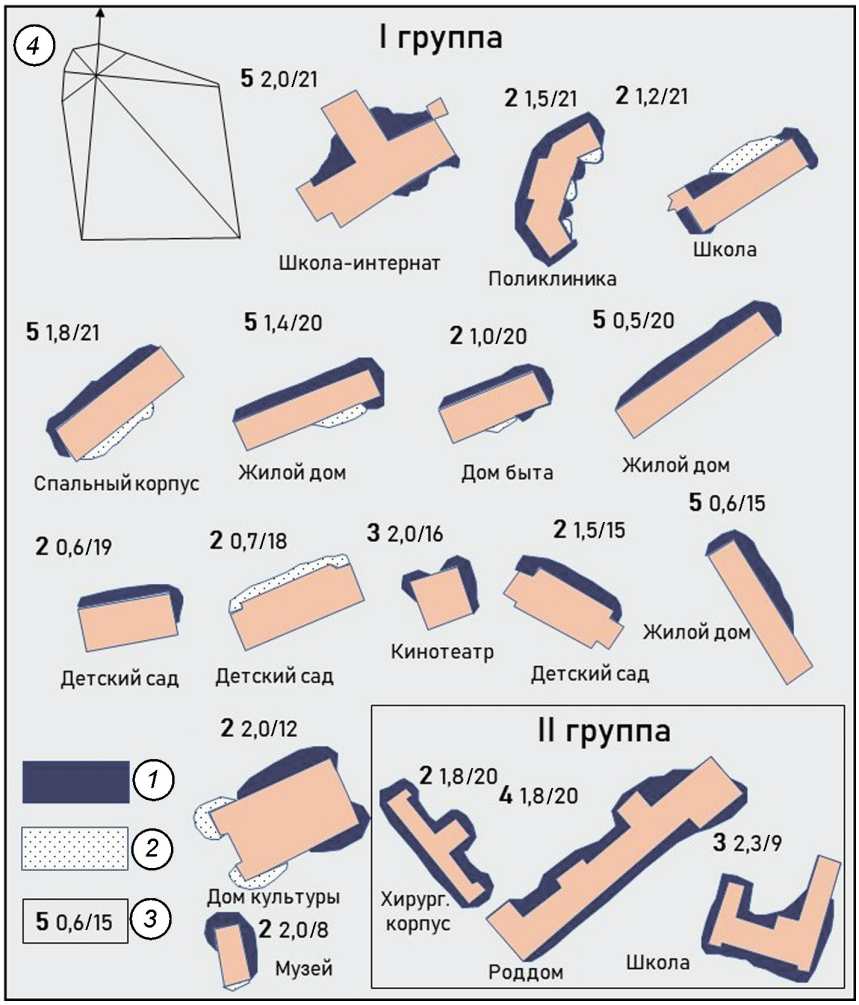


Рис. 2. Снегозаносимость участков вокруг зданий разной конфигурации и этажности.
① – зона постоянного снегозаноса; ② – зона периодической снегоочистки; ③ – этажность; максимальная высота снежного покрова, м; плотность застройки квартала, в пределах которого расположен объект, %; ④ – роза ветров в зимнее время, Дудинка;
I группа – участки 1-й и 2-й надпойменных террас, расположенные на более высоких отметках; II группа – тыловая (нижняя) часть террас, куда метелями сносится снег с весьма крутого уступа

Fig. 2. Snow accumulation of areas around buildings of different geometry and number of storeys.
① – zone of constant snow drifts; ② – zone of periodic snow removal; ③ – number of storeys; maximum snow thickness, m; building density of the quarter within which object is located, %; ④ – wind rose in winter, Dudinka;
Group 1 – areas of I and 2 terraces located at higher elevations; II group – the rear (lower) part of the terraces, where snow is blown away from a steep scarp by blizzards

с весьма крутого уступа к следующему уровню. Наблюдения показали, что снегоочистка весьма нерегулярна, выполняется преимущественно со стороны уличных тротуаров и частично – возле подъездов. Скопление снега в ветровой тени зданий существенно повышает температуру вечномёрзлых грунтов, способствует переувлажнению периферийных фундаментов, активизирует морозную деструкцию их материала.

При механизированном перемещении снега на застроенных территориях нарушается выявленная С.А. Сократовым и Р. Барри [24] пятистадийность влияния снежного покрова на подстилающие мёрзлые грунты: начало промерзания сезонно-талого слоя; процесс промерзания; стабильность в мёрзлом состоянии; период таяния снега при сохранении мёрзлого состояния; начало таяния грунтов с сохранением редких фрагментов снежных отложений. На городской территории под снегоотвалами в Норильском регионе промерзание может продолжаться весь холодный период (в природных территориях – до начала декабря). Перераспределение снежных отложений изменяет условия теплообмена на различных участках населённого пункта, а температурный режим грунтов на всей его территории становится ещё более дифференцированным по сравнению с природными условиями. Характерно повышение среднеинтегральной (средневзвешенной по площади застройки) средней годовой температуры поверхности грунтов. Например, в селитебной части Норильска по нашим наблюдениям к концу XX в. она составляла −2,6 °С, тогда как в 1940 г. (до застройки) этот показатель оценивался равным −3 °С [21]. т.е. город как бы переместился в более южные широты.

Исследованиями в начале мая 2019 г. на селитебной территории Норильска установлено, что около 600 отвалов (рис. 3) имеют высоту от

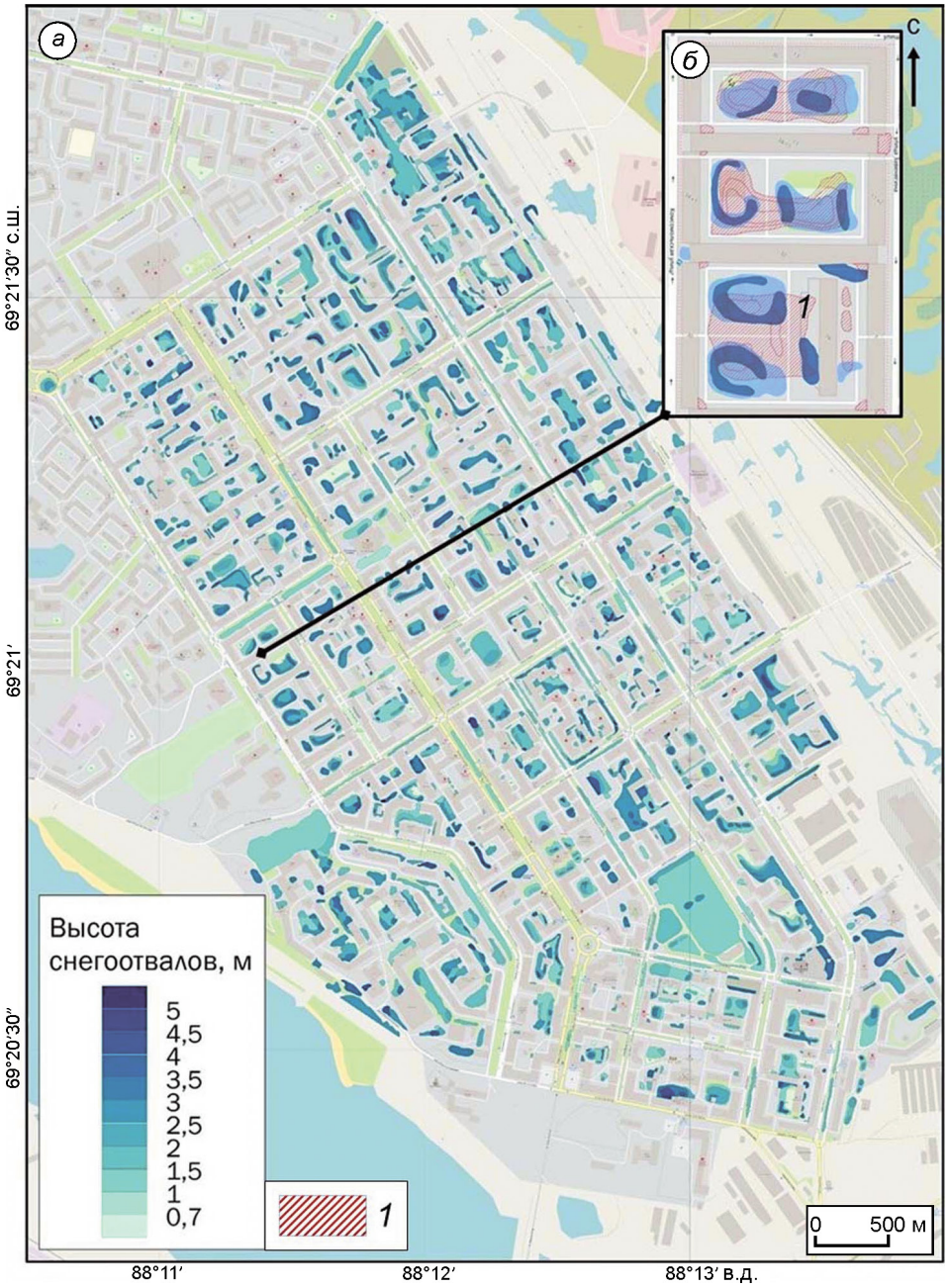


Рис. 3. Картосхема механизированных снегоотвалов на территории г. Норильск:
а – карта снегоотвалов для основной селитебной части, 2019 г.; *б* – квартал, район улиц Комсомольская и Завенягина, где отвалы существуют долгое время на одном месте. *1* – съёмка, апрель 1987 г., изолинии проведены через 1,5 м

Fig. 3. Schematic map of mechanized snow dumps on the territory of Norilsk:
a – a map of snow dumps for the main residential part, 2019; *б* – a block, the area of Komsomolskaya and Zavenyagina streets, where the dumps have been in one place every winter for a long time. *1* – investigations conducted in April, 1987, isolines drawn every 1,5 m

2,5 м и более. Они занимают большие площади. Их расположение и высота в пределах селитебной зоны Норильска весьма хаотичны и определяются в основном схемами снегоуборки, наличием свободных пространств во дворах и их размерами. Снегоотвалы в городской среде к концу апреля 2019 г. достигали часто 3–5 м, а на коллекторах, проложенных посередине улиц, – 2–2,5 м. В естественных условиях по данным Норильской гидрометобсерватории высота снега в это время составляла 70 см. Подобное изменение режима снежных отложений на застроенной

территории сильно снижает зимнее охлаждение этих участков, негативно воздействует на температурный режим грунтов и существенно уменьшает несущую способность вмороженных свай. Теплообмен происходит не только через поверхность, но и за счёт притока тепла от участков, где фактически всю зиму лежит снег, к вечномёрзлым основаниям под зданиями с холодными проветриваемыми подпольями.

По нашим расчётам, количество снега, необходимого для вывоза только с селитебной территории Норильска (без учёта обширных промзон, а также отдельных микрорайонов – Оганёр, Кайеркан, Талнах), в настоящее время колеблется от 3 до 5 млн м^3 в зависимости от снежности года. Число «КАМАЗов» (расчёт проводился для кузова вместимостью 10 м^3), необходимых для вывоза снега с селитебной части Норильска (площадь – 4 км^2), составляет от 230 до 530 тыс. за зимний сезон. Естественно, что подобные объёмы чрезвычайно велики, поэтому основная масса снега складируется во дворах, на поверхностях коллекторов для подземных коммуникаций, на обочинах автодорог; кроме того, создают огромные снегоотвалы. Периодически сходящие с кровель зданий обвалы снега, а также эпизодические снегочистки крыш вызывают избыточное его накопление по периметру объектов, что существенно способствует отеплению мерзлоты и снижению несущей способности периферийных (как правило, наиболее нагруженных) вмороженных свай.

Сравнительный анализ результатов 1987 и 2019 г. показывает, что в соответствии с особенностями планировки и технологическими приёмами снегоочистки мощные отвалы существуют практически каждую зиму фактически на одних и тех же местах (см. рис. 3, *б*). Наши наблюдения показали, что в условиях планировки закрытых и защищённых от ветра дворов происходит повышенное (по сравнению с улицами) снегонакопление, которое свойственно также и участкам в ветровой тени зданий.

Особенности снежного покрова

Характер зимнего охлаждения мёрзлых грунтов во многом зависит от высоты и плотности снежных отложений. Плотность измеряли в трёх точках: 1) на участке складирования снега после очистки мостовых (сквер у Дворца культуры в Норильске); 2) в естественных условиях тундры (район Талнаха); 3) на площадках с механизированным переуплотнением и формированием наиболее крупных снегоотвалов (двор по улице Талнахская в Норильске). Для последнего случая характерно многократное силовое воздействие тяжёлой техники на снежный отвал; точечные измерения интегральной плотности плотномером ВС-43 показали, что её значения в таких условиях могут достигать 350–380 кг/м^3. Результаты исследования снежного покрова в центре Норильска и в тундре приведены на рис. 4, из которого видно, что часто в нижних горизонтах техногенно-перемещённого снега формируются горизонты аномального разрыхления, а на контакте с поверхностью – ледяная корка; визуально отмечены фрагменты консолидированных ледяных и переуплотнённых снежных включений – результат очистки мостовой. В нижней части разреза плотность снега в период снеготаяния достигает 500 кг/м^3. Это объясняется наличием большого количества включений шлака (отходы плавильных цехов с большим содержанием железа и тяжёлых металлов), который применяется в регионе для борьбы с гололёдом на тротуарах и дорогах. При снегоочистке большое количество шлака попадает в отвалы; на рис. 4 этим горизонтам соответствуют тёмные прослойки.

Измерения температуры в толще снега в естественных условиях показали, что к концу зимнего периода происходит определённое уменьшение её градиента. Например, на поверхности снега температура составляет −2,8 °С, на глубине 60 см она равна −3,4 °С, а на контакте с грунтом – на глубине 0 см – увеличивается до −2,4 °С. Проникновение «волн» холода или тепла и теплоизолирующие свойства снега во многом связаны с альбедо поверхности. Особенно заметно уменьшение альбедо поверхности снега в промышленных районах. Так, непосредственно рядом с г. Воркута альбедо составляло 0,38, а на достаточном удалении от города и шахт, в тундре в это же время – 0,75 [3]. Сход снега в городе происходит на несколько дней раньше, чем в окрестностях. Выбросы загрязнителей, прежде всего пыли в атмосферу, могут способствовать изменению не только альбедо, но и физико-химических свойств снега. Заводами Норильска ежегодно в атмосферу выбрасывалось около 2 млн т

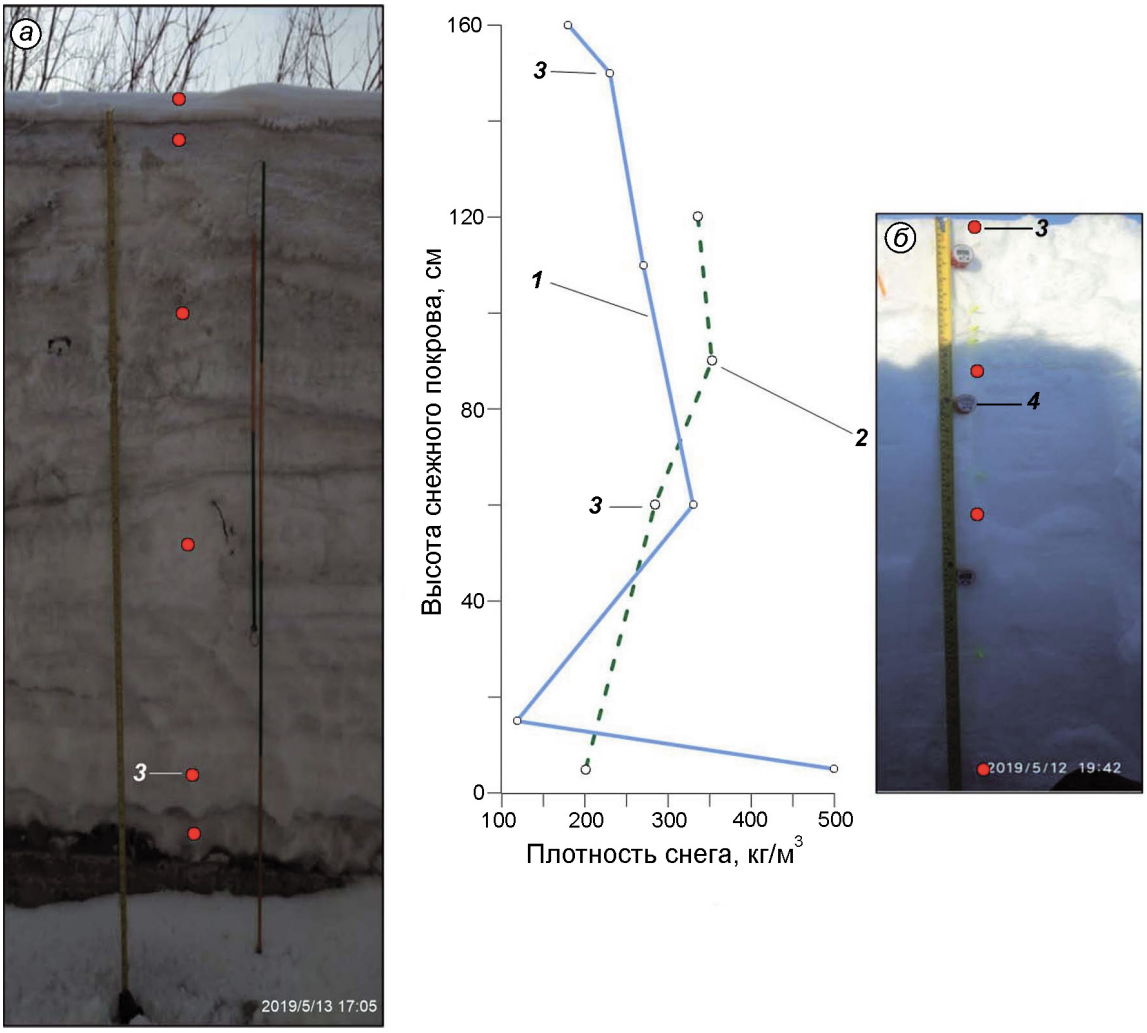


Рис. 4. Результаты исследования снежного покрова:
а – отвал, перемещённый на газон при очистке мостовой, Комсомольская площадь, центр Норильска; *б* – естественные условия накопления, тундровое пространство, район Талнаха. *1* – плотность снега при механическом перераспределении; *2* – то же, в естественных условиях тундры; *3* – точки отбора проб снега; *4* – термометрические датчики

Fig. 4. Results of the study of the snow cover:
a – a dump on the lawn (the result of cleaning of the pavement), Komsomolskaya Square, the center of Norilsk; *б* – natural conditions of accumulation, tundra space, Talnakh region. *1* – snow density during mechanical redistribution; *2* – the same, in natural conditions of the tundra; *3* – points of sampling of snow; *4* – thermometric sensors

диоксида серы, а также более 100 кг/км^2 в сутки пыли на территории городов и промышленных объектов региона [15]. Более раннее снеготаяние на застроенных территориях, в том числе на очищенных от снега участках, вызывает отепление и протаивание сезонно-талого слоя, глубина которого согласно нашим измерениям часто на 20–50% больше, чем в природных условиях данного региона [25]. Увеличение глубины деятельного слоя иногда вызывает развитие термокарста и фактически повсеместно усиливает негативное воздействие на фундаменты и асфальтобетонные покрытия морозного пучения при промерзании сезонно-оттаивающих грунтов.

Подтопление поверхности грунтов и переувлажнение сезонно-талого слоя

На урбанизированных территориях снеготаяние вызывает серьёзные проблемы с подтоплением, так как при наличии вечной мерзлоты устройство так называемой «ливневой» канализации способно вызвать развитие термокар-

ста и термоэрозии. Подобную роль в пределах селитебных частей поселений играют подземные коллекторы для инженерных коммуникаций, переобводнение которых активизирует ряд опасных криогенных процессов, а также вызывает преждевременный их износ. Часто на месте мощных снегоотвалов, где близко к поверхности залегают подземные льды или сильно льдистые грунты, в течение 3–5 лет могут формироваться просадки грунтов за счёт термокарста, при этом провалы асфальто-бетонных покрытий за 2–3 года могут достигать глубины 1 м, что требует постоянных ремонтов. Отметим, что переувлажнение грунтов сезонно-талого слоя за счёт больших затрат на фазовые переходы с началом зимы способствует их очень медленному промерзанию или сохранению непромёрзших зон под мощными снегоотвалами. Подтопление в период паводков нарушает нормальную эксплуатацию карьеров по добыче руды, угля, инертных материалов, а затраты на откачку нередко сопоставимы со стоимостью устройства подъездных путей к карьерам или превышают их.

Изменение температурного режима грунтов и несущей способности вмороженных фундаментов

Известно, что безопасность объектов в криолитозоне связана с устойчивостью вмороженных фундаментов, несущая способность которых зависит главным образом от температуры [11]. Полевые наблюдения показали, что удаление снежного покрова приводит к быстрому снижению температуры мёрзлых грунтов. Так, в первый же год после начала эксперимента температура на глубине 1 м в Воркуте понизилась на 2 °С, а в Игарке – на 5 °С (здесь бóльшая высота снега, меньше его плотность в связи с более слабыми ветрами, ниже температура наружного воздуха) [23]. Наши натурные наблюдения показали, что одни из самых неблагоприятных факторов – нарушение условий аэрирования подполий за счёт полных или частичных снегозаносов продухов для вентилирования, а также недостаточное число последних. Установлено, что у 40% обследованных зданий в г. Дудинка площадь продухов меньше требуемой на 6–47%, что способствует развитию деградационных тенденций в мёрзлых толщах. Так, в центре подполья Дома культуры в Дудинке (площадь продухов составляет всего 53% от требуемой) температура имеет отрицательные значения только, когда снаружи −27, −30 °С. В среднем, по 30 обследованным объектам Дудинки в центре подполий температура на 40%, а на периферии на 30% выше, чем температура наружного воздуха. Как правило, на обследованных объектах 45% площади продухов занесены снегом уже к началу декабря, а 60% – к началу марта. Негативную роль играет инеообразование на решетках продухов, существенно снижающее эффективность вентилирования.

Недостаточное число продухов для вентилирования и их снегозаносимость существенно снижают эффективность действия холодных проветриваемых подполий, которые не обеспечивают при этом охлаждающее воздействия на основания объектов. Полевые исследования в регионе выявили существенное количество подобных ситуаций, а примером может служить обстановка в вечномёрзлых грунтах основания школы-интерната г. Дудинка (рис. 5). Скопление снега в ветровой тени зданий существенно повышает температуру вечномёрзлых пород. На этом участке за восемь лет существования здания температура пород в мёрзлом суглинке слоистой текстуры, повысилась вдвое (см. рис. 5). Мы использовали значения температуры, измеренные на уровне нулевых годовых амплитуд, куда не доходят сезонные колебания. Это означает, что при неизменных условиях значение данной температуры постоянное, поэтому её изменение отражает изменения, происходящие в мёрзлой толще. Для площадки здания был выполнен расчёт несущей способности вмороженных свай с помощью методики СП [11] (табл. 1). Он показал, что на территории снегозаноса наблюдается уменьшение зоны смерзания боковой поверхности сваи с вечномёрзлыми грунтами, повышение температуры на глубине 7 м (максимум заложения свай) на 3 °С по сравнению с проектными расчётными значениями, что привело к уменьшению несущей способности более чем вдвое. Нагрузка на фундаменты от пятиэтажного кирпичного здания осталась прежней (от 100–110 до 120–140 т на сваю), что вызвало заметную деформацию стен и перекрытий.

Численное моделирование влияния снега на температуру вечномёрзлых грунтов на глубине

Таблица 1. **Расчёт изменения несущей способности вмороженной сваи в основании школы-интерната г. Дудинка за восемь лет функционирования объекта**

Характеристики	10.10.1978 г.	13.09.1986 г.
Глубина заложения сваи, см, сечением 30 × 30 см; площадь торца A = 900 см^2	700	700
Глубина сезонного оттаивания d_{th}, см	140	190
Площадь смерзания боковой поверхности A_{af}, см^2	67 200	61 200
Эквивалентная температура по глубине заложения T_e, °С	–2,4	–0,9
Температура под подошвой фундамента T_m, °С	–4,8	–1,8
Сопротивление сдвигу по поверхности смерзания R_{af}, кг/см^2	2,75	1,4
Расчётное давление под торцом сваи R, кг/см^2	18,5	12,5
Несущая способность F_u, кг	201 450	96 930

10 м (уровень нулевых годовых сезонных колебаний) проводилось на 30-летний срок. Расчитанные теплофизические характеристики снега приведены в табл. 2; теплофизические параметры вечномёрзлых грунтов – в разделе «Методика». В качестве начального значения высоты снега принята величина 0,7 м (результаты измерений Норильской метеорологической обсерватории 30.04.2019 г. в естественных условиях). На этом этапе моделирования показатели плотности снега с увеличением его высоты приняты равными таким показателям в природных условиях (см. рис. 4). Согласно результатам расчё-

Таблица 2. **Рассчитанные теплофизические характеристики для разреза, расположенного в природных условиях**

Месяц	Толщина снежного покрова, см	Плотность P, г/см^3	Теплопроводность снега λ, Вт/(м^2·°С)	Термическое сопротивление снега R_s, м^2·К/Вт
Октябрь	10	0,1	0,12	0,86
Ноябрь	21	0,2	0,15	1,39
Декабрь	40	0,2	0,15	2,64
Январь	56	0,3	0,36	1,56
Февраль	69	0,36	0,4	1,72
Март	71	0,35	0,4	1,77
Апрель	72	0,34	0,4	1,82
Май	69	0,31	0,4	2,22

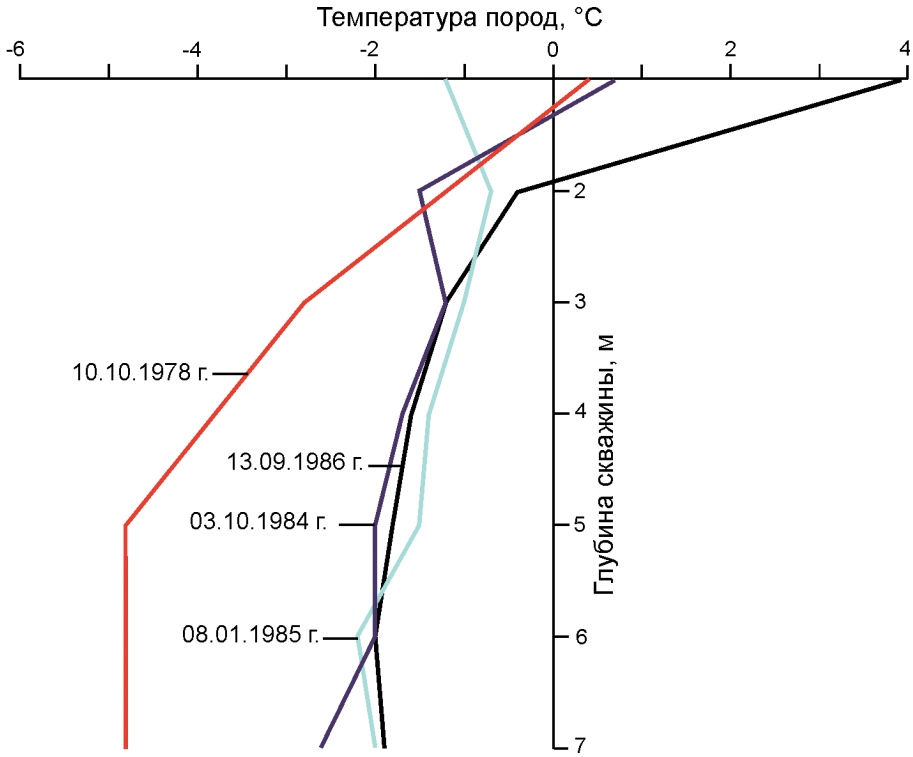


Рис. 5. Изменение температуры в грунтовом основании здания школы-интерната г. Дудинка в течение восьми лет эксплуатации на участке снегозаноса

Fig. 5. Changes in thermal state of the permafrost basement. School in Dudinka during 8 years of operation in the area of snowdrift.

тов температуры грунтов, установлено, что меняется она практически экспоненциально: при увеличении высоты снега с 0,7 до 1,5 м температура грунтов повышается на 2,5 °С; при увеличении её до 2 м – на 2,75 °С, а при увеличении до 4 м и более практически остаётся неизменной. У 1/3 обследованных зданий в Дудинке, Талнахе и Норильске за счёт повышения температуры вечномёрзлых оснований и увеличения глубины сезонного протаивания несущая способность снизилась в среднем на 25–30%, что вызвало существенное развитие деформаций.

Таким образом, именно влияние снегозаносов на температурный режим вечномёрзлых пород на застроенных территориях Норильского промышленного района можно оценить как один из основных факторов, вызывающих деградационные тенденции в основаниях инженерных объектов.

Заключение

Существенную роль в свойствах вечномёрзлых грунтов оснований объектов, а также в состоянии подземных и надземных конструкций играет модифицированный (по сравнению с природными условиями) режим снежных отложений: механизированное перераспределение; создание при застройке особых участков повышенного снегонакопления в ветровой тени объектов; физико-химические воздействия за счёт накопления загрязняющих веществ и пыли; изменение альбедо. Повышенное снегонакопление способствует значительному подтоплению различных элементов городской структуры, переобводнению холодных проветриваемых подполий, усилению морозной деструкции (криогенному выветриванию) материалов подземных и надземных конструкций.

Установлены основные особенности снегоотложения на застроенных территориях в населённых пунктах Норильского региона. В большинстве случаев зоны снегозаносов располагаются в теневой (по отношению к господствующим ветрам) стороне зданий. Механизированно-перемещённые снегоотвалы могут достигать в высоту 4–5 м; в течение многих лет они располагаются на одних и тех же местах, в основном во дворах внутри кварталов. Формирование таких снежных массивов оказывает отепляющую роль как на локальном уровне (повышение температуры соседних зданий и сооружений), так и в целом на тепловой режим основания северного города.

Для городской среды Норильска режим существующего снегонакопления, прежде всего, создание искусственных снегоотвалов рядом со зданиями и сооружениями, а также снижение эффективности действия холодных проветриваемых подполий при снегозаносах продухов, способствует повышению температуры вечномёрзлых оснований и уменьшает несущую способность вмороженных фундаментов, которая часто изменяется в негативную сторону в 1,5–2 раза от проектных значений. Всё это вызывает деформации конструкций, что характерно для трети объектов в регионе. Повышенное снегонакопление на застроенных территориях активизирует опасные криогенные процессы, прежде всего, развитие термокарста, термоэрозии и морозного пучения в увеличивающемся по глубине сезонноталом слое. Выполненное численное моделирование показало, что для Норильского региона отепляющее влияние снежного покрова на вечномёрзлые грунты возрастает при увеличении его высоты от 0 до 2 м, после 2–2,5 м теплоизоляционный эффект не изменяется.

Снегозаносы, их зависимость от господствующих зимой ветров, а также особенности складирования снега на застроенных площадках необходимо учитывать при геокриологических прогнозах на осваиваемых территориях, расчётах эффективности холодных проветриваемых подполий, проектировании расположения зданий и назначении высоты отверстий (продухов) для аэрирования. Безусловно, активная снегоуборка в максимально холодные периоды (ноябрь–февраль) будет способствовать понижению температуры вечной мерзлоты и снижению негативных деградационных тенденций в северных городах.

Благодарности. Исследования поддержаны грантом РФФИ № 18-05-60080 «Опасные нивально-гляциальные и криогенные процессы и их влияние на инфраструктуру в Арктике». Авторы выражают благодарность руководству и сотрудникам Норильской метеобсерватории за любезно предоставленные данные о климатических характеристиках региона.

Ancknowledgments. Supported by RFBR grant № 18-05-60080 «Dangerous nival-glacial and cryogenic processes and its influence on the infrastructure of the Arctic. Authors are grateful to the management and staff of the Norilsk meteorological observatory for the kindly provided data on the climatic characteristics of the region.

Литература

1. *Котляков В.М.* Мир снега и льда. М.: Наука, 1994. 286 с.
2. *Grebenets V.I.* Geocryological-geoecological problems occuring in urbanised territories in Northern Russia and methods for improvement of foundations // Proc. of the Eight Intern. Conf. on Permafrost, Zurich, Switzerland, July 21–25. 2003. № 1. P. 303–307.
3. *Хрусталев Л.С.* Температурный режим вечномерзлых грунтов на застроенной территории. М.: Наука, 1971. 168 с.
4. *Горбачева В.М.* Город в Заполярье и окружающая среда. Л.: Стройиздат, Ленингр. отделение, 1984. 100 с.
5. *Назарова Л.Г., Полуэктов В.Е.* Опыт проектирования и строительства городов Крайнего Севера (на примере Норильска). М.: Стройиздат, 1972. 176 с.
6. *Нутевекет М.А., Трегубов О.Д.* Экзогенные процессы в городской среде как индикаторы состояния оснований фундаментов в криолитозоне // Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации. Материалы XV Общероссийской науч.-практич. конф. М.: Геомаркетинг, 2019. С. 239–243.
7. *Лобкина В.А., Генсиоровский Ю.В., Ухова Н.Н.* Геоэкологические проблемы участков, занятых снежными полигонами в городах // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2016. № 6. С. 510–520.
8. *Колпаков М.Л., Лебединский В.Н.* Формула Завенягина. Тула: Приокское книжн. изд-во, 1985. 207 с.
9. *Колобаев А.Ф.* Снегозащита и снегоборьба на территории Норильского комбината // Сб. докл. науч.-технич. конф., посвящ. 20-летию проектной конторы Норильского комбината / Под ред. Г.А. Борисова и др. Норильск: Типография Норильского комбината, 1958. С. 135–147.
10. *Березовский Б.И.* Строительное производство в условиях Крайнего Севера. Л.: Стройиздат. Ленингр. отделение, 1982. 183 с.
11. СП 25.13330.2012. Основания и фундаменты на вечномерзлых грунтах. Актуализированная редакция СНиП 2.02.04–88. Москва, 2012. 117 с.
12. Электронный ресурс: http://qfrost.net.
13. *Осокин Н.И., Сосновский А.В.* Пространственное распределение термического сопротивления снежного покрова на территории России и его влияние на промерзание и протаивание грунтов // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 52–60. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-52-60.

References

1. *Kotlyakov V.M. Mir snega i l'da*. World of snow and ice. Moscow: Nauka, 1994: 286 p. [In Russian].
2. *Grebenets V.I.* Geocryological-geoecological problems occuring in urbanised territories im Northern Russia and methods for improvement of foundations. Proc. of the Eight Intern. Conf. on Permafrost, Zürich, Switzerland, July 21–25. 2003, 1: 303–307. [In Russian].
3. *Hrustalev L.S. Temperaturnyj rezhim vechnomerzlyh gruntov na zastroennoj territorii*. Thermal regime of permafrost in the built-up area. Moscow: Nauka, 1971: 168 p. [In Russian].
4. *Gorbacheva V.M. Gorod v Zapolyar'e i okruzhayushchaya sreda*. City in the Arctic and the environment. Leningrad: Strojizdat. Leningr. otdelenie, 1984: 100 p. [In Russian].
5. *Nazarova L.G., Poluektov V.E. Opyt proektirovaniya i stroitel'stva gorodov Krajnego Severa (na primere Noril'ska)*. Experience in the design and construction of cities in the Far North (by the example of Norilsk). Moscow: Strojizdat, 1972: 176 p. [In Russian].
6. *Nuteveket M.A., Tregubov O.D.* Exogenous processes in the urban environment as indicators of the state of the foundations in the permafrost zone. *Materialy XV Obshcherossijskoj nauchno-prakticheskoj konferencii «Perspektivy razvitiya inzhenernyh izyskanij v stroitel'stve v Rossijskoj Federacii»*. Materials of All-Russian scientific and practical conference «Perspectives of the development of Engineering surveys in the construction in Russia». Moscow: Geomarketing, 2019: 239–243. [In Russian].
7. *Lobkina V.A., Gensiorovskij YU.V., Uhova N.N.* Geoecological problems of areas occupied by snow polygons in cities. *Inzhenernaya geologiya. Gidrogeologiya. Geokriologiya.* Engineering Geology, Hydrogeology, Geocryology. 2016, 6: 510–520. [In Russian].
8. *Kolpakov M., Lebedinskij V. Formula Zavenyagina*. Zavenyagin Formula. Tula: Priokskoe knizhnoe izdatelstvo, 1985: 207 p. [In Russian].
9. *Kolobaev A.F.* Snow protection and mitigation methods from snow on the territory of the Norilsk Combine. *Sb. dokl. Nauchn.-tekhnich. konferencii, posvyashchen. 20-letiyu proektn. kontory Noril'sk.kombinata*. Collection of reports of the scientific and technical conf. dedicated to the 20th anniversary of the design office of the Norilsk Combine. Eds.: G.A. Borisova et al. Noril'sk: Tipograf. Noril. kom-ta, 1958: 135–147. [In Russian].
10. *Berezovskij B.I. Stroitel'noe proizvodstvo v usloviyah Krajnego Severa*. Construction production in the Far North. L.: Strojizdat. Leningr. otdelenie, 1982: 183 p. [In Russian].
11. *SP 25.13330.2012 Osnovaniya i fundamenty na vechnomerzlyh gruntah. Aktualizirovannaya redakciya SNIP 2.02.04-88.* Basements and foundations on permafrost soils. Updated edition of SNiP 2.02.04-88. Moscow, 2012: 117 p. [In Russian].
12. http://qfrost.net.
13. *Osokin N.I., Sosnovskij A.V.* Spatial distribution of the snow thermal resistance on the Russian territory and its impact on the ground freezing and thawing. *Led i*

14. *Максютова Е.В., Башалханова Л.Б.* Суровость современного климата в Сибирском Заполярье // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 258–266. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-402.
15. *Заболотник С.И.* Причины широкого распространения таликов в Приенисейском Заполярье // Наука и техника в Якутии. 2019. № 2 (37). С. 3–7.
16. *Савченко В.А.* Экологические проблемы Таймыра. М.: СИП РИА, 1998. 194 с.
17. Электронный ресурс: https://rp5.ru/. Метеорологический архив RP5.
18. Справочник по строительству на вечномерзлых грунтах / Под ред. Ю.Я. Велли, В.В. Докучаева и Н.Ф. Федорова. Л.: Стройиздат, Ленингр. отделение, 1977. 552 с.
19. *Кислов А.В., Гребенец В.И., Евстигнеев В.М., Конищев В.М., Сидорова М.В, Суркова Г.В., Тумель Н.В.* Последствия возможного потепления климата в XXI веке на севере Евразии // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2011. № 3. С. 3–8.
20. *Суркова Г.С.* Климатические ресурсы Европейской России и Западной Сибири в первой половине XXI века // Климатические ресурсы Европейской России и Западной Сибири в первой половине XXI века / Под ред. Н.С. Касимова и А.В. Кислова. М.: МАКС Пресс, 2011. С. 118–157.
21. *Шевелева Н.С., Хомичевская Л.С.* Геокриологические условия Енисейского севера. М: Наука, 1967. 127 с.
22. *Гребенец В.И.* Формирование специфических природно-техногенных комплексов в Норильском промышленном районе // Материалы Второй конф. геокриологов России. 6–8 июня 2001 г. Т. 4. Инженерная геокриология. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 59–65.
23. *Порхаев Г.В., Щелоков В.К.* Прогнозирование температурного режима вечномерзлых грунтов на застраиваемых территориях. Л.: Стройиздат, 1980. 112 с.
24. *Sokratov S.A., Barry R.G.* Intraseasonal variation in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance // Journ. of Geophys. Research. 2002. V. 107 (D10). P. 1–6. https://doi.org/10.1029/2001JD000489.
25. *Демидюк Л.М.* Распространение, мощность и температурный режим мерзлых и талых пород. Геокриологические условия Енисей-Путоранского региона // Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Недра, 1989. С. 173–176.

Sneg. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 52–60. https://doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-52-60. [In Russian].
14. *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.
15. *Zabolotnik S.I.* Reasons for the widespread distribution of taliks in the Yenisei Arctic. *Nauka i tehnika v Jakutii*. Science and technology in Yakutia. 2019, 2 (37): 3–7. [In Russian].
16. *Savchenko V.A. Ekologicheskie problemy Tajmyra*. Environmental problems of Taimyr. Moscow: SIP RIA, 1998: 194 p. [In Russian].
17. https://rp5.ru/Weather_archive_in_Norilsk. [In Russian].
18. *Spravochnik po stroitel'stvu na vechnomerzlyh gruntah*. Permafrost Construction Guide. Und. red. Velli Y.Ya., Dokuchaeva V.V., Fedorova N.F. L.: Strojizdat. Leningr. otdelenie, 1977: 552 p. [In Russian].
19. *Kislov A.V. Grebenets V.I., Evstigneev V.M., Konishchev V.M., Sidorova M.V, Surkova G.V., Tumel' N.V.* The consequences of a possible warming of the climate in the XXI century in the north of Eurasia. *Vestn. Mosk. Un-ta. Ser. 5. Geografiya*. Bulletin of Moscow State University. Series 5. Geography. 2011, 3: 3–8. [In Russian].
20. *Surkova G.S.* Climatic resources of European Russia and Western Siberia in the first half of the XXI century. *Klimaticheskie resursy Evropejskoj Rossii i Zapadnoj Sibiri v pervoj polovine XXI veka*. Climatic resources of European Russia and Western Siberia in the first half of the XXI century. Und. red. N.S. Kasimova i A.V. Kislova. Moscow: MAKS Press, 2011: 118–157. [In Russian].
21. *Sheveleva N.S., Homichevskaya L.S. Geokriologicheskie usloviya Enisejskogo severa*. Geocryological conditions of the Yeniseian North. Moscow: Nauka, 1967: 127 p. [In Russian].
22. *Grebenets V.I.* Formation of specific natural and technogenic complexes in the Norilsk industrial region *Materialy Vtoroj konf. geokriol. Rossii. 6–8 june 2001 g. T. 4. Inzhenernaya geokriologiya*. Materials of the Second Conference of Geocryologists of Russia. V. 4. Engineering geocryology. Moscow: MGU, 2001: 59–65. [In Russian].
23. *Porhaev G.V., Shchelokov V.K. Prognozirovanie temperaturnogo rezhima vechnomerzlyh gruntov na zastraivaemyh territoriyah*. Forecasting the thermal regime of permafrost in the urbanised areas. Leningrad: Strojizdat, 1980: 112 p. [In Russian].
24. *Sokratov S.A., Barry R.G.* Intraseasonal variation in the thermoinsulation effect of snow cover on soil temperatures and energy balance. Journ. of Geophys. Research. 2002, 107 (D10): 1–6. https://doi.org/10.1029/2002JD001595.
25. *Demidyuk L.M. Geokriologiya SSSR. Srednyaya Sibir'*. Geocryology of USSR. Srednyaya Sibir'. Und. red. E.D. Ershova. Moscow: Nedra, 1989: 173–176. [In Russian].

Путешествия, открытия

УДК 551.2/3 doi: 10.31857/S2076673421030102

Подвижки ледников Памира в 2020 году

© 2021 г. В.М. Котляков, Л.В. Десинов, С.Л. Десинов, В.А. Рудаков

Институт географии РАН, Москва, Россия
vladkot4@gmail.com

Surges of the Pamir glaciers in 2020

V.M. Kotlyakov, L.V. Desinov, S.L. Desinov, V.A. Rudakov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Россия
vladkot4@gmail.com

Received January 23, 2021 / Revised April 27, 2021 / Accepted June 25, 2021

Keywords: ***surging glacier, front of activation, kinematic wave, surge, glacier tongue, space image.***

Summary

Every year, about ten glaciers in the Western Pamirs are in the active stage of movement. The time from the beginning of the movement of kinematic waves along the glacier to the full completion of the pulsation takes, as a rule, 1–2 years, and in some cases lasts up to 5 years. Activity of the Pamir glaciers in 2020 is discussed in this paper, and we suppose that some pulsations are still in progress in the following years. Data from a number of automatic satellite instruments were used for the analysis, but mainly these were obtained from the International Space Station. In 2020, 10 glaciers in the basins of the Surkhob, Muksu, Seldara, Kyzylsu and Vanch rivers became more active, and in some cases surged. Similar dynamic instability of glaciers was also characteristic for the preceding four years. At present, several major surges are taking place in the Western Pamirs; the Byrs, Vali, Lenin, and Medvezhy glaciers started the active phase of their developments. Therefore, it is necessary to study them by field methods and continue permanent monitoring of them from automatic satellites and the International Space Station.

Citation: Kotlyakov V.M., Desinov L.V., Desinov S.L., Rudakov V.A. Surges of the Pamir glaciers in 2020. *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2021. 61 (3): 471–480. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421030102.

Поступила 23 января 2021 г. / После доработки 27 апреля 2021 г. / Принята к печати 25 июня 2021 г.

Ключевые слова: ***пульсирующий ледник, фронт активизации, кинематическая волна, подвижка, язык ледника, космический снимок.***

Ежегодно в активной стадии подвижек на Западном Памире находятся не менее 10 ледников. Время от начала движения по леднику кинематических волн до полного завершения пульсации занимает, как правило, 1–2 года, а в отдельных случаях продолжается до 5 лет. В статье исследуется активность памирских ледников в 2020 г. и высказываются предположения о продолжении некоторых пульсаций в последующие годы. Для анализа использованы данные ряда автоматических космических аппаратов, но главным образом материалы съёмок с Международной космической станции. В 2020 г. отмечена активизация и в ряде случаев подвижки 10 ледников в бассейнах рек Сурхоб, Муксу, Сельдара, Кузылсу и Ванч; подобная динамическая нестабильность ледников характерна и для предыдущих четырёх лет. В настоящее время происходит несколько крупных подвижек. Ледники Бырс, Вали, Ленина и Медвежий вступили в активную фазу своего развития, поэтому необходимо изучать их полевыми методами и продолжать их постоянный мониторинг с автоматических космических аппаратов и МКС.

Введение

В отличие от других высокогорных территорий на Памире очень много пульсирующих ледников. Ежегодно здесь в активной стадии подвижек находятся не менее десяти ледников, а время от начала движения по леднику кинематических волн до полного завершения пульсации занимает, как правило, 1–2 года и в отдельных случаях продолжается до пяти лет. Современные методы получения исходной информации в труднодоступных территориях, к числу которых относится и высокогорный Памир, позволяют выявлять динамически нестабильные ледники и вести их ежегодный мониторинг. В настоящей статье мы исследуем активность памирских ледников в 2020 г.

и высказываем предположения о продолжении некоторых пульсаций в последующие годы.

Первый цикл изучения пульсирующих ледников Памира восходит к началу 1970-х годов. Около 12 лет здесь проводили синхронные наблюдения с космических аппаратов, фотосъёмки с борта вертолёта и полевые исследования. В результате были систематизированы основные признаки динамики пульсирующих ледников на всём их протяжении между двумя подвижками [1], а карта таких объектов, составленная в 1983 г., была опубликована в Атласе [2]. Тогда же было установлено отсутствие связи пульсаций ледников с глобальным потеплением климата, а также с землетрясениями, не сопровождавшимися обрушением на ледник горных пород. Установлено около 60 признаков изменений в облике ледников в период подготовки пульсации и в её активной фазе. Многие из них видны на космических фотоснимках высокого и среднего разрешения. Однако для получения достоверных результатов при исследовании ледниковых подвижек необходимо надлежащее дешифрирование фотоснимков с использованием опыта непосредственных наблюдений в горах.

В настоящее время возможности космического мониторинга природной среды весьма обширны. Для этого используют десятки типов автоматических космических аппаратов, а наша научная группа активно сотрудничает с космонавтами Международной космической станции (МКС). Задачи настоящей работы – выявление и изучение ледниковых подвижек, которые происходили на Памире в 2020 г.

Методика исследований

С мая по октябрь 2020 г. с борта МКС выполнялась фотосъёмка ледников Памира четырьмя аппаратами серии Nikon с фокусным расстоянием объективов от 600 до 1600 мм, что при съёмке в надир обеспечивало детальность в пределах 2–5 м. Всего получено более 360 кадров. Эти изображения обрабатывались с помощью программы GlobalMapper, версия 15 с использованием топографических карт масштаба 1:25 000. Все космические снимки получены в натуральных цветах. Второй информационный ресурс – снимки со спутника Sentinel с разрешением на местности около 10 м и небольшим отклонением оси камер от вертикали. Эти изображения обрабатывали в программе QGis. В дальнейшем возможно использование фотоснимков проекта Planet.com с детальностью около 1 м, уже поступивших в открытый доступ. Отметим, что в ближайшее время станут доступны космические снимки с разрешением на местности около 30 см.

В работе [3] мы отметили три недостатка совмещения топографических карт с космическими снимками при оценке перемещения небольших фрагментов поверхности ледников и их фронтальных частей и рассмотрели способ измерения перемещения выбранных точек относительно контрольных створов, проложенных через две яркие точки на противоположных склонах долины или береговых моренах. Этот способ стал одним из основных и в данном исследовании. При измерении перемещений фронтальных частей ледников основные индикационные признаки таковы: быстрое наступание языка; обвалы льда через береговые морены; растекание фронтальной части ледника в форме «лапы». Ещё один признак активизации ледника – одновременный рост высоты поверхности в одних частях ледника и её понижение в других. Имели значение и скорости движения льда, когда в контрольном створе они изменялись в десять и более раз, а также подпруживание притоков ледника его основным потоком.

На космических снимках высокого разрешения хорошо видны крупные ледниковые трещины. В случае их появления, быстрого развития и возникновения вдоль бортов продольных разломов и зон дробления, а также надвиговых деформаций в головной части ледника, просматривающихся на космических снимках, такой ледник становился предметом дальнейших наблюдений и анализа. Пульсирующий ледник нередко имеет петлеобразный рисунок срединных и боковых морен, что указывает на динамическую нестабильность отдельных ветвей ледника и требует сравнения данного облика ледника с более ранними космическими снимками. Подобный же признак – появление поперечных моренных дуг на языке. Все эти основные признаки и около 30 других, рекомендованных Инструкцией [1], были исследованы на космических снимках 2020 г., полученных с июня по ноябрь с интервалом около двух недель, что позволило определить конкретные этапы эволюции ледников и выделить те из них, которые, вероятно, продолжат пульсировать и в 2021 г.

Результаты исследований

Выполненные исследования позволили установить ледники Памира, которые находились в 2020 г. в активной фазе пульсации (рис. 1). Рассмотрим их последовательно в направлении с запада на восток в каждом гидрологическом бассейне.

В северо-западной части Памира пульсирующие ледники присутствуют в бассейнах рек Сурхоб и Обихингоу. В первом из них в предыдущие пять лет произошли подвижки шести ледников, включая один из самых известных – *ледник Дидаль*. Три соседних ледника обрушивали большие порции селевых масс в направлении главной речной долины [3]. Всего в 30 км отсюда хр. Петра Первого в направлении с юго-запада на северо-восток пересекает характерный разлом земной коры, вдоль которого залегает долина р. Шаклысу (бассейн р. Обихингоу). Здесь, на северном склоне главного хребта в 2017 г. завершилась крупная синхронная подвижка ледников № 85 и 88 [4]. В расположенном к югу соседнем речном бассейне почти синхронно проходили пульсации ледников Шокальского и Ванчдара, выдвигавшихся с юга к долине р. Гармо.

В 2020 г. основные события в бассейне р. Обихингоу отмечались в том районе, где хр. Петра Первого достигает своей высшей точки (пик Мо-

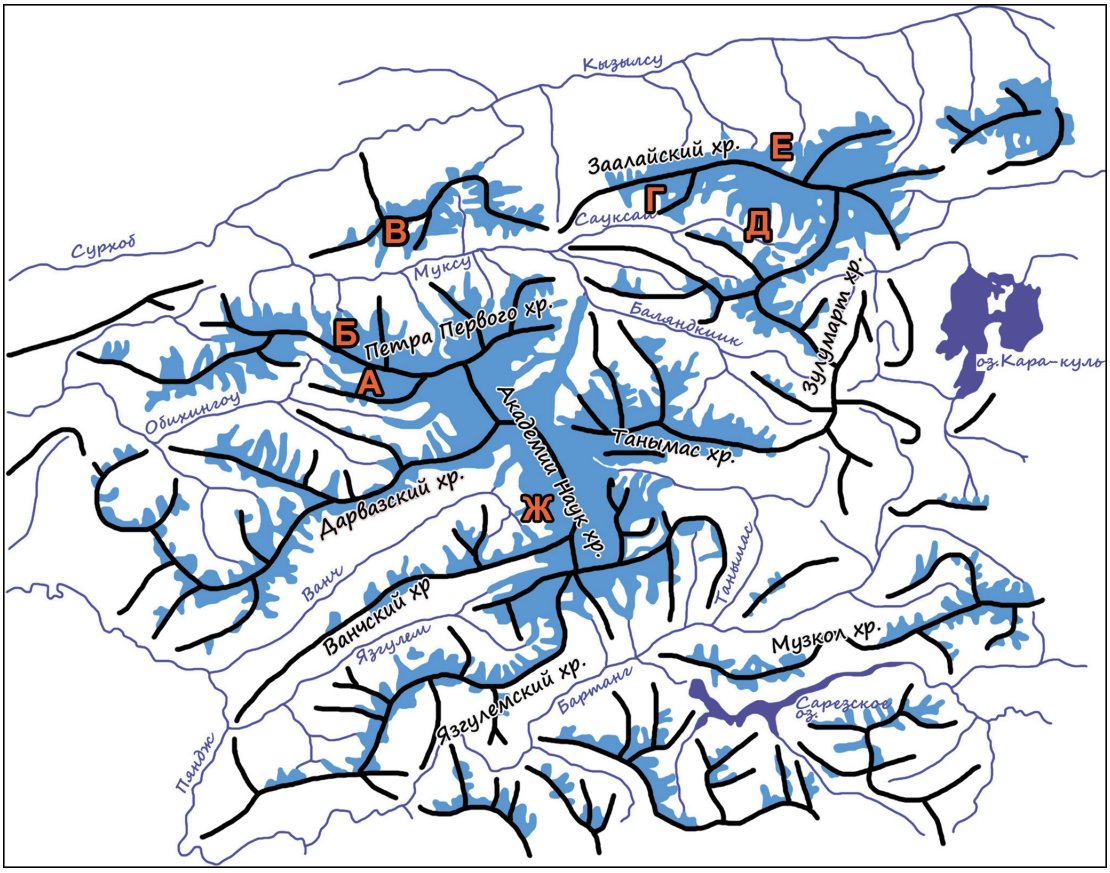


Рис. 1. Места сконцентрированного расположения пульсирующих ледников Памира, активность которых ярко проявилась в 2020 г.

А – № 188 (Гандо), № 191 (Дорофеева), № 192, 193, 198, 199, 207 в бассейне р. Обихингоу; Б – Бырс (№ 772) и Сугран (№ 773) в бассейне р. Муксу; В – № 130 и Сатсу (№ 132) в бассейне р. Муксу; Г – № 217 и 219 в долине Чакманташ в бассейне р. Муксу; Д – № 255 и Вали (№ 257) в бассейне р. Муксу; Е – Ленина (№ 199) и его правая ветвь (№ 190) в бассейне р. Кызылсу; Ж – Медвежий (№ 118) в бассейне р. Ванч

Fig. 1. Places of concentrated location of surging glaciers in the Pamirs, which activity was clearly manifested in 2020.

А – № 188 (Gando), № 191 (Dorofeeva), № 192, 193, 198, 199, 207 in the Obihingou River basin; Б – Byrs (№ 772) and Sugran (№ 773) in the Muksu River basin; В – № 130 and Satsu (№ 132) in the Muksu River basin; Г – № 217 and 219 in the Chakmantash Valley in the Muksu River basin; Д – № 255 and Vali (№ 257) in the Muksu River basin; E – Lenin Glacier (№ 199) and its right branch (№ 190) in the Kyzylsu River basin; Ж – Medvezhy Glacier (№ 118) in the Vanch River basin

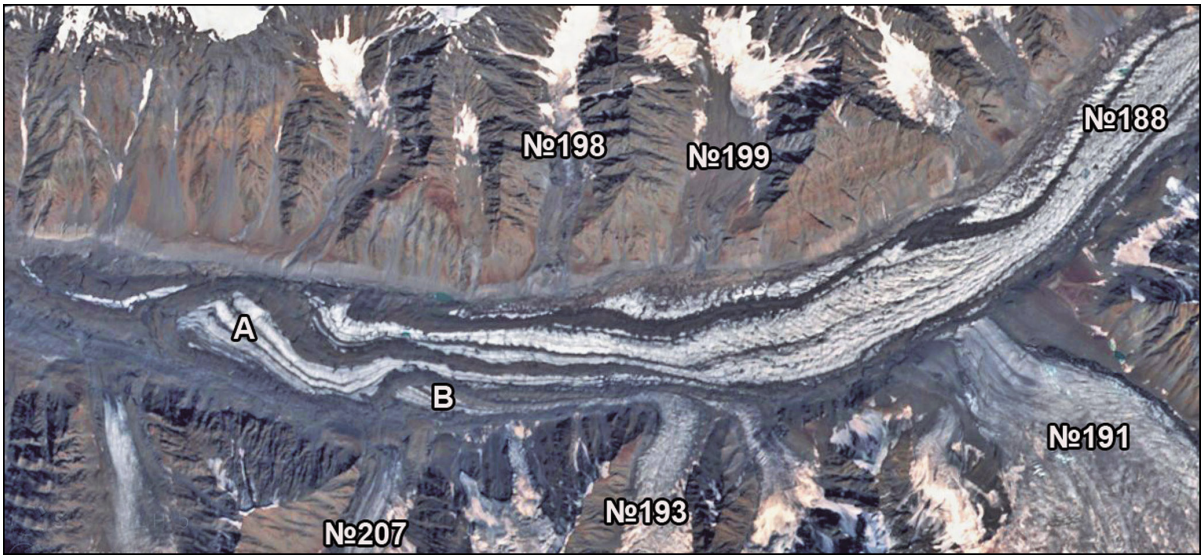


Рис. 2. Язык ледника Гандо в сентябре 2018 г. перед началом его подвижки, и ледники, расположенные на его северном и южном горном обрамлении, проявлявшие активность в 2018 г. и ранее.
Космический снимок сделан перед началом подвижки ледника Дорофеева. Номерами обозначены ледники по Каталогу [4]: № 188 – ледник Гандо; № 191 – ледник Дорофеева; № 193, 198, 199 и 207 – активные притоки ледника Гандо, периодически выдвигающиеся к нему и образующие вложенные потоки льда. A – след фронтальной части предыдущей подвижки ледника Дорофеева (время не известно); B – след фронтальной части предыдущей подвижки ледника № 193 (время не известно)

Fig. 2. The tongue of the Gando Glacier in September 2018 before the beginning of its surge, and the glaciers located on its northern and southern mountain frames that were active in 2018 and earlier
The space image was taken before the beginning of the Dorofeev Glacier movement. The numbers indicate the glaciers in the Glacier Inventory [4]: № 191 – Dorofeev Glacier; № 188 – Gando Glacier; № 193, 198, 199 and 207 – tributaries of Gando Glacier. A – a trail of the front part of the previous surge of the Dorofeev Glacier (time not known); B – trail front the previous advances of the glacier № 193 (time not known)

сква, 6785 м). Здесь, на южном склоне пика берёт начало *ледник Гандо* – один из самых активных на Памире (рис. 2). Периодически активизируются две его главные ветви, дальность продвижения которых достигает 10 км. Однако самым активным объектом в настоящее время остаётся *ледник Дорофеева*, впадающий в ледник Гандо слева. Он стекает с северного склона хр. Гармо – отрога хр. Петра Первого. Область его аккумуляции расположена на высотах 4450–5750 м [4], а нижняя точка находится на высоте 4220 м; ледник почти полностью закрыт снегом даже в летнее время. Длина ледника превышает 11 км, а ширина языка равна примерно 2 км, поэтому частые периодические подвижки хорошо заметны. По нашим данным, в недавнее время они происходили в 1984 и 2006 гг. Следы ещё одной пульсации ледника мы отмечали в 1969 г. при его наземном обследовании.

К 2020 г. относится кульминация подвижки ледника Дорофеева (№ 191). По всем признакам она продолжится на следующий год и, может быть, даже не завершится. Самые первые признаки последней активизации ледника проявились осенью 2018 г. К середине декабря ледник спустился с невысокой террасы и надвинулся на 80 м на ледник Гандо (№ 188), обозначив начало образования характерной «лапы». Зимой подвижка продолжилась, но к июлю 2019 г. фронт ледника, продвинувшись на 270 м, на некоторое время остановился. На языке ледника, в 140 м от фронта подвижки, возникло волнообразное вспучивание в форме дуги, которое к середине августа приблизилось к нижнему контуру на 60 м. Ещё через месяц обе волны активизации слились и поступательное движение в виде наложенного потока льда по леднику Гандо приостановилось, уступив место растеканию «лапы». Ко времени первых снегопадов в конце октября фронт подвижки прошёл ещё 60 м, а в следующем месяце – ещё столько же. Общая длина ледяной массы, оказавшейся на леднике Гандо, достигла 470 м.

В 2020 г. первые космические снимки с борта МКС были сделаны только в конце июня. Они показали очень активное развитие рассмотрен-

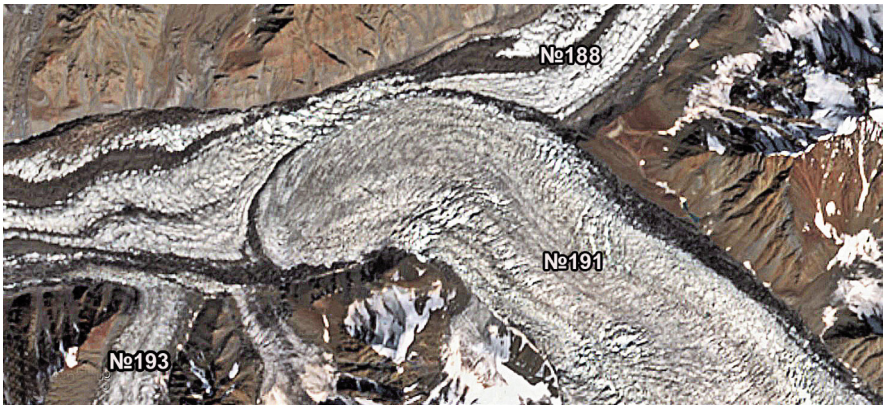


Рис. 3. Ледник Дорофеева (№ 191) в середине ноября 2020 г.
Fig. 3. Dorofeev Glacier (№ 191) in mid-November 2020

ного здесь пульсационного процесса в зимнее время: фронтальная часть наложенного потока льда зафиксирована уже на расстоянии около 970 м от начальной позиции. Более яркими стали и внешние признаки подвижки: наложенный поток, растекаясь по языку главного ледника, повернул на 90° и прошёл около 1300 м от условной осевой линии ледника Дорофеева. Этот поток стал доминировать во внешнем облике ледника Гандо (рис. 3). За весь летний период его длина увеличилась всего на 80 м, а с середины ноября до 15 декабря – ещё на 30 м. Вполне вероятно, что подвижка не замерла и вновь проявит себя в 2021 г. Отметим, что период подвижек ледника Дорофеева в среднем близок к 20 годам.

Западнее ледника Дорофеева с хр. Гармо стекают два небольших ледника. В 2 км от его устья расположен *ледник № 193*, который периодически продвигается вперёд и образует вложенный поток льда на леднике Гандо. Последние такие события мы зафиксировали в 1981 г. по космическому снимку, сделанному со спутника «Ресурс-Ф» камерой СА-20, и в 2001 г. по фотоснимку с МКС. А ещё западнее с хр. Гармо стекает *ледник № 207*; в 2020 г. он продвинулся на 120 м, но остался в своём ущелье. В 2020 г. в одном из ущелий правого борта долины Гандо произошла ещё одна подвижка с выходом ледника за пределы своего контура. В Каталоге [4] он обозначен под *№ 199* и имеет длину всего 1,8 км. Активность этого ледника стала заметна уже в 2019 г., а летом 2020 г. он продвинулся на 140 м. В это время было видно последовательное нагнетание льда тремя волнами. Активен был также небольшой *ледник № 198* [4], расположенный на склоне правого борта долины Гандо. Его подвижка завершилась в 2017 г.

В 2020 г. объектом нашего внимания стал *ледник Бырс*, отмеченный в Каталоге [4] под № 772. Его активность ярко проявляется за 8–10 лет до кульминации подвижки; очевидно, что уже за 3–4 года до подобных событий этот ледник должен находиться под пристальным вниманием. В 2020 г. мы начали эту работу. Судя по нашим данным, последние пульсации ледника Бырс происходили в 1983 и 2007 гг. До 2013 г. ледник на всём протяжении до хр. Курай-Шапак быстро деградировал и зона выноса льда располагалась на высоте всего 2900–3100 м среди кустарника и лугов. Однако в июле 2014 г. мы заметили несколько волн активизации ледника выше ледопада на высотах 4120–4720 м. Как правило, именно в этой области ледника зарождались предыдущие его подвижки. Такая подвижка обычно захватывает более 1700 м длины ледника, а угол наклона льда достигает 18°. Активное движение льда обычно тормозит узкий и крутой ледопад, ниже которого язык ледника после подвижки быстро бронируется моренным чехлом. И всегда ниже ледопада, у его левого края, возникает небольшое озеро, которое исчезает с приходом первой волны активности. Это событие и вызывает необходимость детальных наблюдений за пульсирующим ледником.

В начале сентября 2015 г. передовая выпуклая активная волна льда достигла верхней кромки ледопада на высоте около 4000 м; теперь наступающему льду надо было преодолеть крутую 200-метровую ступень ложа. Для этого потребовался целый год, а затем в течение ещё одного года происходил переток через ледопад этой дополнительной порции льда, что обеспечило дальнейший активный ход подвижки. За это время у обоих краёв ледопада возникло два озера. В июне 2018 г. первая волна активизации

накрыла правое озеро, а к началу августа она прошла путь в 320 м от ледопада. При этом активный лёд двигался вдоль правого края языка ледника Бырс, занимая около 80% его ширины и не нарушая глади левого озера. Далее процесс замедлился: за следующий год фронтальная зона пульсации продвинулась всего на 110 м, а левое озеро даже увеличилось в размерах. Когда в начале лета 2020 г. ледник освободился от сезонного снежного покрова, космическая фотосъёмка зафиксировала исчезновение левого озера. Теперь всё наше внимание было отдано леднику Бырс. Его язык лежит глубоко среди береговых моренных валов и имеет три плавных дугообразных изгиба. Как правило, непосредственно в фазу пульсации раздробленный на тысячи огромных блоков лёд намного превышает уровень этих валов, но к зиме 2020/21 г. такой картины ещё не наблюдалось. Передовой фронт подвижки прошёл два первых изгиба русла, и летом следующего года это движение, очевидно, будет продолжаться.

Весьма существенные изменения произошли и на главном леднике долины р. Сугран, который в Каталоге [4] отмечен под *№ 773. Ледник Сугран* – один из самых известных крупных пульсирующих ледников Памира. Его последние подвижки зафиксированы в 1976–1980 и 2002–2005 гг., причём последняя активизация проходила в три фазы с задержками продвижения динамического фронта из-за весьма сложной морфологии его поверхности [5].

Повышенной активностью гляциологических процессов отличается и система ледника Сугран, расположенного на противоположной стороне хр. Петра Первого, севернее ледника Гандо. Ожидавшаяся новая активизация этого ледника началась в 2019 г., когда к тому месту, где сходятся шесть его основных ветвей и начинается язык ледника, пришла кинематическая волна (рис. 4, Ф1). Одновременно сюда переместился фронт активизации крупного левого притока (см. рис. 4, Ф2) и здесь же произошёл обвал горных пород с крутого левого борта. Второй обвал перекрыл язык от

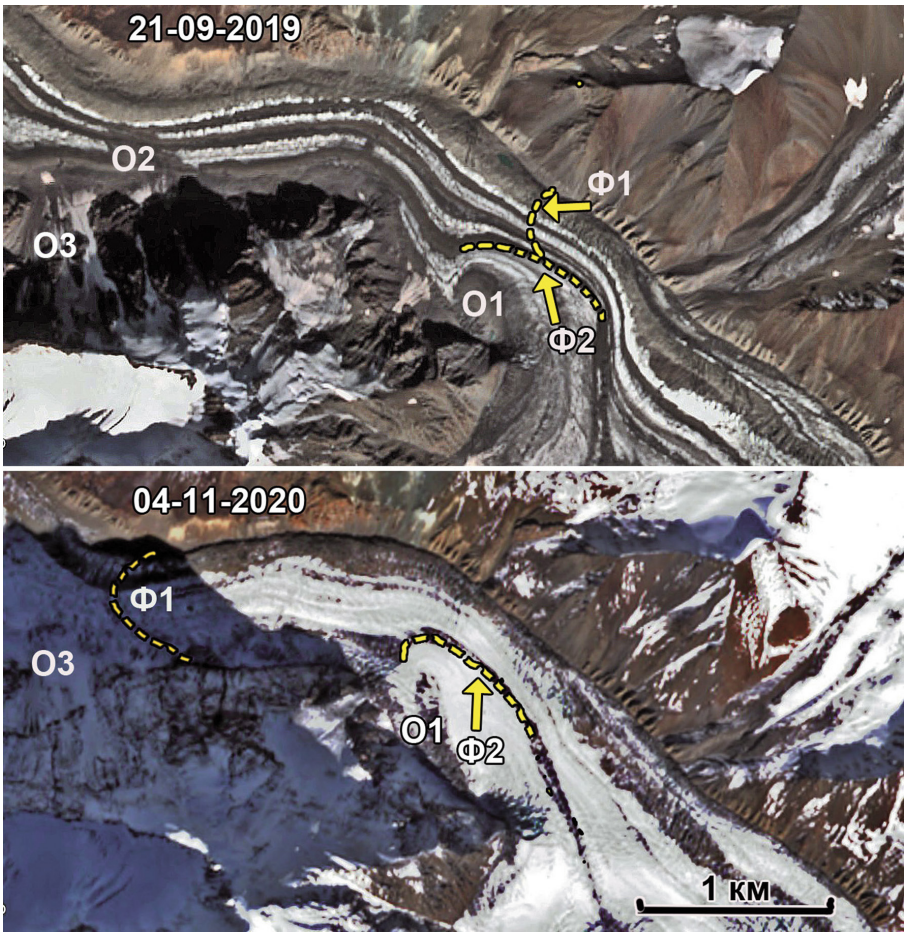


Рис. 4. Динамика активизации средней части ледника Сугран в 2019–2020 гг.
Ф1 – положение динамического фронта активности в сентябре 2019 г. и в ноябре 2020 г.; Ф2 – положение динамического фронта активности левого притока в сентябре 2019 г. и в ноябре 2020 г.; О1, О2, О3 – места обвалов горных пород на ледник Сугран

Fig. 4. Dynamics of activation of the middle part of the Sugran Glacier in 2019–2020:
Ф1 – position of the dynamic activity front in September 2019 and November 2020; Ф2 – position of the dynamic activity front of the left tributary in September 2019 and November 2020; О1, О2, О3 – places of rock falls on the Sugran Glacier

борта до борта в 2 км ниже (см. рис. 4, О1, О2), а третий обвал (см. рис. 4, О3) случился уже в начале ноября 2019 г. За год с небольшим динамический фронт пульсации Ф1 продвинулся на 2180 м со средней скоростью 5,4 м/сут. На космических снимках ярко проявились повышение уровня поверхности выше фронта активизации и заполнение льдом обеих краевых ложбин ледника. Второй фронт пульсации, вызванный активизацией левого крутого притока Ф2, за это время продвинулся на 530 м со средней скоростью около 1,3 м/сут. Таким образом, зафиксирован первый цикл подвижки, но три небольших по площади обвала горных пород (О1, О2, О3) могут сыграть роль катализатора этой пульсации. Поэтому в 2021 г. ледник Сугран должен стать объектом пристального внимания

В северо-восточной части Памира в 2020 г. пульсации ледников произошли в бассейне р. Муксу. Здесь ледники *№ 130 и 132* (Сатсу) [4] расположены в самой западной части Заалайского хребта. Язык каждого из этих ледников отделяется от области аккумуляции крутым ледопадом высотой более 300 м, а основное питание происходит за счёт лавинного снега и обвалов горных пород. Ниже ледопада отмечены волны активизации – признак назревающей пульсации. Река Муксу выше места слияния с ней р. Сельдара, берущей начало из грота ледника Федченко, носит название Сауксай. К ней обращён южный склон центральной части Заалайского хребта – один из самых высоких фрагментов Памирских гор, а южные отроги хребта на ряде участков даже выше главного водораздела. Такая орография вызывает обильные твёрдые осадки, питающие здешние ледники. В долине р. Чакманташ, укрытой со всех сторон высоким отрогом и его ответвлениями, лежит сложно-долинный *ледник № 217* [4] длиной 5,7 км. Его предыдущая подвижка завершилась по данным наших прошлых наблюдений в 1993 г.: ледник продвинулся тогда более чем на 1 км. К 2015 г. он сократился до исходных размеров, но летом 2016 г. снова начал наступать в сторону соседнего, тоже пульсирующего *ледника № 219*. К этому времени ледник № 219 в результате своей подвижки перекрыл путь леднику № 217, пульсация которого прекратилась. Расстояние между этими ледниками составляло 240 м. За четыре года ледник № 217 преодолел этот путь, но к июлю 2020 г. на его пути оказалось препятствие рельефа. В начале ноября пришли зимние холода и ледник замер.

Самый высокий фрагмент центральной части Заалайского хребта – массив пика Ленина (это название в Таджикистане в 2006 г. изменили на Абу Али ибн Сина, а в Киргизии в 2017 г. на Манас). Все пять ледников, лежащих на южном склоне этого горного узла, пульсирующие: № 255, Вали, Дзержинского, Малый Саукдара и Большой Саукдара. В 2020 г. два первых из них находились в активной стадии пульсации.

Ледник № 255 [4] по меркам этого горного узла – небольшой: его длина всего 5,5 км. Предыдущая подвижка ледника происходила по нашим данным в 2001–2007 гг., когда он не дошёл до р. Сауксай всего 1820 м. В 2020 г. произошёл подток льда в его среднюю область, где сформировалась кинематическая волна. К зиме она продолжала медленно увеличиваться в размерах. *Ледник Вали* (№ 257) в 2020 г. находился в активной фазе пульсации, впервые обнаруженной на снимках с МКС в июне 2018 г. За три первые месяца ледник продвинулся на 750 м, а за следующие 13 месяцев – ещё на 680 м. В период с октября 2019 г. по октябрь 2020 г. темп подвижки резко упал, фронтальная часть языка приблизилась к р. Сауксай на 320 м; вполне вероятно, что к летнему сезону 2021 г. ледник Вали остановится. Заметим, что во время пульсации 1977 г. фронт ледника полностью перекрывал р. Сауксай [6], а при подвижке 2001–2002 гг. по данным фотосъёмки с МКС продвинулся на 1350 м, отступив к 2016 г. на прежнюю позицию.

На северной стороне центральной части Заалайского хребта, на пологом склоне пика Ленина залегает одноимённый ледник, отмеченный в Каталоге [4] под *№ 199*. Он состоит из двух больших потоков, каждый из которых представляет собой отдельный ледник. По внешним признакам пульсирующий режим проявляется и на основной (№ 199) и на левой (№ 190) его ветвях, но, по данным К.П. Рототаева [7], в 1969–1970 гг. лишь главный поток продвинулся примерно на 1100 м. О наступании ледника № 190 объективных данных в научной литературе и отчётах альпинистов нет. Обратившись к фотоснимкам, сделанным в 1973–1976 гг. со спутника «Ресурс-Ф», отметим в дополнение к сведениям К.П. Рототаева, что в облике потока № 199 чётко выделялись две застывшие кинематические волны, одна из которых расположена в 2780 м от конца ледника, а другая – в 3360 м. При этом нижняя точка лед-

Рис. 5. Морфология поверхности открытой части ледника Медвежьего (№ 118) и левого притока (№ 119) в июне 2020 г.
1 – положение динамического фронта активности, ниже него язык ледника Медвежьего в стадии деградации; *2* – положение второго фронта активности; *3* – положение третьей волны активизации; *4* – нижняя часть левого притока
Fig. 5. The surface morphology of the open part of the Medvegiy Glacier (№ 118) and left tributanery (№ 119) in June 2020.
1 – position of dynamic front of activity, the lower part of glacier tongue is in the degradation stage; *2* – position of the second front of activity; *3* – position of the third wave of activation; *4* – lower part of the left tributary

ника находилось на высоте 3790 м. Деградация языка продолжалась до 1996 г., когда наступил новый цикл активизации: ледник равномерно за восемь лет продвинулся на 1560 м и остановился в 2004 г. в том месте, где конец его языка находился в 1970 г. и расположен в настоящее время. Сравнение космических снимков 1973–1976 и 2018–2020 гг. показывает, что давний морфологический облик ледника № 199 полностью соответствовал его современному виду. Между тем, по данным космической съёмки этот ледник до 2003 г. постепенно отступал, но активизировался в 2003 г. и за три года, преодолев около 400 м, упёрся в нижнюю часть потока ледника № 199. Таким образом, нижние части обеих ветвей ледника Ленина с той поры находятся в состоянии деградации и, очевидно, «накапливают силы» для новых пульсаций.

В 2020 г. на главном потоке *ледника Ленина* стала хорошо заметна волна активизации. Она возникла летом 2018 г., причём основная её причина – интенсивное поступление фирна со склонов обширного цирка правой ветви № 190 к месту начала языка ледника. Это обстоятельство ставит правую ветвь ледника Ленина в число наиболее актуальных объектов изучения пульсирующих ледников Памира в ближайшие годы.

В бассейне р. Ванч находится самый известный пульсирующий ледник Памира – *Медвежий*, ставший первым в мире природным объектом, на котором отечественные гляциологи изучали природные процессы, свойственные пульсирующим ледникам, на протяжении всего цикла одной пульсации – от начала одной подвижки вплоть до следующей [8]. Этот ледник представляет собой реальную угрозу жизни людей и инфраструктуре в долине р. Ванч. Подвижки ледника Медвежий (*№ 118* в Каталоге [4]) нашли отражение в десятках научных статей и монографий, одна из последних – [9]. Пульсации ледника Медвежьего происходят весьма часто. Они отмечены в 1916, 1937, 1951, 1963, 1973, 1989, 2001 и 2011 гг. и повторяются в среднем через каждые 13–14 лет, но в двух известных случаях [8] подвижки случались через 10 лет – в области абляции ледника, где обычно появлялись первые признаки активизации: на языке ледника ниже крутого ледопада.

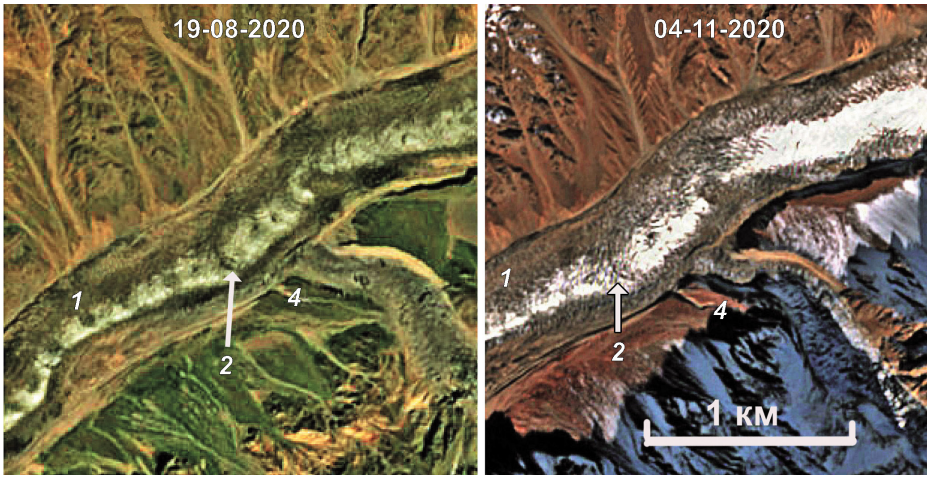


Рис. 6. Участок ледника Медвежьего в районе впадения в него левого притока 19 августа и 4 ноября 2020 г. Усл. обозначения см. рис. 5

Fig. 6. The surface morphology of the Medvegiy Glacier on 19 August and 4 November 2020. The symbols are the same as in Fig. 5

Ледник Медвежий с 1977 г. служит эталоном, на котором российские космонавты изучают основные признаки пульсирующих ледников.

В июне 2020 г. космическая съёмка зафиксировала появление на языке ледника Медвежьего двух волн активизации. На рис. 5 видно, что первая из них находилась напротив и несколько ниже небольшого притока (ледник № 119), который время от времени выдвигается к основному леднику и к 12 июня ещё не потерял с ним контакт. Вторая кинематическая волна расположена ниже ледопада и недалеко от него. На снимке прослеживается вложенный лёд вдоль левой береговой морены ледника Медвежий, маркирующий состоявшуюся в 2014–2015 гг. подвижку притока № 119. Через два месяца (рис. 6) космическая съёмка зафиксировала перемещение фронтальной кинематической волны на 60 м, а ещё спустя 76 суток – на 80 м, т.е. фронт активизации двигался со скоростью около 1 м/сут. Отметим, что в последнем временно́м интервале отмечена и подвижка притока, который упирается в главный ледник и ниже притока становится заметно шире. Выше кинематической волны увеличиваются и поперечные размеры ледника Медвежий, а поверхность ледника всё ближе подбирается к уровню береговых морен.

Учитывая изложенную информацию и динамику развития пульсационных процессов, которые не прекращались и в зимнее время, следует ожидать достижения фронтальной кинематической волной нижнего контура языка ледника Медвежьего в 2022 г. Напомним, что в прошлые подвижки ледник проходил расстояние от позиции, зафиксированной 4 ноября 2020 г., до конца своего языка за время от шести до полутора лет. Поэтому, безусловно, ледник Медвежий, должен привлечь особое внимание гляциологов в 2021 г. и в дальнейшем.

Заключение

В результате дешифрирования и анализа космических снимков Памира последних лет сделан вывод о продолжающейся в условиях происходящего изменения климата активности в этом регионе многих пульсирующих ледников. Практически все известные признаки ледниковых пульсаций, изложенные в Инструкции [1], проявились в горах Памира в 2020 г. В этом году отмечена активизация, а в ряде случаев подвижки 11 ледников в бассейнах рек Сурхоб, Муксу, Сельдара, Кузылсу и Ванч. Подобная динамическая нестабильность ледников характерна и для предыдущих четырёх лет.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Госзадания АААА-А19-11902290168-8.

Acknowledgments. The work was carried out within the framework of the State Task AAAA-A19-11902290168-8.

Литература

1. *Долгушин Л.Д., Десинов Л.В., Котляков В.М., Рототаев К.П., Цветков Д.Г.* Инструкция по составлению каталога пульсирующих ледников СССР // МГИ. 1982. Вып. 44. С. 208–234.
2. *Десинов Л.В., Рототаев К.П.* Карта «Пульсирующие ледники Памира» // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 1 / Отв. ред. В.М. Котляков. М.: Российская академия наук, 1997. С. 147.
3. *Котляков В.М., Десинов Л.В., Десинов С.Л., Рудаков В.А.* Подвижки ледников Памира в первые 20 лет XXI века // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 405. № 1. С. 64–68.
4. Каталог ледников СССР. Л., Гидрометеоиздат, 1968–1978. Т. 14. Средняя Азия. Вып. 3. Части 7, 8, 9, 11.
5. *Котляков В.М., Осипова Г.Б, Цветков Д.Г.* Космический мониторинг пульсирующих ледников Памира // Изв. РАН. Сер. геогр. 2008. № 4. С. 74–83.
6. *Десинов Л.В., Котляков В.М., Суслов В.Ф.* Наблюдения за подвижками ледников Памира из космоса // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1978. № 1. С. 117–120.
7. *Котляков В.М., Рототаева О.В., Лебедева И.М., Бажев А.Б., Варнакова Г.М., Геткер М.И., Долгушин Л.Д., Канаев Л.А., Кеммерих А.О., Кренке А.Н., Муравская Р.В., Сезин В.М., Супруненко Ю.П., Суслов В.Ф., Тукеев О.В.* Оледенение Памиро-Алая. М.: Наука, 1993. 256 с.
8. *Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б.* Пульсирующие ледники. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 192 с.
9. *Десинов Л.В., Котляков В.М., Осипова Г.Б., Цветков Д.Г.* Снова дал знать о себе ледник Медвежий // МГИ. 2001. Вып. 91. С. 249–253.

References

1. *Dolgushin L.D., Desinov L.V., Kotlyakov V.M., Rototaev K.P., Tsvetkov D.G.* Instruction for compilation of the USSR surging glacier inventory. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 1982, 44: 208–234. [In Russian].
2. *Desinov L.V., Rototaev K.P.* The map «Surging glaciers in the Pamirs». *Atlas snezhno-ledovyh resursov mira. T. 1.* World Atlas of Snow and Ice Resources. V. 1. Ed. V.M. Kotlyakov. Moscow: Russian Academy of Sciences, 1997: 147. [In Russian].
3. *Desinov L.V., Desinov L.V., Desinov S.L., Rudakov V.A.* Surges of glaciers in the Pamirs at the first 20 years of XXI century. *Doklady Academii Nauk. Nauki o Zemle.* Reports of the Academy of Sciences. Earth' Sciences. 2020, 405 (1): 64–68. [In Russian].
4. *Katalog lednikov SSSR.* USSR Glacier Inventory. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1968–1978. V. 14. Is. 3. Parts 7, 8, 9, 11. [In Russian].
5. *Kotlyakov V.M., Osipova G.B., Tsvetkov D.G.* Space monitoring of surging glaciers in the Pamirs. *Izvestiya RAN. Seriya geograficheskaya.* Proc. of the Russian Academy of Sciences. Geogr. Series. 2008, 4: 74–83. [In Russian].
6. *Desinov L.V., Kotlyakov V.M., Suslov V.F.* Observations of glacier surges in the Pamirs from space. *Izvestiya AN SSSR. Seriya geograficheskaya.* Izvestiya AN SSSR. Geogr. Series. 1978, 1: 117–120. [In Russian].
7. *Kotlyakov V.M., Rototaeva O.V., Lebedeva I.M., Bazhev A.B., Varnakova G.M., Getker M.I., Dolgushin L.D., Kanaev L.A., Kemmerich A.O., Krenke A.N., Muravskaya R.V., Sezin V.M., Suprunenko Yu.P., Suslov V.F., Tukeev O.V. Oledenenie Pamiro-Alaya.* Glaciation of the Pamirs-Alay. Moscow: Nauka, 1993: 256 p. [In Russian].
8. *Dolgushin L.D., Osipova G.B. Pul'siruyushchie ledniki.* Surging glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 192 p. [In Russian].
9. *Desinov L.V., Kotlyakov V.M., Osipova G.B., Tsvetkov D.G.* Again Medvezhiy Glacier gave some signs. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy.* Data of Glaciological Studies. 2001, 91: 249–253. [In Russian].

Подписано в печать 10.08.2021 г. Дата выхода в свет 23.09.2021 г. Формат 60 × 88 1/8. Цифровая печать.
Усл.печ.л. 19.56. Уч.-изд.л. 20.0. Бум.л. 10.0. Тираж 77 экз. Договорная цена. Заказ 4471.

Свидетельство о регистрации средства массовой информации ПИ № ФС 77-76744 от 24 сентября 2019 г.,
выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи, информационных технологий и массовых коммуникаций (Роскомнадзор).

Учредители: Российская академия наук, Институт географии Российской академии наук, Русское географическое общество.

Оригинал-макет подготовлен в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Институт географии Российской академии наук.
Издатель: Российская академия наук, 119991 Москва, Ленинский просп., 14.
Исполнитель по госконтракту № 4У-ЭА-068-20
ООО «Объединённая редакция», 109028, г. Москва, Подкопаевский пер., д. 5, каб. 6.
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); аннотация (10–15 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 бóльшего 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*

Индекс 41519

Лёд и Снег Том 61 № 3, 2021 Ice and Snow

СОДЕРЖАНИЕ

ISSN 2076-6734 (Print) ISSN 2412-3765 (Online) Лёд и Снег Том 61, № 3, 2021