

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY

РУССКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО



RUSSIAN
GEOGRAPHICAL SOCIETY

Лёд и Снег

Том 62, № 3, 2022

Ice and Snow

Contents

Glaciers and Ice Sheets

- B.R. Mavlyudov.* Summer mass balance of the Bellingshausen Dome on King George Island, Antarctica . . . 325

Snow Cover and Avalanches

- N.I. Bykov, D.V. Chernykh, D.K. Pershin, R. Yu. Biryukov, L.F. Lubenets, D.V. Zolotov.* Spatial and temporal variability of snow cover in the southern forest-steppe of the Upper Ob River 343
- L.Kh. Ingel, A.A. Makosko.* Estimation of the intensity of the horizontal transfer of snow masses in the area of gravity anomaly 360

Ground Ice and Icings

- A.I. Smirnov, Yu.V. Sokolov.* Distribution of karst caves with perennial ice in the Southern Urals and in the Cis-Urals 363

Sea, River and Lake Ice

- S.D. Grigorieva, M.R. Kuznetsova, M.V. Shitov, G.V. Priakhina, M.P. Kashkevich.* Anomalous bottom topography of a small lake in the Larsemann Hills Oasis (East Antarctica) 377

Palaeoglaciology

- A.N. Nazarov, O.N. Solomina, V.S. Myglan.* Absolute and relative age of the Aktru stage moraines and glacier history of the Central Altai based on lichenometry and dendrochronology 387
- N.A. Budantseva, Yu.K. Vasil'chuk.* Reconstruction of mean January air temperature of Holocene in the lower Kolyma River region. 410

Applied Problems

- A.A. Sukhanova, V.V. Kharitonov, S.V. Popov, M.P. Kashkevich.* The application of the GPR-method for safety of logistics operations near the Russkaya station in West Antarctica 427
- V.A. Rasputina, G.V. Pryakhina, D.A. Ganyushkin, D.V. Bantsev, N.A. Paniutin.* The water level regime of periglacial lakes during the growth stage (the lakes of the Tavan-Bogdo-Ola mountain massif, South-Eastern Altai) 441

Reviews and News

- D.D. Bokuchava, V.A. Semenov.* The role of natural fluctuations and factors of external forcing in the Early 20th Century Warming in Northern Hemisphere 455
- V.M. Kotlyakov.* On the 25th anniversary of the publication of the World Atlas of Snow and Ice Resources 475

Содержание

Ледники и ледниковые покровы

- Б.Р. Мавлюдов.* Летний баланс массы ледникового купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж, Антарктика 325

Снежный покров и снежные лавины

- Н.И. Быков, Д.В. Черных, Д.К. Першин, Р.Ю. Бирюков, Л.Ф. Лубенец, Д.В. Золотов.* Пространственная и временная изменчивость снежного покрова в южной лесостепи Верхней Оби 343
- Л.Х. Ингель, А.А. Макоско.* К оценке интенсивности горизонтального переноса снежных масс в области аномалии силы тяжести. 360

Подземные льды и наледи

- А.И. Смирнов, Ю.В. Соколов.* Распространение пещер с многолетним льдом на Южном Урале и в Предуралье 363

Морские, речные и озёрные льды

- С.Д. Григорьева, М.Р. Кузнецова, М.В. Шитов, Г.В. Пряхина, М.П. Кашкевич.* Аномальный рельеф дна малого озера в оазисе Ларсерманн (Восточная Антарктида) 377

Палеогляциология

- А.Н. Назаров, О.Н. Соломина, В.С. Мыглан.* Абсолютный и относительный возраст морен стадий Актру и история ледников Центрального Алтая по данным лихенометрии и дендрохронологии 387
- Н.А. Буданцева, Ю.К. Васильчук.* Реконструкция среднеянварской температуры воздуха в голоцене в низовьях реки Колымы 410

Прикладные проблемы

- А.А. Суханова, В.В. Харитонов, С.В. Попов, М.П. Кашкевич.* Применение метода георадиолокации для обеспечения безопасности логистических операций в районе станции Русская в Западной Антарктиде 427
- В.А. Распутина, Г.В. Пряхина, Д.А. Ганюшкин, Д.В. Банцев, Н.А. Панютин.* Особенности уровневого режима приледниковых моренно-подпрудных озёр в стадии роста (на примере озёр горного массива Таван-Богдо-Ола, Юго-Восточный Алтай) 441

Обзоры и хроника

- Д.Д. Бокучава, В.А. Семенов.* Роль естественных колебаний и факторов внешнего воздействия на климат в потеплении середины XX века в Северном полушарии 455
- В.М. Котляков.* К 25-летию выхода в свет Атласа снежно-ледовых ресурсов мира 475

Ледник в подарок

В этом очерке я хочу вспомнить далёкие 1960–70-е годы, когда происходил бурный рост советской гляциологии и эта наука завоевывала своё место в системе естественных наук нашей страны. В 1955 г. увидела свет монография Петра Александровича Шумского «Основы структурного ледоведения», а в 1963 г. была опубликована вторая монография Станислава Викентьевича Калесника «Очерки гляциологии» (первая книга С.В. Калесника учебник «Общая гляциология» увидела свет в 1939 г.). Но если книга С.В. Калесника представляла собой прекрасную сводку наших знаний того времени о ледниках, то книга П.А. Шумского открывала новое направление гляциологической науки, дотоле не развитое ни в одной из так называемых «гляциологических» стран, к которым не без основания причисляли себя Великобритания, Швейцария, Австрия, Франция, США и СССР. Книга Шумского произвела большое впечатление на гляциологический мир и практически сразу была переведена на английский и французский языки, правда, денег на её издание ни в одной из стран так и не нашли. Но книгу прочли и имя П.А. Шумского стало известно во всём гляциологическом мире, что привело к его заочному избранию Президентом Международной комиссии снега и льда в 1960–1962 годах.

Активное участие советских учёных в работах по программе Международного геофизического года и Года международного сотрудничества (1957–1959 гг.) способствовало росту авторитета советской гляциологии, и

в 1965 г. вице-президентом Международной комиссии снега и льда был избран Г.А. Авсюк, находившийся в составе бюро этой Комиссии до 1971 г. В эти годы Международный геодезический и геофизический союз (МГГС), в состав которого входила Комиссия снега и льда, принял решение провести очередную Генеральную ассамблею в Москве в 1971 г. Организация работ по участию гляциологии в этой ассамблее выпала на мою долю, и я потратил несколько месяцев на подготовку пятидневного гляциологического симпозиума в рамках этой ассамблеи, а также десятидневной научной экскурсии для участников ассамблеи на Кавказ.

Как раз в эти годы, предшествовавшие московской ассамблее МГГС, мы проводили интереснейшие и очень непростые работы на ледниках Памира, связанные с составлением Каталога ледников. Впервые в мире были совершены посадки вертолёт в областях питания ледников на высотах до 4600 м над ур. моря, где за светлое время дня мы успевали провести снегосъёмки и исследования в снежном шурфе глубиной около 2 м. С тех пор подобных работ так никто и не смог организовать. Результаты этих исследований с интересом выслушали участники Гляциологического симпозиума в Москве на ассамблее МГГС. Большим откровением для слушателей стали неожиданно значительные величины годовой аккумуляции в областях питания внутриконтинентальных высокогорных ледников – до 2500 г/см² в год.

Чрезвычайно важным оказался организованный мною «круглый стол» с участием ведущих гляциологов-теоретиков из пяти стран: англичанина Джона Ная, француза Луи Ллибутри, американца Йонни Вертмана, австралийца Уильяма Бадда и Петра Александровича Шумского. Более двух часов в большой аудитории МГУ имени М.В. Ломоносова около ста гляциологов из многих стран слушали интереснейшую и весьма острую дискуссию этих блистательных учёных. Для меня это был урок, запомнившийся на всю жизнь. На следующий вечер я пригласил к себе в гости на торжественный приём около 15 участников нашего гляциологического симпозиума – это были шведы, норвежцы, французы, австрийцы, швейцарцы и американцы. «Главный» американец, совсем недавно президент Комиссии снега и льда МГГС Марк Майер, в дальнейшем мой большой друг, приехал с подарком – огромной чёрно-белой фотографией размером 1 × 1 м одного из крупнейших ледников Аляски – ледника Колумбия (рис. 1). Эта историческая фотография до сих пор висит в моём доме и ярко демонстрирует, как быстро в наше время изменяется окружающая среда. Впрочем, уже в те, 1970-е годы, было предсказано поведение ледника Колумбия, случившееся в дальнейшем на глазах исследователей.

Это – один из крупнейших ледников Аляски. Долгие годы он оставался стабильным и был в том положении, в котором мы видим его на этом снимке, потому что его язык лежал в заливе на морской банке, образованной древней мореной. Но уже в те годы началось медленное отступление ледника, которое неизбежно должно было изменить его судьбу, как только ледник окажется над глубинами морского залива. Американские гляциологи подсчитали, что, как только начнётся разрушаться конец ледника, он быстро отступит и его фронт окажется в 42 км по основной линии тока, считая сверху от ледораздела (Meier and others, 1985). Сейчас ледник сократился примерно на 20 км в длину (потеряв около 100 км² площади) и, по-видимому, его фронт более или менее стабилизировался в этой новой позиции. Теперь залив в значительной степени свободен от огромного ледникового языка (рис. 2), который мы видели на предыдущем снимке. Грустная история.

В 1979 г. мне удалось нанести ответный визит, когда вместе с учёным секретарём редколлегии Атласа снежно-ледовых ресурсов мира Н.Н. Дрейер мы были приглашены в дом Марка Майера в Такоме. Эту маленькую историю я рассказываю здесь, чтобы показать, как изменчивы время и люди в уверенности, что всё происходящее в мире не может поколебать человеческого прогресса и добрых отношений между странами и народами.

Литература

Meier M., Rasmussen L., Krimmel R., Oslen R., Frank D. Photogrammetric Determination of Surface Altitude, Terminus Position, and Ice Velocity of Columbia Glacier, Alaska, US Geol. Surv. Prof. Pap. 1258-F. 1985: 40 p. <https://dggs.alaska.gov/webpubs/usgs/p/text/p1258f.pdf>.

В.М. Котляков

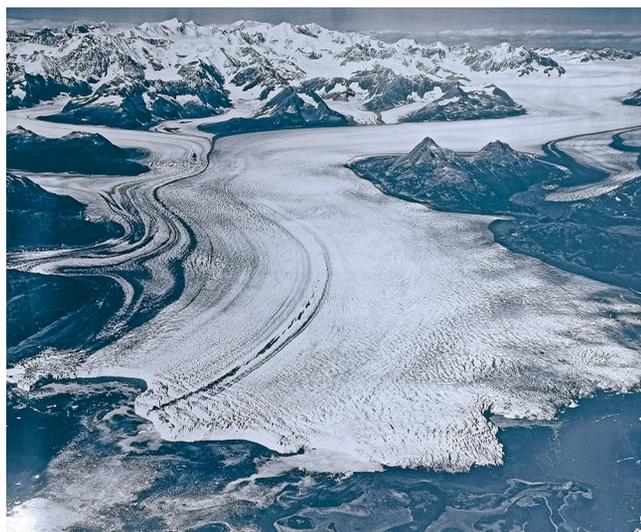


Рис. 1. Ледник Колумбия в 1970 г.



Рис. 2. Ледник Колумбия в 2016 г.
https://www.flickr.com/photos/banco_imagenes_geologicas/30517614204

Ледники и ледниковые покровы

УДК 551.324.4

DOI: 0.31857/S2076673422030135, EDN: EPRTSB

Летний баланс массы ледникового купола Беллинсгаузен на острове Кинг-Джордж, Антарктика

© 2022 г. Б.Р. Мавлюдов

Институт географии РАН, Москва, Россия
mavlyudov@igras.ru

Summer mass balance of the Bellingshausen Dome on King George Island, Antarctica B.R. Mavlyudov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
mavlyudov@igras.ru

Received April 18, 2020 / Revised April 21, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *degree day factor, snow and ice melting, summer mass balance.*

Summary

For the first time the summer mass balance of the Bellingshausen Ice Cap, the King George Island (Waterloo) in Antarctica, was estimated for the period of summer seasons 2007–2012 and 2014–2020. Measurements were carried out over a network of 29 ablation stakes. The contribution to the summer mass balance on the dome includes melting of snow (77%), glacial ice (15%), and superimposed ice (8%). Altitude gradients of snow and ice melting on slopes of different exposition were determined, which changed from –1.5 mm of water equivalent (w.e.) per 1 m on western slope in years with annual positive ice mass balance to –11 mm w.e. per 1 m on southern slope in years with negative ice mass balance. The summer mass balance on the cap was calculated using: 1) the average summer air temperature; 2) the sum of positive daily temperatures from data of the Bellingshausen weather station, 3) sum of average monthly air temperatures. Based on a comparison of colder (2009/10) and warmer (2019/20) years, the average melting coefficient for snow and ice for the glacier was calculated to be 9.5 mm/°C per day (Day Degree Factor – DDF). The high value of the DDF is probably due to intensive summer condensation during periods of frequent foggy weather on King George Island. A good correlation was found between the summer mass balance on the cap and the average summer air temperature at the Bellingshausen weather station for December–March ($R^2 = 0.9$). This shows that the air temperature is the decisive factor of the change in the summer mass balance. Using this correlation, the dynamics of the summer mass balance on the cap was restored for the observation period (1969–2020), which approximately corresponds to the trends in the annual mass balance on the cap. According to observations, it was found that positive deviation of the average summer air temperature by 0.5 °C from its climatic average value (~1 °C) increases the summer mass balance by 56%, while its negative deviation by 0.5 °C decreases the summer mass balance by 36%. This demonstrates a very high sensitivity of the summer mass balance on the glacier cap to climate changes.

Citation: Mavlyudov B.R. Summer mass balance of the Bellingshausen Dome on King George Island, Antarctica. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (3): 325–342. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030135, edn: eprtsb.

Поступила 18 апреля 2020 г. / После доработки 21 апреля 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *летний баланс массы, таяние снега и льда, температурный коэффициент таяния.*

По данным полевых наблюдений на куполе Беллинсгаузен (Антарктика) в сезоны абляции 2007–2020 гг. даны оценки общего суммарного таяния, изменения таяния с высотой, определены также доля таяния снега, наложенного и ледникового льда, изменение плотности снега в течение периода абляции, вертикальные градиенты таяния снега и льда на склонах разной экспозиции и температурный коэффициент таяния. На основании полученных данных восстановлен летний баланс массы льда на куполе на период с 1968 по 2020 г. и прогноз изменения летнего баланса при изменении климата.

Принятые в статье сокращения

ВГТ – вертикальный градиент таяния

ВТГ – средний вертикальный температурный градиент

ЛБМ – летний баланс массы

ТКТ – температурный коэффициент таяния

Введение

Ледники Антарктического полуострова чутко реагируют на изменения климата в регионе. Если до конца XX в. здесь было отмечено значительное потепление климата, которое сопровождалось сокращением ледников, то в начале XXI в. для региона характерно небольшое понижение температуры воздуха, которое привело к изменению знака баланса массы некоторых ледников на протяжении ряда лет (Oliva et al., 2017).

Один из интересных объектов для изучения влияния изменения климата на ледники района Антарктического полуострова – остров Кинг-Джордж (Ватерлоо), который на 95% покрыт ледниковыми шапками (рис. 1, а). Понять, как ледники острова реагируют на изменения климата, помогает исследование их годового баланса массы. Баланс массы на острове изучается на трёх разных участках: 1) на выводных ледниках в районе залива Адмиралти (Szilo, Bialik, 2018; Pętliski et al., 2017; Perondi, 2018; Pudełko et al., 2018; Pasik et al., 2021); 2) на выводном леднике Фургад около Аргентинской станции (Falk et al., 2018); 3) на небольшом ледниковом куполе Беллинсгаузен (неофициальное старое название купол Коллинз) (Jiahong et al., 1998; Говоруха, Симонов, 1973; Заморуев, 1972; Орлов, 1973); Orheim O., Govorukha, 1982; Braun, 2001; Мавлюдов, 2014, 2016; Rückamp et al., 2011; Rückamp, Blindow 2012). На всех выводных ледниках преобладает отрицательный годовой баланс массы. Положительный годовой баланс массы был отмечен только в 2013/14 г. (Pasik et al., 2021). На ледниковом куполе Беллинсгаузен (см. рис. 1, б) положительный годовой баланс массы зафиксирован в течение нескольких лет (Мавлюдов, 2016). Различия в годовом балансе массы в разных частях острова, видимо, связаны с ориентацией склонов ледников по отношению к господствующим ветрам. Если ледник Фургад ориентирован на юг, то исследованные ледники залива Адмиралти преимущественно имеют ориентацию на восток и юго-восток, в то время

как купол Беллинсгаузен открыт ветрам всех направлений, т.е. он не зависит от местных условий, а характеризует общее состояние оледенения на острове.

Рассмотрим баланс массы ледникового купола Беллинсгаузен (см. рис. 1, б), расположенного в юго-западной части о. Кинг-Джордж (Ватерлоо), Южные Шетландские острова (см. рис. 1, а). На нём проводили летние сезонные полевые работы в течение двух периодов: с 2007/08 по 2011/12 г. и с 2014/15 по 2019/20 г. Изменение баланса массы ледникового купола в значительной степени зависит от летнего баланса массы (ЛБМ), поскольку по данным метеостанции Беллинсгаузен количество выпавших зимних атмосферных осадков с 1968 г. имеет практически нулевой тренд (Электронный ресурс). Настоящая статья посвящена оценке летнего баланса массы на ледниковом куполе, что позволит понять общее состояние годового баланса массы на нём.

Район работ

Купол Беллинсгаузен представляет собой небольшую юго-западную часть системы взаимосвязанных ледниковых куполов (см. рис. 1, б), которые занимают около 95% территории о. Кинг-Джордж (координаты аэропорта о. Кинг-Джордж: 62°11'27" ю.ш., 58°59'03" з.д.). Площадь купола Беллинсгаузен составляет около 8,9 км², высота – от 0 до 250 м, размеры – 3 × 4,5 км. По всему периметру купол заканчивается на суше на высотах от 0 до 50 м над ур. моря. Климат на острове – морской, с прохладным летом (с 1968 по 2020 г. средняя многолетняя температура в декабре–марте составляла 0,94 °С) и не очень холодной зимой (средняя температура в апреле–ноябре –3,89 °С). Количество осадков в декабре–марте – 241,4 мм, в апреле–ноябре – 457,1 мм, преобладающие ветра летом с С-СЗ, зимой – с ЮВ.

Первые исследования ледникового купола выполнены в 1968–1970 гг. (Говоруха, Симонов,

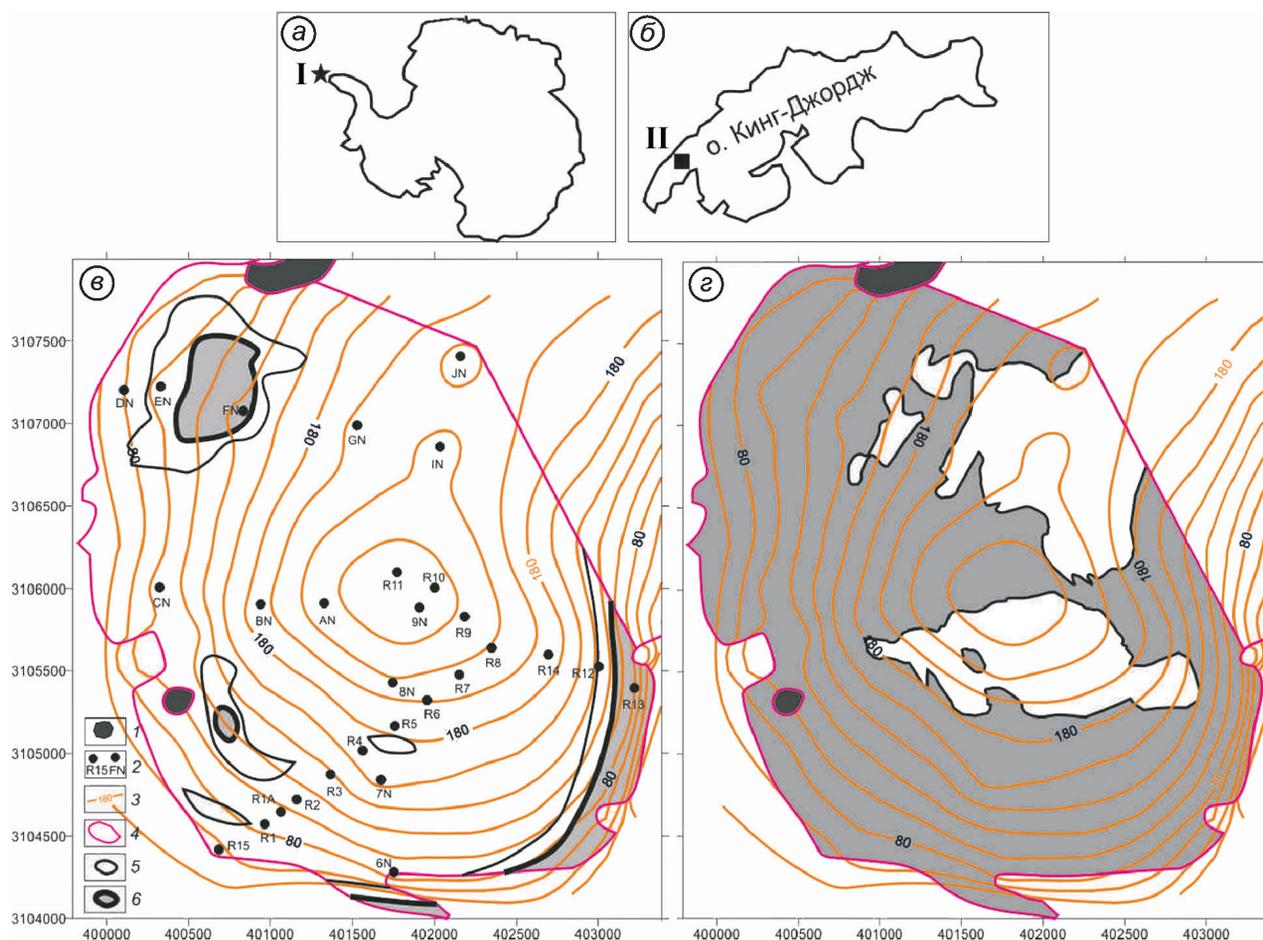


Рис. 1. Положение острова Кинг-Джордж (I) около Антарктического полуострова на карте Антарктиды (а) и ледникового купола Беллинсгаузен (II) на острове Кинг-Джордж (б). Положение абляционных реек на ледниковом куполе Беллинсгаузен, снеговая линия и высота границы питания на ледниковом куполе Беллинсгаузен в марте 2009/10 г. (е); фирновая линия и поле распространения фирна в марте 2019/20 г. (з).

1 – нунатаки; 2 – номера реек; 3 – горизонталы поверхности рельефа с высотой над уровнем моря; 4 – граница купола; 5 – снеговая линия (е) и фирновая линия (з); 6 – высота границы питания, оконтуривающая область абляции (е). Серый цвет – ледниковый лёд; белый цвет – снег и фирн. Система координат UTM (21 зона)

Fig. 1 Position of King George (Waterloo) Island (I) on Antarctic map (a) and of the Bellingshausen Ice Dome (II) on King George Island (b). Position of ablation stakes on Bellingshausen Ice Dome, snow line and equilibrium line altitude (ELA) on Bellingshausen Ice Dome at March 2009/10 (e); firn line and firn area distribution at March 2019/20 (z).

1 – nunataks; 2 – numbers of stakes; 3 – contour lines of relief surface; 4 – boundary of Ice Dome; 5 – snow line (e) and firn (z); 6 – ELA delineating ablation area (e). Grey color is glacier ice, white color – snow and firn. Coordinate system is UTM, 21 zone

1973; Заморуев, 1972; Орлов, 1973). Гляциологические исследования на куполе проведены также Б.И. Втюриным летом 1979/80 г. (Втюрин, 1980). Таяние снега и льда на куполе Беллинсгаузен исследовали китайские (в 1985–1992 гг.) (Jiahong et al., 1998) и немецкие (в 1997/98 и 1999/2000 г.) учёные (Braun, 2001). До настоящего времени из-за эпизодичности и кратковременности проведённых исследований общих закономерностей таяния снега и льда на куполе Беллинсгаузен установлено не было. Наши исследования на ку-

поле охватывают 11 летних сезонов: с 2007/08 по 2011/12 г. и с 2014/15 по 2019/20 г.; частично они были опубликованы (Мавлюдов, 2014, 2016). С ноября 2007 г. на ледниковом куполе Беллинсгаузен действует речная измерительная сеть из 29 реек, по которой проводились регулярные наблюдения. Сеть характеризует накопление и таяние снега и льда на всех склонах ледникового купола (см. рис. 1, е). Оказалось, что соотношение площадей в разных высотных зонах купола почти равномерно (рис. 2).

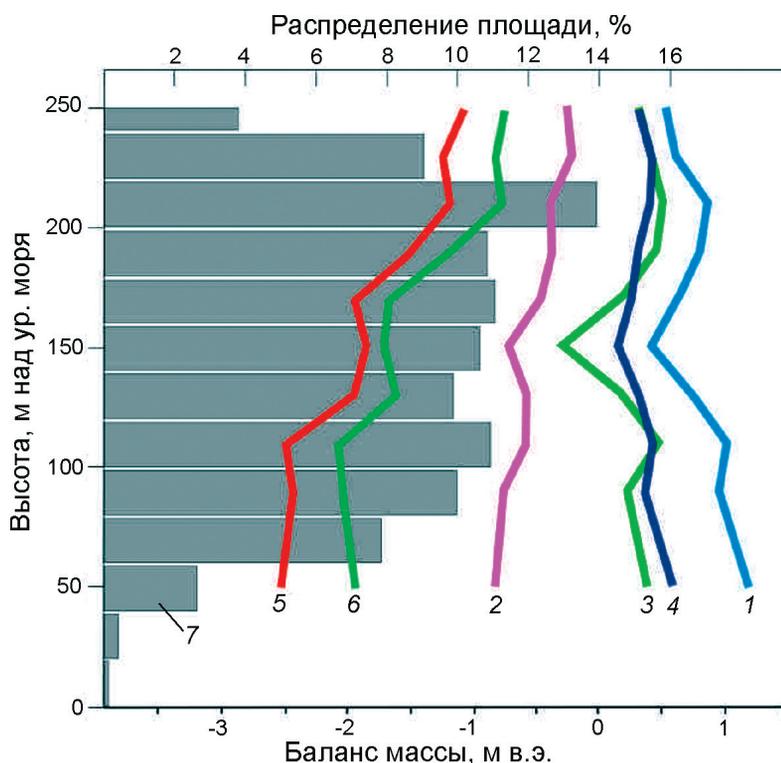


Рис. 2. Изменение баланса массы (м в.э.) на ледниковом куполе Беллинсгаузен с высотой, осреднение по 20-метровым высотным зонам.

1, 4 – зимний баланс массы; 2, 5 – летний баланс массы; 3, 6 – годовой баланс массы; 1–3 в 2009/10 г.; 4–6 в 2019/20 г.; 7 – распределение площадей по высотным зонам ледникового купола

Fig. 2. Changing of ice mass balance (m w.e.) with elevation on Bellingshausen Ice Dome, averaged on 20 m of elevation.

1, 4 – winter mass balance; 2, 5 – summer mass balance; 3, 6 – year mass balance; 1–3 in 2009/10; 4–6 in 2019/20; 7 – area distribution on Bellingshausen Ice Dome

Методика

Наблюдения за таянием снега и льда на куполе Беллинсгаузен проводили в летний период с 2007/08 по 2019/20 г., за исключением 2012/13 и 2013/14 гг. Данные о продолжительности периода абляции, времени наблюдений и сумме положительных температур на метеостанции Беллинсгаузен (16 м над ур. моря) приведены в табл. 1. Начало и конец сезона абляции определялись как дни, когда на метеостанции были отмечены первый и последний дни со среднесуточными положительными температурами воздуха. Были получены данные по таянию снега и льда на ледниковом куполе Беллинсгаузен за 11 полных сезонов абляции, а для сезонов 2012/13 и 2013/14 гг., когда наблюдения за таянием отсутствовали, была дана оценка летнего баланса массы по имеющимся данным за годы исследований (см. далее). Наши наблюдения показали, что продолжительность периода абляции на метеостанции Беллинсгаузен и на ледниковом куполе почти не различаются вне зависимости от высотного положения точек, что связано с обычным массивованным повышением температуры воздуха на несколько градусов в весеннее время и таким же резким понижением температуры в осеннее время.

Оценка таяния снега и льда на ледниковом куполе Беллинсгаузен проводилась по абляционным рейкам один раз в 1–2 недели в течение всего летнего сезона. Рейки, представляющие собой деревянные или бамбуковые жерди длиной от 2,3 до 3,5 м, устанавливались в лёд в скважинах глубиной 1 м на разных склонах ледникового купола. По мере вытаивания рейки перебуривались в ту же лунку. Высота рейки над поверхностью снега и льда измерялась рулеткой с точностью ± 1 см. Толщина снега у реек определялась с помощью металлического шупа. Для каждой абляционной рейки по результатам измерений подсчитывалось суммарное таяние снега, наложенного льда и ледникового льда в течение сезона абляции в водном эквиваленте (в.э.). Регулярные измерения плотности снега в течение летнего сезона проводили стандартным снегомером BC-43 в шурфах у реек R1, R4 (или R5), R8, R11 и EN (или FN) через 7–14 дней. Для измерения плотности наложенного льда использовали кольцевой бур для отбора керна и снегомер для его взвешивания. В настоящей работе наложенным льдом автор называет разновидность инфильтрационно-конгеляционного льда, который формируется в основном в начале периода абляции в основании снежной толщи на

Таблица 1. Продолжительность периода абляции, времени наблюдений и сумма средних суточных положительных температур воздуха на метеостанции Беллинсгаузен (16 м над ур. моря)*

Год	Начало сезона абляции	Конец сезона абляции	Начало наблюдений	Окончание наблюдений	<i>N</i> , дни	Число дней $T > 0$	$\Sigma T > 0$
2007/08	14.12.2007	07.04.2008	08.11.2007	09.03.2008	116	99	158,4
2008/09	18.11.2008	27.03.2009	03.11.2008	13.03.2009	130	125	217,1
2009/10	13.12.2009	15.04.2010	06.11.2009	14.04.2010	124	84	98,6
2010/11	01.11.2010	19.03.2011	05.11.2010	23.03.2011	139	111	176,6
2011/12	04.12.2011	27.03.2012	01.11.2011	14.04.2012	115	98	151,7
2012/13	26.12.2012	30.04.2013	—	—	126	95	93,2
2013/14	12.01.2014	11.03.2014			59	43	45,4
2014/15	05.12.2014	31.03.2015	25.11.2014	05.04.2015	117	86	108,9
2015/16	21.12.2015	31.03.2016	16.11.2015	03.05.2016	102	67	69,4
2016/17	21.11.2016	18.04.2017	22.11.2016	09.04.2017	149	120	202,5
2017/18	19.12.2017	21.04.2018	20.12.2017	21.04.2018	124	107	196,9
2018/19	29.11.2018	14.04.2019	29.11.2018	31.03.2019	137	92	96
2019/20	15.11.2019	18.04.2020	05.12.2019	18.04.2020	156	118	250,3
<i>Среднее</i>					121	96	143,5

**N* – продолжительность сезона абляции; $\Sigma T > 0$ – сумма средних суточных положительных температур воздуха; число дней $T > 0$ – число дней с положительной температурой воздуха в течение сезона абляции; прочерк – отсутствие наблюдений.

поверхности ледникового льда при замерзании талых вод, просачивающихся сквозь снег, за счёт запаса холода внутри льда (Cogley et al., 2011).

Число рек в разных высотных зонах ледникового купола оказалось не пропорциональным площади этих зон. Так, зона от 200 м до вершины купола занимает около 25% всей площади купола, но на ней находится 12 рек, т.е. 40% всего их числа (29), а нижняя зона от 0 до 80 м, хоть и мала (около 12% всей площади), но рек там всего две (т.е. 6% всего числа рек). Поэтому расчёты средних снегозапасов и таяния, как средних значений измерений по рейкам, несколько завышают вклад верхней области ледника и занижают вклад его нижних частей. Однако в нижних частях купола снег сходит раньше, чем в верхних, и эти различия для снегозапасов частично необходимо компенсировать. Но в любом случае, поскольку наблюдения в разные годы вели по одной методике, они оказываются сравнимы и корректно показывают общую тенденцию изменений.

Результаты наблюдений

Изучение годового баланса массы на ледниковом куполе в период с 2007 по 2020 г. показало, что в течение этого периода на фоне общего отрицательного баланса массы только в 2009/10,

2012/13–2015/16 и 2018/19 гг. здесь был отмечен положительный баланс массы. Летний баланс массы на ледниковом куполе складывается из таяния и испарения. Испарение снега на куполе не изучено. Для острова Кинг-Джордж характерен морской климат с большим количеством жидких осадков, низкой облачностью (в среднем 22 дня в каждом месяце – облачные (Говоруха, Симонов, 1973)) и частыми туманами, поэтому на ледниковом куполе преобладает конденсация влаги, а испарение снега и льда в условиях небольших положительных температур воздуха и высокой влажности пренебрежимо мало и в первом приближении может не учитываться. Таким образом, основная составляющая ЛБМ на ледниковом куполе – таяние снега и льда, которое определяется главным образом воздействием солнечной радиации и температуры воздуха.

Рассмотрим особенности таяния снега и льда на куполе. Среднее (за годы наблюдений автора) максимальное и минимальное таяние снега и льда на куполе по всем рейкам на разных склонах и высотах различается более чем в 3 раза (от 42,3 до 148,5 см в.э.). На разных склонах купола по данным полевых наблюдений для профилей по рейкам строились высотные зависимости таяния (коэффициент вероятности 0,8–0,9). По полученным уравнениям регрессии рассчитывались вертикальные градиенты таяния (ВГТ) для каж-

Таблица 2. Летний баланс массы и вертикальные градиенты таяния снега и льда на куполе Беллинсгаузен

Сезоны абляции**	$\Sigma T > 0$	bs , см в.э.***	Таяние по рейкам, см в.э.		Вертикальный градиент таяния снега и льда с высотой, мм/м, по профилям на склонах					
			min	max	запад 1 (DN/88– IN/232)*	запад 2 (CN/110– 9N/250)*	юго-запад (R15/54– R8/219)*	юг (6N/91– 9N/250)*	восток (R13/84– R11/250)1	Среднее
2007/08	158,4	–74,8	47,9	137,8	–		5,3	–		5,3
2008/09	217,1	–130,8	58,8	234,4	11,2	9,7	10,7	11	6,2	9,8
2009/10	98,6	–47	13,8	85,7	1,8	1,8	2,7	3,7	3,9	2,8
2010/11	176,6	–101,2	30,3	90,3	1,5	2	2,4	2,7	3,3	2,4
2011/12	151,7	–109,8	57,9	201,6	3,9	4,6	8,6	8,2	4,8	6,0
2014/15	108,9	–44,8	27,2	96,4	3,9	2,1	4,7	5,2	4,3	4,0
2015/16	69,4	–47,8	19,5	80	2,1	2,2	3,9	3,8	3,4	3,1
2016/17	202,5	–89,1	39,0	148	3,9	2,8	2,3	3,9	4,9	3,6
2017/18	196,9	–108,7	52,0	183,2	4,7	4,2	7,9	7,6	3,7	5,6
2018/19	96	–55,5	27,2	95,6	3,1	2,9	4,4	2,7	3,4	3,3
2019/20	250,3	–183	91,8	280,9	7,7	9,7	9,5	11,3	5,7	8,8
Среднее	156,9	–90,2	42,3	148,5	4,4	4,2	5,7	6	4,4	4,9

*DN/88–IN/232 – нижняя и верхняя рейка профиля и их абсолютная высота (см. рис. 1, в); **для лета 2007/08 г. использованы только рейки R1–R11; ***измеренный летний баланс массы с учётом высотных зон; $\Sigma T > 0$ – сумма средних суточных положительных температур воздуха; курсивом выделены годы с положительным балансом массы; прочерк – отсутствие наблюдений.

дого склона (табл. 2). Поскольку склоны купола имеют примерно одинаковую протяжённость (около 1,5 км), полученные результаты вполне сравнимы. Для каждого летнего сезона по уравнению регрессии величины таяния от абсолютной высоты, полученному для реек со всех склонов ледникового купола, рассчитывался средний для купола ВГТ. Величина вертикального градиента таяния сильно меняется от года к году и по склонам купола. Максимальное таяние снега и льда на куполе отмечено летом 2008/09 и 2019/20 гг., когда максимальные значения ВГТ были установлены почти на всех склонах, кроме восточного. Это указывает на преобладающие ветры в эти сезоны абляции с запада и северо-запада.

В годы с отрицательным балансом массы на куполе отмечены максимальные вертикальные градиенты таяния (до 11,3 мм/м), а в годы с положительным балансом массы – минимальные (до 1,8 мм/м). На куполе в годы с положительным балансом массы (2009/10, 2014/15, 2015/16, 2018/19 гг.) минимальные ВГТ были на западных склонах, а в годы с отрицательным балансом массы – на южном и восточном склонах или только на восточном. При этом средние многолетние значения ВГТ почти на всех склонах очень близки (4,2–4,4 мм в.э. на 1 м) за исключе-

нием южного и юго-западного склонов, где ВГТ достигает 6 мм в.э. на 1 м, что, вероятно, связано с наименьшей инсоляцией по сравнению с другими склонами. Для получения общей картины таяния на ледниковом куполе Беллинсгаузен было рассмотрено по отдельности таяние снежного покрова, наложенного и ледникового льда.

Таяние снежного покрова. Снежный покров в зимнее время формируется на всей поверхности ледникового купола, но его толщина неравномерна. За счёт ветрового перераспределения количество снега увеличивается в привершинной и в нижней частях купола.

В среднем по рейкам для всего купола Беллинсгаузен таяние снега изменялось от 40,3 см в.э. (2009/10 г.) до 79,7 см в.э. (2010/11 г.) или в среднем за все 11 сезонов – 56,8 см в.э. (табл. 3). Близкие к средним значениям таяния отмечались в 2007/08 и 2008/09 гг. В 2009/10, 2012/13–2015/16, 2018/19 и 2019/20 гг. (в 2019/20 г. были небольшие снегозапасы) таяние снега было ниже среднего, а в 2010/11, 2016/17 и 2017/18 гг. превышало среднее значение. Рост плотности снега в начале процесса таяния был связан с фирнизацией и уплотнением снега, ростом ледяных линз и прослоев при реализации запасов холода, накопленного в течение зимнего периода, и суточ-

Таблица 3. Составляющие таяния (в среднем по всем рейкам) на куполе Беллингаузен

Сезоны абляции*	Таяние						сумма, см в.э.
	снега		наложенно-го льда		ледниково-го льда		
	см в.э.	%	см в.э.	%	см в.э.	%	
2007/08	56,8	77,2	8,8	12	8,0	10,8	73,6
2008/09	56,2	44,6	9,3	7,4	60,4	48	125,9
2009/10	40,3	94,6	0,7	1,6	1,6	3,8	42,6
2010/11	79,7	81,5	8,9	9,1	9,2	9,4	97,8
2011/12	69,3	65,0	14,4	13,5	22,9	21,5	106,6
2014/15	47,6	98,6	0,7	1,4	0	0	48,3
2015/16	43,7	96,3	1,7	3,7	0	0	45,4
2016/17	72,8	77,9	12,8	13,7	7,9	8,4	93,5
2017/18	64	56,8	16,2	14,4	32,4	28,8	112,6
2018/19	44,7	81	4,7	8,5	5,8	10,5	55,2
2019/20	50,1	28	31,4	18,2	93,0	53,8	174,5
<i>Среднее</i>	<i>56,8</i>	<i>72,9</i>	<i>10</i>	<i>9,4</i>	<i>21,9</i>	<i>17,7</i>	<i>88,7</i>

*Курсивом выделены годы с положительным балансом массы.

ных колебаний температуры. В дальнейшем плотность снега начинала уменьшаться, что связано с формированием слоя разуплотнения на первых 40–50 см снежной толщи в результате воздействия солнечной радиации. Плотность снега в верхнем слое (в среднем из 75 измерений) на 9%

(от 1,9 до 21,6%) меньше, чем средняя по толщине плотность снега. Если снег за лето полностью не тает, то он превращается в фирн, участки которого распространены в верхней части купола.

Средние по всем рейкам значения снегозапаса на куполе Беллингаузен в течение летних сезонов для всего периода наблюдений показаны на рис. 3. Несмотря на то, что тенденции изменения снегозапаса во времени на куполе Беллингаузен во все годы одинаковые, самые резкие его изменения в течение сезона абляции происходили в 2007/08 и 2010/11 гг., а во все остальные годы наблюдений таяние снега происходило медленнее, поэтому все кривые изменения снегозапаса во времени за эти годы почти параллельны. В 2007/08 и 2008/09 гг. весь снег, накопившийся на куполе за зиму, почти полностью таял, а в дальнейшем до 2016/17 г. количество снега на куполе начало возрастать и за сезон абляции таяло только около половины среднего снегозапаса накопившегося снега. С 2017/18 г. и по настоящее время общее количество снега и фирна на куполе начинает уменьшаться, но при этом ежегодно по-прежнему тает от половины имеющегося снега или даже более, как это было летом 2019/20 г. Если подобная тенденция уменьшения количества снега и

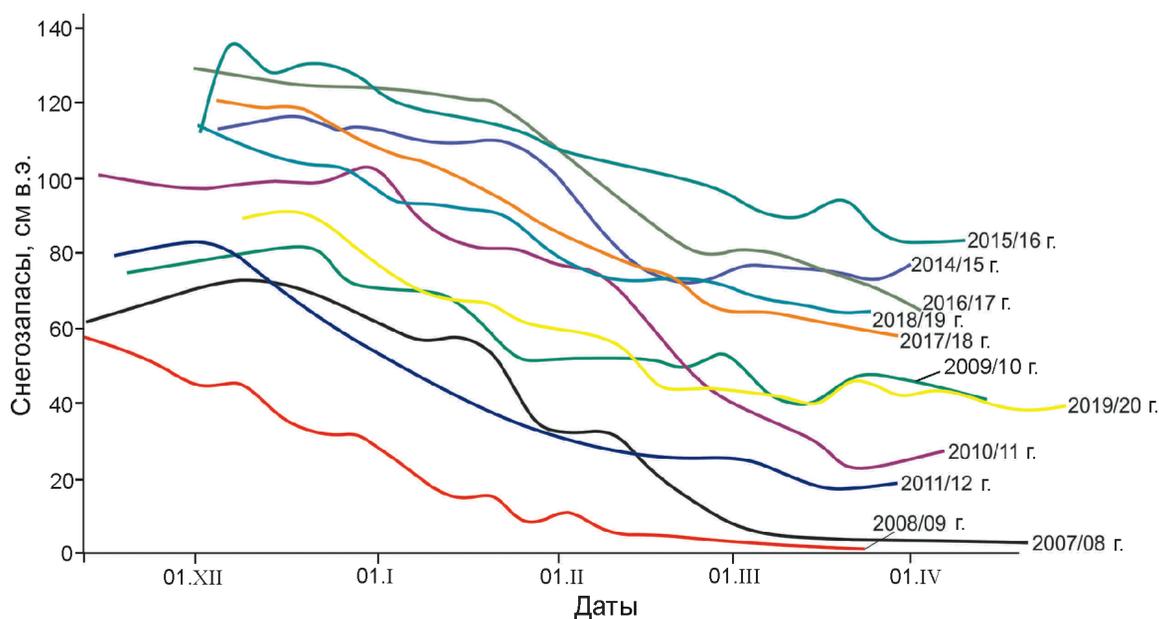


Рис. 3. Динамика снегозапасов (см в.э.), осреднённых по высотным зонам, на ледниковом куполе Беллингаузен за период наблюдений

Fig. 3. Dynamics of snow resources (cm w.e.) averaged on elevation zones on Bellingshausen Ice Dome for period of investigations

фирна на куполе будет продолжаться, то через несколько лет ситуация может вернуться к состоянию 2007/08 г., когда выпадающий за зиму снег таял на куполе полностью.

Естественное желание — сравнить результаты измерений снегозапаса на куполе с ходом осадков за холодный период на метеостанции Беллинсгаузен. Однако это сравнение не позволило выявить какую-либо зависимость, что, вероятно, связано с интенсивным ветровым перераспределением снега на ледниковом куполе. В северной и юго-восточной частях купола из-за неполного таяния снега в течение периода наблюдений происходило нарастание толщины фирна. В конце лета 2019 г. толщина фирна вместе с наложенным льдом в точке R7 достигала 7 м, а площадь его распространения составляла около 1,15 км².

Таяние наложенного льда. В отдельные годы средняя толщина наложенного льда составляла 14–16 см, что соответствовало его годовому приросту, а в другие годы превышала эту величину, так как он формировался за несколько лет. Значение плотности наложенного льда равно 0,82 г/см³ (среднее из 97 измерений в 2009 г.). Таяние наложенного льда начиналось после полного стаивания снега. На поверхности наложенного льда возникала кора таяния, напоминающая по виду фирнизированный снег. Кора таяния исчезала только после полного стаивания наложенного льда. Медленное таяние наложенного льда в течение периода абляции из-за высокого значения альбедо его коры таяния приводило к тому, что на склонах купола временами наблюдалась широкая полоса наложенного льда между ледниковым льдом и границей снега, которая могла достигать ширины 900 м. Связано это и с тем, что слой наложенного льда может быть многолетним и достигать значительной толщины. На внутренней границе зоны ледяного питания к лету 2019/20 г. уже накопилось 12 годовых слоёв наложенного льда. То, что полоса наложенного льда может иметь значительную ширину, обнаружили и другие исследователи, когда объясняли разницу в 50 м между абсолютной высотой наблюдаемой границы питания и фирновой линией, отслеженной по спутниковым данным (Braun, Rau, 2000). В конце сезона абляции 2019/20 г. в трещинах в области накопления снега была измерена толщина многолетнего наложенного льда около 3 м.

Таяние ледникового льда. Ледниковый лёд в каждой точке на куполе Беллинсгаузен начал таять после полного исчезновения снега и наложенного льда. Наложённый лёд отличается от ледникового мелкозернистой структурой и чистотой, в то время как на поверхности ледникового льда присутствуют хорошо видимые частички вулканического пепла. Когда слой наложенного льда утончается примерно до 4–5 см, солнечная радиация начинает проникать сквозь его толщу, прогревая подстилающий слой ледникового льда. Наибольшее прогревание получают частицы вулканического пепла, слои которого многочисленны в ледниковой толще. В результате в верхнем слое ледникового льда под наложенным льдом образуется кора таяния, которая оказывается пронизанной многочисленными вертикальными канальцами. После таяния наложенного льда такая кора таяния на льду быстро разрушается, что способствует выравниванию ледяной поверхности.

Если в 2007–2009 гг. ледниковый лёд таял практически на всей поверхности ледникового купола, то в последующем он таял главным образом по его периферии. В период с положительным балансом массы в 2012–2016 гг. ледниковый лёд практически не обнажался и не таял. Наибольшее таяние ледникового льда отмечалось в северо-западной части ледникового купола (на выровненном участке между рейками EN и FN) и в его юго-западной части (в районе рейки R4). В среднем по рейкам на куполе Беллинсгаузен растаяло ледникового льда (в в.э.) от 0 (2012/13–2015/16 гг.) до 93 см (2019/20 г.) или в среднем за 13 сезонов абляции — 18,4 см. Чтобы более полно охарактеризовать общие особенности таяния снега, фирна и льда на ледниковом куполе, были рассмотрены два года с разным знаком баланса массы. Для года с положительным балансом массы взят летний сезон 2009/10 г., а для года с отрицательным балансом массы — летний сезон 2019/20 г.

Летний сезон 2009/10 г. Этот сезон оказался довольно холодным — со средней летней температурой 0,2 °С (при средних многолетних значениях около 0,94 °С), что было вызвано многочисленными вторжениями холодного воздуха в течение лета со стороны антарктического материка, во время которых отмечались восточные и юго-восточные ветры, отрицательные темпе-

Таблица 4. Климатические и гляциологические параметры для ледникового купола Беллингаузен в 2009/10 и 2019/20 гг.*

Параметры	2009/10 г.	2019/20 г.
Средняя температура в XII/I/II/III месяцах, °С	0,1/0,5/0,2/0,0	0,5/2,7/2,5/0,8
Средняя летняя температура за декабрь–март, °С	0,2	1,6
Продолжительность периода абляции (на уровне метеостанции/на вершине купола), дни	124/122	156/156
Сумма среднесуточных $T > 0$, °С	98,6	250,3
Число дней с $T > 0/T < 0$	84/40	118/38
Доля дней с $T < 0$ в течение сезона абляции, %	32	24
Число дней с $T > 0/T < 0$ в течение декабря–марта	71/50	96/25
Количество атмосферных осадков за декабрь–март, мм	258,9	240
Число дней с дождём/с дождём и снегом/со снегом в декабре–марте	20/3/36	38/9/12
Площадь области аккумуляции, км ²	8,07	0
Площадь области абляции, км ²	0,42	8,49
AAR	0,95	0
Средняя высота снеговой (фирновой) линии, м над ур. моря	71	218
Средняя высота границы питания, м над ур. моря	55	>250
Максимальный/минимальный снегозапас в начале сезона (с учётом площади высотных зон), см в.э.	88,6/38,3	75,7/33,1
Летний баланс массы (с учётом площади высотных зон), см в.э.	–47	–183
Зимний баланс массы (с учётом площади высотных зон), см в.э.	76,3	36,2
Годовой баланс массы (с учётом площади высотных зон), см в.э.	29,3	–146,8

*AAR – отношение области аккумуляции к общей площади купола; высотное распределение баланса массы за два года, см. рис. 2; T – температура воздуха, °С.

ратуры воздуха и летние снегопады. Несмотря на то, что период абляции продолжался на ледниковом куполе четыре месяца, из-за холодного лета в среднем растаяло количество снега и льда, эквивалентное 49,0 см в.э. (см. табл. 2), а область аккумуляции составила 95% площади ледникового купола. Снеговая линия на склонах разной экспозиции находилась на разной высоте. Снег полностью растаял только в основаниях восточной и юго-восточной частей ледникового купола, а также пятнами в юго-западной и северо-западной частях купола (см. рис. 1, в). Поскольку наложенный лёд относится к области аккумуляции, высота границы питания на восточном и юго-восточном склонах купола находилась ниже снеговой линии. Снегозапас на ледниковом куполе, рассчитанный в среднем по рейкам, в начале сезона абляции составил 88,6 см в.э., а в его конце сократился до 38,3 см в.э. При этом толщина снега в конце сезона абляции распределялась по территории ледникового купола почти равномерно. Климатические параметры и гляциологические характеристики этого сезона приведены в табл. 4.

Летний сезон 2019/20 г. Этот сезон оказался самым тёплым за период наблюдений, что было вызвано преобладанием западных и северо-западных ветров, приносящих тепло со стороны Тихого океана. Период абляции продолжался на ледниковом куполе пять месяцев, и из-за тёплого лета на куполе в среднем растаяло количество снега и льда, эквивалентное 190,6 см в.э. (см. табл. 2). Интенсивное таяние снега и льда привело к тому, что область абляции охватила 100% площади ледникового купола. Даже на участке аккумуляции последних лет (в районе рек R6–R9, N8 и N9) растаял весь снег, накопившийся за предыдущую зиму, и начал таять подстилающий его фирн. Несмотря на повсеместное интенсивное таяние, в верхней части ледникового купола сохранилась значительная по площади территория, покрытая фирном (см. рис. 1, г). Это связано с накоплением в предыдущие годы существенной толщи фирна в привершинной части ледникового купола. При этом высота фирновой линии распределялась по склонам купола очень неравномерно: выше поля фирна мог располагаться участок обнажившегося леднико-

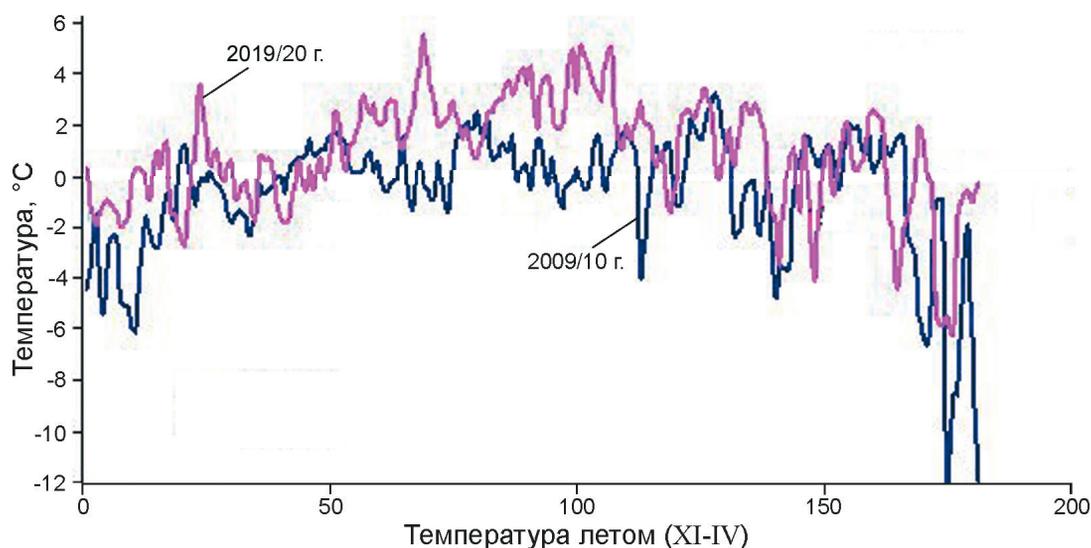


Рис. 4. Температура воздуха на метеостанции Беллинсгаузен летом 2009/10 и 2019/20 гг. с 1 ноября по 30 апреля. Данные из (Электронный ресурс)

Fig. 4. Air temperature on Bellingshausen weather station in summer 2009/10 and 2019/20 from 1st November to 30th April. Data from (Electronic resource)

вого льда, как это происходило на северо-западном склоне купола.

Сравнение таяния снежного покрова и льда в 2009/10 и 2019/20 гг. Летний сезон 2009/10 г. был существенно холоднее, чем летний сезон 2019/20 г., как по средним месячным значениям и средней летней температуре, так и по сумме положительных температур (см. табл. 4). Несмотря на то, что количество выпавших за летний сезон осадков было близким, летом 2009/10 г. преобладали дни со снегопадами, а летом 2019/20 г. — дни с дождями и моросью. Сравнение снегозапасов в начале летнего сезона показало в 2009/10 г. большее значение, чем в 2019/20 г. Осенью снегозапасы в обоих случаях оказались близкими. Если снег в конце летнего сезона 2009/10 г. покрывал почти всю территорию ледникового купола, то в конце лета 2019/20 г. фирн сохранился только в верхней части ледникового купола. Результатом такого различия в температуре и осадках в оба сезона стала разница в гляциологических показателях, рассчитанных по результатам наблюдений: площади областей аккумуляции и абляции; высоты границы питания; зимнего, летнего и годового баланса массы (см. табл. 4).

Связь таяния снега и льда с температурой воздуха. В летний сезон 2019/20 г. температура воздуха почти на протяжении всего периода была выше, чем в летний сезон 2009/10 г. (рис. 4). Раз-

ница температур между грунтом вне ледника и льдом (средний температурный скачок) для ледникового купола по результатам измерений была принята равной $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. В зависимости от направления ветра средний вертикальный температурный градиент (ВТГ) колебался в очень широких пределах: при еженедельных измерениях от $0,2$ до $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты и при средних за сезон — около $-0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты. При смене направления ветров с юго-восточного на западный румб ВТГ ослабевает. Однако сравнение таяния, рассчитанного по температурному скачку и ВТГ, с реальным таянием по рейкам показало, что наиболее корректно отражающим особенности таяния снега и льда на склонах ледникового купола оказался средний ВТГ, равный $-0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 100 м высоты. К аналогичным значениям ВТГ для расчётов таяния на ледниковом куполе пришли также немецкие учёные, проводившие исследования в конце XX в. (Braun, Носк, 2003).

По сумме суточных положительных температур ($\Sigma T > 0$), измеренных на метеостанции, температурному скачку и ВТГ можно рассчитать сумму положительных температур для каждой абляционной рейки. Зная количество растаявшего снега и льда по рейкам в течение сезона абляции, можно вычислить локальный температурный коэффициент таяния (ТКТ). При расчёте ТКТ для летних сезонов 2009/10 и 2019/20 гг. оказалось, что

он сильно меняется от рейки к рейке, а также во времени. Например, у рейки R1 для недельных интервалов наблюдений в летний сезон 2019/20 г. ТКТ льда менялся (здесь и далее в мм в.э.) от 6,5 до 24,8 мм/(°C сут.), среднее 15,5 мм/(°C сут.) в в.э. (12 измерений). Для той же рейки в летний сезон 2009/10 г. ТКТ снега колебался от 3,8 до 25,4 мм/(°C сут.), среднее 12,4 мм/(°C сут.) (11 измерений). Зависимости ТКТ от $\Sigma T > 0$ обнаружить не удалось. Средний ТКТ снега в 2009/10 г. для всех реек был равен 14,8 мм/(°C сут.); среднее из 31 измерения с колебаниями от 7,6 до 24,6 мм/(°C сут.). Повышенное значение ТКТ может быть связано с высокой влажностью воздуха и большим влиянием конденсации на таяние снега. Для 2019/20 г. был рассчитан отдельно ТКТ: а) для снега — 11,4 мм/(°C сут.), среднее из 27 значений; колебания от 6,4 до 18,7 мм/(°C сут.); б) для наложенного льда — 8,5 мм/(°C сут.), среднее из 11 значений, колебания от 6,3 до 12,8 мм/(°C сут.); в) для ледникового льда — 13,2 мм/(°C сут.), среднее из 17 значений, колебания от 7,8 до 15,9 мм/(°C сут.). Среднее значение ТКТ совместно для наложенного и ледникового льда равно 11,4 мм/(°C сут.), т.е. одинаковое со снегом. Большая величина ТКТ для снега в более холодный сезон 2009/10 г. по сравнению с более тёплым сезоном 2019/20 г. была связана как с малыми снегозапасами в 2019/20 г., так и с тем, что период

таяния снега в этот сезон пришёлся на самый холодный период — декабрь. Средний температурный коэффициент таяния для снега, полученный в 2009/10 и 2019/20 гг., составлял 13,1 мм/(°C сут.).

Сравним среднее таяние снега и льда, осреднённое по площади купола, со средним значением $\Sigma T > 0$ для средней высоты ледникового купола, рассчитанным с учётом высотных зон и равным 154 м над ур. моря. Для расчётов применялся вертикальный температурный градиент, равный $-0,25$ °C на 100 м высоты, так как при использовании больших градиентов для некоторых летних сезонов для периода наблюдений в верхней части купола были получены отрицательные значения таяния, чего в действительности не происходило. Для 2009/10 г. ТКТ был равен 9,5 мм/(°C сут.), ТКТ общего таяния снега, наложенного и ледникового льда в 2019/20 г. — 10,3 мм/(°C сут.). Близость полученных значений свидетельствует о малой разнице температурного коэффициента таяния для снега и льда на ледниковом куполе. Это может быть связано как с запылённостью снега, так и с продолжительными периодами облачной и туманной погоды.

По значениям $\Sigma T > 0$ на метеостанции, приведённой к средней высоте ледникового купола, был рассчитан летний баланс массы на куполе на весь период полевых наблюдений при разных ТКТ (рис. 5). Для построения графика

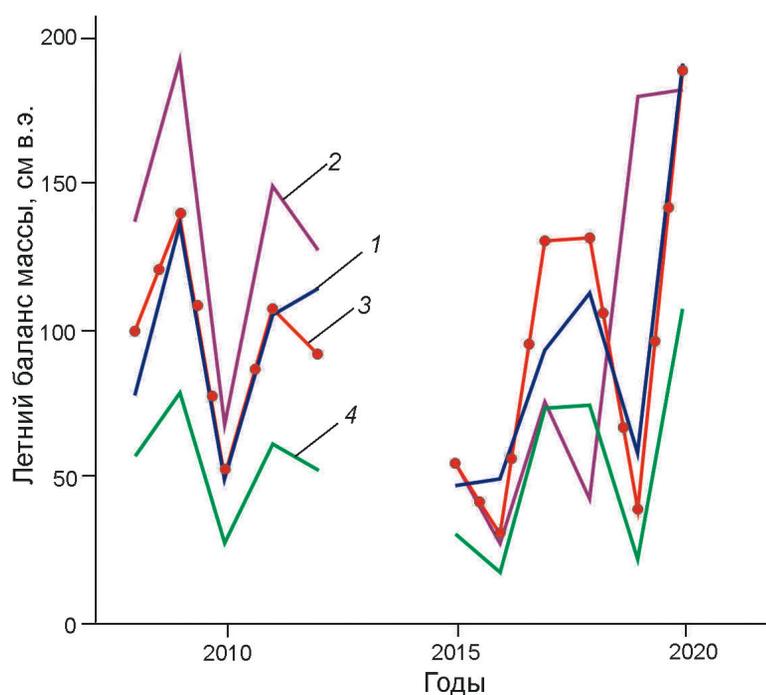


Рис. 5. Измеренные и расчётные значения летнего баланса массы при разных величинах температурного коэффициента таяния. 1 — измеренный летний баланс массы; летний баланс массы при температурном коэффициенте таяния, мм/(°C сут.): 2 — 13,1; 3 — 9,5; 4 — 5,4

Fig. 5. Measured and calculated summer mass balances at different degree day factor. 1 — measured summer mass balances; summer mass balances at degree day factor equal, mm/(°C day): 2 — 13,1; 3 — 9,5; 4 — 5,4

ков использованы значения ТКТ от 13,1 до 5,4 мм/(°С сут.). Степень отличия рассчитанных значений ЛБМ от натуральных наблюдений при ТКТ, равном 9,5 мм/(°С сут.), оказалась наименьшей – среднее отклонение по всем годам наблюдений составило 1,6%, в то время как для ТКТ 13,1 мм/(°С сут.) среднее отклонение составило 50%, а для ТКТ 5,4 мм/(°С сут.) – 42,4%. Вероятно, величина 9,5 мм/(°С сут.) – наиболее близка к среднему значению ТКТ для периода наблюдений на ледниковом куполе. Попытка использовать ТКТ, равный 5,4 мм/(°С сут.), вычисленный для этого региона ранее (Costi et al., 2018), не увенчалась успехом, поскольку при применении этого коэффициента происходит серьезное занижение летнего баланса массы во все годы наблюдений (см. рис. 5).

Наблюдается хорошая связь суммы средних суточных положительных температур на метеостанции Беллинсгаузен и ЛБМ ледникового купола ($R^2 = 0,82$). Для этой связи были рассчитаны значения ЛБМ для всего периода наблюдений. Для расчётов ЛБМ использованы $\Sigma T > 0$, полученные по сумме срочных наблюдений (четыре раза в сутки), а также средних суточных температур или средних месячных температур, поскольку корреляция между этими суммами очень хорошая ($R^2 = 0,97 \div 0,98$).

Летний баланс массы на период наблюдений рассчитан по ТКТ, сумме суточных положительных температур воздуха на метеостанции Беллинсгаузен, средней летней температуре воздуха за декабрь–март, сумме средних месячных положительных температур воздуха на метеостанции Беллинсгаузен. Расчётные данные для отдельных лет иногда хорошо совпадают с измеренными значениями, вне зависимости от способа расчёта, как произошло для летнего сезона 2008/09 г. Однако в большинстве случаев полного совпадения нет. Наибольшее согласие измеренных и расчётных данных приходится на первый период наблюдений (2007–2012 гг.), когда температуры воздуха, видимо, играли наибольшую роль в ЛБМ. Во втором периоде наблюдений (2014–2020 гг.) отмечается более существенная рассогласованность расчётных и измеренных данных вне зависимости от способа расчёта, что, возможно, связано с увеличившейся долей влияния других факторов на ЛБМ, которые могут быть связаны с изменением погодных условий.

Поскольку все использованные методы расчёта могут как завышать значения летнего баланса массы, так и занижать его, нет полной уверенности в том, что произойдёт при восстановлении отсутствующих данных в 2012/13 и 2013/14 гг. При этом коэффициент достоверности расчётных значений ЛБМ распределяется таким образом: для ТКТ – 0,86; для $\Sigma T > 0$ – 0,82; для средней летней температуры – 0,74. Рассчитанные значения ЛБМ по всем методам для 2012/13 г. достаточно близки, а для 2013/14 г. относительно близкие значения получены по $\Sigma T > 0$ и ТКТ. Используя осреднённые данные по $\Sigma T > 0$ и ТКТ, получаем осреднённые величины ЛБМ, равные для 2012/13 г. –43 см в.э., а для 2013/14 г. –17,5 см в.э.

Несмотря на то, что используемые методы расчёта ЛБМ по средней летней температуре и ТКТ в целом неплохо совпадают с осреднёнными по территории купола натурными измерениями, при использовании для расчёта ЛБМ по отдельным рейкам они оказались непригодными, поскольку либо занижали величину таяния в нижней части купола и завышали в его верхней части, либо занижали или завышали таяние на всех рейках. Суточные данные по температуре воздуха доступны с 2002 г., поэтому за последние 18 лет есть возможность рассчитать динамику изменения ЛБМ по сумме суточных положительных температур и по ТКТ. Для восстановления ЛБМ на ледниковом куполе для более длительного периода можно использовать средние летние температуры воздуха или суммы средних месячных положительных температур, которые доступны с начала наблюдений (с 1968 г.).

Для построения кривой изменения ЛБМ с 1969 по 2020 г. (рис. 6) используем зависимость ЛБМ на куполе Беллинсгаузен от средней летней температуры воздуха, полученную для периода наблюдений с добавлением расчётных значений для 2012/13 и 2013/14 гг.: $A = -34,955e^{0,8893T}$, см в.э. ($R^2 = 0,9$), где A – летний баланс массы на куполе; T – средняя летняя температура воздуха на метеостанции Беллинсгаузен за декабрь–март, °С. Правомочность этого определяется тем, что среднее отклонение аппроксимированных и расчётных значений летнего баланса массы по имеющемуся ряду наблюдений составляет –1,1 см в.э., среднее квадратическое отклонение оказалось равным

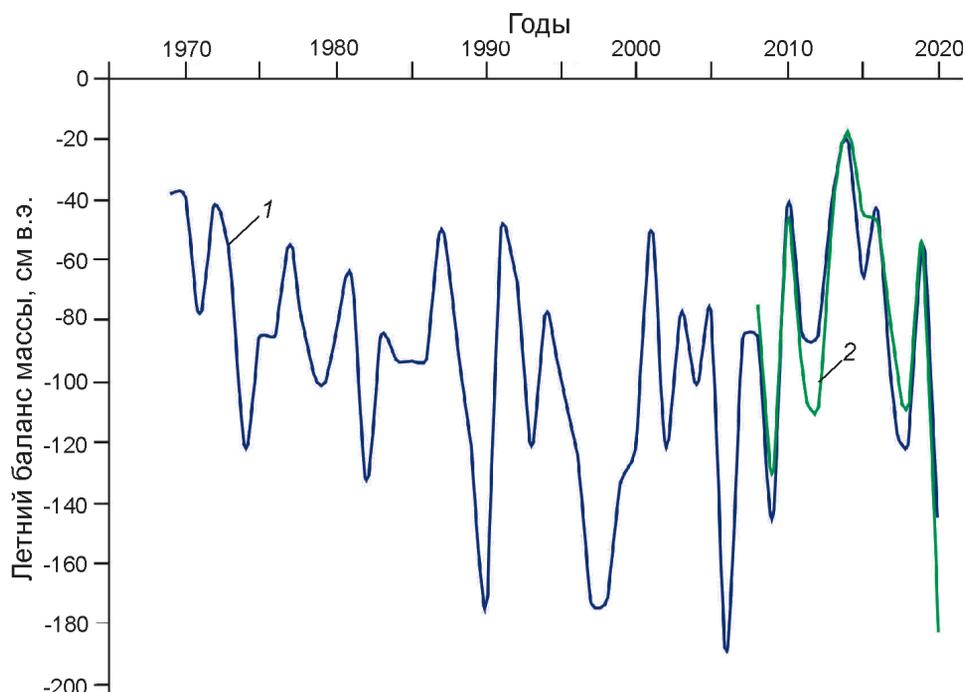


Рис. 6. Восстановленные значения летнего баланса массы на куполе Беллинсгаузен в 1969–2020 гг., см в.э. 1 – расчётный летний баланс массы; 2 – измеренный летний баланс массы

Fig. 6. The restored values of summer mass balance on Bellingshausen Ice Dome in 1969–2020, cm w.e. 1 – calculated summer mass balance; 2 – measured summer mass balance

17,7 см в.э.. Вычисление средней относительной ошибки аппроксимации дало значение около 17%, что можно считать вполне удовлетворительным для такого короткого ряда наблюдений.

На рис. 6 можно видеть, что, несмотря на существенные по амплитуде ежегодные колебания величины ЛБМ, в пределах всей кривой условно можно выделить несколько довольно устойчивых периодов. Первый период – с 1969 по 1985 г., когда ЛБМ изменялся от -40 см в.э. в год в 1969 г. до примерно -90 см в.э. в год в 1985 г.; второй период – с 1986 по 2009 г., когда ЛБМ находился на квазистационарном уровне – около -90 см в.э. в год с колебаниями от -50 до -150 см в.э. в год; третий период – начиная с 2009 г., когда ЛБМ вновь начал уменьшаться. Это показывает некоторое понижение летних температур в регионе, что наиболее чётко видно в период с 2009 по 2014 г. С 2015 до 2020 г. устанавливается тренд на увеличение абсолютной величины ЛБМ. Считая зимний баланс массы постоянным (Электронный ресурс), мы можем полагать, что изменения ЛБМ соответствуют тенденциям общих изменений годового баланса массы на ледниковом куполе.

Обсуждение

Сравним наши данные с результатами, полученными другими исследователями на разных ледниках о. Кинг-Джордж. Исследование на леднике Барановского, расположенном примерно в 40 км к востоку от купола Беллинсгаузен, показало, что в период понижения температур в летние месяцы 2012–2015 гг. наблюдается замедление темпов отступления края ледника и изменения высоты поверхности льда на леднике (Szilo, Bialik, 2018). Замедление темпов таяния в области абляции в период с 2001 по 2012 г. с $-1,5 \pm 0,5$ м/год до $-0,5 \pm 0,6$ м/год в 2012–2016 гг. было отмечено и на леднике Экологическом, расположенном в 40 км к востоку от ледникового купола Беллинсгаузен, что связывается с уменьшением летних температур в этом регионе Антарктического полуострова (Petlicki et al., 2017). Всё это полностью соответствует наблюдениям автора статьи. Наши исследования и исследования других авторов (Pudełko et al., 2018; Braun, 2001) показывают наибольшую зависимость абляции на острове от температуры воздуха.

В работе (Perondi, 2018) анализируются изменения ледников на восточной стороне ледяного поля Варшава: Экологического, Сфинкс, Барановского, Тауэр и Уинди с 1956 по 2017 г. Показано, что все ледники в течение этого периода отступают, но для периода 2000–2017 гг. на ледниках Сфинкс и Тауэр отмечено некоторое замедление скорости сокращения их размеров. Те же ледники изучали другие исследователи (Pudełko et al., 2018), и они пришли к аналогичным выводам по отступанию ледников, но отмечали, что в 2011–2018 гг. скорость отступления замедлилась — авторы связывают подобное с уменьшением в этот период годовой суммы положительных суточных температур (данные с метеостанций Беллинсгаузен, Карлини и Ферраз). Об уменьшении размеров этих ледников с 1956 по 2015 г. есть данные и в работе (Pasik et al., 2021), где отмечено понижение температур в 2012–2016 гг., что, в частности, отразилось не только в стабилизации поверхности ледников, но и в наступании языка Экологического ледника между 2013 и 2014 г. Анализ изменения баланса массы и высоты границы питания на леднике Фуркад на южном склоне ледникового поля Варшава, близ аргентинской станции Карлини с 2011 по 2015 г. (Falk et al., 2018), показал, что с 2012 по 2015 г. на леднике на фоне негативного баланса массы произошла его стабилизация на высотах до 250 м над ур. моря, — баланс ледника стал положительным на больших высотах.

Приведённые данные в той или иной степени подтверждают наши полевые наблюдения. Что касается восстановленных данных, то их верификация более трудна, так как в большинстве публикаций этого периода конкретные данные по ежегодным значениям летнего баланса массы отсутствуют. В работе (Jiahong et al., 1998) приводятся данные по годовому балансу массы ледникового купола в 1990/91 г., который был равен 16,3 см в.э. По нашим данным (см. рис. 6) в 1990/91 г. летний баланс был минимальным, что соответствует положительному годовому балансу массы. Форма кривой изменения годового баланса массы за 1971–1992 гг., приведённая в работе (Jiahong et al., 1998), в целом соответствует форме кривой на рис. 6 за тот же период, что может служить подтверждением корректности наших построений.

Сравнение данных по кумулятивному таянию снега и льда на ледниковом куполе Беллинсгаузен

в 1998–2009 гг. (Rückamp et al., 2011) и на протяжении периода наших наблюдений с 2007 по 2020 г. показывает, что на высоте около 70 м над ур. моря на куполе в первый период растаяло около 14 м в.э. снега и льда, а во второй — около 9,8 м в.э. снега и льда. Средняя скорость таяния снега и льда в первый период составила 127 см в.э. в год, а во второй — 75 см в.э. в год, т.е. уменьшилась в 1,7 раза. Основываясь на своих данных, авторы (Rückamp et al., 2011) рассчитали, что, если скорость таяния не изменится, ледниковый купол Беллинсгаузен полностью исчезнет через 285 лет. Как видно, за последний период скорости таяния существенно уменьшились даже несмотря на то, что в летний сезон 2019/20 г. таяние на этой высоте составило около 250 см в.э. Это означает, что вряд ли стоит строить прогнозы на изменение ледников на столь продолжительные периоды, поскольку изменения на ледниках могут произойти как в ту, так и в другую сторону очень быстро, что невозможно предсказать. В настоящее время можно утверждать, что ледниковый купол Беллинсгаузен находится в квазистабильном состоянии, несмотря на отдельные годы прироста и потери массы. Фактически это означает, что период стабильности с 1971 по 1992 г. (Jiahong et al., 1998) в дальнейшем сменился периодом активного таяния, завершившимся в 2008 г., за которым последовал новый период стабилизации. При этом за весь период наблюдений границы ледникового купола почти не претерпели изменения, несмотря на понижение его поверхности, особенно интенсивной на краях купола. Это связано с тем, что краевая морена с ледяным ядром, которая представляет собой часть ледникового купола и расположена по его периферии, перекрыта слоем моренного материала толщиной от 0,1 до 1 м, который существенно замедляет таяние льда в ядре морены. Толщина льда на краю купола у контакта с мореной ещё велика, поэтому понижение поверхности льда пока не сказывается на изменении площади ледникового купола. При этом в восточной части купола, где нет морены, отмечается отступление края льда со скоростью до 2 м/год.

Изучению современного и прошлого состояния ледникового купола Беллинсгаузен (старое название Коллинз) посвящено несколько современных работ (Simoes et al., 2015, Petsch et al., 2020). В работе (Simoes et al., 2015) по аэрофото-

и космическим снимкам исследуется в основном изменчивость ледникового купола Беллинсгаузен с 1983 по 2006 г. В работе (Simoes et al., 2015) показано, что площадь купола постоянно сокращается. К сожалению, пользоваться этими данными невозможно, поскольку проведённые границы изменения края ледникового купола недостоверны. Некорректно показано положение снеговой линии для 2006 г. Авторы ошибочно считают краевую морену ледникового купола конечной мореной. В работе (Petsch et al., 2020) рассмотрено возможное поэтапное изменение размеров западной части ледникового купола от современного состояния до 2030, 2050 и 2070 гг. с использованием сценария, предложенного в работе (Rückamp et al., 2011). Как отмечалось ранее, использование данного сценария может быть не вполне корректно, так как летний баланс массы сильно меняется во времени. Авторы ошибочно считают краевую морену ледникового купола конечной и по её внутренней границе проводят положение края ледника во время малого ледникового периода, хотя эта морена с ледяным ядром является составной частью ледникового купола. Кроме того, в западной части ледникового купола граница малого ледникового периода проведена произвольно (уходит далеко на запад от границы морены) как в северной, так и в южной частях, где граница пересекает морену. Некорректно проведены и границы купола в 1989 и 2018 гг.

На основании полученной связи ЛБМ и средней летней температуры за декабрь–март можно видеть, что происходит с ЛБМ на ледниковом куполе при повышении и понижении средней летней температуры воздуха. Так, при средней летней температуре около $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ её повышение на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ приводит к росту абсолютной величины ЛБМ на куполе на 56% среднего значения, а при похолодании на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ЛБМ понижается на 36%. Это – результат наших наблюдений, поскольку он охватывал разные сезоны абляции со средней летней температурой от $-0,6$ до $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Если полученная связь корректна и при более высоких температурах воздуха, то при потеплении на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ЛБМ ледникового купола изменится на 143,5%. При этом уже при средней летней температуре более $1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ледниковый купол полностью потеряет область аккумуляции, как это наблюдалось в 2019/20 г. Поэтому

повышение средней летней температуры на $0,6\text{--}0,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ в течение продолжительного периода приведёт к необратимым последствиям на всей территории ледникового купола.

Отметим, что наши оценки изменения ЛБМ отличаются от оценок других авторов. Например, для ледника Экологического на основе наблюдений в 1991/92 г. подсчитано, что повышение температуры на $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ приведёт к увеличению абляции на 15% (Bintanja, 1995). Повышение температуры воздуха на 1 и $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ должно увеличить осреднённую абляцию на о. Кинг–Джордж за шестинедельный период на 27 и 62% соответственно (Braun, 2001; Braun, Hock, 2004), что, согласно представлениям авторов, свидетельствует о высокой чувствительности к потенциальному будущему потеплению климата в этом районе. Большая разница с нашими данными, вероятно, связана как с более продолжительным периодом наших наблюдений, охватывающим весь сезон абляции в течение ряда лет, так и с высоким положением высоты границы питания в период с 2017 по 2020 г., когда она находилась вблизи или выше вершины ледникового купола, а также с тем, что высота ледникового купола Беллинсгаузен (около 250 м над ур. моря) составляет только около трети высоты ледникового купола Арктовский (около 700 м над ур. моря), на северо-западном склоне которого проводили наблюдения (Braun, 2001; Braun, Hock, 2004). Согласно нашим данным, ледниковый купол Беллинсгаузен не только стал более чувствительным к изменению климата, чем ледник Экологический, расположенный в центральной части острова, но и, вероятно, более чувствительным к изменению климата в настоящее время по сравнению с 1998–1999 гг.

Заключение

На основе обобщения данных многолетнего ряда наблюдений за таянием снега и льда на ледниковом куполе Беллинсгаузен (остров Кинг–Джордж (Ватерлоо), Южные Шетландские острова, Антарктика) дана оценка вклада в летнюю абляцию на куполе таяния снега, наложенного и ледникового льда. В тёплые сезоны доля таяния снега уменьшается, но возрастает доля таяния льда, в холодные сезоны таяние в основ-

ном ограничивается снегом. Анализ показал, что с 2009 по 2016 г. запасы снега на куполе увеличивались, а после 2016 г. начали уменьшаться, что связано не только с усилением таяния снега и льда, но и с уменьшением зимнего снегонакопления. Наименьшие высотные градиенты таяния ($-1,5 \div -2,0$ мм в.э. на 1 м) отмечались на западном склоне при положительном балансе массы льда на куполе, а наибольшие градиенты таяния (до -11 мм в.э. на 1 м) зафиксированы на южном склоне при отрицательном балансе массы льда на куполе.

Сравнение данных по таянию снега и льда на куполе и сумм положительных средних суточных температур воздуха на метеостанции Беллинсгаузен в более холодный (2009/10 г.) и более тёплый (20019/20 г.) годы позволило рассчитать средний температурный коэффициент таяния снега и льда, равный $9,5$ мм/(°C сут.), который был проверен и по другим годам. Это дало возможность оценить средний летний баланс массы на куполе на годы отсутствия наблюдений. Использование средней летней температуры воздуха позволило восстановить ряд летнего баланса массы на куполе с 1969 по 2020 г., что показало его динамику во времени. Поскольку летний баланс массы играет решающую роль в годовом балансе массы, полученная кривая в целом отражает ход годового баланса массы на куполе. При хорошей связи летнего баланса массы на куполе со средней летней температурой воздуха можно количественно оценить изменение летнего баланса массы при изменении средней летней температуры. Согласно нашим наблюдениям, по-

вышение средней летней температуры на $0,5$ °C по отношению к средней температуре за период наблюдений (около 1 °C) приводит к повышению летнего баланса массы на 56% , в то время как понижение средней летней температуры на $0,5$ °C ведёт к понижению летнего баланса массы на 36% . Согласно расчётам, повышение средней летней температуры на 1 °C может изменить летний баланс массы на ледниковом куполе примерно на $143,5\%$. Это показывает очень высокую чувствительность ледникового купола Беллинсгаузен к изменению климата.

Благодарности. Автор приносит благодарность Институту географии РАН за предоставленную возможность работы в Антарктике на острове Кинг-Джордж (Ватерлоо), которая была обеспечена Российской Антарктической экспедицией. Работа выполнена в рамках госзадания № 0148–2019–0004 (AAAA–A19–119022190172–5) «Оледенение и сопутствующие природные процессы при изменениях климата» и при частичной поддержке межрегионального проекта МАГАТЭ INT5153.

Acknowledgments. The author expresses gratitude to Institute of geography of the Russian Academy of Sciences for the given possibility of work in Antarctic on King George (Waterloo) Island which has been provided by the Russian Antarctic Expedition. Work is executed within the limits of the state task № 0148–2019–0004 (AAAA–A19–119022190172–5) «Glaciation and accompanying natural processes at climate changes» and at partial support of inter-regional project INT5153 of IAEA.

Литература

- Втюрин Б.И. Полевые гляциологические и геокриологические исследования на острове Кинг-Джордж в 25 Советской Антарктической экспедиции // МГИ. 1980. Вып. 39. С. 30.
- Говоруха Л.С., Симонов И.М. Географические исследования на острове Кинг-Джордж // Информ. бюлл. САЭ. 1973. № 85. С. 8–15.
- Заморуев В.В. Результаты гляциологических наблюдений на станции Беллинсгаузен в 1968 г. // Тр. САЭ. 1972. Т. 55. С. 135–144.
- Мавлюдов Б.Р. Баланс массы льда ледникового купола Беллинсгаузен в 2007–2012 гг. (о. Кинг-Джордж, Южные Шетландские острова, Антарктика) // Лёд и Снег. 2014. № 1 (125). С. 27–34.

References

- Vtyurin B.I. Field glaciological and geocryological investigations on King George Island in 25 Soviet Antarctic expedition. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies.* 1980, 39: 30. [In Russian].
- Govorukha L.S., Simonov I.M. Geographical investigations on King George Island. *Informatsionnyj bulletin' Sovetskoy Antarkticheskoy Expeditsii.* Inform. Bulletin of the Soviet Antarctic Expedition. 1973, 85: 8–15. [In Russian].
- Zamoriev V.V. Results of glaciological observations on Bellingshausen station. *Trudy Sovetskoy Antrkticheskoy Expeditsii.* Transactions of the Soviet Antarctic Expedition. 1972, 55: 135–144. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Ice mass balance on Bellingshausen Ice Dome in 2007–2012 (King George Island, South

- Мавлюдов Б.Р. Купол Беллинсгаузен // Вопросы географии. Сб. 142. География полярных регионов. М.: Изд. дом. «Кодекс». 2016. С. 629–648.
- Орлов А.И. Географические исследования на полуострове Файлдс // Тр. САЭ. 1973. Т. 58. С. 184–207. Электронный ресурс: www.aari.aq (дата обращения: 25.02.2022).
- Bintanja R. The local surface energy-balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modelling // Antarctic Science. 1995. V. 7 № 3. P. 315–325. doi: 10.1017/S0954102095000435.
- Braun M. Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica) — an approach from field measurements, modelling and remote sensing. Doctoral thesis at the Faculty of Earth Sciences. Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., Riedlingen/Württ. 2001. 165 p.
- Braun M., Rau F. Using a multi-year data archive of ERS SAR imagery for the monitoring of firn line positions and ablation patterns on the King George Island ice cap (Antarctica) // Proc. of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden/FRG, June 16–17, 2000. № 1. P. 281–291.
- Braun M.H., Hock R. Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica) // Global and Planetary Change. 2004. V. 42. № 1. P. 45–58. doi: 10.1016/j.gloplacha.2003.11.010.
- Cogley J.G., Hock R., Rasmussen L.A., Arendt A.A., Bauder A., Braithwaite R.J., Jansson P., Kaser G., Möller M., Nicholson L., Zemp M. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. IHP–VII Technical Documents in Hydrology, No. 86; IACS Contribution No. 2. UNESCO Working Series SC-2011/WS/4. Paris: UNESCO-IHP. 2011. 115 p.
- Costi J., Arigony-Neto J., Braun M., Mavlyudov B., Barrand N.E., Da Silva A.B., Marques W.C., Simoes J.C. Estimating surface melt and runoff on the Antarctic Peninsula using ERA–Interim reanalysis data // Antarctic Science. 2018. V. 30. № 6. P. 379–393. doi: 10.1017/S0954102018000391.
- Falk U., López D.A., Silva–Busso A. Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modelling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula // The Cryosphere. 2018. V. 12. № 4. P. 1211–1232. https://doi.org/10.5194/tc-12-1211-2018.
- Jiahong W., Jiancheng K., Jiankang H., Zichu X., Leibao L., Dali W. Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica // Annals of Glaciology. 1998. V. 27. P. 105–109. doi: 10.3189/1998AoS27-1-105-109
- Oliva M., Navarro F., Hrbáček F., Hernández A., Nývlt D., Pereira P., Ruiz-Fernández J. & Trigod R. Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere // Science of the Total Environment. 2017. V. 580. P. 210–223.
- Shetland Islands, Antarctic). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2014, 1 (125): 27–34. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Bellingshausen Ice Dome. *Voprosy geographii. 142. Geografiya Polyarnykh regionov*. Problems of Geography. 142. Geography of Polar regions. Moscow: Publ. House «Koдекс», 2016: 629–648. [In Russian].
- Orlov A.I. Geographical investigations on the Fildes Peninsular. *Trudy Sovetskoy Antrkticheskoy Expeditsii*. Transactions of the Soviet Antarctic Expedition. 1973, 58: 184–207. [In Russian].
- Electronic resource: www.aari.aq (last access: 25 February 2022). [In Russian].
- Bintanja R. The local surface energy-balance of the Ecology Glacier, King George Island, Antarctica: measurements and modeling. *Antarct. Sci.* 1995, 7 (3): 315–325. doi:10.1017/S0954102095000435.
- Braun M. Ablation on the ice cap of King George Island (Antarctica) — an approach from field measurements, modelling and remote sensing. Doctoral thesis at the Faculty of Earth Sciences, Albert–Ludwigs–Universität Freiburg i. Br., Riedlingen/Württ. 2001: 165 p.
- Braun M., Rau F. Using a multi-year data archive of ERS SAR imagery for the monitoring of firn line positions and ablation patterns on the King George Island ice cap (Antarctica). *Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow, Dresden/FRG, June 16–17. 2000, 1: 281–291.*
- Braun M.H., Hock R. Spatially distributed surface energy balance and ablation modelling on the ice cap of King George Island (Antarctica). *Global and Planetary Change*. 2004, 42 (1): 45–58. doi: 10.1016/j.gloplacha.2003.11.010.
- Cogley J.G., Hock R., Rasmussen L.A., Arendt A.A., Bauder A., Braithwaite R.J., Jansson P., Kaser G., Möller M., Nicholson L., Zemp M. Glossary of Glacier Mass Balance and Related Terms. IHP–VII Technical Documents in Hydrology, No. 86; IACS Contribution No. 2. UNESCO Working Series SC-2011/WS/4. Paris: UNESCO-IHP, 2011: 115 p.
- Costi J., Arigony-Neto J., Braun M., Mavlyudov B., Barrand N.E., Da Silva A.B., Marques W.C., Simoes J.C. Estimating surface melt and runoff on the Antarctic Peninsula using ERA–Interim reanalysis data. *Antarctic Science*. 2018, 30 (6): 379–393. doi: 10.1017/S0954102018000391.
- Falk U., López D. A., Silva-Busso A. Multi-year analysis of distributed glacier mass balance modelling and equilibrium line altitude on King George Island, Antarctic Peninsula. *The Cryosphere*. 2018, 12 (4): 1211–1232. https://doi.org/10.5194/tc-12-1211-2018.
- Jiahong W., Jiancheng K., Jiankang H., Zichu X., Leibao L., Dali W. Glaciological studies on the King George Island ice cap, South Shetland Islands, Antarctica. *Annals of Glaciology*. 1998, 27: 105–109. doi:10.3189/1998AoS27-1-105-109.

- Orheim O., Govorukha L.S. Present-day glaciation in the South Shetland Islands // *Annals of Glaciology*. 1982. V. 3. P. 233–238.
- Pasik M., Bakuła K., Różycki S., Ostrowski W., Kowalska M.E., Fijałkowska A., Rajner M., Łapiński S., Sobota I., Kejna M., Osińska-Skotak K. Glacier Geometry Changes in the Western Shore of Admiralty Bay, King George Island over the Last Decades // *Sensors*. 2021. V. 21. № 4. P. 1532. <https://doi.org/10.3390/s21041532>.
- Perondi C. Análise da evolução do ambiente proglacial das geleiras Ecology, Sphinx, Baranowski, Tower e Windy, ilha Rei George. Dissertação (Mestrado) UFRGS, Porto Alegre, 2018. 123 p. <http://hdl.handle.net/10183/180993>.
- Pełlicki M., Szilo J., MacDonell S., Vivero S., Bialik R.J. Recent Deceleration of the Ice Elevation Change of Ecology Glacier (King George Island, Antarctica) // *Remote Sens*. 2017. V. 9. № 6. P. 520. <https://doi.org/10.3390/rs9060520>.
- Petsch C., Rosa K.K.d., Vieira R., Braun M.H., Costa R.M., Simões J.C. The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century // *Investigaciones geográficas* 2020. № 103. elocation e60153. <https://doi.org/10.14350/rig.60153>.
- Pudełko R., Angiel P.J., Potocki M., Jędrejek A., Kozak M. Fluctuation of Glacial Retreat Rates in the Eastern Part of Warszawa Icefield, King George Island, Antarctica, 1979–2018 // *Remote Sensing*. 2018. V. 10. № 6. P. 892. <https://doi.org/10.3390/rs10060892>.
- Rückamp M., Blindow N. King George Island ice cap geometry updated with airborne GPR measurements // *Earth System Science Data*. 2012. V. 4. № 1. P. 23–30. <https://doi.org/10.5194/essd-4-23-2012>.
- Rückamp M., Braun M., Suckro S., Blindow N. Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade // *Global and Planetary Change*. 2011. V. 79. № 1–2. P. 99–109.
- Simoes C.L., Rosa K.K.d., Czapela F.F., Vieira R., Simoes J.C. Collins Glacier Retreat Process and Regional Climatic Variations, King George Island, Antarctica // *Geogr. Review*. 2015. V. 105. № 4. P. 462–471. <https://doi.org/10.1111/j.1931-0846.2015.12091.x>.
- Szilo J., Bialik R.J. Recessión and ice surface elevation changes of Baranowski Glacier and its impact on proglacial relief (King George Island, West Antarctica) // *Geosciences*. 2018. V. 8. № 10. P. 355. <https://doi.org/10.3390/geosciences8100355>.
- Oliva M., Navarro F., Hrbáček F., Hernández A., Nývt D., Pereira P., Ruiz-Fernández J., Trigod R. Recent regional climate cooling on the Antarctic Peninsula and associated impacts on the cryosphere. *Science of the Total Environment*. 2017, 580: 210–223.
- Orheim O., Govorukha L.S. Present-day glaciation in the South Shetland Islands. *Annals of Glaciology*. 1982, 3: 233–238.
- Pasik M., Bakuła K., Różycki S., Ostrowski W., Kowalska M.E., Fijałkowska A., Rajner M., Łapiński S., Sobota I., Kejna M., Osińska-Skotak K. Glacier Geometry Changes in the Western Shore of Admiralty Bay, King George Island over the Last Decades. *Sensors*. 2021, 21 (4): 1532. <https://doi.org/10.3390/s21041532>.
- Perondi C. Análise da evolução do ambiente proglacial das geleiras Ecology, Sphinx, Baranowski, Tower e Windy, ilha Rei George. Dissertação (Mestrado) UFRGS, Porto Alegre, 2018: 123 p. <http://hdl.handle.net/10183/180993>.
- Pełlicki M., Szilo J., MacDonell S., Vivero S., Bialik R.J. Recent Deceleration of the Ice Elevation Change of Ecology Glacier (King George Island, Antarctica). *Remote Sens*. 2017, 9 (6): 520. <https://doi.org/10.3390/rs9060520>.
- Petsch C., Rosa K.K.d., Vieira R., Braun M.H., Costa R.M., Simões J.C. The effects of climatic change on glacial, proglacial and paraglacial systems at Collins Glacier, King George Island, Antarctica, from the end of the Little Ice Age to the 21st century. *Investigaciones geográficas*. 2020, 103: elocation e60153. <https://doi.org/10.14350/rig.60153>.
- Pudełko R., Angiel P.J., Potocki M., Jędrejek A., Kozak M. Fluctuation of Glacial Retreat Rates in the Eastern Part of Warszawa Icefield, King George Island, Antarctica, 1979–2018. *Remote Sens*. 2018, 10 (6): 892. <https://doi.org/10.3390/rs10060892>.
- Rückamp M., Blindow N. King George Island ice cap geometry updated with airborne GPR measurements. *Earth Syst. Sci. Data*. 2012, 4 (1): 23–30. <https://doi.org/10.5194/essd-4-23-2012>.
- Rückamp M., Braun M., Suckro S., Blindow N. Observed glacial changes on the King George Island ice cap, Antarctica, in the last decade. *Global and Planetary Change*. 2011, 79 (1–2): 99–109.
- Simoes C.L., Rosa K.K.d., Czapela F.F., Vieira R., Simoes J.C. Collins Glacier Retreat Process and Regional Climatic Variations, King George Island, Antarctica. *Geogr Rev*. 2015, 105 (4): 462–471. <https://doi.org/10.1111/j.1931-0846.2015.12091.x>.
- Szilo J., Bialik R.J. Recessión and ice surface elevation changes of Baranowski Glacier and its impact on proglacial relief (King George Island, West Antarctica). *Geosciences*. 2018, 8 (10): 355. <https://doi.org/10.3390/geosciences8100355>.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.578.42

DOI: 0.31857/S2076673422030136, EDN: EPSZZG

Пространственная и временная изменчивость снежного покрова в южной лесостепи Верхней Оби

© 2022 г. Н.И. Быков*, Д.В. Черных, Д.К. Першин, Р.Ю. Бирюков, Л.Ф. Лубенец, Д.В. Золотов

Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул, Россия

*nikolai_bykov@mail.ru

Spatial and temporal variability of snow cover in the southern forest-steppe of the Upper Ob River

N.I. Bykov*, D.V. Chernykh, D.K. Pershin, R. Yu. Biryukov, L.F. Lubenets, D.V. Zolotov

Institute for Water and Environmental Problems, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Barnaul, Russia

*nikolai_bykov@mail.ru

Received October 7, 2021 / Revised April 27, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *Upper Ob, southern forest-steppe, setting-up dates, destruction, stable snow cover duration, thickness and water content of snow cover.*

Summary

The study area is the forest-steppe in the Upper Ob basin located on the south of the West Siberian Plain. The results of studies of the dates of setting-up and loss of a stable snow cover and its duration are presented, the thickness of snow and snow storages for the period of maximum snow accumulation are analyzed. We used observational data obtained on routes and meteorological sites in 1966–2018 together with our own snow measurements of 2011–2019. It was found that in the southern forest-steppe, the duration of the stable snow cover presence decreases mainly as a result of its earlier destruction. At the same time, on the routes in a «field» the thickness of snow and snow storage increase due to growth of winter precipitation. But no such trend is observed on the routes in a «forest» which is explained by influence of its canopy density. The snow cover here is unevenly distributed over the territory because the drifted snow transport depends mainly on features of the vegetation cover and the terrain relief. The route snow surveys performed near weather stations do not reflect the entire landscape diversity of the territory.

Citation: Bykov N.I., Chernykh D.V., Pershin D.K., Biryukov R.Yu., Lubenets L.F., Zolotov D.V. Spatial and temporal variability of snow cover in the southern forest-steppe of the Upper Ob River. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 343–359. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030136, edn: epszzg.

Поступила 7 октября 2021 г. / После доработки 27 апреля 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *Верхнеобская провинция, южная степь, даты установления, разрушения и продолжительности устойчивого снежного покрова, толщина снега и снегозапасы.*

Проанализированы особенности сезонного снегонакопления за многолетний период. Установлены тенденции изменений характеристик снежного покрова с середины 1960-х годов и его пространственное распределение в зависимости от ландшафтов в пределах южной лесостепи Верхней Оби. Использованы данные государственных гидрометеостанций и собственных снегомерных работ 2011–2019 гг.

Введение

Снежный покров — важная составная часть ландшафтов и существенный фактор их функционирования. Его пространственно-временные характеристики в значительной мере определяются воздействием разных компонентов ландшафта, что неоднократно отмечалось спе-

циалистами (Нефедьева, Яшина, 1985; Хомаков, 1975). Некоторые факторы, в частности атмосферная циркуляция, определяют дифференциацию снежного покрова на больших пространствах. Влияние других факторов, например растительного покрова, территориально ограничено (Башлаков, 1980; Галахов, 1940; Грудинин, 1981; Рутковский, 1956; Шульгин, 1972). Изуче-

ние системных связей снежного покрова способствовало формированию целого направления в науке, которое получило название ландшафтное снеговедение (Рихтер и др., 1974). Вместе с тем в практике физико-географического районирования выделяют надландшафтные иерархические единицы зонального и азонального уровня (природные зоны, районы, провинции, страны), функционирование и динамика которых имеют свою специфику (Исаченко, 1991). Снеговедческие исследования наиболее часто проводят в самых крупных из них – природных зонах (в зональном ряду единиц физико-географического районирования) (Максютова, 2012) и физико-географических странах (в азональном ряду) (Китаев и др., 2010). На более низких региональных уровнях снежный покров изучается редко. Однако подобные исследования могут иметь не только теоретическое, но и прикладное значение при территориальном планировании административных образований или проектов хозяйственной направленности в сельском хозяйстве, в гражданском строительстве, на транспорте и др. (Шульгин, 1972).

Особенности снежного покрова данной территории изучали и ранее, но оно проходило в рамках административных границ (Харламова, Казарцева, 2018) на ландшафтном уровне (Черных и др., 2019) или на уровне отдельных элементов ландшафта (Серых, 1976; Вольнов и др., 2007). Как правило, они касались только толщины снежного покрова и его водозапаса (Вольнов и др., 2007; Серых, 1976; Харламова, Казарцева, 2018; Черных и др., 2019). Исследований снежного покрова на надландшафтном уровне при одновременном учёте ландшафтной структуры для данной территории до сих пор не было.

Необходимость сочетания в изучении снежного покрова ландшафтного и регионального подхода определила задачу настоящей работы – анализ пространственных и временных характеристик снежного покрова в пределах южной лесостепи Верхней Оби. Анализ включал в себя рассмотрение тенденций изменения дат установления и разрушения устойчивого снежного покрова, его продолжительности, толщины и водозапаса снежного покрова на период максимума снегонакопления, а также изменчивость характеристик в зависимости от ландшафтных особенностей территории.

Территория, материалы и методы исследований

Южная лесостепь в верхнем течении Оби на Западно-Сибирской равнине расположена на левобережье р. Обь и представляет собой вытянутую с севера на юг территорию длиной около 270 км и шириной около 100 км (рис. 1). Её площадь – 28 405 км² (Винокуров, Цималей, 2016). Здесь сочетаются возвышенные дренированные лесо-лугово-степные пологоувалистые лесовые плато с разнотравно-злаковыми луговыми степями, берёзовыми травяными колками и байрачными лесами (берёза, осина) с низменными дренированными лесными интра- и экстразональными дюнно-грядовыми перевейными песчаными днищами древних ложбин стока с сосновыми остепнёнными и сосново-берёзовыми травяными лесами (Алтайский край..., 1978). Значительная часть территории южной лесостепи распахана и представляет собой сочетание полей с сельскохозяйственными культурами и разделяющих их полесозащитных лесополос. В пределах территории на среднемасштабной ландшафтной карте (Ландшафтная..., 2016) выделяются 17 типов местности. Территория исследования интересна по ряду причин.

Во-первых, положение её в зоне лесостепи, между экстремально влажными и экстремально сухими регионами, в условиях, когда величины осадков (300–400 мм) и испаряемости близки (индекс увлажнения Высоцкого–Иванова 0,64–1,01, гидротермический коэффициент увлажнения Селянинова 0,85–1,01), предполагает чуткую реакцию водотоков на любые аномалии в режиме тепло- и влагообеспеченности водосборов в любую из фаз гидрологического года. Последнее особенно актуально, так как значительная часть годового стока лесостепных рек приходится на снеговое половодье. *Во-вторых*, рассматриваемая территория характеризуется типичным для южной половины Западно-Сибирской равнины строением: поверхности увалов повсеместно расчленены здесь широкими ложбинами древнего стока. В таких условиях примерно равное распространение получают зональные, интра- и экстразональные ландшафты. *В-третьих*, в условиях тотального дефицита гидрометеорологической информации южная лесостепь Верхнего Приобья относительно хо-

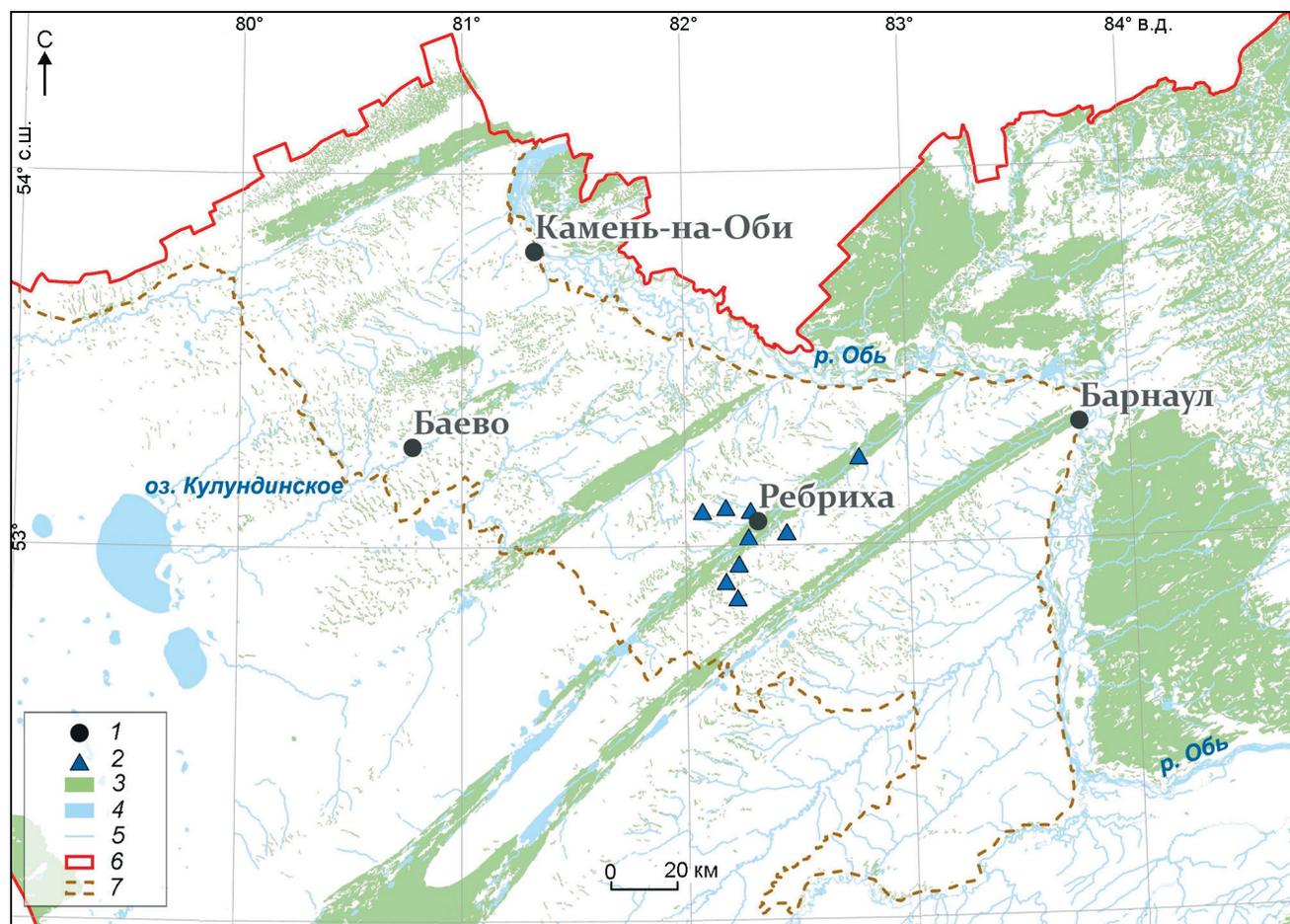


Рис. 1. Район исследований, расположение ГМС и снегомерных маршрутов.

1 – ГМС; 2 – собственные наблюдения на снегомерных маршрутах; 3 – леса; 4 – озёра; 5 – реки; 6 – административная граница Алтайского края; 7 – граница южной лесостепи

Fig. 1. Study area, location of weather stations and snow metering routes.

1 – meteorological station; 2 – own observations on snow metering routes; 3 – forests; 4 – lakes; 5 – rivers; 6 – the administrative boundary of the Altai Territory; 7 – border of southern forest-steppe

рошо обеспечена первичными данными, получаемыми с метеостанций и гидропостов. Это позволяет достаточно уверенно охарактеризовать региональные (провинциальные) условия гидротермического режима. *В-четвёртых*, территория, рассматриваемая в данной работе, – наиболее освоенная и заселённая в Алтайском крае. Относительно благоприятные условия увлажнения данной территории делают её одним из основных аграрных кластеров региона. Так, сумма температур выше $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ – 2000–2100 $^{\circ}\text{C}$, показатель континентальности Иванова – 215–220%, продолжительность вегетационного периода 125–130 дней, повторяемость засух за май–июнь на крайнем юго-востоке не более 20–30% (Винокуров, Цимбалей, 2016).

Для изучения тенденций многолетних изменений характеристик снежного покрова южной лесостепи мы использовали данные государственных гидрометеостанций (ГМС) и собственные наблюдения. Для анализа тенденций изменения толщины и водозапаса снежного покрова использовали материалы маршрутных снегомерных наблюдений на ГМС Камень-на-Оби (127 м над ур. моря; все высоты в статье даны над ур. моря), Баяво (121 м), Ребриха (218 м), Барнаул (183 м) за 1966–2018 гг. (Маршрутные..., 2020). ГМС Барнаул и Ребриха занимают пологие возвышенные участки Приобского плато с разнотравно-злаковыми и луговыми степями. ГМС Баяво расположена на низменной равнине в пределах террасы долины р. Кулунда с закуста-

ренными разнотравно-злаковыми лугами. ГМС Камень-на-Оби находится на низменной равнине в пределах террасы р. Обь, занятой разнотравно-злаковыми остепнёнными лугами. На всех перечисленных ГМС ведутся снегомерные маршрутные наблюдения в «поле». На ГМС Ребриха до 2014 г. также вели снегомерные наблюдения на маршруте в «лесу». Данные с метеоплощадок (ГМС Барнаул, Ребриха, Камень-на-Оби) использовали для расчёта продолжительности залегания устойчивого снежного покрова, а также дат его установления и разрушения.

Наблюдения на метеоплощадках и маршрутах метеостанций не отражают всего ландшафтного разнообразия территории, поскольку велись лишь в четырёх (до 2014 г. в пяти) из 17 типов её местностей. Поэтому исследования были дополнены собственными наблюдениями авторов в пределах шести типов местностей, в том числе четырёх дополнительных. Их проводили ландшафтно-маршрутным методом в период максимального снегозапаса (вторая декада марта) в 2011–2014 и 2017–2019 гг. Измерения вели на девяти постоянных профилях (см. рис. 1) длиной от 1 до 2,5 км каждый, которые выбирали с учётом типологических элементов ландшафтной структуры. Они охватили водораздельные и пологосклоновые поверхности увалов (в тексте именуются как «основная поверхность»), занятые преимущественно пашней, берёзовые и осиновые колки, долинно-балочную сеть, сосновый бор в ложбине древнего стока и современную долину р. Касмала. Превышение водоразделов над урезом воды р. Касмала — около 100 м. Для определения снегозапасов использовали весовой снегомер ВС-43. Толщина снежного покрова определялась с точностью 1 см на маршрутах через каждые 20 м, а показания снегозапасов — через 200 м. Стандартная ошибка средней арифметической величины вычислялась как отношение величины среднеквадратического отклонения генеральной совокупности к квадратному корню числа измерений.

Результаты исследований и обсуждение

Внутриконтинентальное положение рассматриваемого региона определяет умеренно-континентальный тип климата с преобладанием западно-восточного переноса воздушных масс

(Харламова, 2013). Открытость территории с одной стороны арктическим воздушным массам со стороны Северного Ледовитого океана, а с другой — тропическим со стороны Средней Азии способствует контрастности погоды. В течение года здесь преобладает антициклональная циркуляция атмосферы, которая усиливается зимой за счёт действия Азиатского антициклона и ослабляется летом. В зимний период до 85% составляют западный, юго-западный и северо-западный антициклонические типы синоптических процессов. Вторжения холодных арктических континентальных воздушных масс не превышают 6–8%. При увеличении этих вторжений увеличивается суровость зим. Повторяемость циклонической деятельности в холодный период года равна 6–11%. В течение зимы провинцию пересекает 20–21 циклон с наибольшей их повторяемостью в ноябре–декабре и минимумом в феврале. Такие особенности атмосферной циркуляции определяют условия снегонакопления, трансформации и таяния снежного покрова (Харламова, 2013). За зимний период (ноябрь–март) на исследуемой территории выпадает от 89 мм (ГМС Камень-на-Оби) до 125 мм (ГМС Барнаул) осадков, том числе за последние 30 лет (1988–2018) — от 91 мм (ГМС Камень-на-Оби) до 130 мм (ГМС Барнаул).

Образование устойчивого снежного покрова.

Снежный покров считается устойчивым, если он лежит постоянно не менее одного месяца с перерывом не более трёх дней подряд. За дату образования устойчивого снежного покрова принимается первый день периода, когда площадь видимой окрестности ГМС покрыта снегом на 50% и более. Согласно использованной методике, устойчивый снежный покров на рассматриваемых ГМС (Барнаул, Ребриха, Камень-на-Оби) за 1966–2018 гг. в среднем формируется с 3 по 6 ноября. Даты установления устойчивого снежного покрова на территории южной лесостепи не имеют яркой связи с абсолютной высотой местности. Это показывает, что они контролируются, в первую очередь, циркуляцией атмосферы. Вариации данной даты при этом весьма широки — от 9 октября до 4 декабря на ГМС Барнаул, от 14 октября до 13 декабря на ГМС Ребриха, от 14 октября до 6 декабря на ГМС Камень-на-Оби (рис. 2). Многолетняя амплитуда дат установления устойчивого снежного

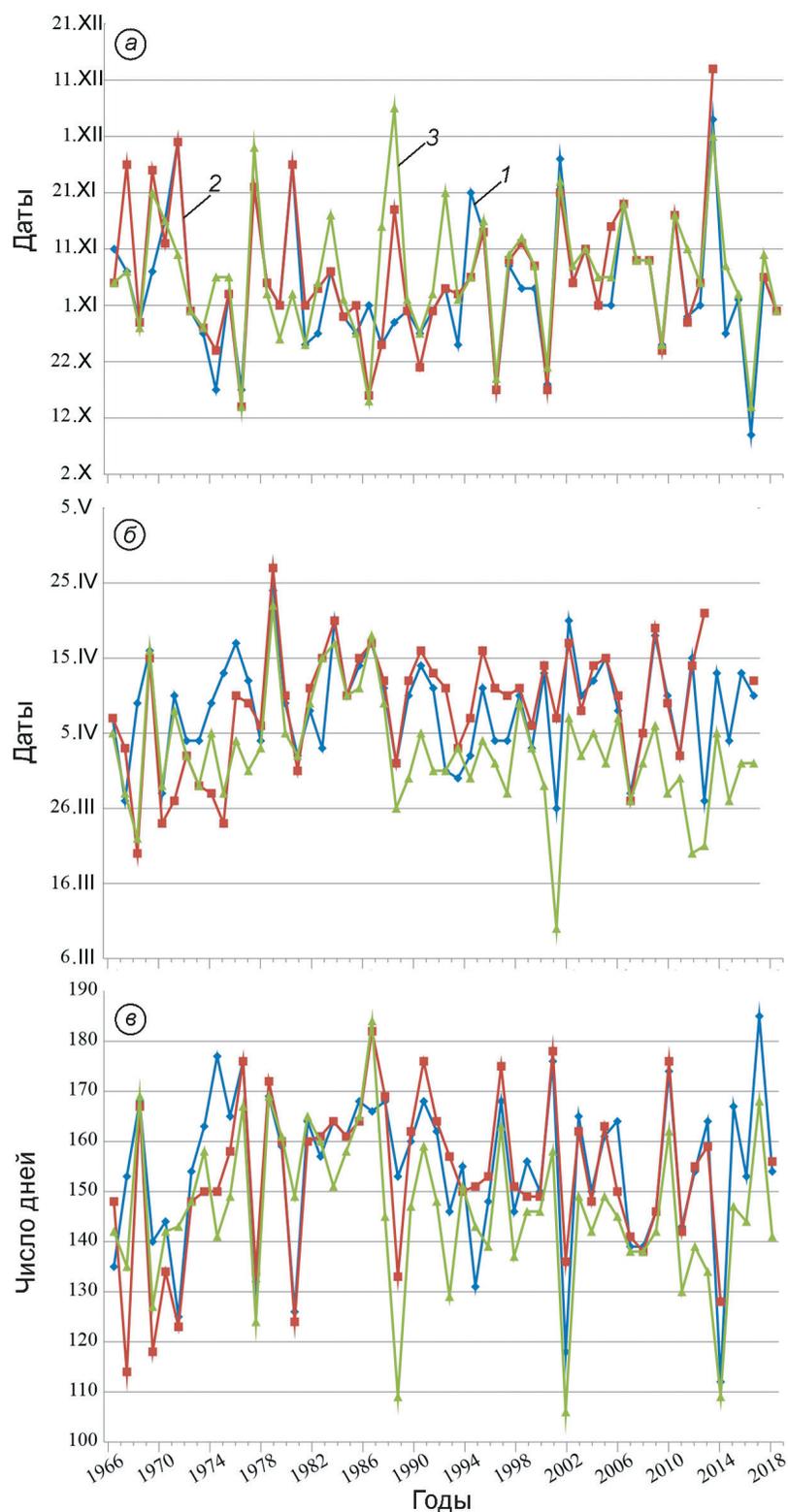


Рис. 2. Даты установления (а), разрушения (б) и продолжительности залегания (в) устойчивого снежного покрова в южной лесостепи в 1966–2018 гг. по данным ГМС:

1 – Барнаул; 2 – Ребриха; 3 – Камень-на-Оби

Fig. 2. Dates of establishment (a), destruction (b) and duration of occurrence (c) of stable snow cover in the southern forest-steppe in 1966–2018 according to data from weather stations:

1 – Barnaul; 2 – Rebrikha; 3 – Kamen-na-Obi

Таблица 1. Число случаев отклонений даты образования устойчивого снежного покрова от нормы за 1966–2018 гг. по данным ГМС

Период, годы	Отклонение, число дней							среднее
	0–4	5–9	10–14	15–19	20–24	25–29	30–34	
<i>ГМС Барнаул</i>								
1966–1975	4	3	1	1	0	1	0	8,8
1976–1985	3	3	1	2	1	0	0	9,6
1986–1995	4	2	3	1	0	0	0	7,2
1996–2005	6	1	0	2	1	0	0	7,6
2006–2015	2	4	2	1	0	0	1	9,6
Число случаев/%	19/38	13/26	7/14	7/14	2/4	1/2	1/2	
<i>ГМС Ребриха</i>								
1966–1975	2	3	1	2	2	0	0	10,9
1976–1985	3	4	0	1	2	0	0	8,5
1986–1995	3	3	2	1	1	0	0	8,5
1996–2005	3	4	0	1	2	0	0	8,6
2006–2015	4	2	3	0	0	0	1	9,9
Число случаев/%	15/30	16/32	6/12	5/10	7/14	0/0	1/2	
<i>ГМС Камень-на-Оби</i>								
1966–1975	5	3	1	1	0	0	0	5,5
1976–1985	4	0	4	0	2	0	0	10,1
1986–1995	4	1	2	1	1	0	1	10,7
1996–2005	5	2	0	3	0	0	0	7,1
2006–2015	5	1	3	0	0	1	0	7,8
Число случаев/%	23/46	7/14	10/20	5/10	3/6	1/2	1/2	

покрова составляла от 54 дней на ГМС Камень-на-Оби до 61 дня на ГМС Ребриха. На ГМС Ребриха и Камень-на-Оби наиболее часты отклонения до четырёх дней, а на ГМС Барнаул – пять–девять дней. На всех ГМС отклонения от 0 до 9 дней составляют от половины до 2/3 случаев, а отклонения от 0 до 14 дней – от 3/4 до 4/5 всех случаев отклонений (табл. 1). Отличия средних значений отклонений по десятилетиям невелики – от 2,4 дня на ГМС Ребриха до 3,6 на ГМС Камень-на-Оби.

В многолетнем разрезе отмечается достаточно высокая синхронность установления устойчивого снежного покрова по рассматриваемым ГМС – коэффициент корреляции от 0,64 между ГМС Барнаул и Камень-на-Оби и до 0,84 между ГМС Барнаул и Ребриха. За период 1966–2018 гг. на ГМС Барнаул установление устойчивого снежного покрова стало отмечаться на один день раньше, а на ГМС Камень-на-Оби и Ребриха – на два дня позже. Однако при детальном рассмотрении отмечается более позднее установление снежного покрова в начале

1970-х годов и начале XXI в. и более раннее – в середине 1980-х годов и во втором десятилетии XXI в. Отметим, что сама методика выделения дат установления устойчивого снежного покрова может вносить существенные различия между соседними ГМС. Например, в 1988 г. после установления снежного покрова на ГМС Барнаул 29 октября в течение месяца было только три дня с покрытием снегом менее 50%, что не изменило дату установления снежного покрова. В то же время на ГМС Камень-на-Оби снежный покров в 1988 г. установился 28 октября. Однако в ноябре было пять дней с площадью покрытия 40% и пять дней с площадью покрытия 30%, что сместило дату установления устойчивого снежного покрова на 6 декабря. Похожая ситуация на ГМС Ребриха привела к смещению даты установления устойчивого снежного покрова на 18 ноября. Установление устойчивого снежного покрова в наибольшей степени зависит от среднемесячных температур октября и ноября (табл. 2), при этом, чем выше местность над уровнем моря, тем эта связь теснее.

Таблица 2. Корреляционная связь дат установления, разрушения и продолжительности залегания* устойчивого снежного покрова со среднемесячными температурами воздуха на ГМС исследуемого региона за 1966–2018 гг.

Показатели снежного покрова	Месяцы								
	I	II	III	IV	X	XI	XII	III–IV	X–XI
<i>ГМС Камень-на-Оби</i>									
Установление	–				0,38	0,48	0,24	–	0,52
Разрушение	–0,13	–0,25	–0,58	–0,46	–			–0,68	–
Продолжительность	–0,24	–0,19	–0,31	–0,24	–0,33	–0,45	–0,18	–0,35	–0,48
<i>ГМС Барнаул</i>									
Установление	–				0,41	0,63	0,18	–	0,65
Разрушение	–0,21	–0,25	–0,36	–0,48	–			–0,52	–
Продолжительность	–0,10	–0,19	–0,16	–0,30	–0,35	–0,51	–0,16	–0,28	–0,53
<i>ГМС Ребриха</i>									
Установление	–				0,42	0,51	0,24	–	0,57
Разрушение	–0,13	–0,07	–0,24	–0,47	–			–0,43	–
Продолжительность	–0,13	–0,20	–0,12	–0,30	–0,28	–0,30	–0,09	–0,25	–0,35

*При сравнении продолжительности залегания снежного покрова используются среднемесячные значения температуры воздуха октября, ноября и декабря предыдущего календарного года. Прочерк означает, что за данные месяцы анализ связи не проводился.

Разрушение устойчивого снежного покрова по средним многолетним данным происходит на ГМС Барнаул и Ребриха 8 апреля, а на ГМС Камень-на-Оби – 2 апреля. Это показывает, что чем выше местность над уровнем моря, тем данное явление наступает позже, несмотря на незначительные отличия абсолютной высоты местности (не более 100 м). Самое позднее разрушение отмечено в 1979 г.: на ГМС Барнаул – 24 апреля, Ребриха – 27 апреля, Камень-на-Оби – 22 апреля (см. рис. 2). Самое раннее разрушение наблюдалось на ГМС Барнаул (26 марта) и Камень-на-Оби (10 марта) в 2002 г., а на ГМС Ребриха – 20 марта 1968 г. Многолетняя амплитуда дат разрушения устойчивого снежного покрова составляла от 30 дней на ГМС Барнаул до 44 дней на ГМС Камень-на-Оби.

На ГМС Барнаул, Ребриха и Камень-на-Оби наиболее частые отклонения разрушения устойчивого снежного покрова от средней многолетней даты составляют до четырёх дней. На всех ГМС отклонения от 0 до 9 дней характерны примерно до 4/5 всех случаев отклонений (78–82%) (табл. 3). Таким образом, отклонения в датах разрушения устойчивого снежного покрова по сравнению с датами установления снежного покрова менее значительны. При этом в типах местностей с более низким положением над уровнем моря (ГМС Камень-на-Оби) доля

отклонений в 0–4 дней выше, чем у тех, которые занимают более высокое положение (ГМС Барнаул, Ребриха). И наоборот, у последних больше доля отклонений в пять–девять дней, чем у первых (см. табл. 3). Обобщённое по трём ГМС среднее число дней с отклонениями стабильно падало на протяжении четырёх десятилетий с начала наблюдаемого периода и лишь в последнее время (2006–2015 гг.) снова увеличилось. Однако изменение среднего показателя отклонений по десятилетиям крайне незначительно – максимум 2,5 дня.

Несмотря на то, что между рядами дат разрушения устойчивого снежного покрова по рассматриваемым ГМС в многолетнем разрезе отмечается синхронность (см. рис. 2), тем не менее, коэффициенты корреляции между ними невысокие (от 0,44 между ГМС Ребриха и Камень-на-Оби и до 0,58 между ГМС Барнаул и Камень-на-Оби). Вероятно, это связано с различием в снеготаянии и продолжительностью снеготаяния. Тенденции в рядах дат разрушения устойчивого снежного покрова также отличаются по ГМС. За период 1966–2018 гг. в ГМС Барнаул дата разрушения устойчивого снежного покрова остаётся стабильной, на ГМС Камень-на-Оби она стала отмечаться на восемь дней раньше, а на ГМС Ребриха – на десять дней позже. Такие различия, возможно, связаны с переносом ГМС и

Таблица 3. Число случаев отклонений даты разрушения устойчивого снежного покрова от нормы за 1966–2018 гг. по данным ГМС

Период, годы	Отклонение, число дней					
	0–4	5–9	10–14	15–19	20–24	среднее
<i>ГМС Барнаул</i>						
1966–1975	6	2	2	0	0	4,9
1976–1985	5	3	1	1	0	5,9
1986–1995	3	7	0	0	0	5,9
1996–2005	6	2	2	0	0	5,4
2006–2015	3	4	3	0	0	6,3
Число случаев/%	23/46	18/36	8/16	1/2	0/0	
<i>ГМС Ребриха</i>						
1966–1975	1	3	3	2	1	10,9
1976–1985	6	2	1	1	0	5,2
1986–1995	5	5	0	0	0	4,9
1996–2005	6	4	0	0	0	3,6
2006–2015	3	4	3	0	0	6,3
Число случаев/%	21/42	18/36	7/14	3/6	1/2	
<i>ГМС Камень-на-Оби</i>						
1966–1975	3	5	2	0	0	5,7
1976–1985	5	2	2	1	0	6,5
1986–1995	6	3	0	1	0	5,3
1996–2005	6	3	0	0	1	5,1
2006–2015	6	2	2	0	0	5,7
Число случаев/%	26/52	1/30	6/12	2/4	1/2	

изменением локальных условий снегонакопления на площадках. Так, в 1977 г. состоялся перенос ГМС Ребриха на 3 км. После этого на ней резко возросла толщина снежного покрова. В 1970 г. была перенесена на 8 км на запад ГМС Барнаул, но здесь изменения в снегонакоплении не были столь очевидны. ГМС Камень-на-Оби за анализируемый период переносили дважды: в 1983 г. на 15 км к западу и в 1989 г. на 10 км к востоку. Вместе с тем, если рассматривать ряды дат разрушения устойчивого снежного покрова с 1979 г., то все они демонстрируют тенденцию в сторону более раннего наступления данного фенологического явления: на ГМС Барнаул и Ребриха – на 3 дня, на ГМС Камень-на-Оби – на 16 дней (см. рис. 2). Главный фактор более раннего разрушения устойчивого снежного покрова – потепление климата (Попова, Полякова, 2013; Попова и др., 2018). При этом наибольшее влияние на смещение даты разрушения устойчивого снежного покрова на более ранние сроки оказывают температуры апреля и марта (см. табл. 2). Отметим, что на территориях с низкими

абсолютными отметками местности над уровнем моря более значимы температуры марта (ГМС Камень-на-Оби), а на более высоких (ГМС Барнаул, Ребриха) – апреля.

Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова. Средняя многолетняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова за период наблюдений (1966–1918 гг.) на ГМС Барнаул составила 155 дней, на ГМС Ребриха – 153 дня, на ГМС Камень-на-Оби – 146 дней (см. рис. 2). Таким образом, продолжительность залегания снежного покрова в исследуемом районе также зависит от высоты расположения ГМС над уровнем моря. Особенно эта зависимость хорошо видна в период 1986–2015 гг. (табл. 4). От 2/3 до 3/4 числа зим имеют продолжительность от 141 до 170 дней (см. табл. 4). Самые короткие периоды отмечены на ГМС Камень-на-Оби в зиму 2001–2002 гг. (106 дней), на ГМС Барнаул в 2013–2014 гг. (112 дней), на ГМС Ребриха в 1967–1968 гг. (114 дней). Самые продолжительные периоды наблюдались на ГМС Барнаул зимой 2016/17 г.

Таблица 4. Число случаев продолжительности залегания устойчивого снежного покрова по десятилетиям за 1966–2018 гг. по данным ГМС

Период, годы	Продолжительность, число дней									Средняя продолжительность, число дней
	101–110	111–120	121–130	131–140	141–150	151–160	161–170	171–180	181–190	
<i>ГМС Барнаул</i>										
1966–1975	0	0	1	2	1	3	2	1	0	151,9
1976–1985	0	0	1	1	0	2	5	1	0	157,3
1986–1995	0	0	0	1	1	3	5	0	0	157,7
1996–2005	0	1	0	0	4	1	3	1	0	153,8
2006–2015	0	1	0	2	2	1	3	1	0	150,2
Число случаев/%	0/0	1/2	2/4	6/12	8/16	10/2	18/38	4/8	0/0	
<i>ГМС Ребриха</i>										
1966–1975	0	2	1	1	4	1	1	0	0	141,2
1976–1985	0	0	1	1	0	3	3	2	0	157
1986–1995	0	0	0	1	1	2	4	1	1	160,8
1996–2005	0	0	0	1	3	2	2	2	0	156,4
2006–2015	0	0	1	1	4	2	1	1	0	150,3
Число случаев/%	0/0	2/4	3/6	5/10	12/24	10/20	11/22	6/12	1/2	
<i>ГМС Камень-на-Оби</i>										
1966–1975	0	0	1	1	5	2	1	0	0	145,8
1976–1985	0	0	1	0	2	3	4	0	0	155,3
1986–1995	0	1	1	0	4	2	1	0	1	148
1996–2005	1	0	0	2	5	1	1	0	0	143,5
2006–2015	1	0	1	4	3	0	1	0	0	138,4
Число случаев/%	2/4	1/2	4/8	7/14	19/38	8/16	8/16	0/0	1/2	

(185 дней), на ГМС Камень-на-Оби и Ребриха зимой 1986/87 г. – 184 и 182 дня соответственно. Между рядами продолжительности залегания устойчивого снежного покрова наблюдается высокая синхронность (коэффициент корреляции изменяется от 0,70 между рядами ГМС Барнаул и Камень-на-Оби до 0,77 между рядами ГМС Барнаул и Ребриха).

За наблюдаемый период продолжительность залегания снежного покрова в Барнауле практически не изменилась. На ГМС Ребриха она увеличилась на восемь дней, а на ГМС Камень-на-Оби уменьшилась на 13 дней. Однако если рассматривать ряды с 1979 г., то они демонстрируют схожую тенденцию. На всех ГМС продолжительность залегания снежного покрова уменьшается: на ГМС Барнаул – на шесть дней, Ребриха – на 14 дней и Камень-на-Оби – на 20 дней (см. рис. 2). Средняя за десятилетие продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в период 1986–2015 гг. сократилась на 7–10 дней (см. табл. 4). Значения продолжительности залегания снежного покрова имеют

более тесную связь с температурами октября и ноября, чем марта и апреля (см. табл. 2). Это объясняется тем, что даты разрушения снежного покрова весной обусловлены не только температурой воздуха, но и величиной снегозапасов.

Толщина снежного покрова. Метеоплощадки. За период 1966–2018 гг. среднемноголетняя максимальная толщина снежного покрова на метеоплощадках ГМС южной лесостепи варьирует от 34 до 65 см (рис. 3). Максимум отмечается на ГМС Ребриха, а минимум – на Камень-на-Оби. ГМС Барнаул занимает промежуточное положение – 52 см. Таким образом, отмечается рост максимальной толщины снежного покрова с увеличением абсолютной высоты местности. Максимальные значения толщины снежного покрова на ГМС Барнаул отмечены в 2011 г. – 86 см, Ребриха – в 2013 г. – 127 см, Камень-на-Оби – в 1966 г. – 102 см. Минимальные значения отмечены на ГМС Ребриха в 1974 г. – 8 см, а на ГМС Камень-на-Оби и Барнаул в 1968 г. – соответственно 9 и 24 см. Сравнительный анализ максимальных, минимальных и средних

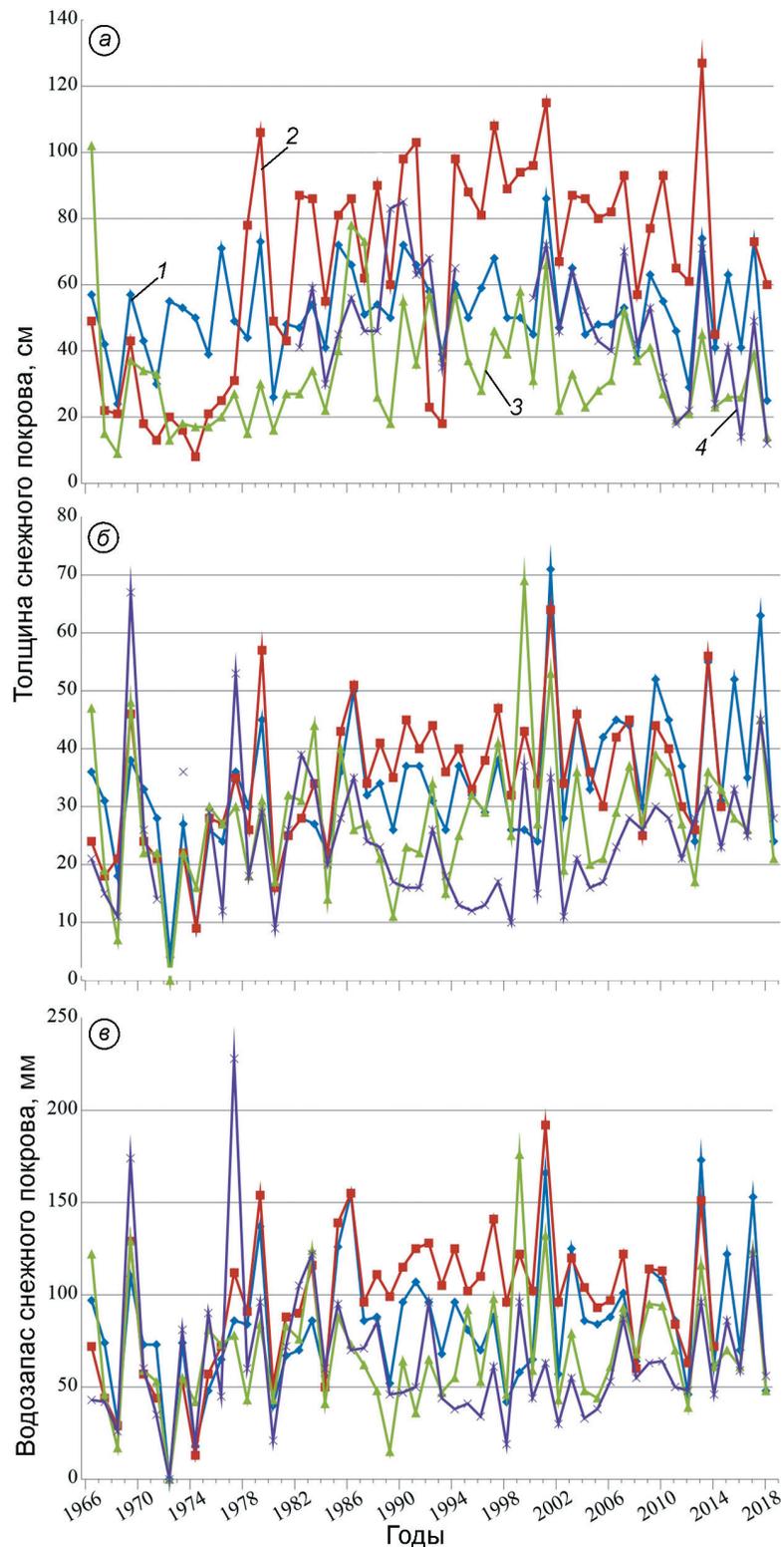


Рис. 3. Толщина снежного покрова на метеоплощадках (а) и маршрутах (поле) (б), водозапас снежного покрова на маршрутах (поле) (в) на период максимума по данным ГМС:
 1 – южной лесостепи Барнаул; 2 – Ребриха; 3 – Камень-на-Оби; 4 – Баево

Fig. 3. Thickness of snow cover on meteorological sites (a) and routes (field) (b), water reserve of snow cover on routes (field) (v) for the period of maximum according to the data of meteorological stations:
 1 – of the southern forest-steppe Barnaul; 2 – Rebrikha; 3 – Kamen-na-Obi; 4 – Baevo

Таблица 5. Корреляция сумм атмосферных осадков с максимальными значениями снежного покрова зимой за период 1966–2018 гг. (по ГМС Ребриха за 1966–2014 гг.).

Положение	Показатель	Месяцы					
		I	II	III	XI	XII	XI–III
<i>ГМС Камень-на-Оби</i>							
Метеоплощадка	Толщина	0,17	0,31	–0,09	0,27	0,32	0,43
Маршрут, поле		0,16	0,31	0,08	0,47	0,33	0,59
	Водозапас	0,15	0,31	0,16	0,53	0,28	0,63
<i>ГМС Барнаул</i>							
Метеоплощадка	Толщина	0,23	0,26	–0,22	0,31	0,45	0,51
Маршрут, поле		0,19	0,09	–0,22	0,51	0,55	0,59
	Водозапас	0,21	0,08	–0,12	0,55	0,47	0,63
<i>ГМС Ребриха</i>							
Метеоплощадка	Толщина	0,04	–0,16	–0,03	–0,03	0,32	0,01
Маршрут, поле		0,25	0,08	–0,05	0,15	0,45	0,32
Маршрут, лес		0,36	0,33	–0,07	0,23	0,56	0,56
Маршрут, поле	Водозапас	0,18	0,01	–0,09	0,17	0,55	0,28
Маршрут, лес		0,40	0,34	–0,05	0,21	0,63	0,59

значений максимальной толщины снежного покрова за исследуемый период показал, что вариации значений в многолетнем плане более значительны на ГМС Камень-на-Оби и Ребриха (коэффициенты вариации равны соответственно 0,52 и 0,47), чем на ГМС Барнаул (0,26). Коэффициенты корреляции указанных рядов лучше между ГМС Барнаул и Ребриха (0,52) и меньше между ГМС Ребриха и Камень-на-Оби (0,35), что, вероятно, определяется сходством географических условий, прежде всего высотой над уровнем моря.

За исследованный период большинство ГМС демонстрируют тенденцию повышения максимальной толщины снежного покрова: ГМС Камень-на-Оби – с 33 до 35 см, Барнаул – с 50 до 54 см, Ребриха – с 36 до 97 см. В последнем случае это также, несомненно, связано с изменением местоположения ГМС в 1977 г. С 1978 г. на данной ГМС это значение резко возросло. На других ГМС, хотя они также в отмеченный период переносились, резких изменений не обнаружено. Если рассматривать ряды данных значений с 1978 г., то максимальная толщина на площадке ГМС Ребриха увеличилась всего на 3 см – с 77 до 80 см. В то же время на ГМС Барнаул, Камень-на-Оби и Баево с начала 1990-х годов отмечалась тенденция уменьшения данного значения – соответственно с 55 до 51 см, с 39 до 32 см и с 70 до 28 см (см. рис. 3).

Изменение толщины снежного покрова в течение зимы условно можно разбить на три фазы: снегонакопление, относительно стабильная толщина, снеготаяние. Три отмеченные фазы сохраняются и при малоснежных зимах, а также при средне- и многоснежных. Первая фаза длится полтора–два месяца и обычно заканчивается ко второй декаде декабря. Фаза относительно стабильной толщины снежного покрова длится 100–120 дней и заканчивается во второй половине марта, а в некоторых случаях – в первой декаде апреля. В это время толщина снежного покрова находится в относительно стабильном состоянии за счёт соотношения процессов осадконакопления, уплотнения снежной толщи и испарения с поверхности снежного покрова.

Продолжительность фазы снеготаяния – 2–3 недели. На ГМС Барнаул среднемноголетняя дата начала данной фазы – 25 марта (Харламова, 2013), а длительность составляет 13 дней. Первую фазу иногда можно разделить на две: начальную и интенсивного снегонакопления. В начальной фазе отмечается медленное увеличение толщины снежного покрова. Фаза интенсивного снегонакопления длится 5–7 дней. Обычно она наблюдается в конце ноября – начале декабря. Максимальная толщина снежного покрова на метеоплощадках показывает положительную связь прежде всего с суммами атмосферных осадков за ноябрь–март (табл. 5). Однако такой связи не от-

мечается на ГМС Ребриха, что, вероятно, связано с переносом ГМС и особенностями её положения. Наибольшее значение при этом имеют осадки ноября, декабря и февраля.

Толщина снежного покрова на маршрутах.

Средняя многолетняя толщина снежного покрова на маршрутах в поле изменяется от 25 до 35 см, максимальная за указанный период равна 64–71 см, а минимальная – 4–9 см (см. рис. 3). Значения среднемноголетней максимальной толщины снежного покрова плавно возрастают с увеличением абсолютной высоты местности. Максимальная толщина снежного покрова в поле отмечалась на ГМС Баево в 1969 г. – 67 см, Камень-на-Оби в 1999 г. – 69 см, а на ГМС Барнаул и Ребриха в 2001 г. – соответственно 71 и 64 см. Коэффициенты вариации многолетних рядов данного значения достаточно большие – 0,32–0,45. Чем выше уровень местности, тем ниже коэффициент вариации данного значения в многолетнем плане: ГМС Ребриха – 0,32, Барнаул – 0,36, Камень-на-Оби – 0,40, Баево – 0,45. Связь между рядами (коэффициент корреляции) изменяется в широких пределах – от 0,34 до 0,81. Отмечается зависимость тесноты связи рядов от расстояния между маршрутами: чем они ближе, тем выше коэффициент корреляции. Наиболее тесно связаны ряды по ГМС Барнаул и Ребриха.

За наблюдаемый период установлена тенденция повышения максимальной толщины снежного покрова на большинстве маршрутов в поле, хотя и с разной скоростью (см. рис. 3). Наибольшее увеличение значения отмечается на маршрутах ГМС Барнаул (20 см) и Ребриха (18 см) и в меньшей степени – Камень-на-Оби (8 см). Практически не изменилось значение на полевом маршруте ГМС Баево, т.е. в местностях, занимающих более высокое положение, увеличение толщины на маршрутах в поле заметнее. Главный фактор подобной тенденции увеличения максимальной толщины снежного покрова на указанных маршрутах – изменение количества атмосферных осадков в зимний период. Коэффициент корреляции между осадками за ноябрь–март с максимальной толщиной снежного покрова обычно составляет 0,56–0,59 (см. табл. 5).

Исключение даёт лишь полевой маршрут на ГМС Ребриха, где связь данных показателей демонстрирует низкие значения. При сравне-

нии с месячными суммами осадков наиболее тесную связь максимальная толщина снежного покрова показывает с осадками ноября и декабря, а на ГМС Ребриха – декабря и января. При этом связи между количеством зимних осадков и максимальной толщиной снежного покрова на маршрутах в поле выглядят более прочными, чем между зимними осадками и толщиной снежного покрова на метеоплощадках (см. табл. 5). Сравнение многолетних рядов максимальной толщины снежного покрова на метеоплощадках с аналогичными рядами на маршрутах в поле показало, что в полевые маршруты за исследованный период (1966–2018 гг.) скорость увеличения максимальной толщины снежного покрова выше, чем на метеоплощадках. Одна из возможных причин таких различий – изменение земледельческих технологий: в результате увеличения доли безотвальной вспашки увеличивается объём растительных остатков на полях. Такие явления были отмечены авторами при исследованиях снежного покрова в сухой степи (Быков и др., 2020). Однако в данном случае подтверждение подобного предположения требует дополнительных исследований.

Долгосрочные наблюдения на маршрутах в лесу на ГМС южной лесостепи имеются только на ГМС Ребриха. Среднее значение максимальной толщины снежного покрова за наблюдаемый период составляет здесь 56 см, что на 9 см меньше, чем на площадке ГМС, но на 21 см больше, чем на маршруте в поле. Между рядами по метеоплощадке и по маршруту в поле, а также между последним и рядом значений по маршруту в лесу отмечается тесная корреляционная связь – 0,7 и 0,69 соответственно. Тенденции увеличения или уменьшения толщины снежного покрова в лесу за наблюдаемый период не наблюдается. При одновременном увеличении зимних осадков и толщины снежного покрова в поле данное обстоятельство можно объяснить изменением таксационных показателей леса, прежде всего повышением сомкнутости крон в сосновом лесу.

Собственные наблюдения снежного покрова показывают, что его толщина значительно изменяется в зависимости от положения участка относительно типологических элементов ландшафта (табл. 6). Максимальная толщина снежного покрова отмечается в берёзовых и

Таблица 6. Средние значения толщины и водозапаса снежного покрова (со стандартной ошибкой среднего арифметического) на период максимума снеготаяния в основных ландшафтах в зимы 2010/11–2013/14 и 2016/17–2018/19 гг.

Характеристика территории	Толщина снежного покрова, см										Водозапас снежного покрова, мм									
	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2016/17	2017/18	2018/19	Среднее	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2016/17	2017/18	2018/19	Среднее				
Кулдигинско-Касмалинский уезд, в том числе:	37±0,5	31±0,5	69±2	33±1	71±2	31±1	48±1	45±0,6	71±8	57±3	198±13	96±14	192±17	59±7	105±5	115±6				
основная поверхность	33±0,4	29±0,4	65±1	28±1	62±1	26±1	46±1	40±0,6	68±8	55±3	191±12	74±5	177±19	59±8	109±5	103±6				
долинно-балочная сеть	48±2	37±1	77±4	44±2	82±4	36±2	53±2	53±1,3	69±16	68±8	209±29	128±36	208±30	67±17	92±7	131±13				
Касмалинско-Барнаульский уезд, в том числе:	40±1	36±0,4	79±1	37±1	79±1	35±1	53±1	53±0,6	73±7	70±4	198±7	72±4	209±9	67±5	107±3	124±5				
основная поверхность	35±1	34±0,4	72±1	30±1	73±1	33±1	54±1	47±0,6	66±7	71±3	190±9	66±4	210±10	65±4	103±5	110±7				
колки	50±1	39±1	91±2	47±1	91±1	45±1	63±1	61±1	90±3	74±9	222±15	84±9	223±22	72±9	128±13	135±11				
долинно-балочная сеть	–	35±1	81±4	48±4	87±4	42±1	60±2	57±2,6	–	55±6	155±8	61±9	150±49	66±1	95±15	101±14				
Днище ложбины древнего стока, в том числе:	41±1	29±0,4	76±2	38±1	76±1	34±1	47±2	47±0,7	66±8	60±4	150±10	68±4	184±6	54±4	99±13	98±5				
сосновый бор	42±1	29±0,4	84±1	40±1	79±1	37±0,7	51±0,8	51±0,8	58±10	62±3	163±10	67±2	188±6	59±4	99±7	103±6				
долина р. Касмала	35±3	30±2	45±4	29±2	64±5	22±3	41±2	37±1,5	73±21	51±14	96±7	71±29	145±12	34±7	78±9	74±8				
<i>В целом по бассейну</i>	36±0,4	31±0,3	72±1	33±1	70±1	34±2	52±0,5	45±0,3	66±5	61±2	184±6	75±5	188±7	60±3	102±3	108±1				
Постоянный снеговой маршрут																				
ГМС Ребриха, поле	30	25	56	30	–	–	–	–	84	63	151	72	–	–	–	–				
ГМС Ребриха, лес	46	35	78	–	–	–	–	–	78	60	164	–	–	–	–	–				
ГМС Барнаул, поле	37	24	55	31	63	24	33	38,1	86	46	173	62	153	48	83	83				

*Прочерк – отсутствие данных.

осиновых колках. Главная причина этого заключается в том, что за счёт ослабления скорости воздушно-снежного потока снег аккумулируется здесь при любом направлении ветра. Большая толщина снежного покрова в сосновом бору по сравнению с открытыми пространствами «основной поверхности» также связана с тем, что ветровое воздействие на снежный покров здесь существенно меньше. На маршрутах основной поверхности коэффициент вариации толщины снежного покрова составляет 0,2–0,26, в бору – 0,15–0,17, в колках – 0,14, на дне долины р. Касмала с листовыми древесными породами – 0,14, что также указывает на зависимость толщины снежного покрова от характера растительности.

В распределении толщины снежного покрова имеет значение и высота местности. На это указывают более высокие показатели толщины снежного покрова на основных поверхностях по сравнению с дном долины р. Касмала. Кроме того, важную роль в распределении снежного покрова играет расчленённость рельефа: в долинно-балочной сети толщина снежного покрова всегда выше по сравнению с основной поверхностью, что обусловлено метелевым переносом снега (см. табл. 6).

Запасы воды в снеге на маршрутах. Средний водозапас снежного покрова на маршрутах за наблюдаемый период варьирует от 121 мм (ГМС Ребриха, лес) до 64 мм (ГМС Баево, поле), при этом в поле – от 97 мм (ГМС Ребриха) до 64 мм (ГМС Баево) (см. рис. 3). Таким образом, обнаружена чёткая зависимость водозапаса снежного покрова на период

зимнего максимума от абсолютной высоты местности: возвышенные территории Приобского плато имеют на момент максимального снегонакопления бóльший водозапас, чем северные, низменные территории южной лесостепи. Коэффициент снегонакопления (отношение снегозапасов в лесу к их значению в поле) составляет на ГМС Ребриха 1,25. Отмечается тенденция его уменьшения, что в целом характерно для юга Западно-Сибирской равнины (Сосновский и др., 2018). Максимальный водозапас снежного покрова отмечен на ГМС Баево в 1977 г. (228 мм), Ребриха в 2001 г. в поле (192 мм) и в 1978 г. в лесу (198 мм), Камень-на-Оби в 1999 г. (176 мм), Барнаул в 2013 г. (173 мм). Минимальный водозапас имел снежный покров в 1974 г. (ГМС Барнаул – 18 мм, Ребриха, поле – 13 мм, Ребриха, лес – 22 мм) и в 1989 г. (ГМС Камень-на-Оби – 15 мм). Теснота связи многолетних рядов изменяется от 0,37 до 0,81 (коэффициент корреляции), причём чем ближе расположены маршруты, тем теснее связь. Коэффициенты вариации многолетних рядов водозаписа снежного покрова на маршрутах изменяются от 0,31 (ГМС Ребриха, лес) до 0,56 (ГМС Баево, поле).

Во всех рядах, кроме ГМС Баево, отмечается тенденция увеличения водозаписа снежного покрова от 3 до 52 мм. На ГМС Баево за исследуемый период обнаружено уменьшение водозаписа на 14 мм (см. рис. 3). Многолетние изменения водозаписа снежного покрова обусловлены изменением количества осадков в зимний период. Самую высокую тесноту связи максимальные водозапасы снежного покрова имеют с суммами осадков за ноябрь–март (см. табл. 5). Значительно влияют на максимальное значение водозаписа снежного покрова за зиму осадки ноября и декабря, а для ГМС Ребриха – осадки декабря и января.

Результаты собственных маршрутных наблюдений показали, что в распределении водозаписа снежного покрова важную роль играют абсолютная высота местности, характер растительного покрова и расчленение рельефа. Так, на основной поверхности увалов водозапас снежного покрова всегда выше, чем на дне долины р. Касмала (максимальное превышение составляет 100 м) (см. табл. 6). В пределах основной поверхности увалов максимальный водозапас отмечается в колках, а в пределах днища ложбины древнего стока – в сосновом лесу, что свидетельствует о роли древес-

ной растительности в распределении снежного покрова. Также более высокие показатели водозаписа по сравнению с основной поверхностью увалов демонстрирует долинно-балочная сеть, что обусловлено метелевым переносом снега. К местам максимального водозаписа в исследуемом районе относятся колки Касмалинско-Барнаульского увала и долинно-балочная сеть Кулундинско-Касмалинского увала (см. табл. 6).

Выводы

Анализ характеристик снежного покрова на метеоплощадках и маршрутах в южной лесостепи показывает высокую синхронность его показателей на всей этой территории в указанный период. Очевидно, на региональном уровне действует единый фактор, определяющий пространственно-временные характеристики снежного покрова – атмосферные условия (циркуляционный, радиационный, термический режимы). Неравномерное распределение толщины и водозаписа снежного покрова здесь обусловлено характером подстилающей поверхности, сложной морфологической структурой ландшафтов южной лесостепи, сочетающей степные и лесные ландшафты, расположенные в пределах низменных и возвышенных равнин. Повышенными снегозапасами (на 20–30%) по сравнению с низменностями характеризуются возвышенные равнины. В оврагах и балках снегозапасы также на 20–30% больше, чем на поверхности увалов. Повышенными снегозапасами (на 30–50%) по сравнению с участками степной растительности отличаются территории, занятые древостоями (ленточные боры, берёзовые и осиновые колки).

В южной лесостепи за исследуемый период характерно увеличение толщины и водозаписов снежного покрова, что обусловлено увеличением зимних осадков. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова уменьшается преимущественно за счёт более раннего его разрушения, что определяется повышением температуры воздуха в марте и апреле. Более ранний сход снежного покрова неизбежно влечёт за собой и более раннее наступление весенних фаз, увеличивается продолжительность вегетационного периода и продуктивность дре-

весных и травянистых растений. Отмеченные тенденции характерны для степной и южной лесной зон Западной Сибири (Второй..., 2014).

Существующие маршрутные наблюдения на действующих метеостанциях не отражают морфологическую структуру ландшафтов южной лесостепи в Верхней Оби, поскольку в настоящее время они ведутся только в четырёх типах местностей (занимают около 40% территории южной лесостепи) из 17 выделенных. Не учитывается в распределении снежного покрова роль лесных участков (боров и колков) и долинно-балочной сети, что неизбежно вносит погрешности в водно-балансовые расчёты данной территории и её частей.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Государственного задания Института водных и экологических проблем СО РАН № 0306-2021-0007

«Природные и природно-хозяйственные системы Сибири в условиях современных вызовов: диагностика состояний, адаптивные возможности, потенциал экосистемных услуг». Расчёты по бассейну Касмалы проведены с использованием базы данных снегомерных наблюдений, сформированной в рамках проекта РФФИ № 19-35-60006.

Acknowledgements. The work carried out within the framework of the state assignment of the Institute of Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences RAS № 0306-2021-0007 «Natural and natural-economic systems of Siberia in the context of modern challenges: diagnostics of conditions, adaptive capabilities, potential of ecosystem services». Computations for the Kasmala catchment were made using the snow observation database created under RFBR project № 19-35-60006.

Литература

- Алтайский край. Атлас. В 2 томах. Т. 1. М.-Барнаул: Изд. ГУГК, 1978. 222 с.
- Башлаков Я.К. Распределение и перераспределение снега в лесной зоне Западной Сибири // Природные ресурсы и размещение производственных сил Тюменского Приобья. Тюмень: Тюменский гос. ун-т, 1980. С. 52–61.
- Быков Н.И., Рыгалов Е.В., Шигимага А.А., Бондарович А.А. Особенности распределения снежного покрова на сельскохозяйственных угодьях сухой степи (Алтайский край) // География и природопользование Сибири. 2020. Вып. 27. С. 63–72.
- Винокуров Ю.И., Цимбалей Ю.М. Ландшафтная индикация в эколого-географических исследованиях. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2016. 258 с.
- Вольнов В.В., Бойко А.В., Сухарьков Е.А. Особенности распределения снежного покрова на сложных по рельефу водосборах Алтайского Приобья // Вестн. Алтайского гос. аграрного ун-та. 2007. № 8 (34). С. 22–25.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1009 с.
- Галахов Н.Н. Снежный покров в лесу // Метеорология и гидрология. 1940. № 3. С. 3–17.
- Грудинин Г.В. Снежный покров юга Минусинской котловины. Новосибирск: Наука, 1981. 160 с.
- Исаченко А.Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование. М.: Высшая школа, 1991. 336 с.

References

- Altayskiy kray*. Altai region. Atlas In 2 v. V. 1. Moscow–Barnaul: Main Directorate of Geodesy and Cartography, 1978: 222 p. [In Russian].
- Bashlakov Y.K. Distribution and redistribution of snow in the forest zone of Western Siberia. *Prirodnyye resursy i razmeshcheniye proizvodstvennykh sil Tyumenskogo Priob'ya*. Natural resources and deployment of production forces of the Tyumen Ob. Tyumen: Tyumen State University, 1980: 52–61. [In Russian].
- Bykov N.I., Rygalov E.V., Shigimaga A.A., Bondarovich A.A. Peculiarities of distribution of snow cover on agricultural lands of dry steppe (Altai Territory). *Geografiya i prirodopol'zovaniye Sibiri*. Geography and nature management of Siberia. Barnaul: Altai State University Publishing House, 2020, 27: 63–72. [In Russian].
- Vinokurov Yu.I., Tsimbali Yu.M. *Landshaftnaya indikatsiya v ekologo-geograficheskikh issledovaniyakh*. Landscape indication in ecological-geographical research. Novosibirsk: Academic publishing house «Geo», 2016: 258 p. [In Russian].
- Volnov V.V., Boyko A.V., Sukharkov E.A. Peculiarities of the distribution of snow cover on the catchments of the Altai Ob region with complex relief. *Vestnik Altayskogo gosudarstvennogo agrarnogo universiteta*. Bulletin of the Altai State Agrarian University. 2007, 8 (34): 22–25. [In Russian].
- Vtoroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii*. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Moscow: Roshydromet, 2014: 1009 p. [In Russian].
- Galakhov N.N. Snow cover in the forest. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 1940, 3: 3–17. [In Russian].

- Китаев Л.М., Трофимова Л.Б., Комаровская Е.В., Данилович И.С., Бильдюг А.А. Многолетняя изменчивость осадков и формирование снежного покрова Восточно-Европейской равнины // Криосфера Земли. 2010. Т. XIV. № 3. С. 77–81.
- Ландшафтная карта Алтайского края [Карты] / Науч. ред. Ю.И. Винокуров; сост. Ю.И. Винокуров, Ю.М. Цимбалей; тех. ред. Л.Ф. Лубенец, С.В. Циликина, Н.Ю. Курепина. Масштаб 1:500 000. Барнаул: ИВЭП СО РАН, 2016. 2 л.
- Максютова Е.В. Характеристика снежного покрова лесостепи Предбайкалья // Лёд и Снег. 2012. № 1 (117). С. 54–61.
- Маршрутные снегомерные съемки. Режим доступа: <http://meteo.ru> (дата обращения: 20.05.2020).
- Нефедьева Е.А., Яшина А.В. Роль снежного покрова в дифференциации ландшафтной сферы. М.: Наука, 1985. 144 с.
- Попова В.В., Полякова И.А. Изменение сроков разрушения устойчивого снежного покрова на севере Евразии в 1936–2008 гг.: влияние глобального потепления и роль крупномасштабной атмосферной циркуляции // Лёд и Снег. 2013. № 2 (122). С. 29–40.
- Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Изменения характеристик снежного покрова на территории России в 1950–2013 годах: региональные особенности и связь с глобальным потеплением // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 4. С. 65–75.
- Рихтер Г.Д., Котляков В.М., Нефедьева Е.А. Ландшафтное снеговедение: современное состояние, задачи и перспективы // МГИ. 1974. Вып. 24. С. 192–196.
- Рутковский В.И. Влияние лесов на накопление и таяние снега // Снег и талые воды. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 184–205.
- Серых Г.И. Снег и его распределение по видам угодий в Приобской лесостепи Алтайского края // Тр. Зап.-Сиб. РНИГМИ. 1976. Вып. 23. С. 72–78.
- 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.
- Харламова Н. Ф. Климат Алтайского региона. Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2013. 108 с.
- Харламова Н.Ф., Казарцева О.С. Закономерности распределения снежного покрова на территории Алтайского края в условиях орографических барьеров // Бюлл. науки и практики. Электронный журнал. 2018. Т. 4. № 1. С. 113–118. Режим доступа: <http://www.bulletennauki.com/kharlamovakazartseva> (дата обращения 15.01.2018).
- Харламова Н.Ф., Казарцева О.С. Оценка основных характеристик снежного покрова на террито-
- Grudin G.V. Snezhnyy pokrov yuga Minusinskoy kotloviny. Snow cover in the south of the Minusinsk depression. Novosibirsk: Nauka, 1981: 160 p. [In Russian].
- Isachenko A.G. Landshaftovedeniye i fiziko-geograficheskoye rayonirovaniye. Landscape studies and physical-geographical zoning. Moscow: Vysshaya shkola, 1991: 336 p. [In Russian].
- Kitaev L.M., Trofimova L.B., Komarovskaya E.V., Danilovich I.S., Bilyug A.A. Long-term variability of precipitation and the formation of snow cover of the East European Plain. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2010, XIV (3): 77–81. [In Russian].
- Landshaftnaya karta Altayskogo kraya [Karty]. Landscape map of the Altai Territory [Maps]. Scientific editor Yu.I. Vinokurov; compilers Yu.I. Vinokurov, Yu.M. Cymbals; technical editors L.F. Lubenets, S.V. Tsilikin, N.Yu. Kurepina. Scale 1:500 000. Barnaul: IWEP SO RAN, 2016: 2 p. [In Russian].
- Maksyutova E.V. Characteristics of the snow cover of the forest-steppe of the Cis-Baikal region. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2012, 1 (117): 54–61. [In Russian].
- Marshrutnyye snegomernyye s'yemki. Route snow surveying. Access mode: <http://meteo.ru> (date of access: 20.05.2020). [In Russian].
- Nefedieva E.A., Yashina A.V. Rol' snezhnogo pokrova v differentsiatsii landshaftnoy sfery. The role of snow cover in the differentiation of the landscape sphere. Moscow: Nauka, 1985: 144 p. [In Russian].
- Popova V.V., Polyakova I.A. Changes in the timing of destruction of stable snow cover in northern Eurasia in 1936–2008: the impact of global warming and the role of large-scale atmospheric circulation. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2013, 2 (122): 29–40. [In Russian].
- Popova V.V., Shiryayeva A.V., Morozova P.A. Changes in the characteristics of snow cover on the territory of Russia in 1950–2013: regional features and connection with global warming. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2018, XXII (4): 65–75. [In Russian].
- Richter G.D., Kotlyakov V.M., Nefedieva E.A. Landscape snow science: (Current state, tasks and prospects). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 1974, 24: 192–196. [In Russian].
- Rutkovskiy V.I. The influence of forests on the accumulation and melting of snow. *Sneg i talyye vody*. Snow and melt water. Moscow: Publishing House of the Academy of Sciences of the USSR, 1956: 184–205. [In Russian].
- Serykh G.I. Snow and its distribution by type of land in the Priobsk forest-steppe of the Altai Territory. *Trudy Zapadno-Sibirskogo Gidrometeorologicheskogo instituta*. Proceedings of the West Siberian Hydrometeorological Institute. 1976, 23: 72–78. [In Russian].
- Sosnovskiy A.V., Osokin N.I., Chernyakov G.A. Dynamics of snow reserves on the flat territory of Russia in the forest and in the field under climatic changes. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (2): 183–190. [In Russian].
- Kharlamova N. F. *Klimat Altayskogo regiona*. Climate of the Altai region. Barnaul: Altai State University Publishing House, 2013: 108 p. [In Russian].
- Kharlamova N.F., Kazartseva O.F. Regularities distribution of the snow cover in the Altai territory in the conditions of orographic barriers. *Byulleten' nauki i praktiki*. Bulletin of Science and Practice. 2018, 4 (1): 113–118. [In Russian].

- рии Алтайского края с применением ландшафтно-индикационных методов // Бюлл. науки и практики. Электронный журнал. 2018. Т. 4. № 1. С. 125–131. Режим доступа: <http://www.bulletennauki.com/kazartseva-kharlamova> (дата обращения 15.01.2018).
- Ходаков В.Г.* Роль снежного покрова в природе ландшафтов Севера и его физические свойства // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1975. № 1. С. 17–26.
- Черных Д.В., Золотов Д.В., Першин Д.К., Бирюков Р.Ю.* Пространственно-временная дифференциация снежного покрова в бассейне р. Касмалы (Алтайский край) // Водные ресурсы. 2019. Т. 46. № 4. С. 359–369.
- Шульгин А.М.* Мелиоративная география (физико-географические основы мелиорации в СССР). М.: Высшая школа, 1972. 214 с.
- Kharlamova N.F., Kazartseva O.F.* Assessment of the main characteristics of the snow cover in the Altai territory with the use of landscape-indicator methods. *Byulleten' nauki i praktiki*. Bulletin of Science and Practice. 2018, 4 (1): 125–131. [In Russian]. <http://www.bulletennauki.com/kazartseva-kharlamova>.
- Khodakov V.G.* The role of snow cover in the nature of landscapes of the North and its physical properties. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Ser. geogr.* Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. Ser. Geog. 1975, 1: 17–26. [In Russian].
- Chernykh D.V., Zolotov D.V., Pershin D.K., Biryukov R.Y.* Space and time differentiation of snow cover in the Kasmala river basin, Altai krai. *Water Resources*. 2019, 46 (4): 504–514. doi:10.1134/S0097807819040067.
- Shulgin A.M.* *Meliorativnaya geografiya (fiziko-geograficheskiye osnovy melioratsii v SSSR)*. Reclamation geography (physical and geographical foundations of reclamation in the USSR). Moscow: Vysshaya shkola, 1972: 214 p. [In Russian].

К оценке интенсивности горизонтального переноса снежных масс в области аномалии силы тяжести

© 2022 г. Л.Х. Ингель^{1*,2}, А.А. Макоско²

¹Научно-производственное объединение «Тайфун», Обнинск, Россия;

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

*lev.ingel@gmail.com

Estimation of the intensity of the horizontal transfer of snow masses in the area of gravity anomaly

L.Kh. Ingel^{1*,2}, A.A. Makosko²

¹Research and Production Association «Typhoon», Obninsk, Russia;

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

*lev.ingel@gmail.com

Received April 8, 2022 / Revised June 10, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *snow cover, inhomogeneities of the gravity field, horizontal transport of a heavy admixture, analytical model.*

Summary

A number of recent publications note the observed correlation of snow/ice thickness in some arctic regions with gravity field inhomogeneities. The physical mechanisms that could cause such a correlation are still unclear. In this paper, we consider a possible mechanism for the ordered horizontal transport of heavy admixtures (in particular, snow during low snowstorms) in the surface layer of the atmosphere under the influence of the mentioned inhomogeneities. In the area of gravity anomaly, in addition to variations of the vertical component, there are also components of this force that are tangential to the mean Earth ellipsoid. In flat mesoscale atmospheric models, these are additional horizontal forces, to which the dynamics of the atmosphere is quite sensitive. It seems appropriate to evaluate the possible systematic influence of such forces on the horizontal transport of heavy impurities in the atmosphere, which include, for example, snow coming from the surface into the surface layer of air at sufficiently strong winds (in situations such as low snowstorms). It is assumed that in the absence of a heavy admixture, the medium is in a static state, in which the horizontal component of gravity is compensated by the horizontal pressure gradient. When admixture enters the air, the average density of the medium changes, and in the presence of a horizontal component of gravity, an additional horizontal force appears. Its effect was studied within the framework of a simple linear analytical model. Estimates show that although the rate of additional horizontal transport is very low, the effect that accumulates over many years can be noticeable.

Citation: Ingel L.Kh., Makosko A.A. Estimation of the intensity of the horizontal transfer of snow masses in the area of gravity anomaly. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 360–362. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030137, edn: eqianf.

Поступила 8 апреля 2022 г. / После доработки 10 июня 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *снежный покров, неоднородности поля силы тяжести, горизонтальный перенос тяжёлой примеси, аналитическая модель.*

В литературе отмечается наблюдаемая корреляция толщины снежного/ледяного покрова в некоторых арктических регионах с аномалиями силы тяжести. Рассматривается возможный механизм упорядоченного горизонтального переноса тяжёлых примесей (снега) в атмосфере в неоднородном поле силы тяжести. Проанализированная теоретическая модель показывает, что эффект, накапливающийся в течение многих лет, может быть существенным.

Введение

В ряде недавних публикаций отмечается корреляция толщины снежного/ледяного покрова в некоторых арктических регионах (в окраинных арктических морях) с неоднородностями поля силы тяжести (Sharov, Nikolskiy, 2016). Физические механизмы, вызывающие такую корреляцию,

пока не ясны. В области аномалии силы тяжести, кроме вариаций вертикальной составляющей, существуют также составляющие этой силы, касательные к общему земному эллипсоиду. В плоских мезомасштабных атмосферных моделях это — дополнительные горизонтальные силы, к которым динамика атмосферы весьма чувствительна. Целесообразно оценить возмож-

ное систематическое влияние таких сил на горизонтальный перенос тяжёлых примесей в атмосфере, к которым относится, например, снег, поступающий с поверхности в приземный слой воздуха при достаточно сильных ветрах (в ситуациях типа низовых метелей).

Математическая модель

В рамках плоской мезомасштабной модели приземного слоя атмосферы использована декартовая система координат. Рассматривается полуограниченная среда, ограниченная снизу твёрдой горизонтальной подстилающей поверхностью $z = 0$ (ось z направлена вертикально вверх, ось x – вдоль горизонтальной компоненты силы тяжести). В неоднородном поле силы тяжести считаем заданной горизонтальную составляющую ускорения силы тяжести g_x . С нижней границы в среду поступает тяжёлая примесь, задан диффузионный поток:

$$\chi(\partial\mu/\partial z) = -M \text{ при } z = 0, \quad (1)$$

где μ – массовая концентрация тяжёлой примеси; χ – коэффициент её диффузии; M – плотность потока примеси, кг/(м²с).

Если поступление примеси горизонтально-однородно, то её стационарное горизонтально-однородное распределение описывается уравнением диффузии с учётом оседания частиц:

$$-v(\partial\mu/\partial z) = \chi(d^2\mu/dz^2), \quad (2)$$

где v – абсолютная величина скорости оседания частиц примеси.

Горизонтальную проекцию стационарного уравнения динамики запишем как

$$0 = -(\partial p/\partial x) + \rho v \Delta u + \rho g_x, \quad (3)$$

где p – давление; ρ – полная плотность среды; v – коэффициент кинематической вязкости; u – скорость возникающего горизонтального течения; Δ – символ лапласиана.

Горизонтальную составляющую ускорения силы тяжести g_x далее считаем известной и в рассматриваемой области постоянной, т.е. предполагается баланс горизонтальной составляющей силы тяжести, сил горизонтального градиента давления и вязкости. Не учитываем здесь кориолисову силу, которая на пространственно-вре-

менных масштабах низовой метели несущественна. Плотность складывается из двух слагаемых:

$$\rho = \bar{\rho} + \mu,$$

где μ – парциальная плотность примеси; чертой обозначаются фоновые значения величин.

Имеется в виду, что при отсутствии поступления тяжёлой примеси среда находится в статическом состоянии, в котором

$$\partial\bar{\rho}/\partial x = \bar{\rho}g_x. \quad (4)$$

(совпадение в статическом состоянии изобар и изопикн с эквипотенциальными поверхностями доказано для случая идеальной среды (Кочин, 1949), отличие от которой в данном контексте не принципиально).

В формуле (4) горизонтальная составляющая силы тяжести скомпенсирована горизонтальным градиентом давления. При поступлении в среду тяжёлой примеси в уравнение (3) добавляется некомпенсированная горизонтальная сила μg_x . Поступление примеси считается горизонтально-однородным, поэтому связанная с этим добавка к плотности и давлению и возникающее течение не зависят от горизонтальной координаты x ; горизонтальный градиент давления не меняется. Тогда, вычитая (4) из (3), получаем следующее уравнение:

$$v(\bar{\rho} + \mu)(\partial^2 u/\partial z^2) = -\mu g_x. \quad (5)$$

Системы (2), (5) для искомых функций $\mu(z)$, $u(z)$ решаем с краевыми условиями (1), а также с условиями прилипания и затухания возмущений вдали от подстилающей поверхности: $u = 0$ при $z = 0$; $\mu = 0$, $du/dz = 0$ при $z = \infty$.

Результаты

Решение уравнения (2) при рассматриваемых граничных условиях имеет следующий вид:

$$\mu = (M/v)\exp(-z/h), \quad h \equiv \chi/v.$$

Из формулы (5), с учётом краевых условий, получаем:

$$\frac{du}{dz} = -\frac{g_x}{v} \int_{\infty}^z \frac{\mu(z')}{\bar{\rho} + \mu(z')} dz' = \frac{g_x \chi}{v\bar{\rho}} \ln \left[1 + \frac{M}{\bar{\rho}v} \exp\left(-\frac{z}{h}\right) \right]. \quad (6)$$

При дальнейшем интегрировании (6) скорость u выражается через специальные функции. В пре-

дельном случае $\mu \ll \bar{\rho}$, когда примесь вносит относительно малый вклад в плотность воздуха:

$$u \approx (M\chi^2 g_x / \nu u^3 \bar{\rho}) [1 - \exp(-z/h)].$$

Результат наиболее сильно зависит от скорости оседания частиц. Например, в приземном слое воздуха в условиях приземной метели (Бычкова, 2016; Ингель, 2018) $\bar{\rho} = 1 \text{ кг/м}^3$, коэффициенты турбулентного обмена $\nu = \kappa = \chi = 3 \text{ м}^2/\text{с}$, $u = 0,2 \text{ м/с}$, тогда $h = 15 \text{ м}$. Если при этом $M = 2 \cdot 10^{-2} \text{ кг/(м}^2\text{с)}$, а $g_x = 0,5 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ (Sharov, Nikolskiy, 2016), то характерное значение массовой концентрации примеси составляет $0,1 \text{ кг/м}^3$, а порядок скорости возникающего течения $4 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}$. Использование здесь стационарной модели оправдано тем, что полученное значение скорости достигается за весьма короткое время. Действительно, для нестационарной задачи в уравнение (5) добавляется производная по времени:

$$(\bar{\rho} + \mu)(du/dt) = \nu(\bar{\rho} + \mu)(\partial^2 u / \partial z^2) + \mu g_x.$$

После внесения тяжёлой примеси ($\mu \neq 0$) на среду начинает действовать дополнительная горизонтальная сила (последнее слагаемое в правой части). Пока вязкость не станет существенной и течение не приблизится к стационарному режиму, приближённо выполняется уравнение

$$(\bar{\rho} + \mu)(du/dt) \approx \mu g_x.$$

Отсюда получаем оценку времени Δt , необходимого для достижения скорости u :

$$\Delta t \approx (\bar{\rho} + \mu)u / (\mu g_x).$$

Для рассмотренных здесь значений параметров время выхода на стационарный режим составляет порядка 1 мин.

Заключение

В неоднородном поле силы тяжести существует механизм упорядоченного горизонтального переноса тяжёлых примесей в атмосфере, в частности, снежных масс. Скорость возникающих горизонтальных течений – низкая, поэтому можно говорить лишь о малой поправке к обычному ветровому переносу (Бычкова, 2016; Wamser, Lykossov, 1995). Однако важно иметь в виду, что речь идёт об эффектах перемещения примеси, которые могут накапливаться многие годы. Например, рассчитанное здесь перемещение снега, связанное с его поступлением в воздух, происходит 50 дней в течение года, и за год перемещение составляет около 20 км. Даже значительно более медленного перемещения достаточно (при прочих благоприятных условиях) для постепенного переноса снежных масс на сотни километров.

Литература

- Бычкова В.И. Параметризация процессов возникновения и эволюции низовой метели: Дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. М.: Гидрометцентр РФ, 2016. 101 с.
- Ингель Л.Х. Обобщение модели Прандтля на случай склоновых течений с тяжелой примесью // Прикладная механика и техническая физика. 2018. Т. 59. № 5. С. 104–108. doi: 10.15372/PMTF20180512.
- Кочин Н.Е. Изменение температуры и давления с высотой в свободной атмосфере. Собр. соч. Т. 1. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 530–591.
- Sharov A., Nikolskiy D. Outlines and dynamics of eurasian ice caps in anomalous gravity fields // Living Planet Symposium, Proceedings of the conference held 9–13 May 2016 in Prague, Czech Republic. Ed. by L. Ouwehand. ESA-SP. V. 740. P. 328. https://www.researchgate.net/publication/303279393_OUTLINES_AND_DYNAMICS_OF_EURARCTIC_ICE_CAPS_IN_ANOMALOUS_GRAVITY_FIELDS.
- Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow // Contributions to Atmospheric Physics. 1995. V. 68. № 1. P. 85–94.

References

- Bychkova V.I. Parametrizaciya processov vozniknoveniya i evolyucii nizovoj meteli. Parametrization of the formation and evolution of low-drifting snow. PhD. *Dissertatsiya na soiskaniye uchenoy stepeni kandidata fiziko-matematicheskikh nauk*. M.: Hydrometeorological Center of the Russian Federation, 2016. 101 p. [In Russian].
- Ingel L.Kh. Generalization of a Prandtl slope flow model with a heavy admixture. *Prikladnaya mehanika i tehnikeskaya fizika*. Journ. of Appl. Mech. Tech. Phys. 2018, 59 (5): 857–861. doi: 10.1134/S0021894418050127.
- Kochin N.E. *Izmenenie temperatury i davleniya v vysotoj v svobodnoj atmosfere*. Change in temperature and pressure with height in the free atmosphere. Collected works. V. 1. M.-L.: Izd. AN SSSR, 1949: 530–591. [In Russian].
- Sharov A., Nikolskiy D. Outlines and dynamics of eurasian ice caps in anomalous gravity field. Living Planet Symposium. Proc. of the conf. held 9–13 May 2016 in Prague, Czech Republic. Ed. by L. Ouwehand. ESA-SP. V. 740. P. 328. https://www.researchgate.net/publication/303279393_OUTLINES_AND_DYNAMICS_OF_EURARCTIC_ICE_CAPS_IN_ANOMALOUS_GRAVITY_FIELDS.
- Wamser C., Lykossov V.N. On the friction velocity during blowing snow. *Contributions to Atmospheric Physics*. 1995, 68 (1): 85–94.

ПОДЗЕМНЫЕ ЛЬДЫ И НАЛЕДИ

УДК 551.444.6(470.57)

DOI: 0.31857/S2076673422030138, EDN: EQITTX

Распространение пещер с многолетним льдом на Южном Урале и в Предуралье

© 2022 г. А.И. Смирнов*, Ю.В. Соколов

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, Уфа, Россия

*smalil@mail.ru

Distribution of karst caves with perennial ice in the Southern Urals and in the Cis-Urals

A.I. Smirnov*, Yu.V. Sokolov

Institute of Geology of the Ufa Federal Research Centre of the Russian Academy of Sciences, Ufa, Russia

*smalil@mail.ru

Received February 14, 2022 / Revised April 27, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *snow-ice formations, climatic conditions, accumulation factors, distribution patterns, Askynskaya cave.*

Summary

The paper presents systematized information about distribution of karst caves containing accumulations of old ice and snow outside the zone of continuous permafrost. It was found that among total number of 1,150 caves in the region known by January 1, 2022, the old ice had been registered only in 68 (6%) ones. Distribution of them is conditioned by the general mechanisms of development of karst cavities, but a number of additional conditions are required to form the snow-ice accumulations within them. Ice and snow are formed mainly in bag-shaped caves confined to the middle and upper parts of river valleys, or in caves located in the upper reaches of the ravines on the watershed areas, the entrances to which are represented by wells, deep karst channels or are located in sinkholes. The intensity of accumulation and conservation of snow and ice in caves, under other favorable morphological and hydrogeological conditions, is directly dependent on the area of the entrance to the cave and the slope of the floor at its entrance. Snow-ice accumulations are represented by ice bodies, stalactites and stalagmites, hoarfrost and large ice crystals, snow, firn and ice. The most developed of them is ice. The maximum recorded area of the cave ice is 5000 m², its thickness is 11 m, the depth of penetration of glaciation deep into the karst massif from the entrance reaches 70 m, and the length is 250 m. Factors that reduce the accumulation of snow and ice in the caves of the region include: periodic flooding of karst cavities, shortening of woody vegetation on the surface above them, and cave attendance. On the case of the Askynskaya cave, the dependence of the state of snow-ice accumulations on local climatic conditions and the degree of anthropogenic load has been determined. It is recommended to monitor the state of snow and ice formations in the rarely visited Ledyanaya-Lipovaya cave with the most thick icing, in order to establish a correlation between the state of glaciation of the cave and changes in local climatic conditions.

Citation: Smirnov A.I., Sokolov Yu.V. Distribution of karst caves with perennial ice in the Southern Urals and in the Cis-Urals. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (3): 363–376. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030138, edn: eqittx.

Поступила 14 февраля 2022 г. / После доработки 27 апреля 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *снежно-ледяные образования, закономерности распространения, пещера Аскынская, пещера Ледяная-Липовая.*

Систематизированы сведения о распространении карстовых пещер с многолетними снежно-ледяными образованиями. Установлено, что из всех известных пещер региона только в 6% зафиксированы многолетние лёд и снег. Распространение таких пещер обусловлено общими закономерностями развития и распространения карстовых полостей. Однако для формирования в них снежно-ледяных образований требуется ряд дополнительных условий.

Введение

Большая часть рассматриваемого региона охватывает территорию Республики Башкортостан (РБ) и лишь частично затрагивает территории сопредельных субъектов Российской

Федерации. На 1 января 2022 г. в регионе зафиксировано 1150 карстовых пещер. Во всех пещерах с поперечником входа более 1,5 м и опускающимся от него полом формируются сезонные снежно-ледяные образования (СЛО), и только в 68 пещерах (6% всех известных пещер в регионе)

достоверно установлено их многолетнее круглогодичное существование.

Снег и лёд в карстовых пещерах региона формируются в условиях континентального климата с жарким летом и холодной зимой вне зоны распространения многолетнемёрзлых горных пород. Среднегодовая температура воздуха изменяется от 3,5 °С в Предуралье до 0,5 °С на Южном Урале, а период со среднесуточной температурой воздуха ниже 0 °С в среднем составляет 160 и 170 дней соответственно. Обычно устойчивый снежный покров устанавливается в декабре и держится 4–5 месяцев. Толщина снежного покрова в лесных районах Южного Урала составляет 1,1–1,3 м, в лесостепных и степных районах Предуралья не превышает 0,6 м. Вся территория региона относится к зоне сезонного распространения мерзлоты, а глубина промерзания грунта находится в обратной зависимости от толщины снежного покрова и составляет 0,5–1,8 м (Кильметова, 2005). По мнению авторов настоящей статьи лёд и снег в пещерах относятся к типичным пещерным отложениям, поскольку они характеризуются всеми признаками образования осадочных отложений: источником формирования осадков, их переносом и накоплением, преобразованием в новые формы состояния, а при их уничтожении – наличием следов их присутствия в прошлом, например, гипсовой муки (Андрейчук и др., 2013).

Снег в пещеры поступает с поверхности через входы, органые трубы и щели, а лёд в них по механизму образования подразделяют на конжеляционный (гидрогенный), осадочно-метаморфический и сублимационный (Дмитриев, 1980). Лёд формируется непосредственно в пещерах, что следует из механизма образования пещерного льда. Пещеры с наличием снега и льда с давних пор использовали как естественные холодильники. Охотники и в настоящее время временно хранят там добытую дичь. Пещеры с многолетними снежно-ледяными образованиями имеют немаловажное значение как экскурсионные объекты – они очень популярны у туристов. Однако главный научный и практический интерес к пещерам с многолетним льдом на современном этапе их изучения связан с тем, что они – индикатор изменения местного климата, так как при его потеплении масштабы оледенения пещер уменьшаются, а при похолоданиях – увеличиваются (Мавлюдов, 2008).

Задачи настоящей работы – систематизация сведений о карстовых пещерах с многолетними СЛЮ Южного Урала и Предуралья, а также установление основных закономерностей их распространения. Исходными материалами для исследований послужили: а) собранные авторами данные по карстовым пещерам региона из опубликованных, фондовых и архивных источников (в том числе отчётов туристов-спелеологов о походах в пещеры) почти за двухвековой период изучения пещер региона; б) полевые исследования пещер, проведённые авторами с 1980 по 2021 г. в ходе изучения и съёмки проявлений экзогенных геологических процессов. Применяли стандартные по обследованию и топографической съёмке пещер методы исследования.

Состояние вопроса

Впервые лёд в пещерах Южного Предуралья описал географ Н.П. Рычков в пещере Крясь-Тишек 8 июля 1769 г. (по старому стилю) в период экспедиции Петербургской Академии Наук, возглавляемой академиком П.С. Палласом. В этой пещере, на правом берегу р. Ик, в 0,5 км к северу от деревни Москово Туймазинского муниципального района (в настоящее время Республика Башкортостан) он зафиксировал лёд в двух гротах и ходах. Позже СЛЮ были обнаружены и в других пещерах. Сведения о наличии сезонных и многолетних СЛЮ в пещерах Южного Урала и Предуралья (далее – регион) содержатся не менее чем в 100 литературных, фондовых и архивных источниках (Соколов, 2008). В большинстве в них приводятся отрывочные данные о видах и формах и значительно реже – масштабах СЛЮ без комплексной их характеристики.

Первые обобщающие работы по 20 пещерам со льдом и снегом региона выполнены в 1960-х годах Г.В. Вахрушевым (Вахрушев, 1965, 1972). Основным условием для формирования в пещерах льда и снега он считал их морфологию – мешкообразную форму карстовых полостей. Им предложено три механизма образования пещерных льдов: образовавшиеся за счёт уплотнения снега; формировавшиеся в результате конденсации водяных паров и возникшие за счёт вод водоносных горизонтов (Вахрушев, 1972, с. 117).

К концу 1980-х годов число известных в регионе пещер со снегом и льдом почти удвоилось.

В.И. Мартин (Мартин, 1981) на основе анализа комплекса данных по 40 пещерам со снегом и льдом определил пять необходимых условий их образования. Это – наличие: 1) в течение года, как минимум, 1–2-месячного периода с устойчивыми отрицательными температурами воздуха; 2) раскрытой трещиноватости и закарстованности массива; 3) резкого перепада высот в рельефе для создания градиента перетока воздушных масс в горном массиве; 4) мешкообразной или сифонообразной морфологии полости или зоны трещиноватости; 5) экранированности глинистым материалом или первичными ледяными образованиями дна полости.

На основе систематизации морфологических и морфометрических характеристик пещер Урала к установленным В.И. Мартиным условиям формирования многолетних СЛО Ю.Е. Лобанов добавил ещё два фактора интенсивности образования СЛО в пещерах: прямую зависимость от величины наклона пола пещеры от входа в глубину карстового массива и размера входного поперечного сечения (Лобанов, 1981, 1979), а И.К. Кудряшов и Р.А. Салихов ещё в 1960-е годы (Кудряшов, Салихов, 1968) отметили обратную зависимость количества СЛО от залесённости местности над пещерой и её окрестностей.

На 1 января 1993 г. в регионе было достоверно установлено 50 пещер с наличием СЛО в тёплое время года. Анализ их распространения, выполненный В.И. Мартиным и авторами настоящей статьи, показал, что приурочены они к склонам долин рек на высоте до 150 м над эрозионными врезами, а распространение СЛО в глубь пещер достигает 250 м (пещера Киндерлинская им. 30-летия Победы), хотя в основном не превышает 50 м. Максимальная площадь пещерных льдов достигает 5000 м² (пещера Аскынская), но обычно не превышает 1000 м², а мощность льда колеблется от 0,5 до 11,0 м (Мартин и др., 1993).

К 2000 г. исследованиями спелеологов из Уфы число пещер, в которых сформированы многолетние СЛО, возросло до 63, однако сведения по ним не были систематизированы. В последней опубликованной на сегодняшний день сводной работе по пещерам с СЛО региона (Соколов, 2008) приведены подробные данные по 49 пещерам с многолетними СЛО. В этой работе приведена статистика распространения пещер с СЛО по карстовым провинциям и районам, эле-

ментам рельефа и абсолютным отметкам. На основе её анализа установлено, что наибольшее число пещер с многолетними СЛО (90%) сосредоточено на Южном Урале в Западно-Уральской карстовой провинции, где они сформировались в ниже- и среднепалеозойских известняках и приурочены к склонам долин рек в интервале абсолютных отметок 200–400 м.

Многолетние СЛО, зафиксированные на протяжении нескольких лет в течение всего календарного года, представлены всеми известными генетическими типами СЛО, на что ещё более полувека назад указывал Г.В. Вахрушев (Вахрушев, 1965, 1972). В современной терминологии (Тимофеев и др., 1991; Мавлюдов, 2017) в основном это: конжеляционные (гидрогенные) наледи на стенах и полу; замёрзшая инфильтрационно-капельная вода в виде сталактитов и сталагмитов; сублимационная изморозь и крупные ледяные кристаллы; осадочно-метаморфические снег, фирн и лёд. В ряде пещер (Кутукские, Сумган, Аскынская, Киндерлинская и др.) проводились специализированные исследования указанных типов СЛО (Червяцова и др., 2012; Степанов и др., 2014; Кадебская, Степанов, 2016; Трофимова и др., 2020 и др.), однако в целом по региону они не велись. В настоящее время можно говорить лишь о наличии многолетних СЛО в разные годы в той или иной пещере. Таким образом, степень изученности пещер региона относительно наличия в них многолетних СЛО – хорошая, однако до настоящего времени сведения обо всех известных пещерах с многолетними СЛО не были обобщены и основные закономерности их распространения приводятся в статье впервые.

Результаты исследований

Степень оледенения пещер. Самому значительному оледенению в регионе подвержены три пещеры: Аскынская, Киндерлинская им. 30-летия Победы и Кутукская 4. Максимальная зафиксированная площадь наледей в них составляет 5000, 2400 и 1200 м² соответственно. Площадь СЛО в девяти пещерах равна 200–650 м², в 11 – 100–200 м², а в остальных 45 пещерах (66%) не превышает 50 м². Таким образом, пещер с крупными скоплениями много-

летних СЛО в регионе мало, что обусловлено редко встречающимся одновременным сочетанием необходимых условий для образования и накопления многолетних СЛО. Перечень пещер с многолетними СЛО по состоянию на 1 января 2022 г. приведён в табл. 1 и 2, а их географическое расположение — на рис. 1 и 2. Рассмотрим особенности их распространения, а также морфологические и морфометрические характеристики пещер, влияющие на интенсивность накопления в них многолетних СЛО.

Географические особенности. Самые северные пещеры с многолетним оледенением — Сабакеевская 1, 2 и Урмантау на Уфимском плато; самые южные — Большая Лабиринтовая и Ледовая на западной окраине Зилаирского плато; западные — Ледяная (Максютовская-1) на Прибельской равнине; восточные — Набиевские 2 и 3 в пределах низкогорных хребтов западного склона Южного Урала (см. рис. 1). При этом минимальная площадь многолетних СЛО вслед за уменьшением в регионе среднемноголетней температуры воздуха в северо-восточном направлении установлена на крайнем юге Башкортостана.

В гипсометрическом отношении самая высоко расположенная пещера с многолетними СЛО — Холодная яма (абс. отметка входа 500 м) на западной окраине Зилаирского плато, а самая низко расположенной (110 м) — Ледяная (Максютовская-1) в равнинном Предуралье (см. табл. 1, 2). Таким образом, высотный интервал нахождения пещер с многолетними СЛО составляет 390 м, а наибольшее число пещер с многолетними СЛО находится в горной части региона в интервале абсолютных отметок 200–400 м, для которого характерно и наибольшее распространение пещер в целом по региону. Меньше всего пещер с многолетними СЛО распространено в равнинном Предуралье на абсолютных отметках 150–300 м.

Геолого-геоморфологические особенности. Подавляющая часть пещер с многолетними СЛО (59 пещер, 6% всех известных пещер этой части региона) сформирована в известняках Уральской карстовой страны, где они в основном сосредоточены в пределах низкогорных хребтов Западно-Уральской внешней зоны складчатости Южного Урала (46 пещер, 6,6% всех известных пещер спелеопровинции). В значительно меньшей степени они встречаются в Южном Предуралье (девять пещер, 3,7% всех пещер этой

части региона). Меньше всего пещер с многолетними СЛО наблюдается в гипсах — всего три пещеры, 2,6% всех известных гипсовых пещер региона. Это обусловлено более молодым возрастом пещер в гипсах и отсутствием в большинстве из них благоприятных морфологических условий для накопления многолетних СЛО.

В геоморфологическом отношении чуть более половины (52%) пещер со льдом и снегом региона сформировано на склонах долин рек, что обусловлено хорошо известной карстоподам закономерностью усиления развития карста от «ядер» водораздельных пространств к долинам рек (Соколов, 1962; Максимович, 1963 и др.). При этом все они расположены в средних и верхних частях склонов долин рек или в придолинных частях водораздельных пространств, где формированию пещер способствует интенсивное развитие трещин бортового отпора, на что указывают все исследователи карста. Вполне естественно, что пещеры с многолетними СЛО отсутствуют в днищах долин рек и в нижних частях их склонов в зоне сезонного колебания уровня карстовых вод, так как их накоплению препятствует периодическое обводнение карстовых полостей. В этой связи отметим, что после создания в 2003 г. Юмагузинского водохранилища на р. Белая и подтопления нижних этажей пещеры Сумган его водами спелеологами, ежегодно посещающими пещеру и представляющими отчёты о спелеопоходах, зафиксирована деградация оледенения пещеры (данные не опубликованы).

Ещё одна важная геоморфологическая особенность распространения пещер с многолетними СЛО — приуроченность к верховьям логов и суходолов на водораздельных пространствах (47% всех пещер региона с многолетними СЛО), что вполне соответствует характеру распространения поверхностных проявлений карста в регионе (Смирнов и др., 2019; Смирнов, Бакиева, 2020). Яркий пример этого обстоятельства — пещеры Кутукского урочища на Нугуш-Бельском междуречье (см. рис. 2), входы в которые представлены колодцами и шахтами или расположены в карстовых воронках.

Давно замечено, что в горной части региона в глубоких залесённых логах, карстовых колодцах и воронках выпавший за зиму снег может сохраняться до середины лета. Вполне

Таблица 1. Пещеры Южного Урала и Предуралья с многолетними снежно-ледяными образованиями. Карстовая страна Восточно-Европейской равнины*

Номер	Пещера и её местонахождение. Год(ы) обследования	A/L, м	Q, м ² /V, м ³	Особенности морфологии входа. Снежно-ледяные образования	H (a, b), м/S, м ²
Равнинный карст Южного Предуралья (I–A, см. рис. 1) <i>Пещеры в гипсах (P_{1k})**</i>					
1	Султанмуратовская (Ледяная). Аургазинский район РБ. 25,4 км СЗ с. Толбазы. Средняя часть левого склона суходола (правый придолинный участок р. Аургазы). 1960, 1969, 2020 гг.	155/109	3,4/316	Наклонный коридор из воронки. Лёд	–1; –7/240
2	Ледяная (Максютовская–I). Туймазинский район РБ. 9,6 км ЗЮЗ г. Туймазы. Правый пологий склон долины р. Ик. 1949, 1954 гг.	110/60	0,4/80	Наклонный ход из воронки в зал. Лёд	–4; –6/200
3	Чертова бездна. Иглинский район РБ. 31,3 км ЮВ г. Уфа. Верхняя часть правого склона долины р. Мончазы. 1979 г.	200/130	12,8/4000	Колодец, наклонный зал. Снег и лёд	–24; –62/84
<i>Пещеры в известняках (P_{1st+a})</i>					
1	Сабакаевская 1 (Сабакаевская 5). Дуванский район РБ. 21,6 км ЮЗ с. Дуван. Средняя часть правого склона долины р. Юрюзань. 1930, 1971, 1972, 2021 гг.	260/180	1,6/630	Коридор по трещине бортового отпора. Лёд	0; –4/20
2	Сабакаевская 2 (Сабакаевская 4). Дуванский район РБ. 21,6 км ЮЗ с. Дуван. в 5 м З пещ. Сабакаевская 1. Средняя часть правого склона долины р. Юрюзань. 1967, 1971, 2021 гг.	255/28	5,1/68	Коридор по трещине бортового отпора. Лёд	0/2
3	Урматтау (Усть-Атаевская–I). Салаватский район РБ. 28 км ЮЮЗ с. Дуван. Верхняя часть правого склона долины р. Юрюзань. 1969–1971, 2021 гг.	280/621	1,5/1200	Наклонный коридор. Снег и лёд	1; –16/650
Предгорный карст Предуралья (I–Б, см. рис. 1) <i>Пещеры в гипсах (P_{1k})</i>					
1	Смакаевская (Ишимбайская). Ишимбайский район РБ. ЮВ окраина г. Ишимбай. Средняя часть правого склона долины р. Тайрук (правый приток р. Белая). 2012 г.	190/50	6,2/50	Наклонный коридор из воронки. Лёд	–8; –11/5
<i>Пещеры в известняках (С)</i>					
1	Воскресенская (Табьинская). Гафурийский район РБ. 10 км С с. Красноусольский. Средняя часть правого склона долины р. Белая. 1770, 1969, 1971, 2021 гг.	165/53	14,0/412	Наклонный коридор из воронки. Лёд	–3; –6/15
2	Терменьелга (Машиш). Ишимбайский район РБ. 9,4 км ЮЮВ г. Ишимбай. Верхняя часть правого склона долины р. Терменьелга (правый приток р. Белая). 1972, 1975 гг.	340/84	9,6/450	Наклонный коридор из воронки. Снег и лёд	–6/7
3	Ылаасын (Соколинная). Ишимбайский район РБ. 21,4 км ВЮВ г. Ишимбай. Верхняя часть левого склона р. Хажинская Шида (левый приток р. Селеук). 1966–1967, 1978, 2021 гг.	480/487	73,0/5000	Наклонная галерея из воронки. Лёд	0; –16/400
Всего по карстовой стране: 10					

Для табл. 1, 2. *Литологическая номенклатура пещер: А – абсолютная отметка входа; L – длина пещеры; Q – площадь входа; V – объём полости оледенения; H (a, b) – высотный интервал оледенения относительно входа (– глубина; + высота); S – площадь оледенения; **возраст карстующихся пород.

Таблица 2. Пещеры Южного Урала и Предуралья с многолетними снежно-ледяными образованиями. Пещеры Уральской карстовой страны (см. пояснения к табл. 1)

Но- мер	Пещера и её местонахождение. Год(ы) обследования	A/L, м	Q, м ² /V, м ³	Особенности морфологии входа. Снежно-ледяные образования	H (a; b), м/S, м ²
Горный и предгорный карст Южного Урала (II–A, см. рис. 1)					
<i>Спелеопроvincия низкогорных хребтов Западнo-Уральской внешней зоны складчатости. Пещеры в известняках (D, C)</i>					
1	Аркаланская. Мелеузовский район РБ, 9,7 км ЮЮВ пещ. Сумган. Тальвег лога Аркалан (правый придолинный участок р. Белая), 1992, 2009 гг.	382/508	24/99	Провал с понором в лаз. Снег и лёд	-2; -6/8
2	Асыновская ледяная. Гафурийский район РБ, 19,6 км ЮЮВ с. Архангельское. Верхняя часть левого склона долины р. Каран-Юрт (левый приток р. Аскын), 1926, 1962, 1985, 1994–2022 гг.	270/371	158,4/5000	Наклонный зал из воронки. Лёд	-7; -20/5000
3	Аю шурган. Кугарчинский район РБ, 16,2 км СВ с. Мраково. Днище лога левого берега р. Мелеуз (левый приток р. Белая), 2017 г.	430/168	75/2268	Колодец. Лёд	-35/161
4	Вак карасай карши (Медвежья). Ишимбайский район РБ, 42 км ВЮВ г. Стерлитамак. Средняя часть левого склона долины р. Зиган, 1971 г.	320/61	7,0/1700	Наклонный коридор. Снег и лёд	-1; -6/35
5	Герда. Мелеузовский район РБ, 11,2 км ЮЮВ пещ. Сумган. Тальвег лога Аркалан	390/82	1/180	Наклонный коридор. Снег и лёд	+5; -14/16
6	Грез-Сосенки. Бурзянский район РБ, 7 км Сд. Иртызы. Тальвег и склон лога (правый придолинный участок р. Белая), 1981, 2014 гг.	370/1309	10,8/343	Наклонный ход в грот. Лёд	-7; -32/80
7	Дикая. Мелеузовский район РБ, 1,5 км ВЮВ пещ. Сумган.	403/42	6/99	Наклонный ход из воронки. Лёд	-5; -11/16
8	Устье полулеплого суходола (Кутукское урочище). 1970, 1986 гг.	420/30	12,8/300	Провал с коридором. Снег и лёд	-26; -30/25
9	Имени Е.П. Юшиной. Мелеузовский район РБ, 2,1 км ЮЮВ пещ. Сумган. Днище левого отвержа суходола Кутук-Сумган (Кутукское урочище), днище котловины, 2001 г.	425/100	16/1530	Шахта с понором. Лёд	-9; -40/60
10	Иргизинская. Бурзянский район РБ, 0,7 км СЗ д. Иртызы. Верхняя часть левого склона долины р. Иртызы (левый приток р. Белая), 1967, 1999 гг.	386/44	19,6/693	Колодец. Лёд	-24; -28/24
11	Искатели. Ишимбайский район РБ, 40 км ВЮВ г. Стерлитамак. Нижняя часть правого склона долины р. Бриш (левый приток р. Зиган), 1973 г.	330/240	0,3/208	Коридор перед галереями в воронке. Лёд	0; -2/6
12	Искатели 3. Мелеузовский район РБ, 4,3 км ССЗ пещ. Сумган. Днище лога (Кутукское урочище), 1981 г.	426/60	8,2/221	Лаз из воронки в колодец. Лёд	-4; -9/16
13	Ипольская. Мелеузовский район РБ, 0,8 км ЗСЗ пещ. Сумган. Средняя часть правого борга суходола Кутук (Кутукское урочище), 1987 г.	435/78	0,8/1261	Наклонный коридор из колодца. Лёд	-4; -46/148
14	Калмакларовская. Салаватский район РБ, 3,4 км ВЮВ с. Малояз. Верхняя часть правого склона долины р. Юрюзань, 1770, 1971, 2021 гг.	350/54	6,3/250	Коридор из колодца. Снег и лёд	-7; -11/30
15	Камчатка (Таш). Бурзянский район РБ, 13,6 км ССВ д. Иртызы. Днище лога левого берега р. Шульган (правый придолинный участок р. Белая), 2008 г.	420/31	1,4/50	Колодец в грот. Лёд	-4; -6/300
16	Киндеринская им. 30-летия Победы. Гафурийский район РБ, 27,2 км Ю с. Архангельское. Средняя часть правого склона долины р. Киндерия (правый приток р. Зилим), 1974, 1980–1989, 2014, 2017–2022 гг.	208/14790	67,2/14564	Наклонная галерея из воронки. Лёд	-4; -25/2400
17	Косубай. Мелеузовский район РБ, 10,1 км С пещ. Сумган. Основание правого борга суходола (левый придолинный участок р. Нугуш), 1964, 1969, 2008 гг.	375/170	11,2/400	Наклонный коридор из воронки. Лёд	-4; -38/152
18	Краснодарская. Мелеузовский район РБ, 2,1 км ЮЮВ пещ. Сумган. Верхняя часть левого отвержа суходола Сумган (Кутукское урочище), 1972, 2021 гг.	430/115	0,3/550	Колодец из воронки. Лёд	-10; -46/300
19	Кутукская 1 (Ледяная). Мелеузовский район РБ, 4,0 км ССВ пещ. Сумган. Верхняя часть правого борга суходола Кутук (Кутукское урочище), 1960, 1963, 2000, 2015 гг.	395/520	67,6/20500	Наклонный зал из воронки. Лёд	0; -20/115
20	Кутукская 2 (Сталякшитовая). Мелеузовский район РБ, 3,4 км ССВ пещ. Сумган. Тальвег суходола Кутук (Кутукское урочище), 1960, 1963, 1969–1971, 2000, 2015 гг.	385/2050	176/200	Провал с коридором. Снег и лёд	-14/115
21	Кутукская 3. Мелеузовский район РБ, 2,8 км ССВ пещ. Сумган. Тальвег суходола Кутук (Кутукское урочище), 1963 г.	395/85	48/800	Провал и шахта. Снег и лёд	-8; -50/94
22	Кутукская 4. Мелеузовский район РБ, 0,8 км ССВ пещ. Сумган. Верхняя часть левого склона суходола Кутук (Кутукское урочище), 1964, 1969, 2015, 2020 гг.	420/2183	67,2/14400	Наклонная галерея из провала. Снег и лёд	-18; -70/1200
23	Кутукская 5 (Старая). Мелеузовский район РБ, 0,7 км ЮВ пещ. Сумган. Тальвег левого отвержа суходола Кутук-Сумган (Кутукское урочище), 1967, 1969, 1986, 2000 гг.	395/174	8,0/890	Наклонный коридор из воронки. Лёд	-3; -16/53
24	Лаксинская (Таш-Куш). Салаватский район РБ, 23,2 км В с. Малояз. Средняя часть правого склона долины р. Лякпы (левый приток р. Ай), 1770, 1914, 2021 гг.	302/401	17,3/10000	Наклонная галерея из воронки. Снег и лёд	-3; -14/200
25	Ледяная. Гафурийский район РБ, 27 км Ю с. Архангельское. Средняя часть правого склона лога правого берега р. Киндерия (правый приток р. Зилим), 1975, 1991, 2000 гг.	284/933	19,2/4189	Наклонный зал из провала. Лёд	-31; -34/60
26	Ледяная (Ташчачан). Бурзянский район РБ, 9,9 км ССВ д. Иртызы. Днище суходола Шульган (правый придолинный участок р. Белая), 1960, 1995, 2019 гг.	385/60	0,3/16	Наклонный вниз ход. Лёд	-15/2
27	Ледяная-Липовая. Мелеузовский район РБ, 6 км З пещ. Сумган. Средняя часть правого склона долины р. Белая, 1970, 2000 гг.	335/150	32,8/2400	Наклонный коридор из воронки. Лёд	-5; -36/552
28	Морозная. Кугарчинский район РБ, 24,1 км С с. Мраково. Нижняя часть левого склона долины р. Юрмаш (левый приток р. Белая), 1977, 1979 гг.	380/120	17,9/2426	Наклонный зал из воронки. Лёд	0; -13/114

		<i>Спелеопровинция Западно-Уральской внешней зоны складчатости</i>					
29	Новоркаланская. Мелеузовский район РБ, 10,9 км ЮЮВ пеш. Сумган, тальвет лога Аркалян (правый придолинный участок р. Белая), 2009 г.	400/125	0,3/900	Коридор из воронки. Лёд	-8; -12/15		
30	Осенняя. Мелеузовский район РБ, 4,8 км ССЗ пеш. Сумган. Тальвет правого отержка суходола Кук-Куль (Кутукское урочище), 1978 г.	418/105	4,5/328	Коридор из воронки. Лёд	-5; -18/62		
31	Охотничья. Архангельский район РБ, 25,4 км ВСВ с. Архангельское. Верхняя часть правого склона долины р. Инзер, 1986 г.	250/33	2,4/4	Грот из воронки. Лёд	+1; +3/1		
32	Подозерная. Мелеузовский район РБ, 10,5 км ЮЮВ пеш. Сумган. Тальвет лога (правый придолинный участок р. Белая), 2009 г.	390/32	0,3/100	Ход из воронки. Лёд	0; -12/2		
33	Случайная. Мелеузовский район РБ, 1,8 км С пеш. Сумган. Тальвет лога Улуклан (Кутукское урочище), 1969 г.	390/105	6,4/580	Колодец в наклонную галерею. Лёд	-3; -24/50		
34	Спорттивная. Мелеузовский район РБ, 4,5 км ССЗ пеш. Сумган. Днище суходола Кук-Куль (Кутукское урочище), 1978 г.	428/70	4/300	Коридор из котловины. Лёд	-6; -11/35		
35	Сумган. Мелеузовский район РБ, 19,2 км ЗСЗ д. Иргизлы. Водораздельное пространство Нугуш-Бельского междуречья — Кутукское урочище. В котловине, в месте слияния суходолов Кутук и Сумган, 1964—1976, 2000, 2005—2020 гг.	381/9860	24/24 000	Шахта. Снег и лёд	-20; -74/245		
36	Сыпучая. Мелеузовский район РБ, 1,6 км ЮВ пеш. Сумган. Тальвет лога (Кутукское урочище), 1972 г.	440/75	2/300	Лаз из воронки в грот. Лёд	-19; -25/16		
37	Унала лошадь. Гафурийский район РБ, 27 км Ю с. Архангельское. Верхняя часть правого склона долины р. Зилим, 1973, 1977, 1988, 2000 гг.	260/64	96/2000	Провал в наклонную галерею. Лёд	-24; -27/42		
38	Холодная. Гафурийский район РБ, 30,8 км Ю с. Архангельское. Верхняя часть левого склона долины р. Зилим, 1974 г.	340/40	12,6/470	Наклонный грот. Лёд	-6; -8/22		
39	Холодная дырка. Бурзянский район РБ, 8,4 км ЮЮЗ д. Иргизлы. Правый лог р. Дехтярки (левый придолинный участок р. Белая), 1974 г.	360/44	1,2/95	Колодец из воронки. Лёд	-8/12		
40	Холодная яма. Мелеузовский район РБ, 5,4 км ЗСЗ пеш. Сумган. Днище суходола Ташельган (правый придолинный участок р. Белая), 1977 г.	387/28	17,5/326	Провал в грот. Лёд	-6; -7/53		
41	Холодный грот 1. Мелеузовский район РБ, 5,8 км ЗСЗ пеш. Сумган. Нижняя часть правого борта суходола Ташельган, 1982 г.	387/14	4,8/100	Наклонный грот. Лёд	-2; -4/72		
42	Холодный грот 2. Мелеузовский район РБ, 5,8 км ЗСЗ пеш. Сумган. Нижняя часть правого борта суходола Ташельган (правый придолинный участок р. Белая), 1982 г.	387/11	3,2/36	Наклонный хол. Лёд	-4; -8/15		
43	Холодный провал. Бурзянский район РБ, 5,4 км С д. Иргизлы. Верхняя лога (левый придолинный участок р. Белая), 1990 г.	410/62	120/864	Провал в коридор. Снег и лёд	-6 -24/270		
44	Холодок. Мелеузовский район РБ, 3,8 км ЮВ пеш. Сумган. Нижняя часть правого борта лога Кызырьялан (Кутукское урочище), 2012 г.	472/200	0,2/360	Наклонный ход в зал. Лёд	-2; -25/144		
45	Шкай. Мелеузовский район РБ, 10,8 км С пеш. Сумган. Левый склон правого лога долины р. Шкай (левый придолинный участок р. Нугуш), 1964 г.	402/48	1,2/2000	Колодец в зал. Лёд	-10/48		
46	Штучка. Мелеузовский район РБ, 5,2 км С пеш. Сумган. Тальвет суходола Кук-Куль (Кутукское урочище), 2012 г.	438/1333	0,3/300	Наклонный ход из воронки. Лёд	0; -28/10		
<i>Спелеопровинция низкогорных хребтов Башкирского антиклинория. Пещеры в известняках (RF₃)</i>							
1	Кулебят ледная. Гафурийский район РБ, 36,8 км ВСВ с. Красноуфольский. Верхняя часть леного склона долины р. Зилим, 1973 г.	330/43	4,8/876	Наклонный коридор из колодца. Лёд	-5; -27/180		
2	Кыр 1. Белоречский район РБ, 45,2 км ВСВ с. Архангельское. Днище суходола (левый придолинный участок р. Лемезы), 2007 г.	340/70	4,8/50	Наклонный ступенчатый коридор. Снег	-1; -3/16		
3	Таш-Клет. Гафурийский район РБ, 33,4 км ЮВ с. Архангельское. Левый склон суходола правого берега р. Бол. Реват (правый приток р. Зилим), 1977 г.	280/55	30,6/713	Наклонный коридор из воронки в грот. Лёд	-3; -9/46		
<i>Спелеопровинция западной окраины Зилаирского плато. Пещеры в известняках (D)</i>							
1	Большая Лабиринтовая. Кутарчинский район РБ, 21 км ЮВ с. Мраково. Верхняя часть левого склона долины р. Бол. Ик, 1976, 1979, 2011 гг.	395/300	2,9/140	Наклонный хол. Лёд	-2; -10/13		
2	Еран-Кочан. Бурзянский район РБ, 1,8 км В д. Иргизлы. Нижняя часть левого склона лога левого берега р. Иргизлы (левый приток р. Белой), 1989 г.	362/30	19,8/188	Коридор. Лёд	-1/1		
3	Ледовая. Кутарчинский район РБ, 21,3 км ЮВ с. Мраково. Средняя часть левого склона долины р. Бол. Ик, 1976, 1980, 2008, 2011 гг.	348/123	18,2/550	Наклонный коридор. Лёд	-7; -14/80		
4	Мешок. Бурзянский район РБ, 10,9 км ЮЗ с. Старосубхангулово. Верхняя часть леного склона долины р. Белая, 1979 г.	320/29	21,8/279	Наклонный коридор из воронки. Снег	-5; -9/12		
5	Набевская 2. Бурзянский район РБ, 18 км ССВ д. Новомунаспово. У бровки правого склона долины руч. Камышак (левый приток р. Белая), 1978 г.	451/66	4,8/1012	Наклонный коридор из воронки. Лёд	-7; -13/72		
6	Набевская 3. Бурзянский район РБ, 96 м ССВ от пеш. Набевская 2. У бровки правого склона долины руч. Камышак (левый приток р. Белая), 1978 г.	445/26	0,7/46	Наклонный коридор из воронки. Лёд	-5; -7/6		
7	Охотничья. Бурзянский район РБ, 10,4 км ВСВ д. Иргизлы. Тальвет лога Таравал (левый придолинный участок р. Белая), 1974 г.	320/34	1/66	Наклонный грот. Лёд	-5/2		
8	Пропищная яма. Бурзянский район РБ, 12,6 км ВСВ д. Иргизлы. Верхняя часть леного склона долины р. Белая, 1967, 1976, 1988, 2001 гг.	400/4400	0,5/1133	Каскад колодцев. Лёд	-14; -53/184		
9	Холодная яма. Кутарчинский район РБ, 25,4 км ВСВ с. Мраково. В днище суходола (правый придолинный участок р. Мал. Ик), 1972, 2021 гг.	500/410	57,2/1000	Наклонный коридор из воронки. Лёд	-6; -18/150		

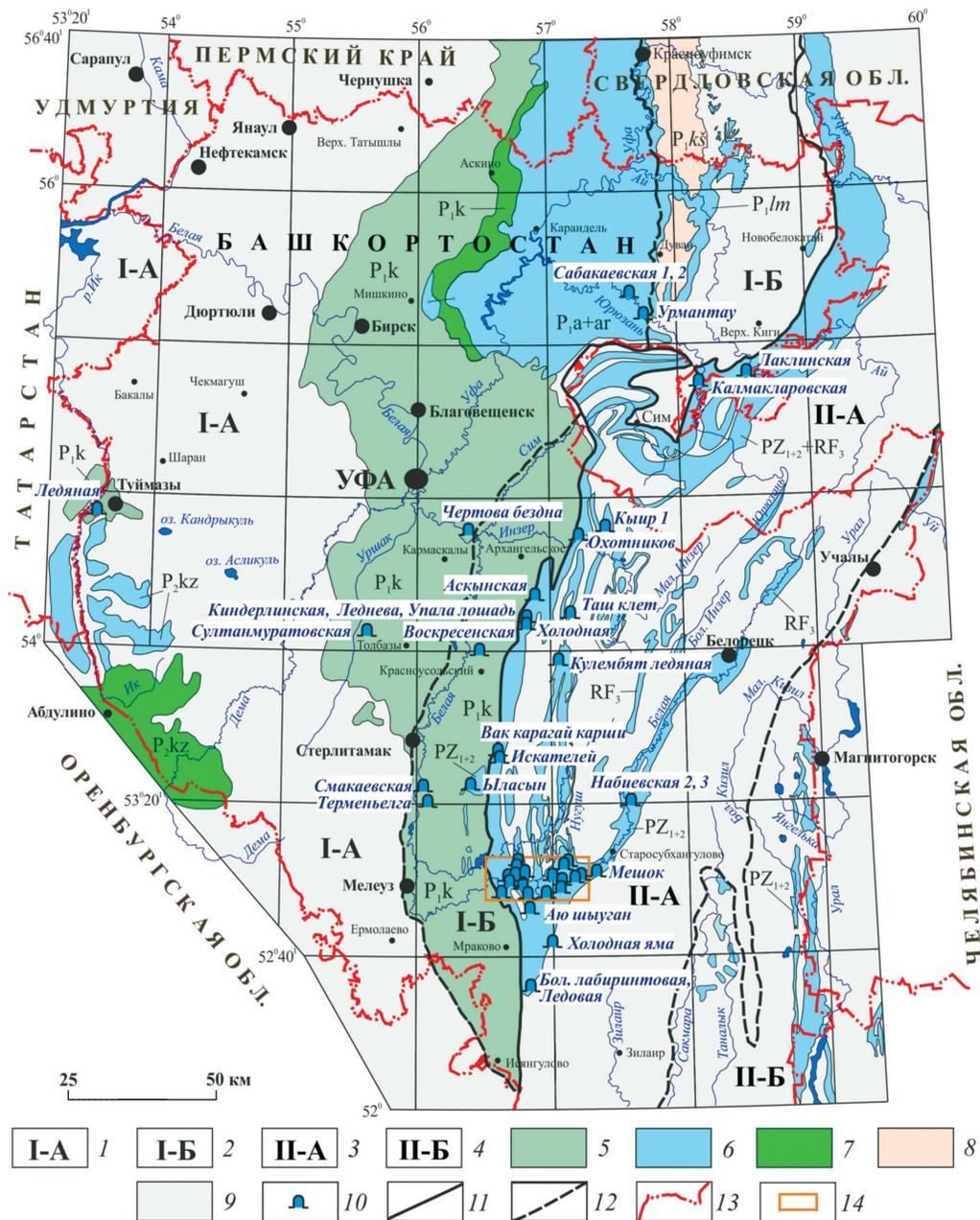


Рис. 1. Карстовые пещеры с многолетними снежно-ледяными образованиями на общей схеме типизации карста Южного Урала и Предуралья.

Карстовая страна Восточно-Европейской равнины (I): 1 – (I–А) равнинный карст в горизонтально и пологозалегающих породах Предуралья; 2 – (I–Б) равнинный и предгорный карст Предуралья в пологозалегающих и слабодислоцированных породах. Уральская карстовая страна (II): 3 – (II–А) горный и предгорный карст в дислоцированных и сильнодислоцированных образованиях Урала; 4 – (II–Б) равнинный карст в складчато-глыбовых отложениях Зауралья. Типы карста (5–8): 5 – сульфатный; 6 – карбонатный; 7 – сульфатно-карбонатный; 8 – кластокарст; 9 – территории с отсутствием проявлений карста на поверхности; 10 – карстовая пещера с многолетним льдом. Границы: 11 – карстовых стран; 12 – типов карста по характеру рельефа и условиям залегания горных пород; 13 – субъектов Российской Федерации; 14 – врезка (см. рис. 2). Составили авторы. Карстологическая основа (Смирнов, 2020)

Fig. 1. Karst caves with perennial snow and ice formations in the general scheme of karst typification of the Southern Urals and Cis-Urals.

Karst country of the East European Plain (I): 1 – (I–A) flat karst in horizontal and gently sloping rocks of the Cis-Urals; 2 – (I–Б) plain and foothill karst of the Cis-Urals in sloping and weakly dislocated rocks. Ural karst country (II): 3 – (II–А) mountainous and foothill karst in dislocated and highly dislocated formations of the Urals; 4 – (II–Б) flat karst in folded-block deposits of the Trans-Urals. Karst types (5–8): 5 – sulfate; 6 – carbonate; 7 – sulfate-carbonate; 8 – clastokarst; 9 – territories with no manifestations of karst on the surface; 10 – karst cave with multi-year ice. Borders: 11 – karst countries; 12 – types of karsts by the nature of the relief and conditions of occurrence of rocks; 13 – subjects of the Russian Federation; 14 – inset (see Fig. 2). Compiled by the authors. Karstological basis (Smirnov, 2020)

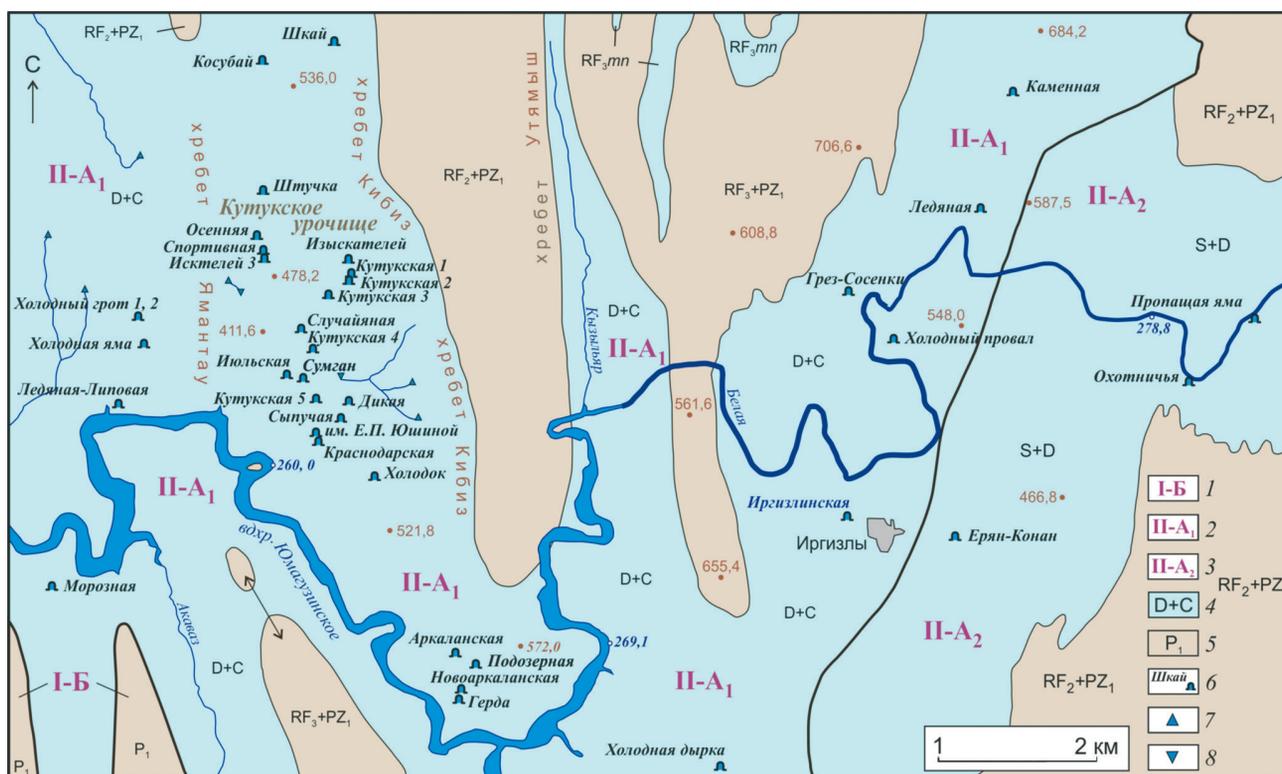


Рис. 2. Карстовые пещеры с многолетними снежно-ледяными образованиями широтного течения р. Белой (врезка к рис. 1).

Карстовая страна Восточно-Европейской равнины (I): 1 – (I–B) предгорный карст Предуралья в слабодислоцированных породах (передовые низкотеррасные хребты Южного Урала).

Уральская карстовая страна – горный карст в дислоцированных образованиях Центрально-Уральского поднятия (II–A): 2 – (II–A₁) карст низкотеррасных хребтов западного склона Южного Урала; 3 – (II–A₂) карст северо-западной окраины Зилаирского плато; 4 – карстующиеся породы и их геологический индекс: девонские и каменноугольные карбонатные отложения Западно-Уральской внешней зоны складчатости (D+C), силурийские и девонские преимущественно карбонатные отложения Зилаирского синклинория (S+D), раннерипейские карбонатные отложения миньярской свиты (RF₃mn) юго-западной окраины Башкирского антиклинория; 5 – преимущественно некарстующиеся породы и их геологический индекс: терригенно-карбонатные отложения ранней перми восточного борта Предуральского прогиба (P₁), терригенные отложения позднего рифея и раннего палеозоя (RF₃+PZ₁); 6 – карстовая пещера с многолетним льдом; 7 – родник; 8 – понор. Составили авторы

Fig. 2. Karst caves with snow and ice formations of the latitudinal flow of the river Belaya (Inset to Fig. 1).

Karst country of the East European Plain (I): 1 – (I–B) foothill karst of the Cis-Urals in weakly dislocated rocks (forward low-mountain ranges of the Southern Urals).

The Ural karst country is a mountain karst in the dislocated formations of the Central Ural uplift (II–A): 2 – (II–A₁) karst of the low-mountain ranges of the western slope of the Southern Urals; 3 – (II–A₂) karst of the northwestern outskirts of the Zilair plateau; 4 – karst rocks and their geological index: Devonian and Carboniferous carbonate deposits of the West Ural outer folding zone (D+C), Silurian and Devonian predominantly carbonate deposits of the Zilair Synclinorium (S+D), Early Riphean carbonate deposits of the Minyar Formation (RF₃mn) of the south-western margin of the Bashkir anticlinorium; 5 – predominantly non-karst rocks and their geological index: Early Permian terrigenous-carbonate deposits of the eastern side of the Cis-Ural trough (P₁), terrigenous deposits of the Late Riphean and Early Paleozoic (RF₃+PZ₁); 6 – karst cave with multi-year ice; 7 – spring; 8 – ponor. Compiled by the authors

естественно, что чем больше по размерам поверхностная форма проявления карста с входом в пещеру, а следовательно, и её снегосборная площадь, тем более интенсивно накапливается снег в карстовом массиве горных пород и полостях. Так, в Кутукском урочище глубина олед-

нения пещерных коридоров и залов в зоне аэрации (с превышением над р. Белая 140–237 м) достигает почти 70 м (пещера Сумган, Кутукская 4), т.е. глубина проникновения холода в карстующиеся горные породы на Южном Урале может увеличиваться по сравнению с террито-

риями отсутствия развития карста в равнинной части региона почти в 40 раз. Это обстоятельство следует учитывать при проектировании размещения социально-экономических объектов в районах развития горного типа карста.

Морфометрические и морфологические особенности пещер. Если источником накопления снега и льда в пещерах служит зимний холод, то интенсивность его поступления в немалой степени зависит от размера путей, проводящих холод. Основной из них – вход в пещеру. Другой фактор интенсивности накопления снега и льда в пещерах – наклон пола привходовых коридоров и залов пещеры. Для здешних пещер установлено, что чем больше площадь поперечного сечения входа и круче наклон пола привходовых коридоров и залов пещеры, тем на большее расстояние проникает многолетнее оледенение в глубину карстового массива. Установлено также, что площадь многолетних СЛО находится в прямой зависимости от объёма полости, в которой они формируются.

Чётче всего эта тенденция проявляется в мешкообразных более статичных в отношении воздухообмена (слабопрветриваемых) в тёплый период года и относительно небольших по протяжённости пещерах (см. табл. 1, 2), не имеющих от входа разветвлений в виде коридоров и ходов. В пещерах со входами на разных высотах, для которых характерно сезонное изменение направление ветра, СЛО могут формироваться у нижнего входа в пределах отрицательной температурной аномалии. Считается, что пример такой модели – пещера Киндерлинская с расположенной выше неё пещерой Леднева (Мавлюдов, 2008). Однако физическая связь этих пещер друг с другом спелеологами не подтверждается, а изменение направления движения воздуха в устье, отделяющей многокилометровый и многоярусный лабиринт пещеры Киндерлинская от мешкообразного привходового участка, по наблюдениям авторов, не сезонное, а связано с изменениями атмосферного давления на поверхности.

Возраст пещер и состояние пещерного льда. Подавляющее большинство пещер региона с многолетними СЛО имеет среднеплейстоценовый и более древний возраст (Мартин и др., 1993; Смирнов, Соколов, 1993). К началу голоцена они уже вступили в коридорно-гrotовую натёчно-осыпную и обвальную-цементацион-

ную или инфильтрационно-сухую стадии развития (Тимофеев и др., 1991). Таким образом, в голоцене, как и в настоящее время, уже существовали необходимые морфологические и морфометрические условия для формирования многолетних СЛО в пещерах региона. Это предположение может быть подтверждено или опровергнуто, например, палинологическими исследованиями толщ пещерного льда. Установлено, что возраст пещерного льда может достигать 3000 лет (Мавлюдов, 2008, 2017).

Вполне очевидно, что источник аккумуляции холода в карстовых пещерах – отрицательные температуры на поверхности, но в многолетнем плане они непостоянны. Интенсивность накопления и сохранения СЛО – индикатор изменения местного климата, на что указывали все исследователи пещер (Мавлюдов, 2017). Примером этому может служить хорошо изученная по сравнению с другими пещерами региона Аскынская пещера (Червяцова и др., 2012; Кадебская и др., 2019; Соколов, 2020 и др.). Анализ имеющихся в распоряжении авторов данных о состоянии СЛО в пещере показывает, что площадь наледи и объём ледяных сталагмитов и сталактитов в ней не постоянен и может меняться в 2 раза и более. Так, в 1924 г. наледь покрывала лишь половину глинистого пола пещеры, а в 1964 г. она занимала почти всю его площадь. К 1 января 2021 г. площадь наледи немного уменьшилась и составила ~5000 м² (рис. 3), что вполне естественно обусловлено повышением среднегодовой температуры местности, а именно – потеплением зимних месяцев в последнее десятилетие (Червяцова, 2012), что предопределило необходимость ряда мероприятий по сохранению СЛО в пещере.

Пещера Аскынская – геологический памятник природы с 1965 г. (Постановление Совета Министров Башкирской АССР от 17 августа 1965 г. № 465) и уже много лет привлекает внимание спелеологов и туристов. Посещаемость её постоянно увеличивается, что приводит к деградации главных её достопримечательностей – ледяных сталагмитов. С 2017 г. для сохранения ледниковых реликтов пещера передана в долгосрочную (на 49 лет) аренду Региональному отделению Русского географического общества, которое организовало и ведёт мониторинг состояния СЛО, а постановлением Правительства

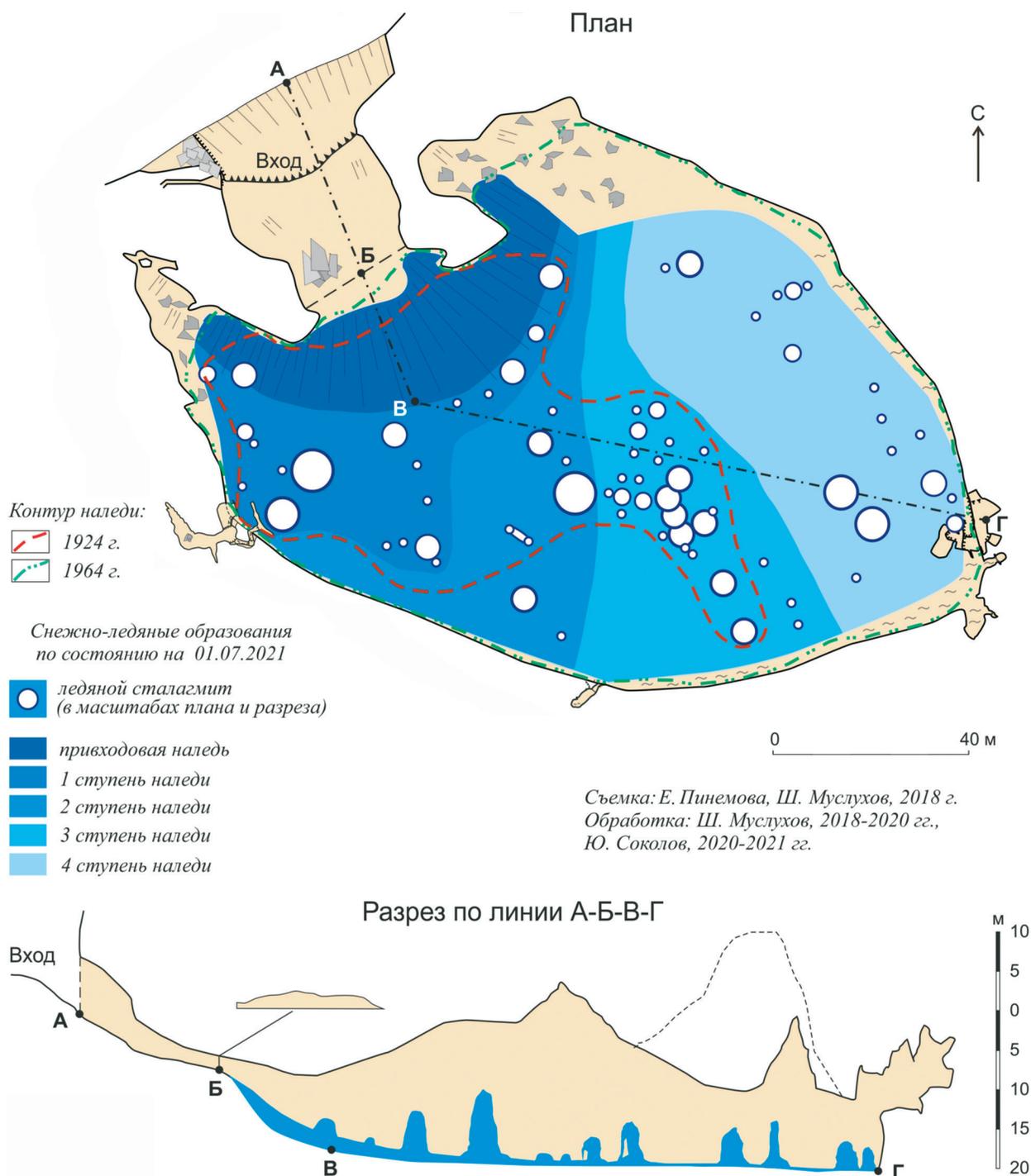


Рис. 3. План и разрез пещеры Аскынской с контурами наледи 1924 г. (Вахрушев, 1924), 1964 г. (Богданович, 1964) и 2020 г. (Соколов, 2021)

Fig. 3. Plan and section of the Askynskaya cave with contours of icing areas, 1924 (Vakhrushev, 1924), 1964 (Bogdanovich, 1964) and 2020 (Sokolov, 2021)

РБ от 11 апреля 2018 г. № 163 посещение пещеры ограничено регламентом по численности и времени пребывания в ней экскурсантов. Кроме того, с 2008 г. для сохранения СЛО в период по-

ложительных среднесуточных температур воздуха на поверхности для сохранения зимнего холода на входе пещеры ежегодно устанавливается полиэтиленовый экран. Такие простые меро-

приятия дали положительный эффект – объём СЛО, несмотря на повышение в последнее десятилетие среднегодовых температур воздуха в окрестностях пещеры, в целом не уменьшился (Соколов, 2020). Подобные мероприятия по сохранению СЛО с положительным эффектом уже давно ведутся во всемирно известной Кунгурской ледяной пещере (Кадебская и др., 2005).

На примере Аскынской пещеры видно, что многолетние СЛО служат индикатором изменения местного климата, но в Аскынской пещере к естественным условиям и факторам накопления и сохранения многолетних СЛО добавляется антропогенное влияние, которое в настоящее время доминирует. Исходя из этого, данные мониторинга за состоянием СЛО в Аскынской пещере следует коррелировать с данными изменения местного климата с учётом антропогенного фактора, что требует дополнительного анализа.

Обсуждение

Собраны все доступные авторам сведения о многолетних СЛО в пещерах, т.е. данные о скоплении снега и льда, сохраняющихся в карстовых полостях на протяжении нескольких лет. Эти сведения – неполные и неодновременные, и в ряде пещер СЛО в настоящее время могут отсутствовать. Однако во всех рассмотренных пещерах достоверно зафиксировано существование СЛО, т.е. в них имеются необходимые морфологические и морфометрические условия для накопления и сохранения многолетних СЛО.

Для оценки состояния многолетних СЛО необходимо одновременное обследование всех указанных в таблице пещер. Такие исследования должны быть выполнены по специальной программе, например, по гранту РГО, который может быть получен любым коллективом специалистов, имеющим научный задел. В этом отношении статья может служить основой для такой программы. При реализации данной программы будет уточнено число пещер с многолетними СЛО. Главные цели программы – организация и ведение мониторинга за состоянием многолетних СЛО в различных районах региона, а также определение их зависимости от изменения климата в целом по региону. По мнению авторов, неизменным объектом мониторинга состояния

СЛО должна быть редко посещаемая пещера Ледяная-Липовая. В ней сформирована самая мощная (до 11 м) наледь (см. табл. 2). Пещера заложена в известняках среднего карбона, падающих на запад под углом 10°. Аркообразный вход размером 11,8 × 3,5 м обращён на восток–юго-восток и находится в верхней части правого склона долины р. Белая с превышением над рекой 105 м. Пещера состоит из трёх залов, соединённых узкими проходами, простирающимися в северо-западном направлении. Протяжённость пещеры 150 м, амплитуда 44 м, глубина 36 м, объём 2430 м³, площадь наледи 552 м² (Лобанов, 1979; Лобанов, Рыжков, 1986). План пещеры требует уточнения и пересъёмки, поскольку имеются, как минимум, два разных их варианта.

Заключение

Многолетние снежно-ледяные образования в карстовых пещерах Южного Урала и Предуралья формируются локально вне зоны сплошного распространения многолетнемерзлых пород. Они представлены наледями, сталактитами и сталагмитами, изморозью и крупными ледяными кристаллами, фирном и льдом. Механизм их образования и состав в здешних пещерах практически не изучен. Из всех известных в настоящее время здешних пещер многолетние снежно-ледяные образования встречены только в 6% пещер, что обусловлено редко встречающимся в регионе одновременным сочетанием необходимых условий образования многолетнего льда в пещерах.

Установлены основные закономерности распространения пещер с многолетними снежно-ледяными образованиями. Формирование последних, при прочих равных условиях, во многом предопределено морфологическими и морфометрическими особенностями карстовых полостей. На примере Аскынской пещеры (с самой крупной подземной наледью в регионе) показаны зависимость интенсивности накопления снежно-ледяных образований от местных климатических условий и влияние отрицательного (вырубка лесов, посещаемость) и положительного (искусственное сохранение снежно-ледяных образований путём экранирования входа) антропогенных факторов на состояние наледи. Рекомендован мониторинг за состоянием снеж-

но-ледяных образований в редко посещаемой Ледяной-Липовой пещере с самой мощной наледью для определения связи состояния снежно-ледяных образований с изменением местных климатических условий.

Литература

- Андрейчук В.Н., Кадебская О.И., Чайковский И.И. Микроклиматическая обусловленность пещерного субэарального минералообразования (на примере Кунгурской Ледяной пещеры) // *Спелеология и карстология*. 2013. № 10. С. 16–42.
- Вахрушев Г.В. Ледяные пещеры Башкирии в гипсах и ангидридах // *Пещеры*. 1965. Вып. 5 (6). С. 23–27.
- Вахрушев Г.В. Ледяные пещеры в карбонатных породах Башкирии // *Пещеры*. 1972. Вып. 12–13. С. 108–117.
- Дмитриев В.Е. К вопросу о комплексном подходе к изучению пещерных льдов // *Вопросы географии Сибири*. 1980. Вып. 13. С. 99–102.
- Кадебская О.И., Степанов Ю.И. Характеристика наледей и криогенных минералов в пещерах Кутукского урочища (Башкортостан) // *Геология, география и глобальная энергия*. 2016. № 2. С. 30–39.
- Кадебская О.И., Степанов Ю.И., Туманов Ю.А. Аскинская (Аскынская) Ледяная пещера. М.: Русское географическое общество, Российский союз спелеологов, 2019. С. 396–399.
- Кадебская О.И., Мавлюдов Б.Р., Дублянский В.Н. Изменения в состоянии Кунгурской Ледяной пещеры // *Кунгурская ледяная пещера: опыт режимных наблюдений / Под ред. В.Н. Дублянского*. Екатеринбург, 2005. С. 294–318.
- Кильметова Ф.Ш. Климат // *Атлас Республики Башкортостан*. Уфа, 2005. С. 69.
- Кудряшов И.К., Салихов Р.А. Причины сохранения холода и образования льда в Аскинской пещере // *Зап. Башкирского филиала Географического общества СССР*. Вып. 5. Уфа, 1968. С. 68–79.
- Лобанов Ю.Е. Отрицательные температурные аномалии и морфология пещер в карбонатных массивах // *Аккумуляция зимнего холода в горных породах и его использование в народном хозяйстве*. Пермь, 1981. С. 28–30.
- Лобанов Ю.Е. Уральские пещеры. Свердловск: Средне-Уральское книж. изд-во, 1979. 174 с.
- Лобанов Ю.Е., Рыжков А.Ф. Стадийность развития пещер зоны активного водообмена в карбонатных отложениях // *Пещеры*. 1986. Вып. 20. С. 60–68.
- Мавлюдов Б.Р. Оледенение пещер. М.: Институт географии РАН, 2008. 290 с.
- Мавлюдов Б.Р. Снег и лед в пещерах (Оледенение пещер). 2017 // *Электронный ресурс*: <https://speleoatlas.ru/about-caves/natural-caves/sneg-i-led-v-peshcherakh-oledenie-peshcher/> (дата обращения: 04.05.2022).
- Максимович Г.А. Основы карстологии и гидрогеоло-

Благодарности. Исследование выполнено по Государственной бюджетной теме № FMRS–2022–0010.

Acknowledgments. The study was carried out within the framework of the State budget theme № FMRS–2022–0010.

References

- Andrejchuk V.N., Kadebskaja O.I., Chajkovskij I.I. Microclimatic conditionality of cave subaerial mineral formation (on the example of the Kungur Ice Cave). *Speleologiya i Karstologiya*. Speleology and Carstology. 2013, 10: 16–42. [In Russian].
- Vahrushev G.V. Bashkiria ice caves in gypsum and anhydrides. *Peshery*. Caves. 1965, 5 (6): 23–27. [In Russian].
- Vahrushev G.V. Ice caves in the carbonate rocks of Bashkiria. *Peshery*. Caves. 1972, 12–13: 108–117. [In Russian].
- Dmitriev V.E. On the question of an integrated approach to the study of cave ice. *Voprosy geografii Sibiri*. Questions of Geography of Siberia. 1980, 13: 99–102. [In Russian].
- Kadebskaja O.I., Stepanov Ju.I. Characteristics of ice and cryogenic minerals in the caves of the Kutuksky tract (Bashkortostan). *Geologija, geografija i global'naja jenergija*. Geology, Geography and global Energy. 2016, 2: 30–39. [In Russian].
- Kadebskaja O.I., Stepanov Ju.I., Tumanov Ju.A. Askinskaya (Askynskaya) Ledyanaya peshchera. Askinskaya (Askynskaya) Ice Cave. Moscow: Russian Geographical Society, Russian Union of Speleologists, 2019: 396–399. [In Russian].
- Kadebskaja O.N., Mavlyudov B.R., Dubljanskij V.N. Changes in the state of the Kungur Ice Cave. *Kungurskaja ledjanaja peshhera: opyt rezhimnyh nabljudenij*. Kungur ice cave: experience of regime observations. Pod red. V.N. Dubljanskogo. Ekaterinburg, 2005: 294–318. [In Russian].
- Kil'metova F.Sh. Climate. *Atlas Respubliki Bashkortostan*. Atlas of the Republic of Bashkortostan. Ufa, 2005: 69 [In Russian].
- Kudrjashov I.K., Salihov R.A. Reasons for the preservation of cold and ice formation in the Askyn cave. *Zapiski Bashkirskego filiala Geograficheskogo Obshchestva SSSR*. Notes of the Bashkir branch of the Geographical Society of the USSR. Ufa. 1968, 5: 68–79. [In Russian].
- Lobanov Ju.E. Negative temperature anomalies and morphology of caves in carbonate massifs. *Akkumuljacija zimnego holoda v gornyh porodah i ego ispol'zovanie v narodnom hozjajstve*. Accumulation of winter cold in rocks and its use in the national economy. Perm, 1981: 28–30. [In Russian].
- Lobanov Ju.E. *Ural'skie peshhery*. Ural caves. Sverdlovsk: Sredne-Uralsky Book Publishing House, 1979: 174 p. [In Russian].
- Lobanov Ju.E., Ryzhkov A.F. Stages of development of caves in the zone of active water exchange in carbonate deposits. *Peshery*. Caves. 1986, 20: 60–68. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. *Oledenie peshher*. Glaciation of caves. Moscow: Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, 2008: 290 p. [In Russian].
- Mavlyudov B.R. Snow and ice in caves (Glaciation of caves). 2017. Retrieved from: <https://speleoatlas.ru/about-caves/natural-caves/sneg-i-led-v-peshcherakh-oledenie-peshcher/> (last access: 4 May 2022) [In Russian].
- Maksimovich G.A. *Osnovy karstovedeniya. T. 1. Voprosy morfologii karsta, speleologii i gidrogeologii karsta*. Fundamentals of Karst Studies. V. 1. Questions of karst morphology, speleology and hydrogeology of karst. Perm: Perm Book Publishing House, 1963: 445 p. [In Russian].

- гии карста. Пермь: Пермское книж. изд-во, 1963. 445 с.
- Мартин В.И.* Основные условия образования льда в пещерах, заброшенных горных выработках и его использование в народном хозяйстве // Аккумуляция зимнего холода в горных породах и его использование в народном хозяйстве. Пермь, 1981. С. 43–44.
- Мартин В.И., Смирнов А.И., Соколов Ю.В.* Пещеры Башкирии // Пещеры. Итоги исследований. 1993. Вып. 23–24. С. 30–59.
- Смирнов А.И.* Современные карстовые провалы на территории Южного Урала и Предуралья (в границах Республики Башкортостан) // Инженерная геология. 2020. Т. XV. № 4. С. 42–53. doi: 10.25296/1993-5056-2020-15-4-42-53.
- Смирнов А.И., Абдрахманов Р.Ф., Дурнаева В.Н.* Типы карста и особенности его распространения на Южном Урале и в Предуралье // Геол. вестник. 2019. № 2. С. 111–124. doi: 10.31084/2619-0087/2019-2-9.
- Смирнов А.И., Бакиева А.Р.* Карта карста Уфимского плато (в границах Республики Башкортостан) // Геол. вестник. 2020. № 3. С. 123–136. doi: 10.31084/2619-0087/2020-3-10.
- Смирнов А.И., Соколов Ю.В.* Пещеры горной части Башкирии (Южный Урал). Уфа: Препринт БНЦ УрО РАН, 1993. 54 с.
- Соколов Д.С.* Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
- Соколов Ю.В.* Лед в пещерах Башкортостана // Биологическое разнообразие, спелеологические объекты и историко-культурное наследие охраняемых природных территорий Республики Башкортостан. Сб. науч. трудов ФГУ «Государственный природный заповедник «Шульган-Таш», Башкирский гос. ун-т. Вып. 3. / Ред. Б.М. Миркин, Н.М. Сайфуллина. Уфа, 2008. С. 184–196.
- Соколов Ю.В.* Наледь в Аскынской ледяной пещере // Геол. вестник. 2020. № 3. С. 13–151. doi: 10.31084/2619-0087/2020-3-11.
- Степанов Ю.И., Тайницкий А.А., Кичигин А.А.* Георадарные исследования подземных наледей в пещерах Урала // Комплексное использование и охрана подземных пространств: Междунар. науч.-практ. конф., посвящ. 100-летию юбилею науч. и туристско-экскурсионной деятельности в Кунгурской Ледяной пещере и 100-летию со дня рождения В.С. Лукина / Под общ. ред. О. Калеской, В. Андрейчука. Пермь: ГИ УрО РАН, 2014. С. 65–68.
- Тимофеев Д.А., Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З.* Терминология карста. М.: Наука, 1991. 259 с.
- Трофимова Е.В., Соколов Ю.В., Трофимов А.А.* Лед в пещерах Аскинская и Киндерлинская: сравнительная характеристика // Изв. РГО. 2020. Т. 152. № 2. С. 70–74. doi: 10.31857/S086960712002007X.
- Червяцова О.Я., Бадино Дж., Жакова У.В.* Оценка причин деградации наледи в Аскынской ледяной пещере // Спелеология и спелестология: Материалы 3-й Междунар. науч. заоч. конф. Набережные Челны: НИСПТР, 2012. С. 14–24.
- Martin V.I.* The main conditions of ice formation in caves, abandoned mine workings and its use in the national economy. *Akkumuljacija zimnego holoda v gornyh porodah i ego ispol'zovanie v narodnom hozjajstve*. Accumulation of winter cold in rocks and its use in the national economy. Perm, 1981: 43–44. [In Russian].
- Martin V.I., Smirnov A.I., Sokolov Ju.V.* Bashkiria Caves. *Peshery. Itogi issledovanij*. Caves. Research results. 1993, 23–24: 30–59. [In Russian].
- Smirnov A.I.* Modern karst sinkholes on the territory of the Southern Urals and the Urals (within the borders of the Republic of Bashkortostan). *Inzhenernaja geologija*. Engineering Geology. 2020, XV (4): 42–53. [In Russian]. doi: 10.25296/1993-5056-2020-15-4-42-53.
- Smirnov A.I., Abdrahmanov R.F., Durnaeva V.N.* Types of karst and features of its distribution in the Southern Urals and in the Urals. *Geologicheskij vestnik*. Geological Bulletin. 2019, 2: 111–124. [In Russian]. doi:10.31084/2619-0087/2019-2-9.
- Smirnov A.I., Bakieva A.R.* Karst map of the Ufa plateau (within the borders of the Republic of Bashkortostan). *Geologicheskij vestnik*. Geological Bulletin. 2020, 3: 123–136. [In Russian]. doi:10.31084/2619-0087/2020-3-10.
- Smirnov A.I., Sokolov Ju.V.* Caves of the mountainous part of Bashkiria (Southern Urals). Ufa: Prepr. BNC UrO RAN, 1993: 54 p. [In Russian].
- Sokolov D.S.* *Osnovnye uslovija razvitija karsta*. The main conditions for the development of karst. Moscow: Gosgeoltehzdat, 1962: 322 p. [In Russian].
- Sokolov Ju.V.* Ice in the caves of Bashkortostan. *Biologicheskoe raznoobrazie, speleologicheskie ob'ekty i istoriko-kul'turnoe nasledie ohranjaemyh prirodnyh territorij Respubliki Bashkortostan. Sbornik nauchnyh trudov FGU «Gosudarstvennyj prirodnyj zapovednik «Shul'gan-Tash», Bashkirskij gosudarstvennyj universitet*. Biological diversity, speleological objects and historical and cultural heritage of protected natural territories of the Republic of Bashkortostan. Collection of scientific papers of the Federal State University «State Nature Reserve «Shulgan-Tash», Bashkir State University. Ufa. 2008, 3: 184–196. [In Russian].
- Sokolov Ju.V.* Naled' in the Askyn ice cave. *Geologicheskij vestnik*. Geological Bulletin. 2020, 3: 13–151. [In Russian]. doi:10.31084/2619-0087/2020-3-11.
- Stepanov Ju.I., Tajnickij A.A., Kichigin A.A.* Ground-penetrating radar research of underground icings in the caves of the Urals. *Kompleksnoe ispol'zovanie i ohrana podzemnyh prostranstv. Complex use and protection of underground spaces*. Intern. scientific and practical conference dedicated to the 100th anniversary of scientific and tourist activities in the Kungur Ice Cave and the 100th anniversary of the birth. V.S. Lukin. Perm: GI UrO RAN, 2014: 65–68. [In Russian].
- Timofeev D.A., Dubljanskij V.N., Kiknadze T.Z.* *Terminologiya karsta* Karst terminology. Moscow: Nauka, 1991: 259 p. [In Russian].
- Trofimova E.V., Sokolov Ju.V., Trofimov A.A.* Ice in Askinskaya and Kinderlinskaya caves: comparative characteristics. *Izvestiya Russkogo geograficheskogo obshchestva*. Proceedings of the Russian Geographical Society. 2020, 152 (2): 70–74. [In Russian]. doi:10.31857/S086960712002007X.
- Chervjacova O.Ja., Badino Dzh., Zhakova U.V.* Evaluation of the causes of ice degradation in the Askyn ice cave. *Speleologiya i spelestologiya: Materialy 3-y Mezhdunarodnoy nauchnoy zaochnoy konferentsii*. Speleology and Speleology: Proceedings of the 3rd Intern. Scientific Correspondence Conference. Naberezhnye Chelny: NISPTR, 2012: 14–24. [In Russian].

Морские, речные и озёрные льды

УДК 556.5

DOI: 0.31857/S2076673422030139, EDN: EQOAXQ

Аномальный рельеф дна малого озера в оазисе Ларсерманн (Восточная Антарктида)

© 2022 г. С.Д. Григорьева^{1,2*}, М.Р. Кузнецова^{1,2}, М.В. Шитов³,
Г.В. Пряхина², М.П. Кашкевич²

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

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;

³Всероссийский геологический институт имени А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия

*grigoreva.svetl@gmail.com

Anomalous bottom topography of a small lake in the Larsemann Hills Oasis (East Antarctica)

S.D. Grigorieva^{1,2*}, M.R. Kuznetsova^{1,2}, M.V. Shitov³, G.V. Priakhina², M.P. Kashkevich²

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; ²Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;

³A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia

*grigoreva.svetl@gmail.com

Received February 18, 2022 / Revised May 11, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *Broknes Peninsula, glacial lakes, hydrological regime, lake basin, Larsemann Hills, underwater relief.*

Summary

Results of studying the bottom relief of a unique small reservoir (lake) located in the south of the Broknes peninsula, the oasis of the Larsemann Hills (East Antarctica) are presented. The first reliable depth measurements carried out in January 2022 demonstrated that within the shallow basin of the lake (average depth of 1 m or less) there are four narrow depressions (canyons) with a width of 5.5 m or less and a depth reaching 27.7 m. Such a character of bottom relief has not been found before in any of the more than 150 known lakes of this oasis. To study this phenomenon, we performed fieldwork including hydrological observations, measurements of water temperature and mineralization at different horizons, high-precision bathymetric survey, and the underwater photography together with geological and geophysical investigations of the lake bank slope. A working hypothesis explaining the origin of such unusual bottom relief suggests a version of frost cracking that propagates along the fracture zone in the bedrock followed by the formation of cryoeluvium and the removal fine-grained particles (suffusion).

Citation: Grigoreva S.D., Kuznetsova M.R., Shitov M.V., Priakhina G.V., Kashkevich M.P. Anomalous bottom topography of a small lake in the Larsemann Hills Oasis (East Antarctica). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 377–386. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030139, edn: eqoaxq.

Поступила 18 февраля 2022 г. / После доработки 11 мая 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *гидрологический режим, ледниковые озёра, озёрная котловина, подводный рельеф, полуостров Брокнес, Холмы Ларсеманн.*

В результате полевых работ 2021/22 г. в оазисе Холмы Ларсеманн (Восточная Антарктида) описан малый водоём с уникальными для данного региона морфометрическими характеристиками. При размерах 143 × 53 м и средней глубине большей части котловины около 1 м в его котловине развиты четыре узких впадины, ширина которых не превышает 5,5 м, а глубина достигает 27,7 м. Приведены результаты гидрологических работ на этом озере, геолого-геофизического обследования его котловины, а также предварительная гипотеза о механизме его формирования.

Введение

В оазисе Холмы Ларсеманн известно более 150 пресных озёр. Наиболее систематическое их описание, включающее в себя основные морфометрические характеристики, приведено в Атласе, составленном по результатам работ Австралийской антарктической экспедиции (Gillieson

et al., 1990). Более подробные сведения о строении и гидрологическом режиме некоторых из этих озёр изложены в материалах современных исследований. К настоящему времени достаточно полно изучены озёра п-ова Брокнес. Именно в этой части оазиса известны наиболее крупные и глубокие водоёмы: озеро Прогресс (наибольшая приводимая в публикациях площадь водной

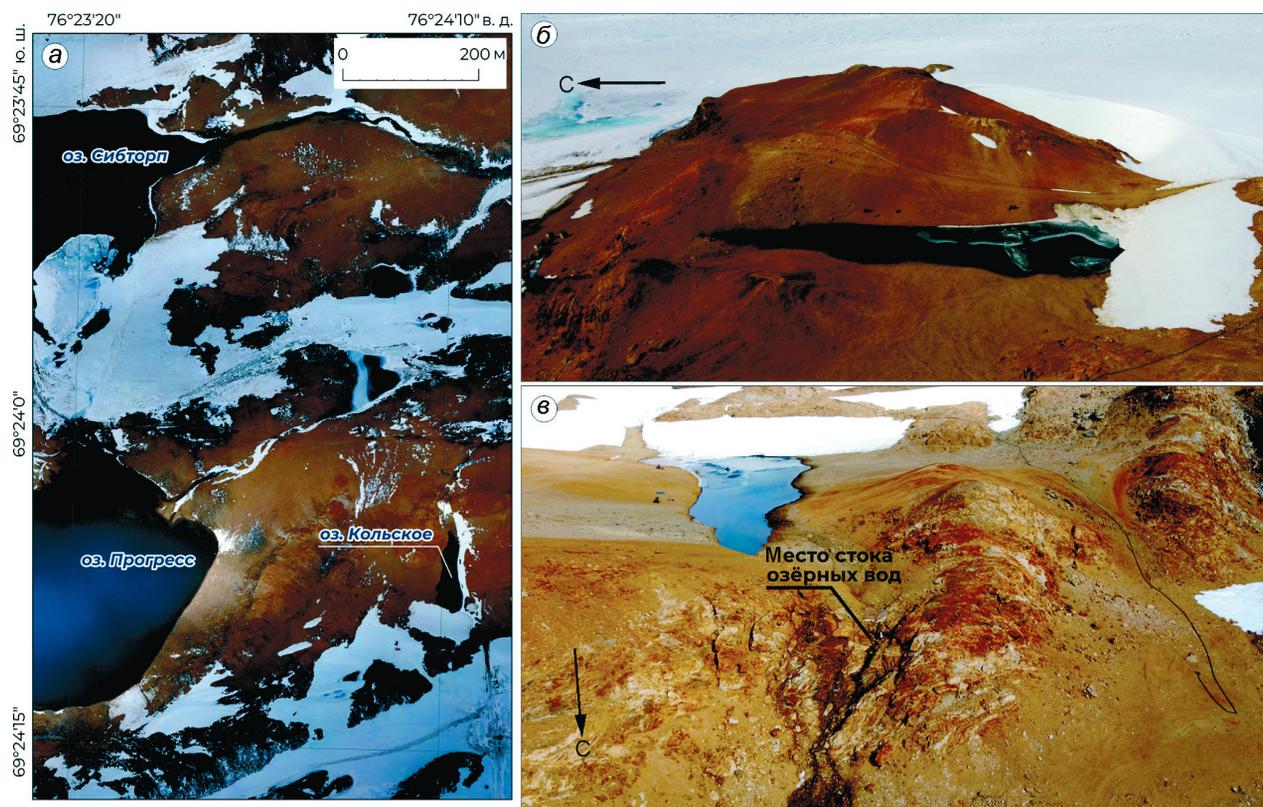


Рис. 1. Общая характеристика озера Кольское:

a – схема расположения (ортофотоплан по данным аэрофотосъёмки с применением БПЛА, выполненной 6 февраля 2020 г.); *б* – вид с запада; *в* – вид с севера

Fig. 1. General characteristics of the Kolskoe Lake:

a – location scheme (orthophoto on the data of the aerial survey with UAV performed on 6th February, 2020); *b* – view from the west; *v* – view form the north

поверхности – 160 тыс. м² (Shevnina, Kourzeneva, 2017) с максимальной глубиной 42 м (Пряхина и др., 2020); озеро Скандретт (площадь водной поверхности – 157,9 тыс. м², максимальная глубина – 17,6 м (Боронина и др., 2019); озеро Болдер, расположенное на границе оазиса и ледникового купола (площадь водной поверхности – 194,9 тыс. м², максимальная глубина – 45 м) (Voronina et al., 2021). Глубина остальных озёр оазиса не превышает 9 м (Артамонова и др., 2019).

Согласно опубликованным данным, общая черта для всех водоёмов оазиса – слаборасчленённый характер подводного рельефа. Даже в самых глубоких озёрах отсутствуют значительные уклоны и локальные перепады отметок дна: это показывают детальные батиметрические схемы (Боронина и др., 2019) или, при их отсутствии, рекогносцировочные профили глубин, приведённые в Атласе (Gillieson et al., 1990). Принципиально иной подводный рельеф описан автора-

ми в процессе сезонных работ 67-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ, 2021/22 г.) при изучении малого озера LH-54 – нумерация согласно Атласу (Gillieson et al., 1990) в южной части п-ова Брокнес. Первые результаты детальных гидрологических работ, выполненных на этом водоёме, приводятся в настоящей статье. Поскольку на топографических картах района работ официальное название у объекта исследования отсутствует, авторы используют для него в статье рабочее название «озеро Кольское».

Озеро Кольское вытянуто с юга на север и расположено в пологой котловине, развитой на останцовой возвышенности в краевой части оазиса, недалеко от полевой базы Прогресс-1 (рис. 1, *a, б*). По данным аэрофотосъёмки, выполненной авторами при помощи беспилотного летательного аппарата в сезон 65-й РАЭ, максимальная длина озера – 143 м, максимальная ширина – 53 м; площадь озера оценивает-

ся в 4385 м². Надводная часть озёрной котловины в летнее время преимущественно свободна от снежного покрова; исключение составляет многолетний снежник в южной части водоёма. Озеро относится к периодически сточному; разгрузка водных масс происходит в летний период по ложине, расположенной к северу от береговой линии (см. рис. 1, в). Гидрологические работы на оз. Кольское в сезон 67-й РАЭ выполнялись в рамках многолетней научно-прикладной программы изучения водных объектов оазиса, начатой в 2017 г. Основные задачи исследований – батиметрическая съёмка и наблюдения за гидрологическим режимом. Первые рекогносцировочные работы показали нехарактерные черты подводного рельефа водоёма, поэтому план работ был дополнен подводной фотосъёмкой и геолого-геофизическими работами в пределах берегового склона.

Методика исследований

Геодезическое обеспечение всех видов работ, в том числе определение абсолютных планово-высотных координат площадок водомерных постов и позиционирование точек промеров глубин, выполнялось при помощи высокоточного DGPS-приёмника EFT. Средняя точность определения плановых координат составила ± 6 мм, высотных – ± 3 мм.

Батиметрическую съёмку оз. Кольское вели с надувной вёсельной лодки. В зависимости от глубины водоёма в точке измерения применяли один из двух методов. Если глубина не превышала 2 м, то планово-высотные координаты точек дна находили путём непосредственной установки DGPS-приёмника на вехе на дно котловины. При таком способе промера первичной информацией служили координаты (в том числе абсолютная высота над уровнем моря) точки подводной котловины. Для пересчёта этой величины в глубину озера использовали данные об уровне водной поверхности на момент съёмки и абсолютные координаты водомерного поста. Несомненное преимущество такого метода – высокая точность наблюдений, обеспечиваемая геодезическим классом используемой аппаратуры. На остальных участках акватории глубину измеряли при помощи ручного лота, а плановые координаты

точек промеров также с помощью DGPS-приёмника, помещаемого над водной поверхностью. Во время выполнения работ большая часть озера была покрыта льдом, недостаточно крепким для безопасного пешего выхода, поэтому работы с лодки сопровождались искусственным разрушением ледяного покрова вручную.

Подводную фото- и видеосъёмку вели с помощью подводного аппарата Gladius Mini, оснащённого 4К-камерой и позволяющего получать снимки с разрешением до 12 Мп. Естественные ограничения радиуса действия дрона – длина кабеля, соединяющего его с надводным пультом управления, а также условия освещения: несмотря на наличие встроенного осветительного прибора, на больших глубинах его мощность недостаточна для получения чёткой картины.

Наблюдения за гидрологическим режимом оз. Кольское предусматривали мониторинг уровня воды на временном водомерном посту свайного типа, а также измерения распределения температуры и минерализации по глубине. Для последующих лабораторных исследований во впадинах I и II (рис. 2, а) через каждые 3 м глубины также отбирали пробы воды. Измерения минерализации и температуры выполнены на двух вертикалях, расположенных во впадинах I и II. Работы проводили с лодки. Пробы воды поднимали с горизонтов батометром-бутылкой, а необходимые параметры определяли мультимонитором Ultrapen PT1. Точность прибора составляет $\pm 0,1^\circ\text{C}$ и $\pm 1\%$ от показаний минерализации.

Мощность рыхлых отложений, развитых в котловине оз. Кольское, определялась в процессе георадарной съёмки с помощью георадара Zond 12e с антенным блоком 500 МГц; планово-высотное позиционирование сети наблюдений обеспечивалось совместным применением одометра георадара и DGPS-приёмника EFT. Сеть геофизических профилей была покрыта вся надводная часть озёрной котловины. Для уверенного определения кровли парагнейсов, если это позволял рельеф, профили заканчивали на выходах коренных пород. Дополнительно в двух точках, где по данным георадиолокации мощность рыхлых отложений была минимальной, были пройдены заверочные шурфы.

Георадиолокационные данные обрабатывали по стандартному алгоритму, предусматривающему: первичную оценку качества материала; выбор

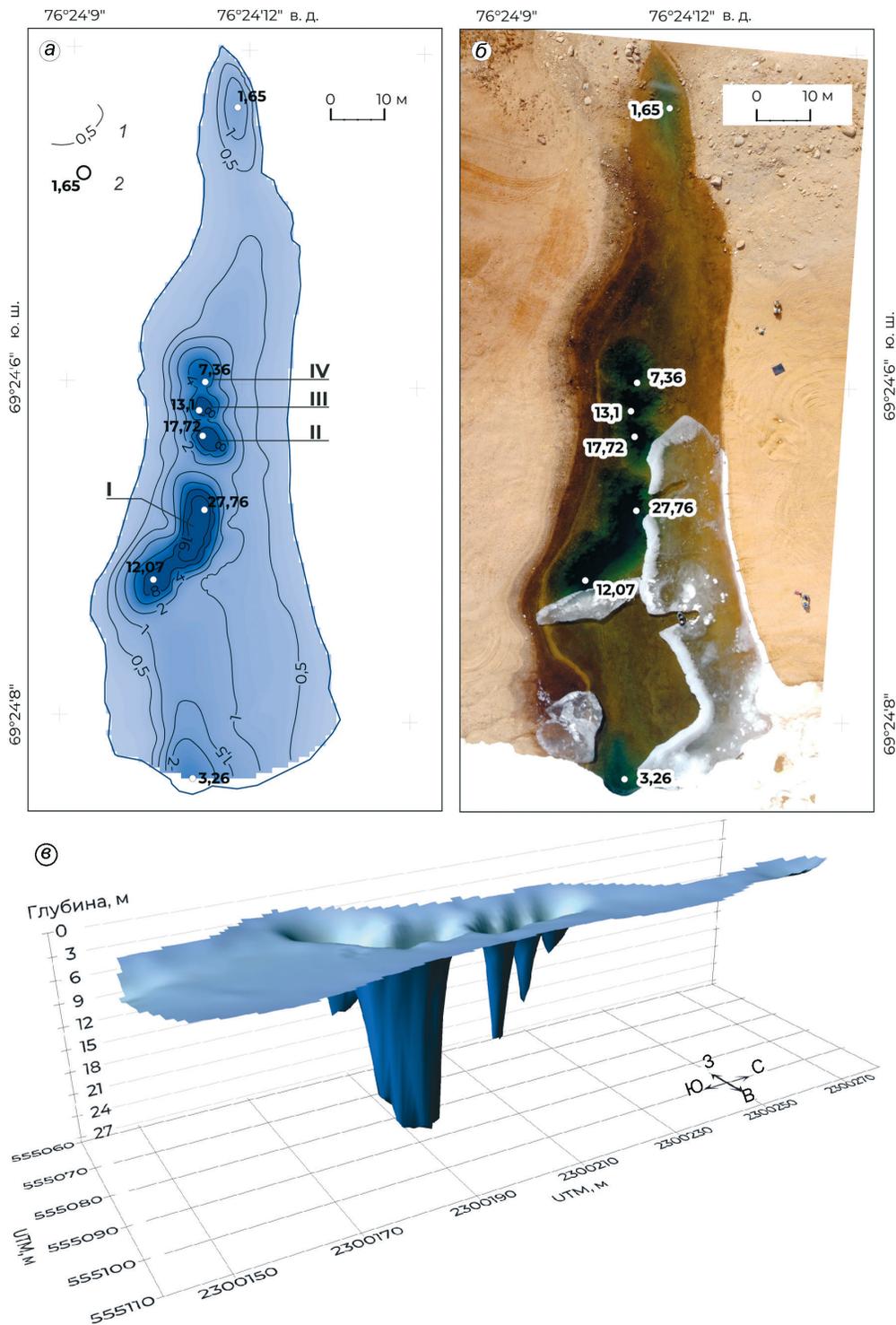


Рис. 2. Строение котловины озера Кольское:

a – батиметрическая схема (при высотной отметке водной поверхности 87,86 м над ур. моря): *1* – изобаты, м; *2* – точки максимальных глубин, м; I–IV – нумерация впадин; *b* – ортофотоснимок, иллюстрирующий строение котловины (фото выполнено С.Д. Григорьевой при помощи беспилотного летательного аппарата DJI Mavic Mini, дата снимка 3 февраля 2022 г.); *в* – трёхмерная модель котловины оз. Кольское

Fig. 2. Structure of the basin of the Kolskoe Lake:

a – bathymetric scheme (altitude of the water surface: 87,86 m above sea level): *1* – isobaths, m; *2* – points of maximum depths, m; I–IV – numbering of depressions; *b* – orthophoto illustrating the structure of the basin (photo taken by S.D. Grigoreva with UAV DJI Mavic Mini on 3rd February 2022); *в* – 3D-model of the basin of the Kolskoe Lake

профиля усиления; горизонтальную фильтрацию, направленную на подавление воздушной волны; частотную фильтрацию; пересчёт временных разрезов в глубинные. Значение относительной диэлектрической проницаемости, отвечающее исследуемым рыхлым отложениям, находили методом подбора с учётом промеров в шурфах. Подобранный значение считалось корректным, если мощность осадочной толщи, определённая на разрезе при таком значении, совпадала с мощностью, измеренной в этой же точке профиля в шурфе. Величина относительной диэлектрической проницаемости для слоя рыхлых обломочных отложений берегового склона оз. Кольское составила 5,5 ед.

Результаты исследований

Морфометрические характеристики оз. Кольское. На батиметрической схеме озера (см. рис. 2, а) видно, что его котловина вытянута с юга на север и сужается в северной оконечности. На фоне слаборасчленённого подводного рельефа и малых (до 1 м) глубин вдоль западного берега озера развита серия впадин. Самая южная впадина (см. рис. 2, а, I) имеет форму жёлоба, глубина которого увеличивается с юга на север, достигая 27,76 м (максимальная измеренная глубина озера). Расположенные севернее впадины II-IV характеризуются воронкообразным строением. Максимальные глубины в них составляют 17,72, 13,1 и 7,36 м для впадин II, III, IV

соответственно. Общая для всех впадин черта строения — форма стенок: в восточной части стенки практически вертикальные; с западной стороны в пределах первых метров глубины выражены крутые склоны, ниже переходящие в отвесные. Между собой впадины разделяются узкими гребнями.

В южной и северной частях котловины отмечаются пологие локальные понижения поверхности дна с глубинами, не превышающими 4 м. Детальная съёмка рельефа дна в южной оконечности озера не выполнялась, так как акватория здесь частично перекрыта многолетним снежником. Наличие и форма впадин, выявленных по результатам батиметрической съёмки, дополнительно иллюстрируются аэрофотоснимком (см. рис. 2, б), а общий характер котловины озера наглядно показан на трёхмерной модели (см. рис. 2, в).

Подводная фотосъёмка. Данные, полученные по результатам подводной съёмки, показывают, что и стенки впадин, и разделяющие их хребты сложены преимущественно угловатыми глыбами (рис. 3, а) размером от 0,3 м до 1,5 м. На глубинах до 12–13 м обломки покрыты водорослями; ниже водоросли визуально не наблюдаются, а на некоторых глыбах отмечается полосчатость (см. рис. 3, б), характерная для парагнейсов, выходящих на дневную поверхность вокруг котловины озера. Эти оценки имеют предварительный характер. Надёжное определение состава обломочных пород на дне оз. Кольское и коренных пород его побережья возможно только по результатам опробования. Дно самой глубокой



Рис. 3. Подводные фотографии озера Кольское:

а — вид на перемычку, разделяющую впадины II и III; б — дно впадины I

Fig. 3. Underwater photos of the Kolskoe Lake:

а — view on the wall dividing the depressions II and III; б — bottom of the depression I

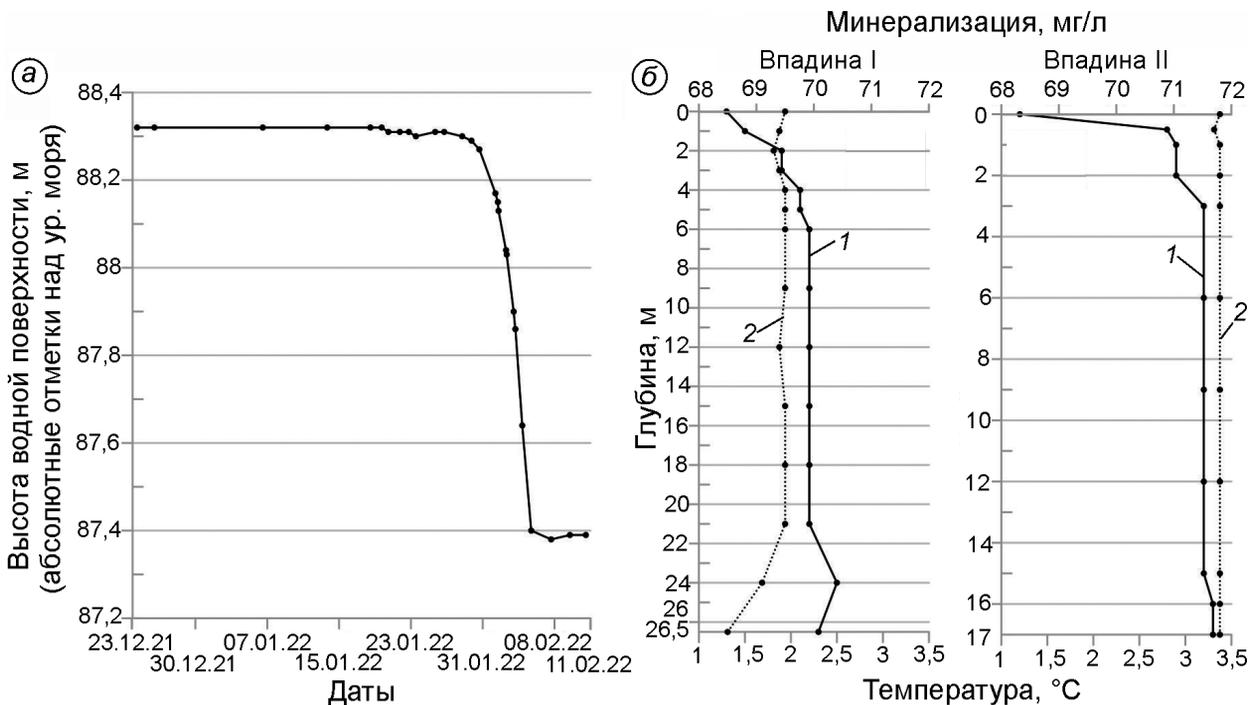


Рис. 4. Результаты гидрологических наблюдений:

a – график изменения высотной отметки водной поверхности; *б* – распределение температуры (1) и минерализации (2) по глубине во впадине I и впадине II

Fig. 4. Results of hydrological observations:

a – graph of the altitude of the water surface; *б* – distribution of temperature (1) and mineralization (2) at different horizons at the depression I and at the depression II

впадины I (см. рис. 3, б) сложено более мелкозернистым материалом. Установить гранулометрический состав донных осадков по фото- и видеоматериалам невозможно, но очевидно, что крупнообломочного материала здесь мало. В процессе запусков подводного аппарата установлена ещё одна особенность строения впадин, важная для объяснения их генезиса, – наличие сообщения между ними. Так, при погружении во впадину II обнаружено, что на глубине 13 м в стенке, отделяющей её от впадины III, есть сквозная щель, через которую пробивается свет с дневной поверхности. Наличие таких отверстий отмечалось и в верхней части впадин визуально при работах с лодки.

Гидрологический режим озера. График изменения абсолютной высотной отметки водной поверхности оз. Кольское показывает, что в период с 23 декабря 2021 г. (начало наблюдений) по 29 января 2022 г. уровень воды практически не менялся и составлял 88,31 м над ур. моря (рис. 4, а). В это же время из озера вытекал ручей с истоком в северной части котловины, кото-

рый занимал ложину, образуя каскад небольших водопадов, он показан пунктирной линией на рис. 5. Открытое русло ручья пересохло к 30 января, однако сток по ложине не прекратился, при этом изменилось место выхода озёрных вод в ложину. С 30 января вода вытекала из системы открытых трещин коренных пород в 10 м к востоку от пересохшего русла ручья на абсолютной высоте 85,79 м, она изображена сплошной линией на рис. 5. Вероятно, разгрузка озёрных вод продолжалась путём инфильтрации сквозь борт котловины, сложенной рыхлыми четвертичными отложениями и/или по системе трещин в коренных породах. На графике этот период характеризуется снижением уровня на 90 см (см. рис. 4, а). Начиная с 7 февраля уровень оз. Кольское установился на абсолютной высотной отметке 87,39 м, а сток по ложине прекратился.

Распределение температуры по глубине как для впадины I, так и для впадины II (см рис. 4, б) схожее – наименьшие значения характерны для приповерхностного слоя воды (1,3 и 1,2 °C соответственно). В пределах первых метров темпера-

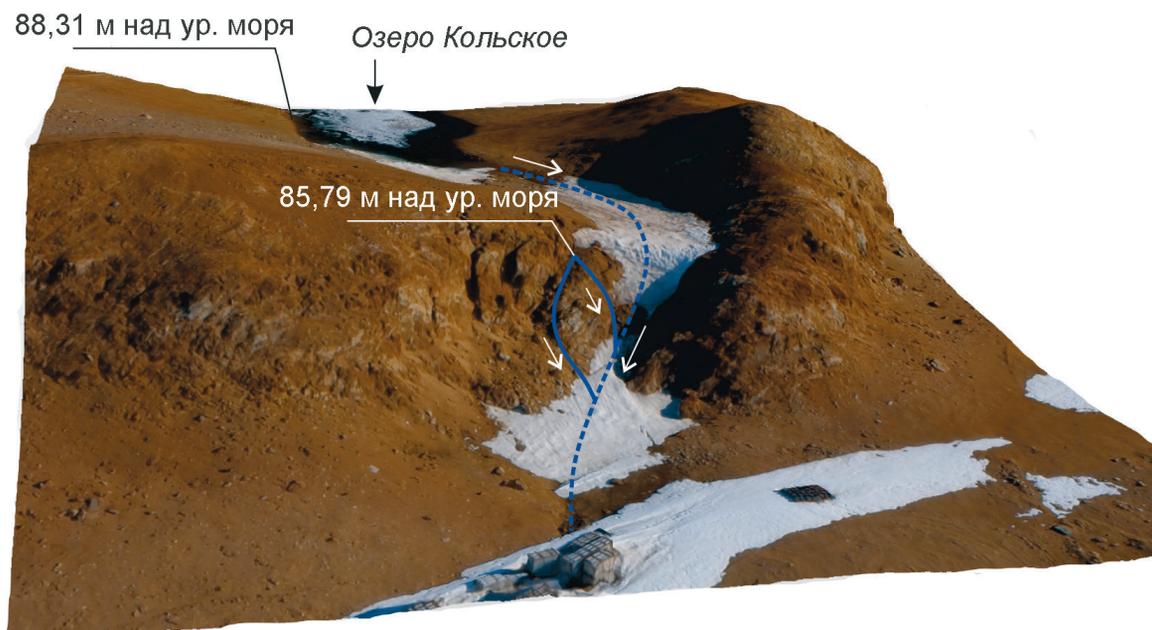


Рис. 5. Пути разгрузки водных масс озера Кольское.

Пунктирная линия – поверхностный сток, сплошные линии – сток с разгрузкой через систему трещин в коренных породах. Модель рельефа построена по результатам аэрофотосъёмки с применением БПЛА, выполненной 6 февраля 2020 г.

Fig. 5. Pathways of discharge of the water masses of the Kolskoe Lake.

The dotted line shows surface water stream, the solid lines show water flow direction through cracks in solid rocks. Terrain model created on the data of the aerial survey with UAV performed on 6th February 2020

тура возрастает, достигая $2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 4 м во впадине I и $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 3 м во впадине II. Ниже температура воды практически не меняется, за исключением горизонта 24 м во впадине I, где измеренное значение составляет $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Распределение минерализации с глубиной в обеих впадинах однородно, изменчивость измеренных значений находится в пределах погрешности прибора. Средняя величина общей минерализации во впадине II составляет $71,8\text{ мг/л}$, а во впадине I – $69,4\text{ мг/л}$.

Оценка геологического строения береговой части котловины. По данным геологической карты оазиса Холмы Ларсеманн (Carson, Grew, 2007), оз. Кольское расположено в области распространения неопротерозойского гранатсодержащего кварц-полевошпатового парагнейса (Broknes paragneis). Согласно полевым наблюдениям, в пределах надводной части котловины гнейсы перекрыты рыхлыми осадками – неокатанным разнозернистым песком (от 0,2 до 1 мм), дресвой с щебнем и глыбами разного размера. В составе песчаной фракции преобладают зёрна граната и кварца, последние покрыты окристыми плёнками. Породы не мёрзлые, верх-

ние 10 см сухие, ниже слегка влажные. Пример георадарного разреза, характеризующего участок исследования, приводится на рис. 6, а (схема расположения сети съёмки показана на рис. 6, б). Граница рыхлых отложений и коренных пород (на рис. 6, а показана пунктирной линией) уверенно прослеживается вдоль всего профиля. Максимальная мощность осадков на приведённом разрезе составляет 1,4 м, минимальная – 0,4 м. С профиля 60 м граница становится менее разрешённой по вертикали, но более контрастной, амплитуда отражённой электромагнитной волны возрастает. Такая волновая картина характерна для обводнённых участков. В этом месте профиль действительно проходил вдоль интенсивно тающего снежника. Повышенное содержание влаги в рыхлых отложениях отмечается как на поверхности, так и в разрезе шурфа.

Анализ данных георадиолокации показал, что надводная часть котловины оз. Кольское имеет достаточно простое геологическое строение. Коренные породы (парагнейсы Брокнес, по Carson, Grew, 2007) перекрыты слоем рыхлых обломочных отложений, мощность которых не превышает 1,5 м. Для последующих лаборатор-

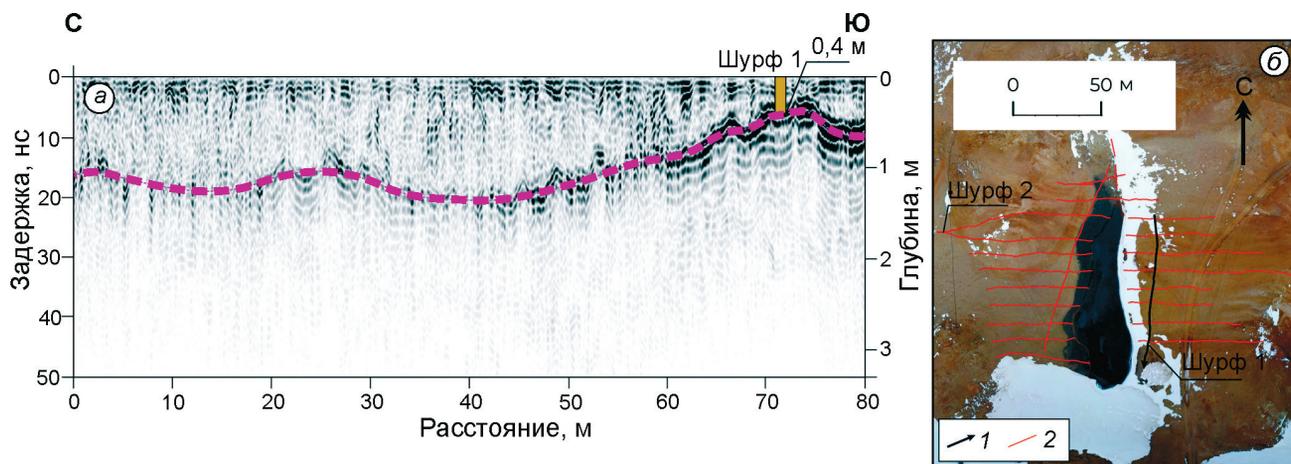


Рис. 6. Пример георадарного разреза в пределах берегового склона озера Кольское:

a – разрез по продольному профилю вдоль восточного берега, пунктирной линией показана граница рыхлых отложений и гнейсов; *б* – схема выполненных работ; на фрагменте *б*: 1 – георадарный профиль, показанный на фрагменте *a*; 2 – остальные профили

Fig. 6. An example of GPR section within the bank slope of the Kolskoe Lake

a – GPR section along the profile at the eastern bank; the dotted line on *a* marks the boundary between unconsolidated sediments and gneiss; *б* – scheme of survey; legend for *б*: 1 – GPR line shown at Fig. *a*; 2 – all other GPR lines

ных исследований отобраны образцы рыхлых осадков с поверхности и из разных горизонтов в шурфах, а также гнейсов из расположенных рядом обнажений.

Обсуждение результатов

В результате комплекса исследований на оз. Кольское получены данные о строении его котловины, значительно отличающиеся от ранее опубликованных. Согласно Атласу (Gillieson et al., 1990), котловина имеет слабонаклонное дно, а максимальная глубина озера составляет 14 м. Работы, по результатам которых составлялся этот атлас, носили рекогносцировочный характер, и на оз. Кольское был выполнен только один профиль с промерами глубин. Учитывая, что глубокие впадины, установленные авторами настоящей статьи, имеют небольшую ширину и локализованы в западной части озера, они вероятнее всего оказались в стороне от рекогносцировочного профиля, показанного в Атласе. Анализ опубликованных материалов и многолетние полевые наблюдения показывают, что морфологические особенности котловины оз. Кольское уникальны и ранее в пределах оазиса не отмечались. Этот феномен ещё только предстоит объяснить в ходе дальнейших исследований. Тем

не менее, уже сейчас можно предложить объяснение возможного механизма формирования глубоких впадин в котловине озера. Согласно авторам настоящего исследования, наименее противоречивы такие предположения.

1. Оз. Кольское сформировалось в климатических условиях, более холодных по сравнению с современными, и представляло собой неглубокий водоём, заполняющий пологую депрессию. В зимний период озеро промерзало на всю глубину.

2. Участок подводной котловины, где сейчас расположены впадины, был приурочен к ослабленной зоне повышенной трещиноватости коренных пород. Под действием ледового забоя существующие трещины расширялись и углублялись. Формирующийся криоэлювий был представлен обломками от алевритовых до крупнообломочных фракций.

3. По системе связанных трещин в коренных породах в летний период происходил подземный сток озёрных вод, сопровождающийся выносом частиц мелких фракций (суффозия), а крупные обломки (щебень, глыбы) оставались неподвижными и выполняли стенки впадин.

4. Затем произошло последовательное перекрытие подземного стока на разных уровнях и вынос мелкого материала за счёт суффозии из глубоких впадин прекратился. Такое предположение косвенно подтверждает уменьшение мак-

симильных глубин во впадинах с юга на север, т.е. в направлении к месту современного стока из озера. Возможная причина перекрытия стока — цементация трещин мелкозернистым материалом и/или проградация озёрного фронта на север, где он встречал новые трещины, не забитые мелкозернистыми частицами и расположенные выше.

Для подтверждения и детализации этих предположений или их опровержения, а также разработки другой модели образования уникальной котловины оз. Кольское необходимы лабораторные исследования и в первую очередь определение гранулометрического состава рыхлых отложений со склона котловины и со дна озера (для оценки возможности развития суффозии). Запланирован комплекс изысканий: морфоскопия обломочных частиц; определение продолжительности атмосферной экспозиции коренных пород берегового склона; оценка возраста донных и покровных отложений побережья. Приоритетные задачи в последующие полевые сезоны — отбор колонки донных осадков из оз. Кольское и изучение геологического строения дна впадин.

Заключение

По результатам полевых работ 2021/22 г. установлено, что малый водоём в южной части п-ова Брокнес, не имеющий названия на топографических картах (рабочее название *озеро Кольское*), имеет уникальные морфометрические характеристики для оазиса Холмы Ларсеманн. При линейных размерах 143 × 53 м и пологой котловине с глубиной, не превышающей на большей части озера 1 м, вдоль западного берега озера развиты

четыре впадины шириной до 5,5 м и максимальной глубиной 27,7 м. Озеро Кольское — третье среди них по глубине, уступая только двум крупнейшим для данного района озёрам — Болдер и Прогресс. Согласно предварительной гипотезе, предложенной авторами, образование глубоких впадин в котловине оз. Кольское может быть следствием стадийного процесса, включающего в себя ледовый забой по системе трещин в коренных горных породах, формирование криоэлювия и интенсивную суффозию. Справедливость этих предположений предстоит уточнить при дальнейших исследованиях.

Благодарности. Авторы выражают благодарность своим коллегам по 67-й Российской антарктической экспедиции Н.В. Егоровой, А.В. Миракину, А.А. Краснову за помощь в выполнении полевых исследований и директору экспедиции по гравимангнитным работам АО «Южморгеология», ведущему геофизику АО «Зарубежгеология» Е.К. Григорьеву за поддержку и важные рекомендации при обсуждении результатов работ. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00343 А.

Acknowledgements. The authors are grateful to their colleagues during the 67th Russian Antarctic Expedition N.V. Egorova, A.V. Mirakin, A.A. Krasnov for their assistance with the field investigations and to the head of potential field department of JSC «Yuzhmorgeologiya», leading geophysicist of JSC «Zarubezhgeologia» E.K. Grigorev for support and significant recommendations when discussing the results of the fieldwork. The work was supported by the Russian Foundation for Basic Research in the framework of the scientific project № 20-05-00343 А.

Литература

- Артамонова К.В., Духова Л.А., Лукьянова О.Н., Масленников В.В., Зозуля Н.М. Мониторинг гидрохимического режима озёр Восточной Антарктиды за последние 10 лет // II Всерос. науч.-практ. конф. «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России». Иркутск, 2019. С. 97–106.
- Боронина А.С., Попов С.В., Прыкина Г.В. Гидрологическая характеристика озёр восточной части полуострова Брокнес, Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида // Лёд и Снег. 2019. Т. 59. № 1. С. 39–48. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.

References

- Artamonova K.V., Dukhova L.A., Lukianova O.N., Maslennikov V.V., Zozulia N.M. Monitoring of the hydrochemical regime of lakes of East Antarctica during the last 10 years. II *Vserossiyskaya nauchno-prakticheskaya konferentsiya «Sovremennye tendentsii i perspektivy razvitiya gidrometeorologii v Rossii»*, 2019 g. Proc. of the II All-Russian Scientific and Practical Conference «Modern Trends and Prospects for the Development of Hydrometeorology in Russia», 2019. Irkutsk, 2019: 97–106. [In Russian].
- Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V. Hydrological characteristics of lakes in the eastern part of the Broknes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica.

- Пряхина Г.В., Четверова А.А., Григорьева С.Д., Боронина А.С., Попов С.В. Прорыв озера Прогресс (Восточная Антарктида): подходы к оценке прорывного паводка // *Лёд и Снег*. 2020. Т. 60. № 4. С. 613–622. doi: 10.31857/S2076673420040065.
- Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V., Chetverova A.A., Ryzhova E.V., Grigoreva S.D. Formation of a large ice depression in Dâlk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity // *Journ. of Glaciology*. 2021. V. 67. № 266. P. 1121–1136. doi: 10.1017/jog.2021.58.
- Carson C.J., Grew E.S. Geology of the Larsemann Hills, Antarctica First Edition (1:25 000 scale map) // *Geoscience Australia*, Canberra. 2007.
- Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elisabeth Land, Antarctica // *Australian National Antarctic Research Expeditions, Antarctic Division, Dept. of the Arts, Sports, the Environment, Tourism, and Territories*. 1990. V. 74. 173 p.
- Shevnina E., Kourzeneva E. Thermal regime and components of water balance of lakes in Antarctica at the Fildes peninsula and the Larsemann Hills // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2017. T. 69. № 1. P. 1317202. doi: 10.1080/16000870.2017.1317202.
- Led i Sneg*. Ice and Snow. 2019, 59 (1): 39–48. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2019-1-39-48.
- Pryakhina G.V., Chetverova A.A., Grigorieva S.D., Boronina A.S., Popov S.V. Breakthrough of Lake Progress (East Antarctica): a phenomenological model and approaches to assessing the characteristics of a flash flood. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (4): 613–622. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420040065.
- Boronina A.S., Popov S.V., Pryakhina G.V., Chetverova A.A., Ryzhova E.V., Grigoreva S.D. Formation of a large ice depression in Dâlk Glacier (Larsemann Hills, East Antarctica) caused by the rapid drainage of an englacial cavity. *Journ. of Glaciology*. 2021, 67 (266): 1121–1136. doi: 10.1017/jog.2021.58.
- Carson C.J., Grew E.S. Geology of the Larsemann Hills, Antarctica First Edition (1:25 000 scale map). *Geoscience Australia*, Canberra, 2007.
- Gillieson D., Burgess J., Spate A., Cochrane A. An atlas of the lakes of the Larsemann Hills, Princess Elisabeth Land, Antarctica. *Australian National Antarctic Research Expeditions, Antarctic Division, Dept. of the Arts, Sports, the Environment, Tourism, and Territories*. 1990, 74: 173 p.
- Shevnina E., Kourzeneva E. Thermal regime and components of water balance of lakes in Antarctica at the Fildes peninsula and the Larsemann Hills // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2017, 69 (1): 1317202. doi:10.1080/16000870.2017.1317202.

Палеогляциология

УДК 551.324.6 (1-925.15)

DOI: 0.31857/S2076673422030140, EDN: EQQZIC

Абсолютный и относительный возраст морен стадий Актру и история ледников Центрального Алтая по данным лишенометрии и дендрохронологии

© 2022 г. А.Н. Назаров^{1*}, О.Н. Соломина^{2,1}, В.С. Мыглан¹¹Сибирский федеральный университет, Красноярск, Россия; ²Институт географии РАН, Москва, Россия
*nazar_69@mail.ru

Absolute and relative age of the Aktru stage moraines and glacier history of the Central Altai based on lichenometry and dendrochronology

A.N. Nazarov^{1*}, O.N. Solomina^{2,1}, V.S. Myglan¹¹Siberian Federal University, Krasnoyarsk, Russia; ^{2,1}Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
*nazar_69@mail.ru

Received November 23, 2021 / Revised May 31, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *Altai, glacier fluctuations, moraines, tree rings, lichenometry, dendrochronology, Little Ice Age, Late Holocene.*

Summary

Dendrochronology, and lichenometry were used to determine the relative and absolute age of the Late Holocene moraines of the glaciers of the Aktru, Maashei and Shavla valleys (North Chuya ridge, Central Altai). An array of 86 dendrochronological dates, related to moraine deposits, is analyzed, 30 of which are published for the first time. Also, for the first time, data on the relative (lichenometric) age of the young deposits of the Aktru Valley, and data on the lichenometry of the moraines of the Maashey glacier and one of the glaciers of the Shavly valley were obtained. We used the capabilities of each method and the expediency of their combined use in the study area. It was confirmed that the growth rates of lichens on the moraines of the Aktru stage (XVIII–XIX centuries) are generally consistent with the previously published estimates. The moraines of the Historical stage, which date earlier than 1700–2300 years ago, supports the lichens as large as 120–160 mm, but the scattering of their diameters is too large and the assessment of the lichenometric ages of these moraines seems to be problematic, but not completely excluded. The Akkem stage of glacier advance according to the recent publications dates back to the Late Glacial or Early Holocene time; the lichenometry is obviously not applicably at such ancient surfaces. According to dendrochronological dating, the glaciers of the North Chuisky Ridge in the last millennium advanced at least twice up to their maximum extent in the XVII – early XIX and XII centuries. In the 8th century, the sizes of the glaciers possibly, approached modern ones. After the XVII century, the cedar (*Pinus Sibirica*) in Central Altai significantly reduced its distribution area due to the climate cooling, retreating from the periglacial territories, where it was distributed earlier. All trees that grew near the glaciers, above 2300 m, died. The comparison of the dates of glacier advances in the past millennia with the tree-ring, ice-core, and palynological reconstructions of summer temperature and precipitation show a good correspondence.

Citation: Nazarov A.N., Solomina O.N., Myglan V.S. Absolute and relative age of the Aktru stage moraines and glacier history of the Central Altai based on lichenometry and dendrochronology. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 387–409. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030140, edn: eqqzic.

Поступила 23 ноября 2021 г. / После доработки 31 мая 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *Алтай, колебания ледников, морены, годичные кольца, лишенометрия, дендрохронология, малый ледниковый период, поздний голоцен.*

Методы дендрохронологии и лишенометрии применены для определения относительного и абсолютного возраста позднеголоценовых морен ледников Центрального Алтая (Северо-Чуйский хребет). Установлено, что скорости роста лишайников – индикаторов на моренах стадии Актру – в целом согласуются с опубликованными ранее оценками. По данным дендрохронологического датирования, ледники этого района в последнем тысячелетии имели два максимума наступания: в XII в. и в XVII – начале XIX вв. (максимум продвижения). В VIII в. площадь ледников приближалась к современной. Размеры лишайников подрода *Rizocarpon* на моренах стадии Актру варьируют от 20 до 41 мм, на моренах Исторической стадии – от 120 до 160 мм, что в спорных случаях позволяет однозначно идентифицировать морену.

Введение

К одному из основных и надёжных методов определения времени наступания ледников относятся радиоуглеродное датирование, широко

ко применяемое и для изучения ледников Алтая (Agatova et al., 2012; 2021). Тем не менее, несмотря на длительную историю исследований, возраст даже наиболее молодых морен Алтая (стадия Актру) определён очень приближённо.

Основываясь на данных радиоуглеродного датирования, можно уверенно констатировать, что это наступание происходило в среднем – позднем средневековье. Существует большая неопределённость, вызываемая не столько погрешностью датирования, сколько характером образцов и интерпретацией условий их залегания, даже если речь идёт о древесине. Применительно к Алтаю эти проблемы, включая противоречие между радиоуглеродными и дендрохронологическими датировками, подробно рассмотрены в работе (Назаров и др., 2016).

Об активности ледников ранее 1000 лет назад (л.н.) до сих пор можно судить только по находкам разрозненных древесных остатков на их предполях, многие из которых датированы с помощью дендрохронологии (Назаров, Мыглан, 2012). Источник дополнительной информации о возрасте морен – лишенометрия. Преимущества сочетания этого метода с радиоуглеродным датированием и дендрохронологией показаны во многих исследованиях (Villalba et al., 1990; Luckman, 2000; Barclay et al., 2009). Подобный подход позволяет провести верификацию результата и представить итоговую картину более

объёмной и менее фрагментарной. Пробелы в реконструкциях, вызванные недостатками и ограничениями одного из методов, компенсируются возможностями другого.

Задачи работы – определение абсолютного возраста наиболее молодых морен ледников Центрального Алтая (стадия Актру) путём обобщения всех прямых и косвенных дат, имеющих отношение к колебаниям ледников в средние века, и относительного возраста морен исторической стадии, а также выявление возможностей совместного использования лишенометрии и дендрохронологии в Центральном Алтае.

Район исследований

Работы проводили в Центральном Алтае, в пределах Северо-Чуйского хребта, в долинах северной и северо-восточной экспозиций на моренах ледников Большой Актру, Маашей и одного из ледников бассейна р. Шавла (рис. 1). В долине Актру дополнительно обследовали борта, пойму реки и фронтальную часть Аккемской морены в зоне развитого леса, где сохранились её фраг-

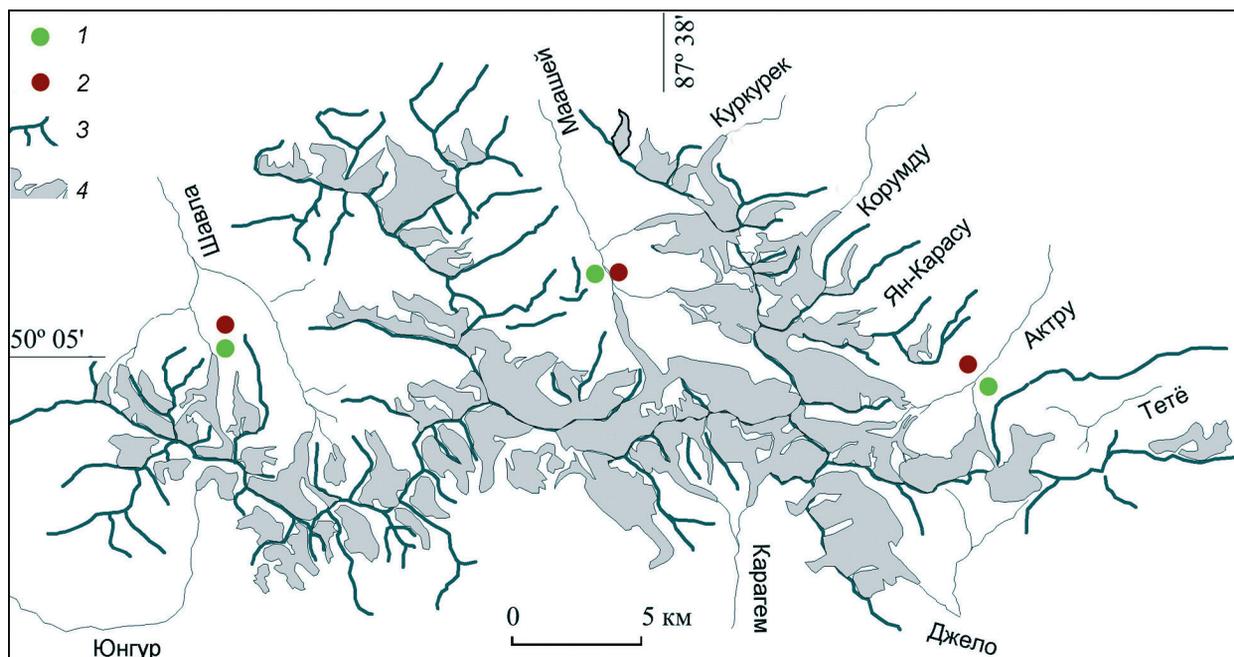


Рис. 1. Схема Северо-Чуйского хребта:

1 – места проведения лишенометрии; 2 – места отбора образцов для дендрохронологии; 3 – осевые части отрогов хребта; 4 – современное оледенение

Fig. 1. North Chui ridge:

1 – lichenometry sites; 2 – sampling sites for dendrochronology; 3 – axial parts of the spurs of the ridge; 4 – modern glaciation

менты, ещё не покрытые мхом и дёрном. Характеристики климата, рельефа, состояние и изменчивость верхней границы леса подробно рассматривались ранее (Галахов, Мухаметов, 1990; Назаров и др., 2016). Алтай-Саянская горная страна, в которую входит Центральный Алтай, находится в области с резко континентальным климатом, для которого характерны значительные суточные, сезонные и годовые колебания климатических характеристик, резкая дифференциация осадков на наветренных и подветренных склонах и, как следствие, различия в площади оледенения. В сочетании с разницей в количестве солнечной радиации всё это приводит к асимметрии в строении как склонов долин, так и макросклонов хребтов, которая выражена тем сильнее, чем выше хребет и более разработана долина.

Многие крупные ледники в период недавнего похолодания вторгались непосредственно в зону взрослого леса вплоть до высот 2200–1950 м. Их предполья после сокращения оледенения с середины XIX в. с большим или меньшим успехом осваиваются в настоящее время двумя лесообразующими породами: *Pinus sibirica* Du Tour и *Larix sibirica* Ledeb (кедр сибирский и лиственница сибирская). Верхняя граница сомкнутого древостоя сложной прерывистой линией поднимается до высот 2220–2350 м. При благоприятных условиях подрост занимает отметки до 2500 м. Наличие внутригорных котловин с дефицитом увлажнения обуславливает существование нижней границы леса, которая сменяется непосредственно степью или засушливой степью, а в более высокогорных районах (2200 м, Джулукульская котловина) граничит даже с горной тундрой.

Материалы и методы

В настоящей работе дендрохронологические исследования ограничены анализом образцов из местообитаний в пределах молодых морен (стадия Актру) и непосредственно перед ними (морена Исторической стадии). Вопросы, проблемы и перспективы применения дендрохронологии в палеогеографических реконструкциях подробно изложены ранее в работах (Назаров, Мыглан, 2012; 2013; Назаров и др., 2016). Датирование кедра проводилось по хронологии Актру

(Назаров, Мыглан, 2013), лиственницы — по хронологии Монгун (Мыглан и др., 2008). При дендрохронологическом анализе применялись стандартные процедуры предварительной обработки, измерений и кросс-корреляционного анализа (Cook, Kairiukstis, 1990). Измерения ширины годовичных колец выполнены на полуавтоматической установке LINTAB (с точностью 0,01 мм). Серии датировались путём сочетания графической перекрёстной датировки и кросс-корреляционного анализа (в пакете программ DPL (Holmes, 1983) и TSAP V3.5 (Rinn, 1996).

С начала применения лихенометрического метода опубликовано множество работ, в том числе обзорных, освещающих его методические аспекты, однако до настоящего времени нет единого протокола лихенометрических исследований. Так, количество лишайников — индикаторов возраста — различается у разных авторов от одного максимального до среднего из пяти или десяти измерений. Другие исследователи используют частотные диаграммы размеров, основанные на выборках из сотен особей. По мнению J. Innes (1985), измерения надо проводить на всей площади поверхности морены, тогда как Locke et al. (1979) полагают, что сравнимые результаты могут быть получены только, если используются обширные площади одинаковых размеров. Острая дискуссия ведётся вокруг кривой распределения размеров максимальных лишайников, которая может иметь разную форму. Более того, распределения могут отличаться для популяции реперных поверхностей и датированных, возраст которых не известен. Для избежания этого противоречия одни авторы применяют байесовское распределение максимальных диаметров (Jomelli et al., 2007), а другие считают, что внедрение таких сложных статистических методов нецелесообразно для весьма приблизительной оценки возраста, которую может обеспечить лихенометрия (Bradwell, 2009). Оценка ошибок датирования, включая статистические, — предмет для дискуссий. Некоторые исследователи принимают ошибку лихенометрического датирования в $\pm 20\%$, однако для этого нет никаких специальных оснований. Более узкий доверительный интервал получается при использовании теории экстремальных значений (Jomelli et al., 2007).

Относительно недавно лихенометрический метод подвергся жёсткой критике в статье

(Osborn et al., 2015), озаглавленной «Лихенометрическое датирование: наука или псевдонаука?», где авторы указали на основные источники ошибок. В частности, справедливо подвергается критике предположение, что самые крупные лишайники колонизируют поверхность вскоре после её формирования и сохраняются бесконечно долго. Исследования смертности лишайников наглядно подтверждают этот тезис. Авторы работы (Trenbith, Matthews, 2010) в течение 19 лет наблюдали за лишайниками на 46 моренах 17 ледников в Норвегии и установили, что скорость вымирания колеблется от 0,38 до 5,09% в год. Популяции корковых лишайников погибают от разных причин – абразии, длительно-го снежного покрова, загрязнений и т.п., следовательно, вероятность найти на поверхности самый первый лишайник-колонизатор существенно уменьшается со временем. Неопределённость вносит и конкуренция между особями одного или разных видов.

Использование кривых роста, построенных на основе независимо датированных поверхностей, также проблематично, особенно при их экстраполяции далеко за пределы реперных точек. Реперные поверхности имеют природу и площадь, существенно отличные от датировемых. Виды лишайников, часто неразличимые в полевых условиях, имеют разную скорость развития, со временем меняются и условия среды. Поскольку форма кривых роста до сих пор изучена слабо, их экстраполяция также имеет чрезвычайно неопределённый характер. Часто оценки возраста, проведённые разными исследователями, не воспроизводятся (Trenbith, Matthews, 2010), хотя, например, Булл и Брендон (Bull, Brandon, 1998), показывают удовлетворительные результаты повторных измерений. Авторы статьи признают, что при соблюдении определённых правил и максимально подробном документировании лихенометрических работ метод может дать удовлетворительные оценки относительного и абсолютного возраста поверхностей. Появившиеся в последнее время в изобилии даты морен по космогенным изотопам позволяют проверить качество лихенометрического датирования. Несколько положительных примеров описано, в частности, в работе (Young et al., 2009) для Аляски.

Лихенометрические исследования на Алтае для абсолютного датирования ледниковых от-

ложений носят эпизодический характер. Как и в других районах, исследователи используют подрод *Rhizocarpon* в целом, поскольку различить отдельные виды в полевых условиях очень трудно. Для построения первой кривой роста О.Н. Соломина (1999) использовала 14 реперных поверхностей: морены ледников Большой Актру, Малый Актру, Корумду и Софийский, а также могильники долины р. Джазатор. Позже лихенометрия повторно проводилась на моренах Актру (Галахов и др., 2005) и на археологических объектах (Давыдов, Быков, 2013). Из-за разнообразия экологических условий горной части Русского Алтая (от засушливой степи до горной тундры) авторы последней работы постепенно отказались от оценки возраста по максимальному диаметру и разрабатывают подход, основанный на оценке проективного покрытия групп видов лишайников с разной «конкурентной силой» или «агрессивностью». По мнению авторов, основная проблема лихенометрии морен – отсутствие надёжных хронологических реперов для калибровки кривой роста. Это тем более удивительно, что с момента первых попыток построения таких кривых (1980–90-е годы) обнаружены десятки дендрохронологических и радиоуглеродных дат из моренных отложений. Однако при сложном строении разновозрастных моренных валов, объединённых в один комплекс и налегающих друг на друга, определить соответствие возраста определённой поверхности трудно, а иногда и невозможно.

На рис. 2 представлены доступные на сегодня реперные точки кривых роста лишайников для кавказских ледников (Solomina et al., 2016) и Алтая (Соломина, 1999; Галахов и др., 2005). Аппроксимирующая функция для Алтая, показанная на рис. 2, рассчитана без учёта точек, возраст которых вызывает сомнение. Алтайские реперные точки определены с небольшим разбросом на прямой в интервале времени до 170–200 л.н. Добавление новых точек, предложенных для морен Исторической (136 мм для интервала 2000 ± 300 л.н.) и Аккемской стадий (264 мм для поверхности возраста 4550 ± 350 л.н.) (Галахов и др., 2005), с учётом прежних данных по могильникам Джазатора (125 мм для интервала 440–480 гг. до н.э.) (Соломина, 1999), открывает новые возможности для датирования древних поверхностей, но в то же время добавляет слиш-

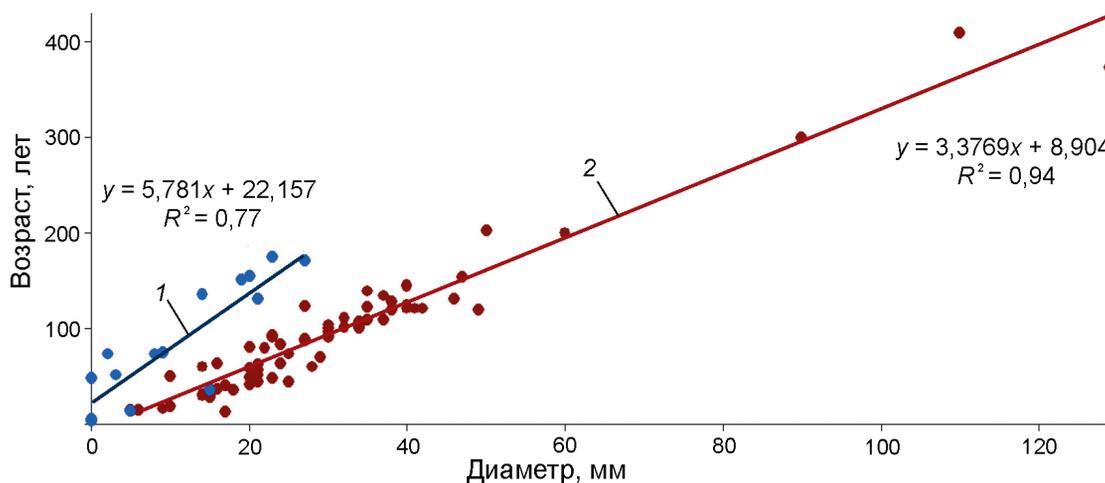


Рис. 2. Линейная аппроксимация реперных точек, оценивающих скорость роста лишайников подрода *Rhizocarpon*:

1 – территория Алтая (Соломина, 1999; Галахов и др., 2005); 2 – территория Центрального Кавказа (Solomina, 2016)

Fig. 2. Linear approximation of reference points estimating the growth rate of lichens of the *Rhizocarpon* subgenus:

1 – located of Altai (Соломина, 1999; Галахов и др., 2005); 2 – located of Central Caucasus (Solomina, 2016)

ком много неопределённостей, связанных как с их малым количеством, так и с погрешностью предполагаемого возраста морен. По этой причине для оценки кривой роста лишайников на Кавказе отказались от использования поверхностей старше одного тысячелетия (Solomina et al., 2016). На Алтае возраст трёх, наиболее древних реперных точек, полученных на моренах Исторической и Аккемской стадий, также не может считаться достоверно определённым. В частности, морена Аккемской стадии, вопреки прежним предположениям (Agatova et al., 2012), связана с эпизодом наступания ледников в раннем голоцене (Галахов и др., 2018) или в позднеледниковье (Agatova et al., 2021.).

Среди русскоязычных работ, посвящённых развитию лихенометрии и её применению, наиболее актуальной остаётся работа А.А. Галанина (2002), которая и послужила основой для проведения полевых исследований и обработки данных, представленных далее. Максимальный диаметр лишайников в данном случае вычисляется как свободный член в уравнении регрессии типа

$$y = a \lg_x + b,$$

где y – диаметр слоевища; x – его порядковый номер; a и b – коэффициенты.

Настоящее выражение позволяет получить расчётный максимум диаметра таллома на данной поверхности при наличии достаточной ста-

тистической выборки и теоретически избежать неточностей в его оценке, особенно на древних поверхностях, возраст которых близок к пределу жизни вида-индикатора. Несмотря на массу отмеченных недостатков, сильной стороной метода остаётся возможность относительного датирования отложений и форм рельефа в приледниковье. Именно с этой целью мы и используем лихенометрию в нашей работе для решения задачи ранжирования моренных комплексов и их фрагментов в долинах Северо-Чуйского хребта. Наиболее универсальный и надёжный индикатор времени экспонирования поверхности в приледниковье Алтая – лишайники подрода *Rhizocarpon* (Соломина, 1999), которые представлены следующими видами: *Rhizocarpon eupetraeoides* (Nyl.) Blomb. et Forssell, *Rhizocarpon geographicum* (L.) DC, *Rhizocarpon saanaense* Rasanen, *Rhizocarpon Alpicola* (определение выполнено Е.В. Давыдовым в Алтайском государственном университете, 2009 г.).

Единицей осмотра, для которой рассчитывался один максимальный диаметр, служили формы рельефа единого генезиса (морены, подножия осыпей, стабильные части каменных глетчеров и т.п.), полигенетические объекты рассматривались отдельно. Исключены из рассмотрения участки, поверхность на которых подвергается постоянному омолаживанию: участки с камнепадами, лавинные конуса, участ-

ки с образованием (деградацией) погребённого льда, с просадками суффозионной природы, крутые бровки морен и т.п. На единичной осматриваемой поверхности измерения проводили с точностью $\pm 0,5$ мм в произвольном порядке до достижения необходимого для построения аппроксимирующей функции количества (не менее 300 измерений). Площади осматриваемых форм рельефа были различны и составляли от нескольких сотен до нескольких тысяч квадратных метров, но, даже несмотря на это, в некоторых случаях размер выборки был менее рекомендуемого.

Результаты исследований

Долина Актру. Измерение лишайников на молодой морене стадии Актру проводилось для ледника Большой Актру в диапазоне абсолютных высот 2380–2420 м отдельно для левой и правой частей фронта (рис. 3, табл. 1). В правобережье морены на наиболее стабильной поверхности выборка была достаточна (308 измерений), поэтому расчётный максимум диаметра совпадает с максимальным измеренным. По левому фронту морены, напротив, поверхность гораздо менее стабильна, выборка статистически не достоверна (67 измерений) и отражает не возраст поверхности, а только период её стабильного состояния.

Фрагмент морены Исторической стадии (см. рис. 3, III) протягивается от подножия горы Караташ (3535 м), где он перекрыт свежими осыпями, до места срезания его боковой мореной Малого Актру (см. рис. 3, II). Сохранившаяся её часть имеет ширину около 160 м. На морене нет растущих деревьев значительного возраста, но встречаются их остатки с диаметром стволов в несколько десятков сантиметров. Большая часть поверхности сложена крупноглыбовым материалом, состоящим в основном из метаморфических сланцев. Порода выветривается очень неравномерно, что ограничивает рост эпилитных лишайников (см. рис. 3, Б). О действии этого фактора на древних поверхностях упоминает и А.А. Галанин (2002). Наполненность выборки лишайников на Исторической морене Большого Актру близка к максимальной (192 измерения), но всё же недостаточна, несмотря на то,

что площадь морены весьма велика (см. табл. 1). С левой стороны морена обрывается в сторону р. Актру резким уступом высотой 20–30 м, протягивающимся по всей её ширине. Между уступом и рекой находится субгоризонтальный участок шириной 130–140 м, заселённый лиственницей и кедром значительного возраста (более 200 лет), так называемая «кедровая площадка» (см. рис. 3, А, I). Этот участок леса между ледниками Большой и Малый Актру сохранился и во время их активизации в стадию Актру.

Результаты измерения лишайников, проведённые на наиболее древних поверхностях в зоне леса на сохранившихся фрагментах морены Аккемской стадии, показывают меньший диаметр, чем в верховьях долины (см. табл. 1). Морена замыкает широкую и открытую часть поймы и находится в зоне леса на высоте около 2050 м и ниже. Внешняя граница дистальной части морены точно не известна. Расчётный диаметр отражает, вероятнее всего, возраст не первого, а лишь очередного поколения лишайников и является максимально возможным в данных условиях (экологические условия роста, свойства породы и размер глыб). Дендрохронологические исследования на моренах Актру выполнялись нами и ранее (Назаров, Мыглан, 2012; Назаров и др., 2016). В настоящей работе все данные показаны на одном рисунке, в который добавлены и новые материалы, позволяющие конкретизировать состояние ледников в определённые моменты времени (рис. 4, табл. 2). Датирование лиственниц из правой части фронта Малого Актру (1625–1785 и 1544–1794 гг.) проведено в работе М.Ф. Адаменко и А.А. Сюбаева (1977). Авторы рекомендуют прибавить к конечной дате ещё 30 лет на величину заболони. Эти даты приводятся и в монографии П.А. Окишева (1982). Крайнее правое дерево позднее датировано Н.И. Быковым (2002), который приводит две даты (последние кольца 1779 и 1780 гг.). Позже мы уточнили и эту дату (Назаров и др., 2016) (см. рис. 4).

Исследования показывают, что ни одно из деревьев, обнаруженных перед Большим Актру, не пережило рубеж XVII–XVIII вв. (см. рис. 4, в). Такое же заключение можно сделать и о периметре основного языка Малого Актру (см. рис. 4, б, г). В правой части морены деревья погибли на столетие позже (см. рис. 4, д и даты

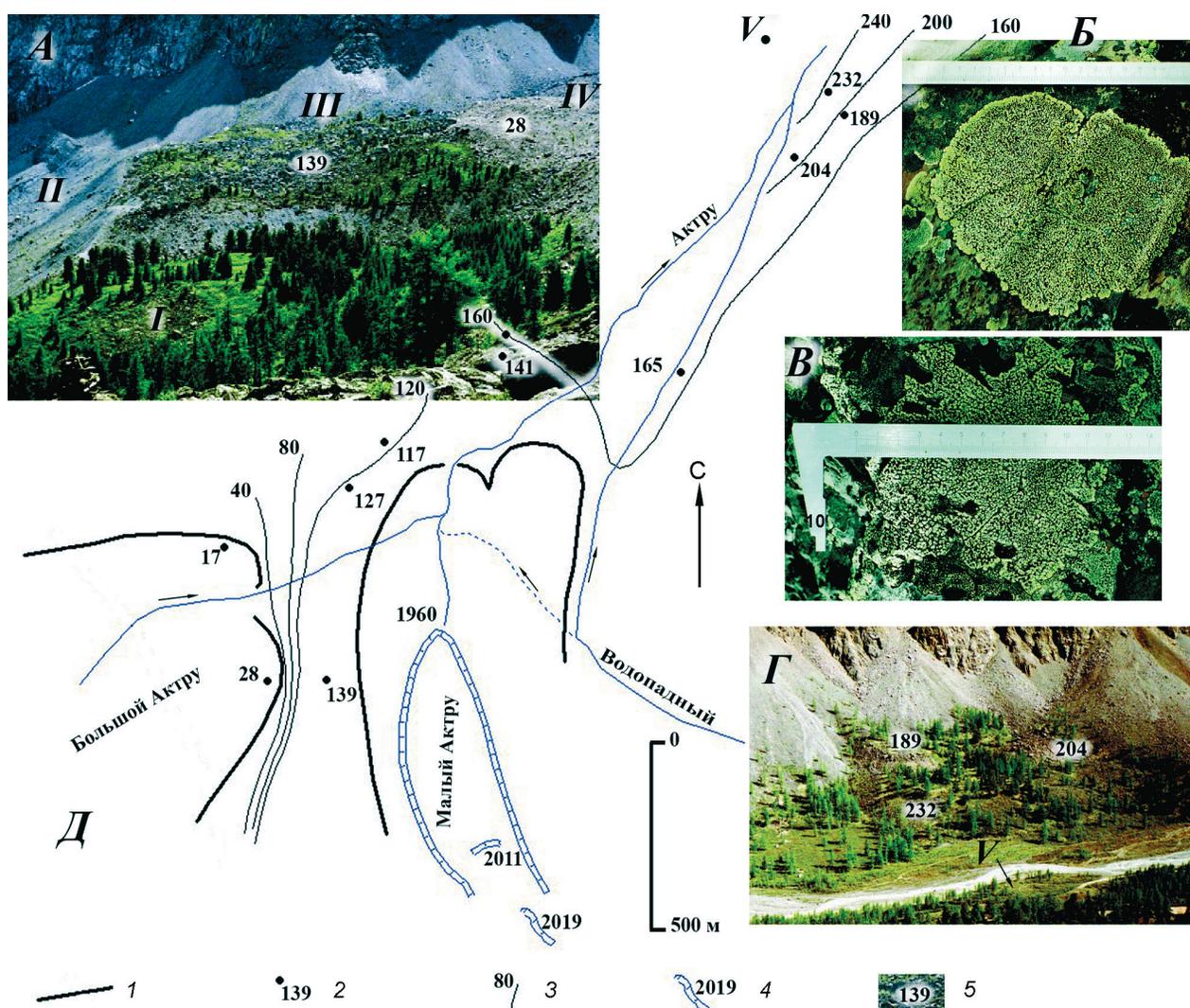


Рис. 3. Изолинии максимального диаметра лишайников подрода *Rizocarpon* в верхней части долины Актру и места измерений:

A – фрагмент морены Исторической стадии между ледниками Большой и Малый Актру, фото с левого борта долины: *I* – «кедровая площадка»; *II* – левый край трюга ледника Малый Актру; *III* – стабильный и незалесённый участок морены Исторической стадии; *IV* – правая часть молодой морены Большого Актру (стадия Актру); *Б* – лишайник диаметром 190 мм; правая часть таллома выкрашивается вместе с частицами породы; *В* – лишайник на глыбе породы с очень неравномерным выветриванием (морена Исторической стадии), по внешнему краю слоевища – пустоты; *Г* – наиболее древний и стабильный участок поверхности в данном районе, находящийся между лавинными и осыпными конусами; *Д* – масштабированная схема долины с указанием мест отбора и расчётным максимальным диаметром лишайников: *V* – положение метеостанции Актру (аналогично фото *Г*). *1* – моренный вал стадии Актру; *2* – места измерений и расчётный максимальный диаметр лишайников; *3* – изолинии диаметра лишайников; *4* – край чистого льда ледника Малый Актру в соответствующем году; *5* – максимальный диаметр лишайников на данных поверхностях

Fig. 3. The upper part of the Aktru Valley. Isolines of the maximum diameter of lichens of *Rizocarpon* subgenus and measurement locations:

A – fragment of moraine of Historical stage between glaciers Bolshoy and Maly Aktru, photos from the left side of the valley: *I* – «cedar playground»; *II* – the left edge of the trough of Maly Aktru glacier; *III* – stable and unforested part of moraine of Historical stage; *IV* – right side of the young moraine Bolshoy Aktru (stage Aktru); *Б* – lichen, as large as 190 mm in diameter. The right part of the talloom is crumbling together with the rock particles; *В* – lichen on a block of rock with very uneven weathering (Historical stage moraine), with caviats along the outer edge of the lichen; *Г* – is the oldest and the most stable surface, located between avalanche and talus cones; *Д* – scaled map of the valley with the locations of the sites and the estimated (modeled) maximum diameter of the lichens: *V* – the position of the Aktru weather station (similar to photo *Г*). *1* – moraine ridge of the Aktru stage; *2* – the locations of the sites and the estimated (modeled) maximum diameter of the lichens; *3* – isolines diameter of the lichens; *4* – the position of the Maly Aktru glacier in 1960, 2011, and 2019, the edge of clean ice; *5* – the maximum diameter of lichens (modeled) on these surfaces, respectively

Таблица 1. Измеренные и расчётные диаметры лишайников подрода *Rhizocarpon* на моренах разного возраста*

Ледник	Название (часть) морены	Первые десять измеренных максимальных диаметров из выборки подрода <i>Rhizocarpon</i> , мм										Расчётный диаметр, мм	Число замеров	Абсолютная высота, м
		28	25	25	23	21	21	21	20	20	20			
Большой Актру	Актру, левая часть фронта	28	25	25	23	21	21	21	20	20	20	28	308	2400
	Актру, правая часть фронта	14	14	14	14	13	13	13	13	13	13	20	67	2400
Между Большим и Малым Актру	Историческая	117	109	108	108	108	106	104	102	102	100	139	192	2320
Актру	Аккемская, проксимальная часть	164	154	152	140	124	121	120	120	117	107	170	176	2050
	Аккемская, дистальная часть	182	178	162	154	153	150	145	136	131	125	189	122	2000
Маашей	Актру	37	35	34	34	33	33	30	30	30	29	41	205	2200
	Историческая	154	138	133	132	129	125	122	119	118	115	161	299	2200
Шавла	Старое русло	34	33	31	27	25	22	19	18	18	17	32	102	2140
	Внешняя морена	101	100	95	87	86	86	84	84	83	82	119	323	2160

*Измерения в долине Актру проводили в 2004–2005 гг., в долине Шавлы – в 2006 г.

по правой части фронта). Три кедра и три лиственницы в центральной части морены Малого Актру (см. рис. 4, а) погребены ледником во второй половине XII в., причём по его периметру лес продолжал расти. Все указанные деревья погибли или от близости ледника (см. рис. 4, в, д), или были непосредственно погребены подо льдом (см. рис. 4, а, г, фронт Малого Актру). Таким образом, кульминация стадии Актру в долине Актру наблюдалась в конце XVII – начале XVIII вв. Минимальный возраст морены Актру оценивается Л.Н. Ивановским и В.А. Паньчевым (1978) не позднее середины XIX в., когда ледник начал отступать от своей внешней морены и освободил пространство, достаточное для заселения древесной растительностью.

Анализ шести образцов субфоссиальной древесины, обнаруженных во внутренней части морены Малого Актру – образцы ma1201 (758–1019 гг.), ma1202 (729–855 гг.), ma1203 (982–1137 гг.), ma1204 (741–1143 гг.), а также A1901me (887–1170 гг.) и A1902me (1005–1180 гг.) (см. рис. 4, а; см. табл. 2) – показал, что они имеют близкие даты произрастания и гибели. Образцы ma1201 и ma1202 отличает, несмотря на их более древний возраст, хорошая сохранность. По нашим наблюдениям, погибшие и поваленные деревья в зоне сомкнутого древостоя и (или) при наличии кустарников, например, *Betula pana*, разлагаются быстро – на протяжении нескольких

десятков лет. Стволы небольшого диаметра (10–15 см) при этом исчезают почти полностью, от крупных остаются лишь внешние части. По этой причине хорошую сохранность обнаруженных фрагментов погибших деревьев (наличие сердцевины, большой диаметр ствола, полное отсутствие гнили, высокая плотность древесины) могли обеспечить только мёрзлые условия донной морены, т.е. указанные деревья скорее всего не подвергались длительному субэральному выветриванию, а были перекрыты ледником вскоре после гибели или погибли непосредственно под его наступающим фронтом. У фрагментов кедров ma1203 и ma1204, найденных на поверхности, удалось датировать лишь внешние части. Ископаемые образцы A1901me и A1902me имеют лучшую сохранность, но также значительно подвержены гниению. С большой вероятностью все шесть деревьев были погребены почти одновременно. Таким образом, наступание ледника, предшествующее максимуму XVII – начала XIX в. сходного с ним, но несколько меньшего масштаба, мы относим к XII в. Образование правой части моренного комплекса Малого Актру очевидно следует связывать с концом XVIII – началом XIX в. (см. рис. 4, д; даты по фронту правой части).

Долина Маашей. Лихенометрия в долине Маашей проводилась в правой части морены стадии Актру и по подножию левого борта долины на участке морены Исторической стадии,

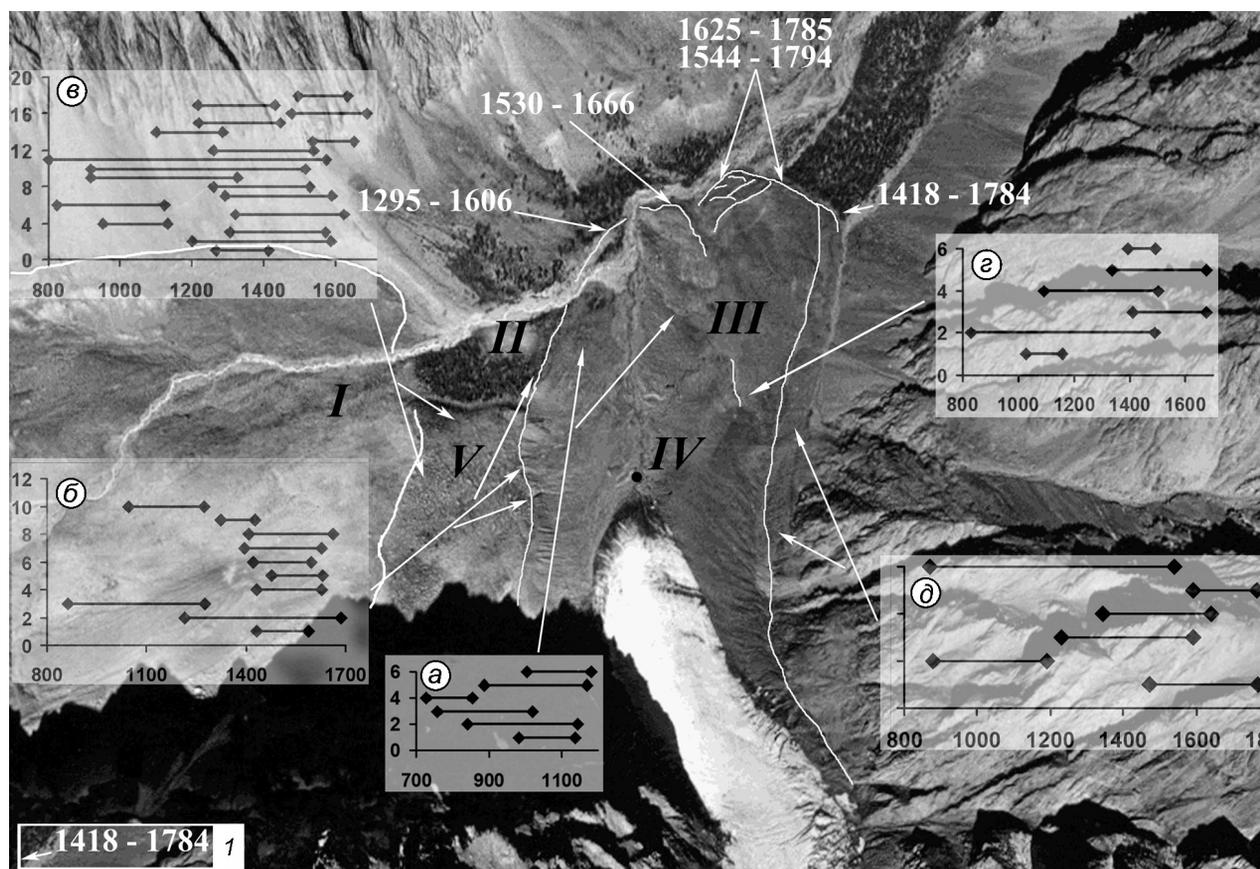


Рис. 4. Предполя ледников Большой и Малый Актру с указанием возраста и мест отбора образцов на дендрохронологический анализ:

I – возраст и местонахождение спиллов древесных остатков; *I, III, V* – морены ледников: *I* – Большой Актру, *III* – Малый Актру, *V* – фрагмент морены Исторической стадии; *II* – кедровая площадка; *IV* – наиболее вероятное положение репера А.Н. Рудого (1976 г.). На врезках *a–д* (здесь и на рис. 5 и 6) – время жизни (ось *x*), количество (ось *y*) и местонахождение (стрелочки) погибших деревьев, прямые линии, ограниченные ромбами, – возраст спиллов; *a* – погребённая древесина в центральной части ледника Малый Актру (перемещённая); *б* – остатки и фрагменты деревьев на морене Исторической стадии вблизи или на контакте с мореной Малого Актру, in situ; *в* – количество и возраст спиллов на морене Исторической стадии перед молодой мореной ледника Большой Актру (in situ); *з* – находки ископаемой древесины во внутренней части морены в русле руч. Водопадный, смещение образцов минимально (10–50 м); *д* – спилы по подножию правой боковой морены; смещение образцов минимально (несколько метров). Единичные образцы по фронту морены имеют ископаемое происхождение (перемещённые), исключая образец in situ (1418–1784 гг.)

Fig. 4. Forefields of Bolshoi and Maly Aktru glaciers. The age and locations of sampling for dendrochronological analysis: *I* – the age and locations of sampling for dendrochronological analysis; *I, III, V* – Glacier moraines: *I* – Bolshoi Aktru, *III* – Maly Aktru, *V* – fragment of a moraine of the Historical stage; *II* – cedar playground; *IV* – is the most probable position of the A.N. Rudoy mark (1976 г.). Insets *a–д* (here and in similar Fig. 5 and 6 below) – lifetime (*x* axis); quantity (*y* axis) and location (arrow) of dead trees, straight lines bounded by rhombuses – the age of the cuts; *a* – in buried wood the central part of the Maly Aktru glacier (displaced); *б* – remains and fragments of trees on the moraine of the Historical stage, near or at the contact with the moraine of Maly Aktru, in situ; *в* – number and age of cuts on the moraine of the Historical stage in front of the young moraine of the Bolshoi Aktru glacier (in situ); *з* – finds of fossil wood in the inner part of the moraine, to the right of the main glacier, in the channel of the Vodopadny stream, the displacement of the samples is minimal (10–50 m); *д* – the number and age of cuts at the foot of the right lateral moraine; sample displacement is minimal (several meters). Single samples along the moraine front are of fossil origin (displaced), excluding the in situ sample of 1418–1784

находящейся на расстоянии около 800 м от молодой морены (рис. 5; см. табл. 1). Расчётный диаметр лишайников на молодой морене ледника Маашей в 1,5 раза больше такого на морене Большого Актру. Отчасти это можно объяснить

разницей по высоте (около 200 м), недостаточностью выборки, малой площадью обследованного участка; кроме того, часть лишайников может иметь унаследованный характер. Размер лишайников на Исторической морене, напро-

Таблица 2. Дендрохронологические даты на предпольях ледников Большой и Малый Актру*

Местоположение		Номер образца	Возраст спила, гг. н.э.	Абсолютная высота, м	Примечания	Координаты, WGS 84, градусы
Фронт морены Малый Актру	Правая часть	ma0802	1418–1784	2199	Лиственница, первое кольцо, in situ	50,07445 87,77295
		–	1625–1785	2209	Лиственница Адаменко, Сюбаев, (1977), первое кольцо	–
		–	1544–1794	2209		–
	Центральная (левая) часть	ma0803	1530–1666	2207	Разорванный ледником ствол кедр, погребённый	50,074820 87,768430
		mm1001	1285–1606	2215	Куски кедр в глыбах	50,074210 87,766823
Центральная часть морены Малого Актру, вблизи впадения ручья Водопадного в р. Малый Актру	а	ma1201	758–1019	2213	Ствол лиственницы около 160 см, разорван с торцов, первое кольцо, погребённый	50,072781 87,768144
		ma 1202	729–855	2215	Небольшой фрагмент ствола, кедр, первое кольцо, погребённый	50,072579 87,768776
		A1901me	887–1170	2209	Щепки и незначительные фрагменты ствола, лиственница, погребённые	50,0729240 87,7684240
Левая внутренняя часть морены Малого Актру, осцилляционный вал	а	ma 1203	982–1137	2215	Небольшой фрагмент ствола, кедр, на поверхности	50,072708 87,766187
		ma 1204	841–1143	2239	Приваленный и разорванный ствол кедр, на поверхности	50,072392 87,765706
		A1902me	1005–1180	2223	Незначительные фрагменты ствола, кедр, погребённые	50,0724930 87,7657230
Часть Исторической морены Большого Актру, в непосредственной близости от контакта с левой боковой мореной Малого Актру	б	BA1210	924–1433	2336	Кедр	50,069013 87,763705
		BA 1211	1227–1623		Выпадает 1471 г., кедр	
		BA 1212	1327–1651		Выпадают 1371, 1422, 1495, 1577, 1581 гг., лиственница	
		BA 1213	1147–1579		Выпадают 1194, 1247, 1310, 1482 гг., пять колец на периоде 1485–1523 гг., травма зимой 1336 г., лиственница	
		BA 1215	936–1393		Выпадают 1236, 1239, 1299 гг., кедр около 80 см в диаметре	
		BA 1216	1092–1559		Выпадает 1495 г., лиственница	
		BA 1217	1140–1629		Выпадает 1524 г., кедр	
		BA 1218	1405–1482		Кедр	
		BA 1219	1508–1646		Кедр	
		BA 1220	1119–1506		Выпадают 1391, 1450 гг., кедр	
		BA 1221	1104–1581		Выпадают 1282, 1314, 1339 гг., кедр	
		BA 1222	877–1357		Контакт с мореной Малого Актру, кедр	
Левая боковая морена Малого Актру.	в	ma1001	1432–1590	2300	Торчащие из-под валунов остатки кедр, контакт с кедровой площадкой, погребённое	50,071560 87,764500

Ледник Большой Актру. Правый берег, выше кедровой площадки, пространство перед молодой мореной	в	BA 1105	1266–1413	2372	Подножие морены, кедр	50,069990 87,761931	
		BA 1106	1201–1587	2340	Погибший кедровый лес, 50–100 м от молодой морены		
		BA 1107	1305–1571				
		BA 1108	951–1131				
		BA 1110	1320–1624				
		BA 1111	822–1123				
		BA 1112	1293–1590				
		BA 1113	1258–1528	2315–2337		Подножие морены, кедр	50,070061 87,761437
		BA 1114	918–1325		50,070286 87,761416		
		BA 1115	919–1516				
		BA 1201	800–1575	2315–2337	Небольшие кедровые деревья недалеко от молодой морены	50,070504 87,761486	
		BA 1202	1260–1539				
		BA 1203	1537–1651		Там же, кедр около 80–100 см диаметром	50,070410 87,761900	
		BA 1204	1101–1285			Кедр	50,070554 87,762035
		BA 1205	1217–1446		50,070205 87,761577		
		BA 1206	1478–1686				
BA 1207	1216–1430	2352					
BA 1208	1496–1634						
Правая лопасть морены Малого Актру, внутрен- няя часть, русло ручья Водопадного	з	Wf0804	1028–1156	2218	Комлевая часть неправиль- ной формы, кедр	50,072260 87,770230	
		Wf0808	1410–1674	2263	Кедр, комлевая часть, стёрто, вероятно, не более 20 колец	50,071880 87,771770	
		Wf0901	1089–1501	2240	Кедр, фрагмент ствола	50,071550	
		Wf0902	1339–1674		Ветка кедра	87,771400	
		a1716	828–1487	2226	Кедр, комлевая часть, часть внешних колец стёрта	50,071620 87,772190	
		A1905me	1395–1491	2249	Щепка кедра	50,071226 87,770953	
Подножие правой боко- вой морены, выше ручья Водопадного	д	a1709	1472–1769	2322	Первое кольцо, кедр	50,068910 87,771164	
		a1710	879–1191		Не более 20 колец до центра, кедр		
		a1712	1230–1593	2315	In situ, сильная асимметрия прироста, первое кольцо, кедр	50,069140 87,771329	
		a1713	1344–1640		Асимметрия прироста, первое кольцо, кедр		
		a1714	1592–1767		Первое кольцо, кедр		50,070170
		a1715	871–1539		Асимметрия прироста, кедр		87,771653

*Данные о возрасте образцов приведены без каких-либо поправок на потери внешних и внутренних колец: *а, б, в, г, д* соответствуют врезкам на рис. 4; на фронте морены Малого Актру все деревья – перемещённые, кроме образца ma0802; *а, з* – все деревья погребены и перемещены ледником; *б, в* – все деревья, кроме ma1001, – in situ; *д* – перемещение деревьев минимально или его нет. Там, где не указано специально, первое кольцо отсутствует. Подкорковые кольца отсутствуют у всех образцов. Расшифровка аббревиатуры образцов: буквы – название местообитания, две следующие цифры – год отбора, две последние – номер образца: например, a1715 – образец №15, 2017 г., долина Актру. Даты 2008–2012 гг. опубликованы ранее (Назаров и др., 2016).

тив, практически совпадает с измерениями в долине Актру (см. рис. 5; см. табл. 1), что определённо указывает на сходство скорости процессов

стабилизации и обновления поверхности и косвенно свидетельствует об одновременности её формирования в обоих долинах.

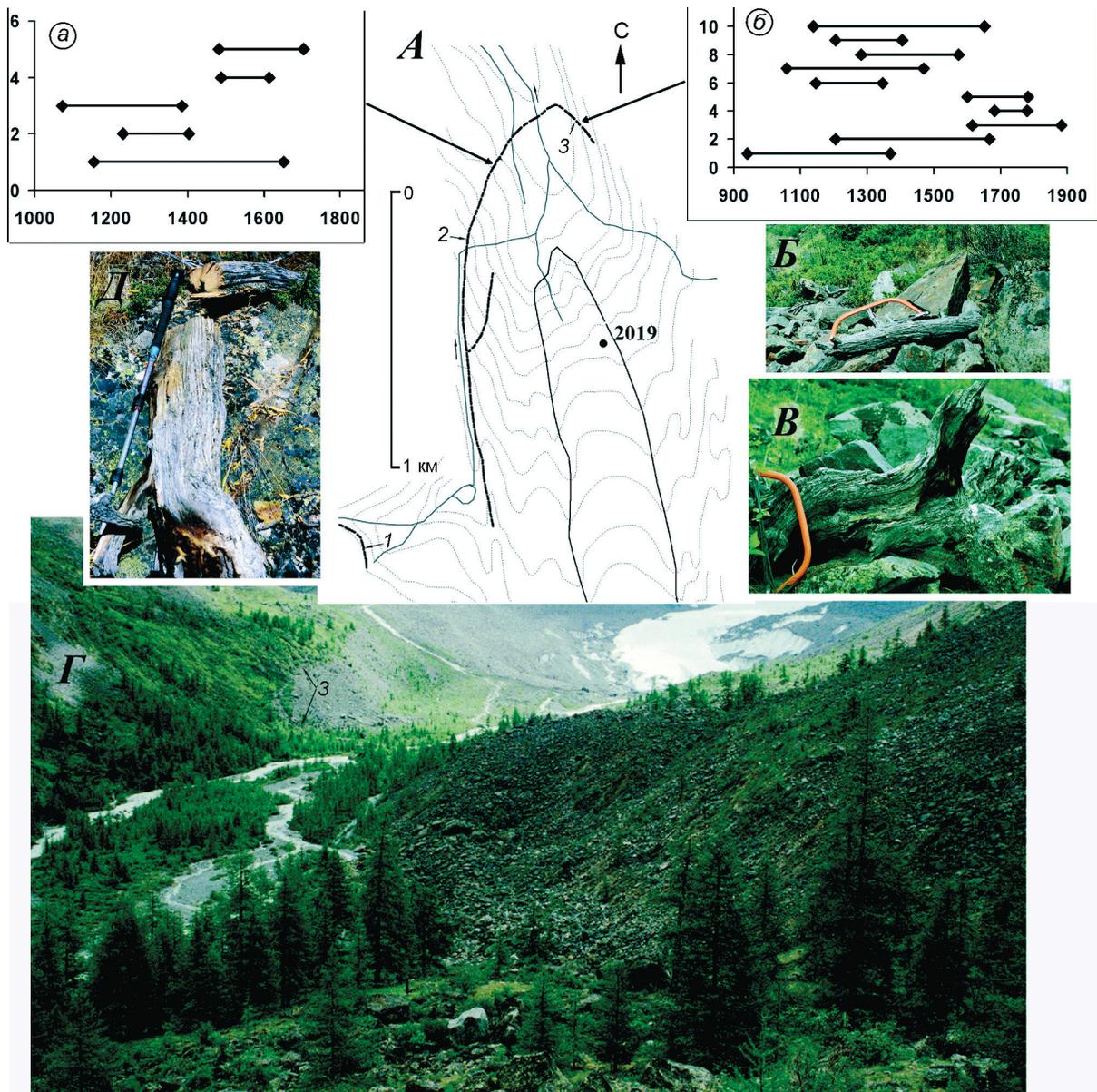


Рис. 5. Язык и предполя ледника Маашей, места отбора образцов на дендрохронологический анализ: *A* – схема предполей: *1* – фронтальная часть моренного вала левого притока ледника Маашей; *2* – верхняя бровка молодого вала; *3* – место проведения лишенометрии на молодой морене (стадия Актру). 2019 – положение языка ледника в 2019 г.; *Б, В* – погибшие кедры на правой части фронта морены; *Г* – фото со второго вала морены Исторической стадии в направлении ледника; *Д* – погибший кедр в левой части фронта морены. Врезки: *a* – количество и возраст спилов по подножию левой и *б* – правой части морены

Fig. 5. Tongue and forefields of the Maashey glacier, sampling sites for dendrochronological analysis: *A* – the scheme of the prepoles: *1* – frontal part of the moraine wall of the left tributary of the Maashey; *2* – upper edge of the young moraine of the Maashey glacier; *3* – location of lichenometry on a young moraine (Aktru stage). The distance between the moraines of neighboring glaciers is about 500 m. 2019 – the position of the glacier tongue in 2019; *Б, В* – dead cedars on the right side of the moraine front; *Г* – photo from the second wall of the moraine of the Historical stage in the direction of the glacier. Distance to the front of the young moraine is 800 m; *Д* – dead cedar on the left side of the front of the moraine. Insets: *a* – the number and *б* – age of cuts at the foot of the left and right parts of the moraine

Определение возраста погибших деревьев проводилось как в левой, так и в правой частях фронта молодой морены (см. рис. 5; табл. 3). Фронт этой стадии слабо выражен в рельефе и отчётливо читается только по отсутствию растительности и то, главным образом, в право-

Таблица 3. Дендрохронологические даты, фронтальной части молодой морены ледника Маашей

Местоположение	Номер образца	Возраст спила, гг. н.э.	Абсолютная высота, м	Примечания	Координаты, WGS 84, градусы	
Левая часть фронта	а*	ma1606me	1155–1652	2209	Остатки кедр	50,109133 87,593533
		ma1607_1	1231–1404		Остатки лиственницы, in situ	
		ma1608me	1072–1385		Остатки кедр	
		ma1812_1	1487–1613	2205	Ствол лиственницы, in situ	50,108816 87,593216
		ma1813me	1482–1704	2169	Остатки лиственницы	50,109450 87,593667
Правая часть фронта	б	ma0908me	942–1370	2211	Кедр	50,109930 87,597910
		ma0912me	1206–1667		Подножие фронта, in situ. Первое кольцо, лиственница	
		ma1109_1	1616–1882	2264	Остатки лиственниц	50,107700 87,599833
		ma1110_1	1681–1779			
		ma1112_1	1601–1782			
		ma1113me	1146–1347	2223	Остатки кедр на морене, первое кольцо	50,109450 87,598300
		ma1114me	1059–1470		Кусок ствола кедр	
		ma1115_1	1281–1575		Фрагменты кедр на морене	
		ma1116me	1206–1406		Кедр	
		ma1117me	1138–1650		Остатки комля, кедр	

*а и б соответствуют диаграммам на рис. 5. Образцы отбирались или в непосредственной близости от морены (метры), или на глыбах морены. Если не указано специально, то образец не является in situ; если не указано наличие первого и подкорového кольца, то они отсутствуют. Расшифровка аббревиатуры аналогична табл. 2. Даты 2009–2011 гг. опубликованы ранее (Назаров и др., 2016).

бережной части, где он круто поднимается на подножие коренного борта в виде небольшой заросшей кустарником полосы глыб и щебня высотой от 2 до 0,5 м (см. рис. 5, Г, З). Левобережная часть выражена в виде несколько распластанного невысокого вала. Непосредственно над ним возвышается частично задернованная и покрытая молодым лесом морена Исторической стадии (см. рис. 5). Некоторые находки имеют положение близкое к in situ и обнаружены в 3–5 м перед мореной (насколько её край можно определить в настоящее время (см. рис. 5, Д), некоторые, в виде уже фрагментов стволов, лежат непосредственно на глыбах в 1–3 м от края (рис. 5, Б, В). Большая их часть принадлежит кедр, ареал которого в настоящее время не включает в себя предполья и пространство ниже молодой морены (до 1,5 км) и находится на высоте не более 2120 м, исключая редкий подрост на скалах по правому борту долины.

Результаты анализа показывают, что большинство деревьев, как и на предпольях ледников Актру, погибли на рубеже XVII–XVIII вв.

(см. табл. 3). Часть деревьев, несомненно, была уничтожена наступающим ледником, некоторые погибли от его охлаждающего воздействия, а некоторые, как и по подножию правой части морены Малого Актру, пережили его близость (см. рис. 5, б; см. табл. 3, образцы ma1109_1, ma1110_1, ma1112_1) и погибли по причинам, не связанным с ледником, поскольку, как показывает пример Малого Актру (Ивановский, Панычев, 1978), в конце XIX в. ледники уже значительно отступили, освободив пространство, достаточное для заселения подростом.

Ледник № 27 в истоках р. Шавла. Исследования в бассейне р. Шавла проводили в истоках первого левого притока реки на морене небольшого ледника № 27 (Каталог ледников СССР..., 1977). Морена имеет свежий вид и была воспринята как молодая, но результаты лихенометрии показали, насколько может быть обманчиво первое впечатление (рис. 6; см. табл. 1). Возраст погибших деревьев, находящихся на морене и по её подножию, убедительно продемонстрировал, что они гибли в разное время и по разным причинам

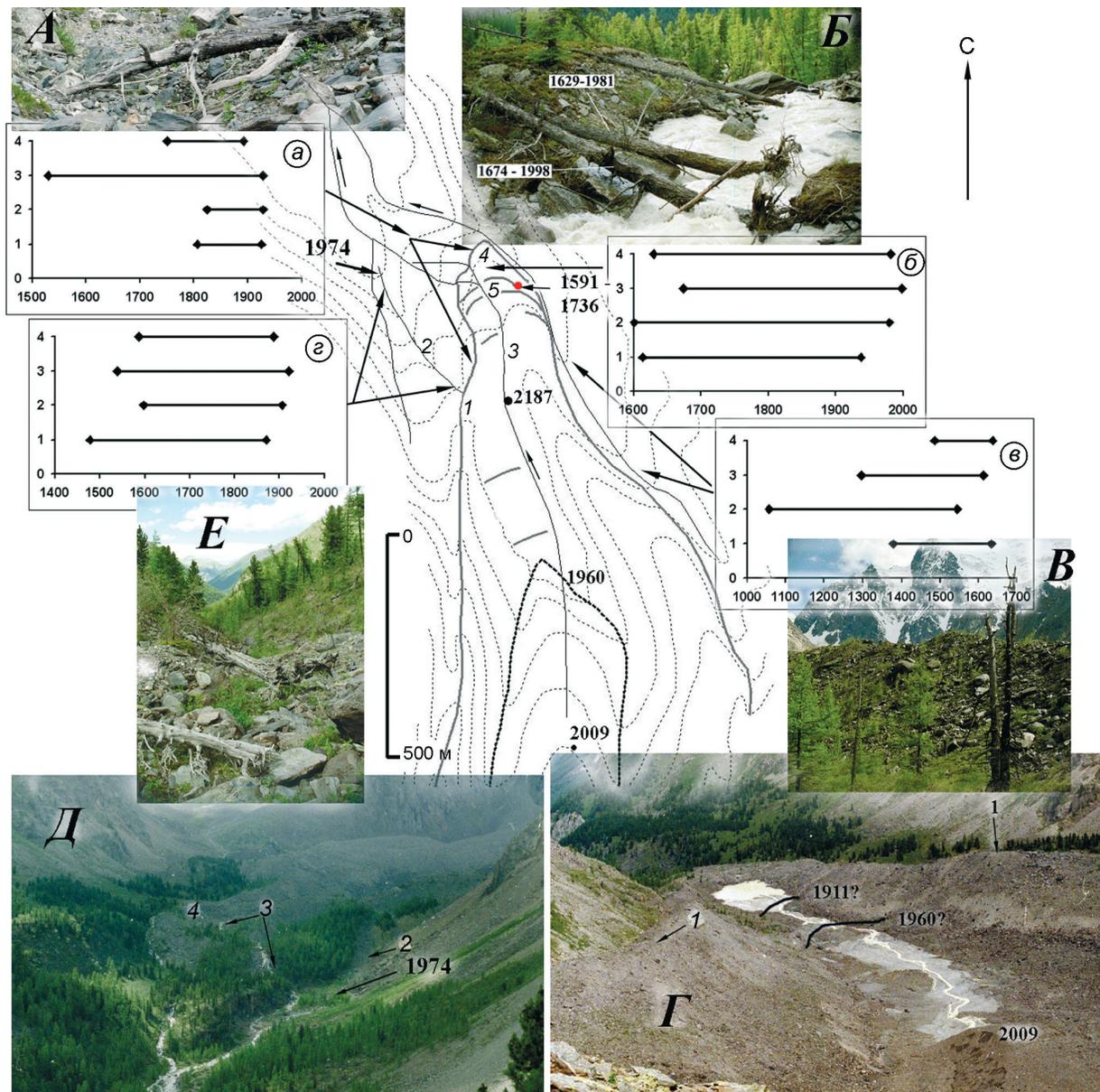


Рис. 6. Ледник и предполя левого истока р. Шавла, местоположение и возраст образцов древесины: *А* – погибшая лиственница у подножия фронта морены; *Б* – деревья и даты их гибели в новом русле реки; *В* – деревья, занесённые флювиогляциальными отложениями ледника – притока по подножию правой боковой морены; *Г* – вид сверху на язык ледника и внутреннюю часть морены; *Д* – вид на морену с левого борта долины; *Е* – бывшее русло реки и погибшие деревья. *1* – моренные валы различных генераций; *2* – бывшее русло реки (после 1920 г. – ранее 1974 г.); *3* – современное русло; *4* – внешняя морена (Историческая стадия); *5* – максимальное продвижение ледника в стадию Актру (образец 1591–1736 г.). 1911, 1960, 2009 – положение фронта ледника в соответствующие годы. 1974 – время появления подроста лиственницы в старом русле реки. 2187 – абсолютная отметка высоты. Врезки: *а* – подножие морены Исторической стадии; *б* – деревья во внутренней части морены Исторической стадии; *в* – деревья по подножию правой боковой морены; *г* – старое неактивное русло реки

Fig. 6. Glacier and its forefields at the left source of the Shawla river, location and age of wood samples: *A* – dead larch at the foot of the moraine front; *B* – trees and dates of their death in a new river bed; *B* – trees transported by fluvio-glacial deposits of the glacier—the tributary along the foot of the right lateral moraine; *Г* – top view of the tongue of the glacier and the inner part of the moraine; *Д* – view of the moraine from the left side of the valley; *Е* – the former river bed and dead trees. *1* – moraine of various generations; *2* – the former river bed (after 1920 – before 1974); *3* – modern channel; *4* – outer moraine (Historical stage); *5* – the maximum advance of the glacier during the Aktru stage (sample 1591–1736 year). 1911, 1960, 2009 – position of the glacier front in the corresponding years. 1974 – the time of the appearance of larch undergrowth in the old riverbed. 2187 – absolute height mark. Insets: *a* – the foot of the moraine of the Historical stage; *b* – trees in the inner part of the moraine of the Historical stage; *v* – trees at the foot of the right lateral moraine; *z* – old, inactive river bed

Таблица 4. Дендрохронологические даты предпольев ледника № 27 по (Каталог ледников СССР..., 1977) в верховьях р. Шавла*

Местоположение	Номер образца	Возраст спила, гг. н.э.	Абсолютная высота, м	Примечания	Координаты, WGS 84, градусы	
Фронт морены	a	sa0806	1806–1925	2155	Лиственницы, подножие морены, первое кольцо, подкорковое кольцо, in situ	50,092710 87,398860
		sa0807	1824–1927			
	sa0808	1530–1928	2160	Рядом, погребённая лиственница, первое кольцо, подкорковое кольцо, in situ	50,093347 87,398500	
	sa0809	1750–1892	2138	Погребённая лиственница, первое кольцо, in situ	50,094520 87,399549	
Внутренняя часть морены (Историческая стадия)	б	sh0703	1614–1937	2174	Лиственница, повалена в результате просадок, подкорковое кольцо, in situ	50,094260 87,399430
		sh0704	1601–1979	2160	Лиственница, подкорковое кольцо, in situ	50,094370 87,399550
		sh0705	1674–1998	2150	Лиственницы в русле реки, подкорковое кольцо, in situ	50,093950 87,397510
		sh0706	1629–1981			
		sh0902	1637–1736	2160	Вблизи молодой морены, кедр, внешняя часть ствола, in situ	50,093420 87,400270
Подножие правой боковой морены	в	Sh0701	1378–1633	2180	Кедр, занесён отложениями ручья, in situ	50,091950 87,402230
		Sh0702	1056–1546	2180	То же, в непосредственной близости, in situ	50,089060 87,405920
		sa0906me	1296–1613	2248	Сломанный ствол в русле ручья, кедр, первое кольцо, in situ	50,089060 87,405920
		6911	1486–1637	2157	Фрагмент ствола вблизи русла ручья, на 1,5 м выше уреза, кедр	50,093720 87,400880
Старое русло реки	г	sa5me	1478–1870	2165	Погибший кедр, верхняя часть русла, вершина, первое кольцо, подкорковое кольцо, in situ	50,09177 87,39775
		pr0901	1597–1905	2174	Верхняя часть русла, поломанный кедр, in situ	50,09169 87,39802
		sa0907me	1538–1920	2107	Нижняя часть русла, кедр в отложениях потока	50,09370 87,39604
		sa0908_1	1587–1887			

*а, б, в, г соответствуют врезкам на рис. 6. Если не указано специально, то образец не является in situ; если не указано наличие первого и подкоркового кольца, то они отсутствуют. Расшифровка аббревиатуры, исключая образцы 6911 и sa5me, аналогична табл. 2. Дата sh0902 опубликована ранее (Назаров и др., 2016).

(см. рис. 6; табл. 4). Положение фронта ледника № 27 в конце XVII – начале XVIII вв. однозначно маркируется двумя высохшими на корню кедрками, внешний спил одного из которых показал возраст 1591–1736 гг. (см. рис. 6, цифра 5, образец sh0902; см. табл. 4). Деревья находятся на морене Исторической стадии, в 30–50 м от подножия высокого вала молодой морены – максимума наступания во время стадии Актру. При этом, как по периметру морены Исторической стадии, так и в её внутренней части продолжал расти лес (см. рис. 6, а–в, А–Б; см. табл. 4).

В это же время (до начала XVIII в.) происходит гибель кедров, росших вблизи русла ручья, стекающего с ледника-притока по подножию правой боковой морены (см. рис. 6, В, в;

табл. 4, в) в результате заноса флювиогляциальными отложениями. Фрагмент внешней части одного из них был найден среди глыб в нескольких метрах от русла, но на 1,5 м выше его современного уреза, что свидетельствует о расходе реки, кратно превышавшем современный. Остаётся неясным вопрос, каким образом происходила разгрузка реки, стекающей с ледника. Вероятнее всего, русла, обозначенного на карте, ранее не существовало (см. рис. 6, цифра 2), деревья продолжали расти здесь до конца XIX – начала XX вв. (см. рис. 6, Е, г; см. табл. 4, е). С начала XX в. происходит коренная трансформация фронта морены, в частности её части, принадлежащей Исторической стадии: проседание и, как следствие, гибель множества деревьев

вплоть до погребения под оседающими глыбами (см. рис. 6, *a, A*; см. табл. 4, *a*). В левой части морены в это же время образуется (или расширяется) промоина, которая становится руслом реки, возможно не единственным (см. рис. 6, *г, Д, Е*, цифра 2). В середине XX в. процессы эрозии и деградации погребённого льда приводят к размыву центральной части вала молодой морены стадии Актру, которая подпруживала озеро (см. рис. 6, *Г*). Это способствует формированию нового русла, осушению старого и гибели деревьев уже во внутренней части морены, не только оказавшихся в потоке, но и по его периферии (см. рис. 6, *б, Б*; см. табл. 4, *б*). Этот процесс продолжается и до настоящего времени, хотя и в меньшем масштабе.

Размеры лишайников внешней морены (см. рис. 6, цифра 4; см. табл. 1) соответствуют Исторической стадии. Их несколько меньший размер по сравнению с долинами Актру и Маашей объясним небольшим размером глыб на морене, которые гораздо более подвижны. После смены рекой направления подрост лиственницы заселил освобождённое пространство старого русла около 1974 г. (керна с трёх наиболее крупных деревьев в старом русле реки; см. рис. 6). Принимая время заселения минимальным (не более десяти лет), получаем, что русло изменилось не позднее 1964 г. Аналогично, принимая время заселения лишайниками в старом русле реки (см. рис. 6, *Д, Е*; см. табл. 1) также около десяти лет, получаем, что на момент проведения лихенометрии (2009 г.) возраст достигал 35 лет. Скорость прироста составляет около 0,9 мм/год, что маловероятно. Скорее всего, часть лишайников — унаследованная, но объективное выделение их из выборки невозможно. Описанные здесь события логично вписываются в общий контекст состояния ледников и их ближайшего окружения в долинах Актру и Маашей.

Обсуждение результатов

Наиболее достоверные и точные данные о наступаниях ледников в прошлом основаны на датах гибели погребённых ими деревьев. К сожалению, такие хронологии в мире немногочисленны (Holzhauser et al., 2005; Назаров, Мыглан, 2012; Menounos et al., 2019; Hall et al., 2019 и др.),

а интерпретация результатов датирования и условий залегания образцов древесины сложна и часто неоднозначна. Даты жизни дерева, растущего или росшего на предпольях ледника, указывают на интервал времени, когда ледник здесь отсутствовал, и отражают минимальный возраст стабилизации поверхности, хотя окончательная интерпретация, несомненно, зависит от причин гибели. Так, в случае ледников Большой и Малый Актру (см. рис. 4, *б, в, д*) и отчасти ледника Маашей (см. рис. 5) имеем дело с остатками деревьев, на которые ледники не оказывали механического воздействия, и их гибель была определена исключительно ухудшением климатических условий. На предпольях ледника № 27 по этой причине погибло дерево, датированное 1591–1736 гг. (см. рис. 6 и табл. 4, образец sh0902). Важна и информация о скорости освоения приледниковья. Для морен 1911 и 1936 гг. ледника Малый Актру она составляет 45–50 лет (данные А.Н. Назарова). Пионером в освоении освобождённых ото льда территорий на Алтае всегда выступает лиственница.

При наличии единого лимитирующего фактора выявленные даты гибели деревьев должны группироваться вокруг определённых периодов. По этой причине наиболее поздняя дата при наличии достаточной выборки и согласованности результатов укажет на время наступания ледников и вызвавшего его похолодания. К сожалению, точное время гибели деревьев часто определить не удаётся из-за отсутствия подкорковых колец, которые нередко разрушаются со временем. Вопрос о том, сколько внешних колец потеряно у каждого образца, почти всегда остаётся открытым. Величина потерь в каждом случае строго индивидуальна и зависит от множества факторов: характера местообитания; наличия и изменчивости асимметрии прироста; характера возрастной кривой; собственного возраста дерева; наличия травы и кустарников, способствующих развитию гнили и т.п. Единственная возможность уточнить итоговую дату — увеличить выборку. В нашем случае состояние, по меньшей мере, половины образцов оценивается как хорошее и очень хорошее, что позволяет предполагать потерю минимального количества колец.

Лихенометрические исследования дают представление об относительном возрасте и степени стабильности незадернованных участков гор-

ных долин, (морены, осыпи, лавинные конуса, каменные глетчеры, участки камнепадов и т.п.). Сопоставление полученных результатов с построенными ранее кривыми скорости роста (см. рис. 2) показывает, что поверхности с максимальным размером лишайников около 30–35 мм принадлежат стадии Актру и имеют возраст около двух столетий. Это соответствует более ранним оценкам скорости роста (Соломина, 1999). Размер лишайников на моренах исторической стадии имеет очень большой разброс – от 101 до 154 мм – и не считается информативным для определения абсолютного возраста поверхностей. Теоретические значения максимальных лишайников на этой морене составили от 120 до 160 мм, что тоже слишком много для реалистических оценок времени стабилизации морен. Как отмечалось ранее, возраст морен исторической стадии до сих пор достоверно не известен. Он оценивается интервалом ранее 2,3–1,7 тыс. л.н. (Agatova et al., 2021). Теоретически в будущем есть шанс уточнить кривую роста и применить её в диапазоне до 2–2,5 тыс. л.н. Возраст Аккемской морены, согласно последним данным, относится к позднеледниковью. Очевидно, что возможность применения лихенометрии для датирования столь древних объектов невозможна. При наличии древесных пород недостатки лихенометрии компенсируются наличием дендрохронологических дат, что позволяет восстанавливать картину событий иногда даже в деталях до нескольких десятков (ледник № 27) или сотен лет (ледники Актру).

Наступание ледников XVII – начала XIX вв.

Дендрохронологический анализ показывает, что на предполях изученных ледников на разной высоте подавляющее большинство деревьев погибло ранее начала XVIII в. (исключая крайнюю правую часть морены Малого Актру (см. рис. 4, *д*), три лиственницы на морене ледника Маашей (см. рис. 5, *б*) и кедр на морене ледника № 27. Рубеж XVII–XVIII вв. характеризует максимальный возраст исследуемых морен стадии Актру. Этот период наибольшей активности ледников Алтая в стадию Актру продолжался около столетия. Несмотря на то, что на предполях всех осмотренных ледников (исключая низкорасположенный ледник № 27) деревья массово погибли в конце XVII – начале XVIII вв., справа от ледника Малый Актру продолжал расти лес

(см. рис. 4, *д* и лиственницы по правому фронту морены, см. табл. 2). Очевидно, ледник находился на таком расстоянии от деревьев, что его охлаждающее влияние не было для них губительным. Такая ситуация возможна только при условии прямолинейного распространения ледника до момента упора в левый борт долины, без слияния с Большим Актру. Именно так и происходило в стадию Актру. Тем не менее, мы наблюдаем наличие правой части моренного комплекса, отходящей под углом около 40° от основной оси ледника и осложнённой дополнительными валами, образование которой датируется концом XVIII – началом XIX вв. и объясняется нами пульсацией правого притока ледника. К благоприятным условиям её возникновения относятся: большая площадь области питания притока и независимость её от основного ледника; крутой уклон ложа (как Малого Актру, так и его притока); незначительное расстояние от слияния до выхода в основную долину (около 500 м). К необходимым условиям относится наличие подпруды в виде развитого языка Малого Актру и положительный баланс ледников.

Расчёт лихенометрического возраста для молодых морен Большого Актру и Маашея по уравнению $y = 5,781x + 22,157$ показывает их существенную разницу (см. рис. 2), обусловленную различием в расчётном максимуме диаметра лишайников (см. табл. 1): 182 года для Большого Актру и 263 года для Маашея. Из-за недостаточности выборки, полученной для Маашейской морены, результат может применяться только как оценка возраста в самом первом приближении. Существует вероятность, что эти морены действительно имеют разный возраст и маркируют две одновременные осцилляции наступания ледников в пределах одной стадии. Для ледника Большой Актру, напротив, лихенометрическая дата стабилизации поверхности морены около 1830 г. хорошо согласуется с минимальным возрастом, установленным по дендрохронологии (первая половина XIX в.).

Распределение периодов появления и гибели деревьев во времени (рис. 7, усл. обозн. 3 и 4) свидетельствует, что на протяжении обозримого периода времени лес постепенно утрачивал свои позиции в приледниковье, вплоть до полного исчезновения на высоких уровнях (2350–2300 м) и массовой гибели на более низких высотах

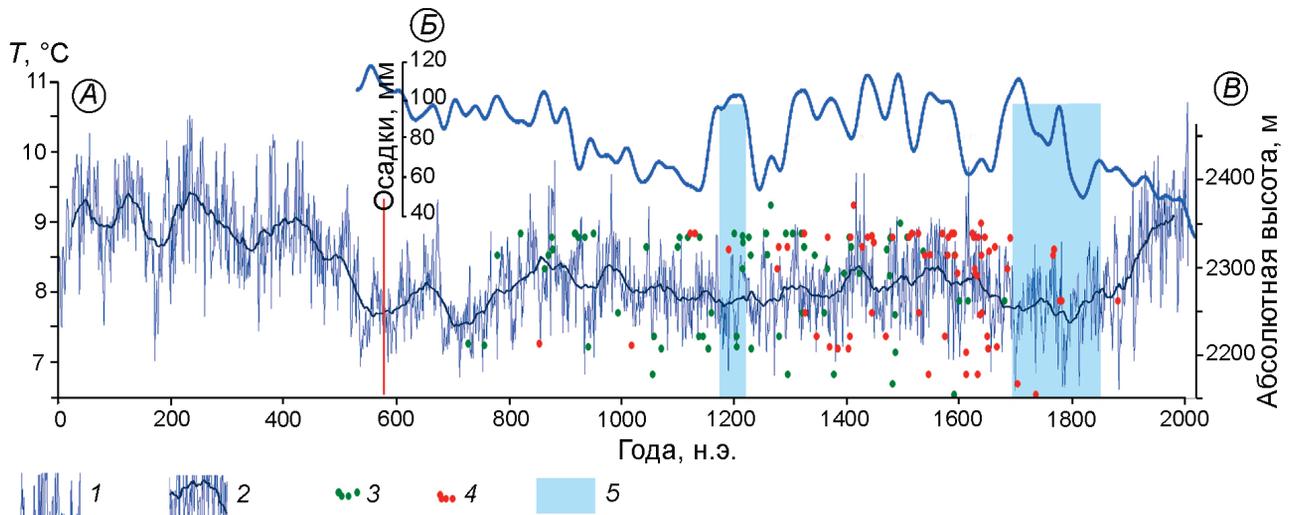


Рис. 7. Наступание ледников Центрального Алтая в контексте изменчивости июнь-июльской температуры на метеостанции Актру, количества осадков в Восточном Алтае и гибели леса на их предполях:

A – реконструкция июнь-июльской температуры на метеостанции Актру (Назаров и др., 2016): *1* – ежегодные значения; *2* – сглаженные по 50-летиям; *B* – колебания среднеиюльского количества осадков (сорокалетнее скользящее среднее) (Чуракова, 2019); *B* – абсолютная высота; *3* – первые и *4* – последние даты на спицах, использованные в данной работе (см. табл. 2); *5* – периоды наступаний ледников

Fig. 7. The advance of glaciers in Central Altai in the context of the June-July temperature variations at the Aktru meteorological station, precipitation in Eastern Altai and the death of the forest on her forefields:

A – reconstruction of the June-July temperature at the Aktru meteorological station (Назаров и др., 2016): *1* – annual values; *2* – smoothed over 50 years; *B* – fluctuations in the average July rainfall (40-year moving average) (Чуракова, 2019); *B* – absolute elevation, and also: *3* – the first and; *4* – last dates on the cuts, used on this work (see Table 2); *5* – periods of glacier advances

(2300 м и ниже) в XVII–XVIII вв. Судя по реконструкциям летних температур и осадков июля (см. рис. 7), XVIII век был холодным и влажным в летний период. Примечательно, что максимум наступания ледников на Алтае завершился во время самого холодного за всё тысячелетие периода, отмечаемого по дендрохронологическим данным в середине XIX в. (Büntgen et al., 2016) (см. рис. 7). Как показал Ю.К. Нарожный (1986), баланс Малого Актру в это время имел отрицательные значения, что связано с уменьшением количества зимних осадков.

Наступания ледников XVII – начала XIX вв. известны в большинстве горных стран мира и представляют собой классическое проявление активизации оледенения в так называемый малый ледниковый период, моренные комплексы которого в большинстве районов состоят из нескольких разновозрастных валов, маркирующих последовательно уменьшающиеся по размаху колебания серии наступаний (Solomina et al., 2016). Судя по лихенометрическим данным, на Алтае отложения второй фазы этого времени обычно состоят из одной морены, что свиде-

тельствует о меньших масштабах оледенения до XVII – начала XIX вв. Отсутствие морен, образовавшихся между XVII – началом XIX вв. и наступанием предыдущей стадии в XII в., возможно, связано со всё ещё недостаточной детальностью доступного нам материала для датирования морен. Не исключено, что следы более ранних наступаний будут обнаружены, например, по космогенным изотопам, поскольку косвенные палеоклиматические данные (ледниковые керны, биостратиграфия, дендрохронология) свидетельствуют о похолоданиях, которые отмечались на Алтае и в интервале XII–XVII вв. Так, данные анализа ледникового керна Белухи (Aizen et al., 2016) показывают, что наиболее холодными были периоды около 1300, 1450–1550, 1700, 1840 и 1930 гг., примерно совпадающие (запаздывающие на 10–30 лет) с солнечными минимумами (Wolf, Sporer, Maunder, Dalton, Gleissberg) (Eichler et al., 2009). В период похолодания, начиная примерно с XV в., среднегодовая температура воздуха на Алтае была на $3,2 \pm 1,7$ °C ниже, чем в конце XX в. Согласно спорово-пыльцевым данным, максимальное похолода-

ние на Алтае было между 1450 и 1800 гг. (Rudaya et al., 2016).

Термическая граница леса в XVII в. опустилась более чем на 100 м (Назаров и др., 2016), поэтому деревья в приледниковье оказались близко к границе возможностей существования, и вероятность их гибели в это время в значительной степени определялась расстоянием до края наступающего ледника (см. рис. 7). На низкорасположенных моренах (2200 м и ниже) безопасное расстояние, за пределами которого деревья сохранились полностью, составляло первые десятки метров. Выше 2300 м лес практически повсеместно утратил ареал своего распространения и лишь в виде подростка возобновляет его в настоящее время.

Средневековый оптимум и наступание ледников в XII в. Несколько датировок субфоссильной древесины на моренах ледника Актру дают основание предположить, что в XII в. на Алтае происходило наступание ледников ощутимого масштаба. По данным О.В. Чураковой (2019) в XII в. был зафиксирован резкий рост осадков. Эта реконструкция относится к июлю и для ледников без одновременного похолодания вряд ли могла быть благоприятной. Дендрохронологические данные фиксируют лишь небольшое понижение летних температур в это время. Таким образом, ухудшение климатических условий и активизация оледенения на Алтае в XII в. всё ещё остаётся скорее гипотезой. Вместе с тем по данным анализа ледникового керна с западного плато Белухи (4115 м) примерно на 1100-е годы н.э. приходится окончание средневекового оптимума на Алтае, который наблюдался здесь приблизительно с 640 г. н.э. (Aizen et al., 2016). Это согласуется со спорово-пыльцевыми данными, которые относят начало похолодания после оптимума к 1100–1150 гг. н.э. (Rudaya et al., 2016).

Наступание ледников в XII в., между 1120–1180 гг. н.э., известно во многих районах: в Альпах, Скалистых горах, Гренландии, Новой Зеландии, и, имея в виду неточности датирования, вероятно, связано с вулканическими извержениями в 1108 и 1170 гг. (Solomina et al., 2016).

Состояние оледенения в VIII в. Находки субфоссильной древесины в центральной части морены Малого Актру (Назаров, Мыглан, 2012; Назаров и др., 2016) указывают на то, что уже с VIII в. предполья ледника были заселены дере-

вьями, которые имели собственный возраст и размеры, превышающие те, которые имеет подрост лиственницы, растущей здесь в настоящее время (см. рис. 4, а; см. табл. 2). Следовательно, размеры ледника в VIII в. соответствовали современному; не исключено, что он был меньше, чем сегодня. Период первой половины VIII в. характеризуется как влажный и один из самых холодных в первом тысячелетии новой эры (см. рис. 7). В то же время мы наблюдаем присутствие живых деревьев на его предпольях. Очевидно, что, несмотря на сочетание столь благоприятных условий, ледник в это время не достиг размеров, достаточных для погребения обнаруженных остатков. С VIII по XII в. лес произрастал во внутренней части современной морены Малого Актру.

Историческая стадия. Возраст морен Исторической стадии на Алтае до сих пор достоверно не известен. На основе комплекса данных А.Р. Агатова с соавторами (Agatova et al., 2021) относит его к периоду ранее 2,3–1,7 тыс. л.н. (калиброванный радиоуглеродный возраст). Однако это частично противоречит спорово-пыльцевым данным, полученным по осадкам Телецкого озера, которые свидетельствуют о тёплом (на 1 °C выше современной июльской температуры) периоде между 2,7 и 1,6 тыс. л.н. (Rudaya et al., 2016). Основываясь на реконструкции летних температур (см. рис. 7), выполненной по дендрохронологическим данным, которые указывают на термический максимум с начала новой эры примерно до VI в. и потепление VII–XI вв. (см. ранее), мы полагаем, что время образования морен этой стадии – более 2 тыс. л.н.

В долине ледника № 27 бассейна Шавлы мы получили довольно редкую возможность выявить максимальный и минимальный возраст времени существования старого русла реки (см. рис. 6) и сравнить возможности лихенометрии и дендрохронологии применительно к одному объекту. Полагаем, что погибшие и полужасыпанные деревья по фронту морены маркируют в данном случае не наступание ледника, а оседание морены в результате таяния линз льда в её толще. Этот процесс деформации и связанная с ним гибель деревьев продолжается и в настоящее время. Решить вопрос о возрасте этих отложений оказалось возможно только с помощью лихенометрии, которая подтвердила принадлежность морены

к исторической стадии. Результаты лихенометрии исторической морены ледника Маашей (см. рис. 5; см. табл. 1) также помогли установить сходство во времени её стабилизации с отложениями долины Актру (см. рис. 3, изолиния 160) у подножья левого и правого бортов, что определённо указывает на максимальную амплитуду продвижения ледника Актру в это время.

Выводы

1. Ледники Северо-Чуйского хребта в последнем тысячелетии максимально продвигались вперёд в XVII – начале XIX вв. (наибольший по масштабу) и в XII вв. В VIII в. их размеры были меньше, чем в стадию Актру, и, возможно, приближались к современным.

2. После XVII в. кедр существенно сократил свой ареал как по абсолютной высоте, так и по оси большинства долин, отступив из приледниковья, где он был распространён ранее. Деревья, росшие вблизи ледников, выше отметок 2300 м погибли полностью.

3. Почти все даты, указывающие на наступления ледников, исключая морену Малого Актру, не относятся к прямым доказательствам наступаний, но совокупность косвенных признаков, большая репрезентативность выборки, а также согласованность данных дают основание надеяться на достоверность изложенных здесь выводов.

4. Лихенометрия – важный инструмент для относительного датирования морен. Её использование в комплексе с дендрохронологией показало свою эффективность. Скорости роста лишайников-индикаторов на моренах стадии Актру в целом согласуются с опубликованными ранее

оценками. Перспективным может быть использование этого метода для изучения поверхностей в диапазоне от XX в. до двух – двух с половиной тысячелетий, хотя эти оценки возраста могут быть только очень приблизительными.

Благодарности. Анализ материалов и написание работы проводили в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (код научной темы FSRZ–2020–0010) и работ РНФ (код научной темы 19–17–00179) «Ледниковая история и катастрофические процессы на Русском Алтае в позднем плейстоцене–голоцене». Авторы выражают благодарность В.П. Галахову, по инициативе которого возобновлены лихенометрические исследования на моренах Алтая, а также составлен ряд длительных хронологий по кедру (*Pinis Sibirica*), Д.В. Овчинникову и Н.А. Володичевой за подробный разбор рукописи, О.К. Авдеевой – за помощь в техническом оформлении.

Acknowledgements. The analysis of materials and writing of the work was carried out within the framework of the state assignment of the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation (scientific topic code FSRZ–2020–0010), as well as within the framework of the Russian Science Foundation (scientific topic code 19–17–00179) «Glacial history and catastrophic processes in the Russian Altai in the late Pleistocene–Holocene». The authors express their gratitude to V.P. Galakhov, on whose initiative, lichenometric studies on the Altai moraines were resumed, and a number of long chronologies on cedar (*Pinis Sibirica*) were compiled; D.V. Ovchinnikov and N.A. Volodicheva, for a very detailed analysis of the manuscript; O.K. Avdeeva for assistance in technical design.

Литература

- Адаменко М.Ф., Сябаев А.А. Динамика климата на территории Горного Алтая в XV–XX веках по данным дендрохронологии // Вопросы горной гляциологии. Томск: Томский гос. ун-т. 1977. С. 196–202.
- Быков Н.И. Дендргеоморфология Алтая. Геоморфология гор и предгорий. Барнаул: Алтайский гос. ун-т, 2002. С. 41–48.
- Галанин А.А. Лихенометрия: современное состояние и направление развития метода (аналитический обзор). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. 72 с.

References

- Adamenko M.F., Syubaev A.A. Climate dynamics on the territory of the Altai Mountains in the XV–XX centuries according to dendrochronology. *Voprosy gornoj glyciologii*. Questions of mountain glaciology. Tomsk: Tomsk State University, 1977: 196–202. [In Russian].
- Bykov N.I. *Dendrogeomorfologiya Altaya. Geomorfologiya gor i predgorij*. Dendrogeomorphology of Altai. Geomorphology of mountains and foothills. Barnaul: Altay State University, 2002: 41–48. [In Russian].
- Galanin A.A. *Likhenometriya: sovremennoye sostoyaniye i napravleniye razvitiya metoda (analiticheskii obzor)*. Lichenometry: the current state and development of

- Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. Новосибирск: Наука, 1999. 136 с.
- Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). Барнаул: Алтайский гос. ун-т, 2005. 132 с.
- Галахов В.П., Назаров А.Н., Самойлова С.Ю., Мардасова Е.В. Горный узел Белухи. Барнаул: Алтайский гос. ун-т, 2018. 124 с.
- Давыдов Е.А., Быков Н.И. Исследования археологических памятников Укока (Алтай) в целях региональной адаптации лихенометрического метода их датирования // Проблемы ботаники Южной Сибири и Монголии: Сб. науч. статей по материалам XII Междун. науч.-практ. конф. Барнаул: Алтайский гос. ун-т, 2013. С. 228–231.
- Ивановский Л.Н., Панычев В.А. Развитие и возраст конечных морен XVII–XIX вв. ледников Ак-Туру на Алтае // Процессы современного рельефообразования в Сибири. Иркутск: Наука, 1978. С. 127–138.
- Каталог ледников СССР. Бассейн р. Аргута. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 47 с.
- Мыглан В.С., Ойдунаа О.Ч., Кирдянов А.В., Ваганов Е.А. 1929-летняя древесно-кольцевая хронология для Алтае-Саянского региона (Западная Тува) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2008. № 4 (36). С. 25–31.
- Назаров А.Н., Мыглан В.С. Перспективы построения 6000-летней хронологии по сосне сибирской для территории Центрального Алтая // Сб. СФУ. Сер. биологическая. 2012. № 5. С. 70–88. doi.org/10.17516/1997-1389-0153.
- Назаров А.Н., Мыглан В.С. Применение кедра сибирского с целью реконструкции климата и геоморфологических событий на Алтае // Изв. РАН. Сер. геогр. 2013. № 2. С. 43–51. doi.org/10.15356/0373-2444-2013-2-43-51.
- Назаров А.Н., Мыглан В.С., Орлова В.А., Овчинников И.Ю. Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период // Лёд и Снег. 2016. № 1 (56). С. 103–118. doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-103-118.
- Нарожный Ю.К. Реконструкция баланса массы и условий льдообразования ледника Малый Актру за 150 лет // Гляциология Сибири. Томск: Тюменский гос. ун-т, 1986. С. 85–104.
- Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: Тюменский гос. ун-т, 1982. 210 с.
- Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. М.: Научный мир, 1999. 272 с.
- Чуракова О.В. Изменение климата в высокоширотных и высокогорных районах Евразии на основе анализа the method (analytic review). Magadan: NEISRI FEB RAS, 2002: 72 p. [In Russian].
- Galakhov V.P., Mukhametov R.M. *Ledniki Altaya*. Glaciers of Altai. Novosibirsk: Nauka, 1999: 136 p. [In Russian].
- Galakhov V.P., Nazarov A.N., Kharlamova N.F. *Kolebaniya lednikov i izmeneniya klimata v pozdnem golotcene po materialam issledovaniya lednikov i lednikovykh otlozhenii basseyna Aktru (Tsentral'nyi Altay, Severo-Chuyskii khrebet)*. Fluctuations of glaciers and climate changes in the Late Holocene based on the materials of studies of glaciers and glacial deposits of the Aktru basin (Central Altai, Severo-Chuisky ridge). Barnaul: Altay State University, 2005: 132 p. [In Russian].
- Galakhov V.P., Nazarov A.N., Samoilova S.Y., Mardasova E.V. *Gorniy uzel Belukhi*. Mountain node of the Belukha. Barnaul: Altay State University, 2018: 124 p. [In Russian].
- Davydov E.A., Bykov N.I. Research of archaeological monuments of Ukok (Altai) for the purpose of regional adaptation of the lichenometric method of their dating. *Problemy botaniki Yzhnoy Sibiri i Mongolii: Sbornik nauchnykh statey po materialam XII mezhdunarodnoy nauchno-prakticheskoy konferentsii*. Problems of botany in Southern Siberia and Mongolia: The materials of the XII International Scientific and Practical Conference. Barnaul: Altay State University, 2013: 228–231. [In Russian].
- Ivanovskiy L.N., Panychev V.A. Development and age of the terminal moraines of the XVII–XIX centuries. Ak-Turu glaciers in Altai. *Processy sovremennogo rel'efoobrazovaniya v Sibiri*. Processes of modern relief formation in Siberia. Irkutsk: Science, 1978: 127–138. [In Russian].
- Katalog lednikov SSSR. Basseyn r. Arguta. USSR Glacier Inventory. Argut river basin. V. 15. Is. 1. Pt. 5. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1977: 47 p. [In Russian].
- Myglan V.S., Oidupaa O.Ch., Kirdianov O.V., Vaganov E.A. 1929-year tree-ring chronology for the Altai-Sayan region (western Tuva). *Arkheologiya, etnografiya i antropologiya Ewrazii*. Archaeology, ethnology and anthropology of Eurasia. 2008, 4 (36): 25–31. [In Russian]. doi: 10.1016/j.jaeae.2009.03.003.
- Nazarov A.N., Myglan V.S. The Possibility of Construction of the 6000-year Chronology for Siberian Pine in the Central Altai. *Sb. SFU. Seriya biologicheskaya*. Journ. of Siberian Fed. University. Ser. Bio. 2012, 5 (1): 70–88. [In Russian]. doi.org/10.17516/1997-1389-0153.
- Nazarov A.N., Myglan V.S. Application of Siberian Cedar for Reconstruction of Climate and Geomorphological events in Altai. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Seriya geograficheskaya*. Proc. of RAS. Geogr. Series. 2013, 2: 43–51. [In Russian]. doi.org/10.15356/0373-2444-2013-2-43-51.
- Nazarov A.N., Myglan V.S., Orlova V.A., Ovchinnikov I. Yu. Activity of the Malyi Aktru Glacier (Central Altai) and changes in the forest boundary in the Aktru basin for the historical period. *Led i Sneg*. Ice and snow. 2016, 1 (56): 103–118. [In Russian]. doi.org/10.15356/2076-6734-2016-1-103-118.
- Narozhny Y.K. Reconstruction of the mass balance and ice formation conditions of the Maly Aktru Glacier for 150 years. *Glaciologiya Sibiri*. Glaciology of Siberia. Tomsk: Tomsk State University, 1986: 85–104. [In Russian].

- стабильных изотопов углерода и кислорода в годичных кольцах хвойных: Автореф. дис. на соиск. учёного степ. д-ра биол. наук. Красноярск: СФУ, 2019. 39 с.
- Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnait H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // *Quatern. Science Rev.* 2012. V. 43. P. 74–93. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.04.012.
- Agatova A., Nepop R., Nazarov A., Ovchinnikov I., Moska P. Climatically Driven Holocene Glacier Advances in the Russian Altai Based on Radiocarbon and OSL Dating and Tree Ring Analysis // *Journ. of Climate.* 2021. V 9 (11). P. 1–31. doi: 10.3390/cli9110162.
- Aizen E.M., Aizen V.B., Takeuchi N., Mayewski P.A., Grigholm B., Joswiak D.R., Schwikowski M. Abrupt and moderate climate changes in the mid-latitudes of Asia during the Holocene // *Journ. of Glaciology.* 2016. V. 62 (233). P. 411–439. doi.org/10.1017/jog.2016.34.
- Barclay D. J., Wiles G.C., Calki P.E. Holocene glacier fluctuations in Alaska // *Quatern. Science Rev.* 2009. V. 28 (21–22). P. 2034–2048. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.01.016.
- Bradwell T. Lichenometric dating: a commentary, in the light of some recent statistical studies // *Geografiska Annaler.* 2009. V. 91 (2). P. 61–69. doi.org/10.1111/j.1468-0459.2009.00354.x.
- Bull W.B., Brandon M.T. Lichen dating of earthquake-generated regional rockfall events, Southern Alps, New Zealand // *Bulletin of the Geolog. Society of America.* 1998. V. 110. P. 60–84. doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110%3C0060:LDOEGR%3E2.3.CO;2.
- Büntgen U., Myglan V.S., Charpentier Ljungqvist F., Michael McCormick M., Di Cosmo N., Sigl M., Jungclaus J., Wagner S., Krusic P.J., Esper J., Kaplan J.O., de Vaan Michiel A.C., Luterbacher J., Wacker L., Tegel W., Kirdyanov A.V. Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD // *Nature Geoscience.* 2016. V. 9 (3). P. 231–236. doi.org/10.1038/ngeo2652.
- Cook E.R., Kairiukstis L. *Methods of Dendrochronology: applications in environmental sciences.* Dordrecht. Boston. L.: Kluwer Acad. Publ., 1990. 394 p. doi: 10.1007/978-94-015-7879-0.
- Eichler A., Olivier S., Henderson K., Laube A., Beer J., Papina T., Schwikowski M. Temperature response in the Altai region lags solar forcing // *Geophys. Research Letters.* 2009. V. 36 (1). P. 12–17. doi: 10.1029/2008GL035930.
- Hall B.L., Lowell T.V., Bromley G.R.M., Denton G.H., Putnam A.E. Holocene glacier fluctuations on the northern flank of Cordillera Darwin, southernmost South America // *Quaternary Science Reviews.* 2019. V. 222. P. 21–42. doi: 10.1016/j.quascirev.2019.105904.
- Holmes R.L. Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement // *Tree-ring bulletin.* 1983. V. 44. P. 69–75.
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the Okishev P.A. *Dinamika oledeneniya Altaya v pozdnem pleystotsene i golotcene.* Dynamics of Altai glaciation in the Late Pleistocene and Holocene. Tomsk: Tomsk State University, 1982: 210 p. [In Russian].
- Solomina O.N. *Gornoe oledenenie Severnoi Evrazii v golotcene.* Mountain glaciation of Northern Eurasia in the Holocene. Moscow: Scientific World, 1999: 272 p. [In Russian].
- Churakova O.V. Climate change in high-latitude and high-mountainous regions of Eurasia based on the analysis of stable isotopes of carbon and oxygen in the annual rings of conifers. *Avtoreferat dissertatsii na soiskanie uchenoy stepeni doktora biologicheskikh nauk.* Review of the dissertation, biological sciences. Krasnoyarsk: SSU, 2019: 39 p. [In Russian].
- Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnait H. Holocene glacial fluctuations and climate changes in the Southeastern part of the Russian Altai (Southern Siberia) based on radiocarbon chronology. *Quatern. Science Rev.* 2012, 43: 74–93. doi: 10.1016/j.quascirev.2012.04.012.
- Agatova A., Nepop R., Nazarov A., Ovchinnikov I., Moska P. Climatically Driven Holocene Glacier Advances in the Russian Altai Based on Radiocarbon and OSL Dating and Tree Ring Analysis. *Journ. of Climate.* 2021, 9 (11): 1–31. doi:10.3390/cli9110162.
- Aizen E.M., Aizen V.B., Takeuchi N., Mayewski P.A., Grigholm B., Joswiak D.R., Schwikowski M. Abrupt and moderate climate changes in the mid-latitudes of Asia during the Holocene. *Journ. of Glaciology.* 2016, 62 (233): 411–439. doi.org/10.1017/jog.2016.34.
- Barclay D.J., Wiles G.C., Calki P.E. Holocene glacier fluctuations in Alaska. *Quatern. Science Rev.* 2009, 28 (21–22): 2034–2048. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.01.016.
- Bradwell T. Lichenometric dating: a commentary in the light of some recent statistical studies. *Geografis. Annaler.* 2009, 91 (2): 61–69. doi.org/10.1111/j.1468-0459.2009.00354.x.
- Bull W.B., Brandon M.T. Lichen dating of regional rockfalls caused by earthquakes, Southern Alps, New Zealand. *GSA Bulletin.* 1998, 110: 60–84. doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110%3C0060:LDOEGR%3E2.3.CO;2.
- Büntgen U., Myglan V.S., Charpentier Ljungqvist F., Michael McCormick M., Di Cosmo N., Sigl M., Jungclaus J., Wagner S., Krusic P.J., Esper J., Kaplan J.O., de Vaan Michiel A., Luterbacher J., Wacker L., Tegel W., Kirdyanov A.V. Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD. *Nature Geoscience.* 2016, 9 (3): 231–236. doi.org/10.1038/ngeo2652.
- Cook E.R., Kayryukstis L. *Methods of dendrochronology: applications in environmental sciences.* Dordrecht. Boston. L.: Kluwer Academy. Publ., 1990: 394 p. doi: 10.1007/978-94-015-7879-0.
- Eichler A., Olivier S., Henderson K., Laube A., Beer J., Papina T., Schwikowski M. Temperature response in the Altai region lags solar forcing. *Geophys. Research Letters.* 2009, 36 (1): 12–17. doi:10.1029/2008GL035930.
- Hall B.L., Lowell T.V., Bromley G.R.M., Denton G.H., Putnam A.E. Holocene glacier fluctuations on the northern flank of Cordillera Darwin, southernmost South America. *Quatern. Science Rev.* 2019, 222: 21–42. doi:10.1016/j.quascirev.2019.105904.

- last 3500 years // *Journ. of Holocene*. 2005. V. 15 (6). P. 789–801. doi:org/10.1191/0959683605hl853ra.
- Innes J.L.* Lichenometry // *Successes of Physical Geography*. 1985. V. 9. P. 187–254.
- Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D., Brunstein D.* Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces // *Journ. of Geomorphology*. 2007. V. 86 (1–2). P. 131–143. doi: 10.1016/J.geomorph.2006.08.010.
- Locke W.W., Andrews J.T., Webber P.J.* Guide to lichenometry. Technical Bulletin of the British Geomorphology Research Group. 1979. V. 26. 47 p.
- Luckman B.H.* The little ice age in the Canadian Rockies // *Journ. of Geomorphology*. 2000. V. 32 (3–4). P. 357–384. doi: 10.1016/S0169-555X(99)00104-X.
- Menounos B., Maurer L., Clague J.J., Osborn G.* Late Holocene fluctuations of Stoppani glacier, southernmost Patagonia // *Journ. of Quaternary Research*. 2019. V. 95. P. 56–64. doi.org/10.1017/qua.2019.87.
- Osborn G., McCarthy D., La Brie A., Burke R.* Lichenometric dating: Science or pseudo-science? // *Quaternary Science Review*. 2015. V. 83 (1). P. 1–12. doi: 10.1016/j.yqres.2014.09.006.
- Rinn F.* TSAP V3.5. Computer program for tree-ring analysis and presentation. Heidelberg: Frank Rinn Distribution, 1996. 264 p.
- Rudaya N., Nazarova L., Novenko E., Andreev A., Kalugin I., Daryin A., Shilov P.* Reconstructions of mid-to late holocene climate and vegetation in the north-eastern altai mountains recorded in lake Teletskoye // *Journ. of Global and Planetary Change*. 2016. V. 141. P. 12–24. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.04.002.
- Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhhalenko V., Matskovsky V.* Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium // *Journ. of Global and Planetary Change*. 2016. V. 140. P. 28–58. doi: 10.1016/j.gloplacha.2.
- Solomina O.N., Bradley R.S., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D.S., Koch J., McKay N.P., Masiokas M., Miller G., Nesje A., Nicolussi K., Owen L.A., Putnam A.E., Wanner H., Wiles G., Yang B.* Glacier fluctuations during the past 2000 years // *Quaternary Science Review*. 2016. V. 149. P. 61–90. doi: 10.1016/j.quascirev. 2016.04.008.
- Trenborth H.E., Matthews J.A.* Lichen growth rates on glacier forelands in southern Norway: preliminary results from a 25-year monitoring program // *Journ. of Geografiska Annaler*. 2010. V. 92. P. 19–39. doi.org/10.1111/j.1468-0459.2010.00375.x.
- Villalba R., Leiva J.C., Rubulls S., Suarez J., Lenzano L.* Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the Rio Frias Valley, Rio Negro, Argentina // *Journ. of Arctic and Alpine Research*. 1990. V. 22 (3). P. 215–232. doi: 10.2307/1551585.
- Young N.E., Briner J.P., Kaufman D.S.* Late Pleistocene and Holocene glaciation of the Fish Lake valley, northeastern Alaska Range, Alaska // *Journ. of Quatern. Science*. 2009. V. 24. P. 677–689. doi.org/10.1002/jqs.1279.
- Holmes R.L.* Computer-assisted quality control in tree-ring dating and measurement. *Tree-ring bulletin*. 1983, 44: 69–75.
- Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H. J.* Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *Journ. of Holocene*. 2005, 15 (6): 789–801. doi.org/10.1191/0959683605hl853ra.
- Innes J.L.* Lichenometry. *Successes of Physic. Geogr.* 1985, 9: 187–254.
- Jomelli V., Grancher D., Naveau P., Cooley D., Brunstein D.* Assessment study of lichenometric methods for dating surfaces. *Journ. of Geomorphol.* 2007, 86 (1–2): 131–143. doi:10.1016/J.geomorph.2006.08.010.
- Locke W.W., Andrews J.T., Webber P.J.* Guide to lichenometry. Technical Bulletin of the British Geomorpholog. Research Group. 1979, 26: 47 p.
- Luckman B.H.* The little ice age in the Canadian Rockies. *Journ. of Geomorphol.* 2000, 32 (3–4): 357–384. doi:10.1016/S0169-555X(99)00104-X.
- Menounos B., Maurer L., Clague J.J., Osborn G.* Late Holocene fluctuations of Stoppani glacier, southernmost Patagonia. *Journ. of Quatern. Research*. 2019, 95: 56–64. doi.org/10.1017/qua.2019.87.
- Osborn G., McCarthy D., La Brie A., Burke R.* Lichenometric dating: Science or pseudo-science? *Quatern. Science Rev.* 2015, 83: 1–12. doi:10.1016/j.yqres.2014.09.006.
- Rinn F.* TSAP V3.5. Computer program for tree-ring analysis and presentation. Heidelberg: Frank Rinn Distribution, 1996: 264 p.
- Rudaya N., Nazarova L., Novenko E., Andreev A., Kalugin I., Daryin A., Shilov P.* Reconstructions of mid-to late holocene climate and vegetation in the north-eastern altai mountains recorded in lake Teletskoye. *Journ. of Global. and Planet. Change*. 2016, 141: 12–24. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.04.002.
- Solomina O., Bushueva I., Dolgova E., Jomelli V., Alexandrin M., Mikhhalenko V., & Matskovsky V.* Glacier variations in the Northern Caucasus compared to climatic reconstructions over the past millennium. *Journ. of Global. and Planet. Change*. 2016, 140: 28–58. doi:10.1016/j.gloplacha.2016.02.008.
- Solomina O.N., Bradley R.S., Jomelli V., Geirsdottir A., Kaufman D.S., Koch J., Mackay N.P., Masiokas M., Miller G., Nesier A., Nicolussi K., Owen L.A., Putnam A.E., Wanner H., Wiles G., Yang B.* Glacier fluctuations over the last 2000 years. *Quatern. Science Rev.* 2016, 149: 61–90. doi: 10.1016/j.quascirev. 2016.04.008.
- Trenborth H.E., Matthews J.A.* Lichen growth rates in glacial forests of southern Norway: preliminary results of a 25-year monitoring program. *Journ. of Geografiska Annaler*. 2010, 92: 19–39. doi.org/10.1111/j.1468-0459.2010.00375.x.
- Villalba R., Leiva J.C., Rubulls S., Suarez J., Lenzano L.* Climate, tree-ring, and glacial fluctuations in the Rio Frias Valley, Rio Negro, Argentina. *Journ. of Arc. and Alp. Research*. 1990, 22 (3): 215–232. doi: 10.2307/1551585.
- Young N.E., Briner J. P., Kaufman D.S.* Late Pleistocene and Holocene glaciation of the Fish Lake Valley, Northeast ridge of Alaska, Alaska. *Journ. of Quatern. Sciences*. 2009, 24: 677–689. doi.org/10.1002/jqs.1279.

Реконструкция среднеянварской температуры воздуха в голоцене в низовьях реки Колымы

© 2022 г. Н.А. Буданцева*, Ю.К. Васильчук

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

*nadin.budanceva@mail.ru

Reconstruction of mean January air temperature of Holocene in the lower Kolyma River region

N.A. Budantseva*, Yu.K. Vasil'chuk

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

*nadin.budanceva@mail.ru

Received October 11, 2021 / Revised April 19, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: lower Kolyma River, ice wedges, alas, floodplain, oxygen isotopes, hydrogen isotopes, Holocene, paleotemperature reconstructions, radiocarbon age.

Summary

The object of study is ice wedges at 10 sites in the lower Kolyma River. The Holocene age of ice wedges is determined on the basis of radiocarbon dating of the enclosing sediments and location of ice wedges in alases, floodplains and lacustrine-paludal basins. The analysis of radiocarbon dates has shown that formation of alases with ice wedges began in early Greenlandian stage of Holocene (the oldest dates are 11 and 10.8 cal ka BP). The most active alas development and syngenetic ice wedge growth occurred since the second half of the Greenlandian stage till the middle-late Northgrippian stage of the Holocene, most of the available ^{14}C dates fall in the range from 9.5 to 4.2 cal ka BP. Accumulation of the floodplain deposits of the Kolyma River occurred mainly during the Meghalayan stage, according to obtained ^{14}C dates from 2.5 to 1.9 cal ka BP. Oxygen isotope data of studied ice wedges show that for the Holocene ice wedges the range of $\delta^{18}\text{O}$ is about 4 ‰ (from -28 to -23.7 ‰) and for the modern ice veinlets – about 5 ‰ (from -28.1 to -23 ‰). Water of meteoric origin was the main source for ice wedge formation, however, for ice wedges on the floodplains some participation of surface (river) water is not excluded. Based on the refined equation of the ratio between ice wedge isotope composition and mean January air temperature, paleotemperatures for three key periods of the Holocene were calculated. It was established that mean January air temperature during the Holocene varied in the approximately same range: from -40.7 to -33.8 °C during the Greenlandian stage, from -38.6 to -33.3 °C during the Northgrippian stage and from -41.5 to -33 °C during the Meghalayan stage. This most likely indicates the stability of winter climatic conditions in the north of Yakutia during the Holocene, determined by the influence of Siberian anticyclone.

Citation: Budantseva N.A., Vasil'chuk Yu.K. Reconstruction of mean January air temperature of Holocene in the lower Kolyma River region. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 410–426. [In Russian]. doi: 0.31857/S2076673422030141, edn: eqseyh.

Поступила 11 октября 2021 г. / После доработки 19 апреля 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: нижнее течение р. Колыма, повторно-жильный лёд, алас, пойма, изотопы кислорода, изотопы водорода, голоцен, палеотемпературные реконструкции, радиоуглеродный возраст.

Реконструкция среднеянварской температуры в низовьях р. Колыма для трёх ключевых периодов голоцена, выполненная на основе данных изотопного состава повторно-жильных льдов, показала, что среднеянварская температура воздуха в течение голоцена варьировала незначительно, средние значения для более тёплых и более суровых зим составляли -33 и -41 °C соответственно. Показана стабильность зимних климатических условий на севере Якутии в голоцене, определяемая влиянием сибирского антициклона.

Сокращения принятые в статье

ГЛМВ – глобальная линия метеорных вод
ЛЛМВ – локальная линия метеорных вод
ММП – многолетнемёрзлые породы
ПЖЛ – повторно-жильный лёд

Введение

Голоцен – наиболее хорошо исследованный период, его история восстановлена на основе множества геокриологических, геоморфологи-

ческих, климатических, биотических и археологических данных. Возраст нижней границы голоцена был определён в 11 700 калиброванных лет назад (кал. лет назад), который маркирует первые признаки климатического потепления

в конце позднего дриаса. С 2018 г. Комиссией по четвертичной стратиграфии принято трёхчленное деление голоцена: гренландский период (от ~11,7 до ~8,2 тыс. кал. лет назад), северогриппианский период (от ~8,2 до ~4,2 тыс. кал. лет назад) и мегхалайский период (от ~4,2 тыс. кал. лет назад до современности) (Walker et al., 2019). Начало каждого периода, как правило, соотносится с заметными климатическими событиями глобального масштаба. Основной маркер гренландского периода в ледниковом керне NGRIP2 – заметное снижение значений дейтериевого эксцесса, что отражает перестройку режима испарения в источнике формирования осадков. Северогриппианский период выделяется по чёткому сигналу похолодания климата, которое последовало за периодом повышения температур в начале голоцена. Мегхалайский период характеризуется быстрым переходом к эпохе засушливого климата в средних и низких широтах, в высоких широтах были зафиксированы неогляциальные условия и заметные подвижки ледников (Walker et al., 2019).

Изменение зимних климатических параметров при переходе от позднего плейстоцена к голоцену в арктических регионах хорошо прослеживается по значениям изотопного состава кислорода $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах (ПЖЛ) (Vasil'chuk, 1991). Для восточных и северо-восточных регионов Сибири начало голоцена фиксируется по сдвигу в сторону более высоких значений на изотопных кривых по повторно-жильным льдам, что отражает повышение среднезимних температур воздуха. Заметно более высокие чем позднеплейстоценовые (выше на 6–10 ‰) значения $\delta^{18}\text{O}$ получены по голоценовым жилам Ойгосского Яра (побережье пролива Дмитрия Лаптева), о. Большой Ляховский (Meyer et al., 2002b; Opel et al., 2017), Быковскому п-ову (Meyer et al., 2002a), о. Айон (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2018a), центральным и восточным районам Чукотки (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2017). Для низовой р. Колыма наиболее показательны изотопные данные по повторно-жильным льдам Дуванного Яра и Плахинского Яра, где разница в средних значениях $\delta^{18}\text{O}$ между позднеплейстоценовыми и голоценовыми жилами составляет в среднем 6 ‰ (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2018b; Васильчук, Котляков, 2000).

В голоцене повторно-жильные льды формировались неравномерно в пространстве и вре-

мени. Для многих районов криолитозоны гренландский период голоцена характеризуется активизацией процессов термокарста и протаивания верхних горизонтов льдистых отложений позднеплейстоценового возраста, а также распространением древесной растительности на обширных тундровых пространствах. Причиной активизации термокарстовых процессов, вероятно, было увеличение летних температур и глубины сезонного протаивания. Со второй половины гренландского и в течение северогриппианского периодов происходило заболачивание аласов и образование торфяников. Почти повсеместно в пределах аласов одновременно с накоплением торфа формировались повторно-жильные льды (Opel et al., 2017; Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2018a; Grinter et al., 2019). К концу северогриппианского – началу мегхалайского периода в результате похолодания климата активность развития аласов существенно снизилась и носила локальный характер. Сингенетические повторно-жильные льды формировались на аккумулятивных участках пойм и лайд (Schirrmeister et al., 2018).

Задачи нашего исследования – обобщить все имеющиеся данные по изотопному составу голоценовых повторно-жильных льдов низовой р. Колыма, выполнить возрастную привязку изотопных значений на основе радиоуглеродных датировок вмещающих жилы отложений и реконструировать среднеянварскую температуру воздуха в течение трёх ключевых периодов голоцена.

Район исследований

Район исследований охватывает примерно 250-километровый отрезок нижнего течения Колымы – от пос. Колымское на юге до ст. Амбарчик на побережье Восточно-Сибирского моря на севере. Основные притоки Колымы на данном участке – реки Омолон, Большой Анюй и Малый Анюй. Водораздельные поверхности территории сложены отложениями ледового комплекса (толща льдистых супесей и суглинков с мощными полигонально-жильными льдами), сильно расчленёнными аласами и аласными равнинами.

По данным метеостанций (м/с) Черский, Бухта Амбарчик и Колымская (рис. 1), средние температуры воздуха января и июля варьируют от –33,6 до –29,7 °С и от 6,8 до 12,3 °С соот-

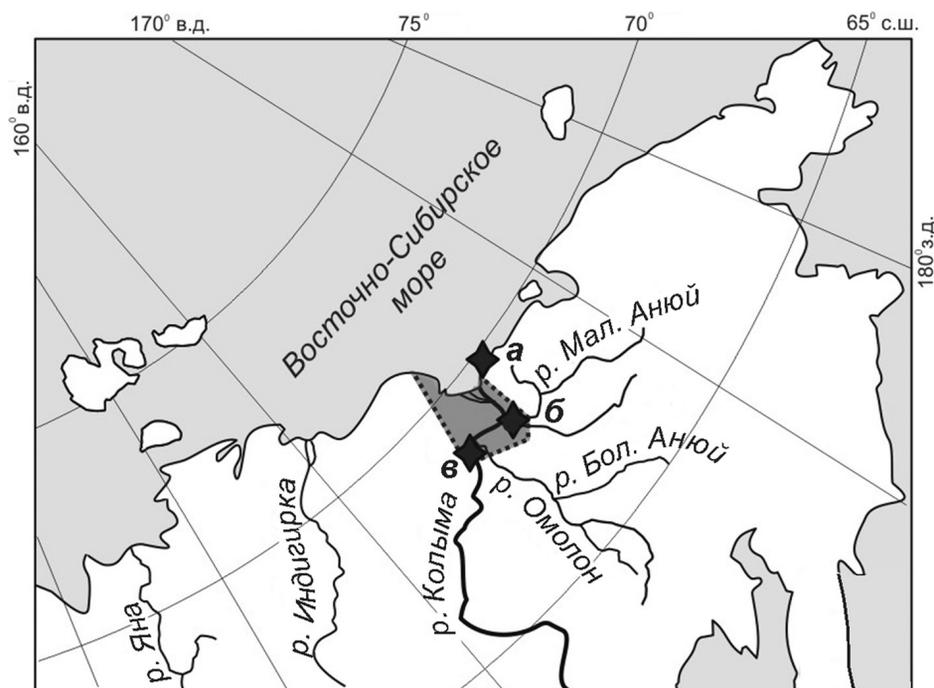


Рис. 1. Расположение района исследований на северо-востоке Сибири.

Метеостанции: *а* – Бухта Амбарчик, *б* – Черский, *в* – Колымская

Fig. 1. Location of the study area in the North-East of Siberia.

Weather stations: *а* – Ambarchik Bay, *б* – Chersky, *в* – Kolymskaya

ветственно (www.meteo.ru/data/156-temperature; www.pogodaiklimat.ru). Период с температурами воздуха стабильно ниже 0 °С длится с октября до начала–середины мая, наиболее холодный месяц года – январь. Вариации среднеянварской температуры воздуха составили: по м/с Черский (1940–2019 гг.) от –41,7 до –23 °С; по м/с Бухта Амбарчик (1933–1991 гг.) от –39,6 до –29,7 °С, по м/с Колымская (1949–2019 гг.) от –42,4 до –26,2 °С. Среднегодовое количество осадков в районе пос. Черский составляет около 200 мм, большая часть осадков выпадает летом (около 39%) и осенью (около 31%). Снежный покров обычно лежит с конца сентября до середины мая, толщина снега варьирует от 0,25 до 0,5 м, минимальная толщина отмечается на открытых возвышенностях (www.pogodaiklimat.ru; Davydov et al., 2008). Исследуемый район расположен в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), талики встречаются только под крупными реками и озёрами. Мощность ММП составляет 500–650 м, среднегодовая температура мерзлых пород варьирует от –3 до –11 °С (Davydov et al., 2008). Растущие современные и голоценовые жилы встречены на пой-

мах рек и островах в руслах крупных рек, в пределах аласов и торфяников.

Методика исследований

В обнажениях аласов и пойм на десяти участках (см. рис. 1) в период 1983–2018 гг. были исследованы повторно-жильные льды. В обнажениях аласов для исследований и отбора образцов выбирали наиболее крупные жилы, имеющие признаки сингенетического роста: ярусное залегание жил, пояски, плечики, изгибы подошвы торфа на контакте. Признаками сингенеза также служили высокая льдистость вмещающих отложений, относительно равномерно распределённая по разрезу, и увеличение мощности торфа от жилы к центру полигона. Жилы в пойменных отложениях всегда формировались сингенетически, и в течение всего периода их развития накопление пойменных отложений продолжалось.

Для анализа значений стабильных изотопов отбирали образцы льда из голоценовых жил и из современных жилок и ростков. Отбор образцов льда из голоценовых жил вёлся преимущественно

по вертикали, но в тех случаях, когда в обнажениях была вскрыта только верхняя часть жилы (например, ПЖЛ 5) или ввиду недоступности для отбора нижней части жилы (например, ПЖЛ 6 и 7), отбор льда вели вдоль горизонтальных профилей. Значительный опыт исследования изотопного состава как голоценовых, так и позднеледниковых повторно-жильных льдов (Васильчук, 1992; 2006) показывает, что диапазон изотопных значений по образцам, отобраным по вертикали, всегда включал в себя все значения по образцам, отобраным по горизонтали. Исключения составляли только значения, полученные по 10–15-сантиметровому слою жильного льда на контакте с вмещающими отложениями. Образцы льда растапливались в полиэтиленовых пакетах при температуре не выше 20 °С, затем вода переливалась в пластиковые флаконы, дополнительно крышка флакона обматывалась парафином для минимизации испарения. До изотопных определений флаконы с образцами хранились в холодильнике при температуре +3 °С.

Определения изотопного состава кислорода во льду жил выполнялось в лаборатории изотопной геологии Института геологии в г. Таллин, Эстония (проф. Р. Вайкмяэ) и в лаборатории изотопной гидрологии Института водных проблем РАН (А.Д. Есиков) на приборе G-50. Парные изотопные определения (кислорода и водорода) во льду жил, исследованных в 2018 г., проводили авторы статьи в изотопной лаборатории географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова на масс-спектрометре Delta-V Plus с использованием комплекса газ-бенч. Для калибровки измерений использовались Международные стандарты V-SMOW, GRES, SLAP. Погрешность определений составила ± 1 ‰ для $\delta^{2}\text{H}$ и $\pm 0,4$ ‰ для $\delta^{18}\text{O}$. Значения $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ выражены в промилле относительно VSMOW. Дейтериевый эксцесс d_{exc} рассчитан по формуле В. Дансгора (Dansgaard, 1964) – $d_{\text{exc}} = \delta^{2}\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$.

Для радиоуглеродного датирования отбирали образцы органики из вмещающих жилы отложений. Датирование образцов выполнено в Геологическом институте РАН (индекс ГИН) и в Институте истории материальной культуры РАН (индекс Ле). Калибровка датировок проведена с применением программы Oxcal 4.2 на основе базы данных IntCal13 (Bronk Ramsey, 2009; Reimer et al., 2013), даты приведены в виде тысяч кал. лет назад.

Результаты полевых исследований

Как уже отмечалось, основные участки исследования и опробования голоценовых повторно-жильных льдов – обнажения пойм и аласов, залегающие на водораздельных поверхностях и надпойменных террасах р. Колыма (см. рис. 1) и её притоках в виде вкладок или обширных озёрно-болотных понижений. Некоторые из исследованных жил имеют признаки современного роста в виде узких молодых жил или жильных ростков, залегающих под межполигональными понижениями.

Аласы в пределах водораздельных поверхностей и надпойменных террас р. Колыма (участки ПЖЛ 1 - ПЖЛ 5). Участок ПЖЛ 1 – Дуванный Яр ($68^{\circ}40'3,38''$ с.ш., $159^{\circ}4'34,97''$ в.д.). В пределах обнажения Дуванный Яр описан алас с повторно-жильными льдами. В обнажении высотой 10–12 м вскрыт суглинок, лёгкий, серый, с неправильно сетчатой и ячеистой криотекстурой, перекрытый бурым торфом мощностью 1–1,5 м. Ниже подошвы торфяника расположены торфяные жилы высотой 0,5 м и шириной 0,1–0,2 м. Одна из вскрытых торфяных жил достигала высоты более 3 м. В верхней части обнажения под торфяником была вскрыта узкая ледяная жила, сложенная желтовато-серым льдом высотой более 4 м и шириной около 0,4 м (Васильчук, 1992).

Участок ПЖЛ 2 – Алешкинская терраса ($68^{\circ}41'16,18''$ с.ш., $158^{\circ}24'50,99''$ в.д.). Алас в пределах первой надпойменной террасы Колымы описан в районе Алешкинской заимки. Высота террасы над урезом реки составляет 8–10 м, в обнажении вскрыт торф мощностью 1 м, подстилаемый серой супесью с гнёздами торфа в верхней части, в нижней части опесчаненной мощностью 1 м. Ледистость супеси достигала 80–85%. Супесь подстилалась песком мощностью около 4 м. В обнажении вскрыта система ледяных жил шириной 1,5–1,8 м. Лёд жил вертикально-слоистый, белый, с включениями клиньев серого льда (Васильчук, 1992).

Участок ПЖЛ 3 – Плахинский Яр $68^{\circ}40'35,49''$ с.ш., $160^{\circ}12'57,79''$ в.д.). На левом берегу Стадухинской протоки Колымы, вблизи обнажения Плахинский Яр, исследован алас с ледяными жилами. Отложения аласа представлены преимущественно супесями мощностью около 4 м с прослоями торфа мощностью 0,2–0,3 м, частота и мощность которых возрастала по направлению к центральным частям полигонов; у основания торфяного

горизонта встречены стволы и пни деревьев. Под полигональными канавами залегали повторно-жильные льды, вскрытой мощностью около 2,5 м и шириной в верхней части около 1 м. В жилу сверху внедрялась молодая узкая жила высотой не более 0,7 м (Васильчук, 1992).

Участок ПЖЛ 4 – пос. Черский (68°44'25,96" с.ш., 161°23'48,71" в.д.). Озёрно-болотная котловина с повторно-жильными льдами исследована в районе пос. Черский, в 1 км от ст. «Орбита». Отложения представлены суглинками, заторфованными с поверхности. В термоэрозионных нишах под горизонтом торфа вскрыты верхние фрагменты ледяных жил. Одна из наиболее вскрытых жил, шириной в верхней части около 0,6 м, сложена серовато-жёлтым вертикально-слоистым льдом с мелкими пузырьками воздуха.

Участок ПЖЛ 5 (68°30'25,99" с.ш., 160°9'27,80" в.д.). На Омолано-Ануйском междуречье, в верховьях р. Тимкинской, описан алас в обнажении на берегу оз. Ледяное (данные М. Лейбман). В обнажении вскрыт торфяник мощностью 0,5–1 м со стволами берёзы в основании, подстилаемый оторфованной супесью с ячеистой криотекстурой. Под торфом залегает ледяная жила шириной в верхней части 1 м и высотой до 5 м.

Пойменные отложения р. Колыма и её притоков (участки ПЖЛ 6 – ПЖЛ 10). Жилы, исследованные в пределах пойм, приурочены, как правило, к оторфованным с поверхности участкам и характеризуются небольшими размерами и неглубоким залеганием.

Участок ПЖЛ 6, пойма р. Колыма (68°39'52,44" с.ш., 159°0'37,88" в.д.). В обнажении высокой поймы левого берега Колымы, напротив краевой части обнажения Дуванный Яр, вскрыта супесь, оторфованная в верхней части, с прослоями детрита мощностью до 2 м, подстилаемая песком до глубины 3,5 м. Криотекстура супеси – ячеистая, песка – микролинзовидная на контакте с супесью, ниже – массивная. На поверхности поймы отмечен полигональный рельеф, под морозобойными трещинами ниже подошвы сезонного слоя в обнажении вскрываются жильные ростки и молодые современные жилки, нередко рассекающие жилы более раннего возраста. Ширина голоценовых жил – не более 0,5 м, на контакте супеси и песка они сильно загибаются до горизонтального положения и лишь изредка проникают хвостами в песок на 10–15 см.

Участок ПЖЛ 7, пойма р. Колыма (68°52'29,81" с.ш., 161°27'29,09" в.д.). В обнажении поймы на левом берегу Колымы (50 км ниже по течению от пос. Черский) жилы шириной до 0,5 м вскрыты в супеси под слоем торфа мощностью 0,2 м, в которой на глубине 1,8–2 м отмечены скопления корешков. Криотекстура супеси – микрошлировая.

Участок ПЖЛ 8, пойма р. Омолон (68°32'50,81" с.ш., 158°41'14,91" в.д.). В пойменных отложениях Омолона, правого притока Колымы, на глубине 0,5–1 м вскрыты жилы, залегающие в пылеватой супеси, слоистой за счёт включений растительного детрита и торфа. Ширина жил в верхней части достигает 1 м, высота жил – около 3 м.

Участок ПЖЛ 9, пойма в устье р. Омолон (68°34'38,09" с.ш., 158°42'55,18" в.д.). Вблизи устья Омолона в отложениях высокой поймы вскрыт алас протяжённостью более 200 м, сложенный тёмно-коричневым торфом с большим количеством древесных остатков, мощность которого возросла до 4 м в центральной части аласа. Торф подстилался супесью с остатками горелых деревьев, веток и прослоями торфа мощностью до 0,2 м. В супеси под торфом залегали ледяные жилы шириной в верхней части около 1 м, не более 2 м высотой.

Участок ПЖЛ 10, пойма Походской протоки (69°4'42,89" с.ш., 160°57'54,80" в.д.). В низовье р. Колыма у пос. Походск под морозобойными трещинами встречены современные ростки повторно-жильных льдов, проникающие в более широкие жилы голоценового возраста (Васильчук, 1992).

Радиоуглеродное датирование и определение возраста отложений и повторно-жильных льдов

Возраст исследованных аласных и пойменных толщ определён на основе радиоуглеродных датировок, часть которых получена авторами в процессе исследований, некоторые датировки заимствованы из более ранних публикаций. По торфяной жиле из аласа Дуванного Яра (ПЖЛ 1) получены три ^{14}C датировки от 8,4 до 5,2 тыс. кал. лет; в аласе Алешкинской террасы (ПЖЛ 2) торф из супеси, перекрывающий ледяную жилу, датирован в 7,6 тыс. кал. лет. Более молодой возраст (середина мегхалайского периода) получен для отложений низкой поймы р. Колыма (ПЖЛ 7), где скопление корешков датировано в 2,5 тыс. кал. лет назад (табл. 1).

Таблица 1. Радиоуглеродный возраст аласных и пойменных толщ с повторно-жильными льдами в низовьях р. Колыма

Лабораторный номер образца*	Глубина, м/ Абсолютная высота, м	Материал датирования	¹⁴ C дата, лет назад	¹⁴ C дата*, калиброванные годы	Среднее значение, калиброванные годы
Данные авторов					
<i>ПЖЛ 1 – Дуванный Яр, алас</i>					
ГИН-4005	5,4	Торф	4500±40	5319–4910	5163
ГИН-3851	5,8	Ветки	4530±50	5450–4883	5164
ГИН-3859в	6,5	Торф	7560±180	9030–7849	8371
<i>ПЖЛ 2 – Аleshинская терраса, алас</i>					
ГИН-4589	0,7	Торф	6780±40	7728–7515	7629
<i>ПЖЛ 7 (пойма р. Колыма)</i>					
Ле-11890	2,0	Корешки	2440±65	2750–2323	2523
Данные из других публикаций					
<i>ПЖЛ 1 – Дуванный Яр, аласы (Каплина, Ложкин, 1979)</i>					
МАГ-161	1	Торф	3955±80	4823–4086	4406
МАГ-156	5		6300±60	7424–6993	7227
МАГ-165	1,5		9200±150	11 131–9736	10401
МАГ-470	1,5	Древесина	5400±100	6495–5895	6181
МАГ-162	4	Торф	8500±50	9598–9314	9503
МАГ-164	4,5		8510±55	9665–9310	9506
<i>ПЖЛ 3 – Плахинский Яр, алас (Fukuda et al., 1997)</i>					
NUTA-4554	1,1	Торф	5780±90	6896–6300	6581
NUTA-4541	1,6		7080±120	8308–7586	7900
NUTA-4540	2,1	Торф с древесной	7180±130	8388–7660	8009
NUTA-4539	2,6		8040±100	9404–8545	8905
<i>ПЖЛ 10 – алас вблизи пос. Походск (Wetterich et al., 2018)</i>					
Poz-50918	+6,5	Торф	3855±35	4000–4485	4239
Poz-50919	+5,2	Растительный детрит	6850±50	6741–7751	7616
Poz-50920	+4		8290±50	8650–9345	9112
Poz-50921	+2,5	Торф	8610±50	9586–10 266	9942
Poz-50923	+1,7		9210±50	10 276–11 061	10 489
<i>ПЖЛ 11 – долина р. Большая Куропаточья, алас (Каплина, Ложкин, 1979)</i>					
МАГ-138	8	Органика	8450±150	10 174–8976	9431
МАГ-136	8		8150±100	9472–8636	9111
МАГ-131	1	Торф	4700±110	5750–4879	5422
МАГ-140	2		4270±150	5472–4237	4842
<i>ПЖЛ 12 – Станчиковский Яр, алас (Каплина Ложкин, 1979)</i>					
ГИН-379	1,2	Древесина	6000±300	7757–5918	6864
МГУ-424	2	Торф	7100±100	8204–7622	7921
<i>ПЖЛ 13 – Молотковский Камень, алас (Каплина, Ложкин, 1979)</i>					
МАГ-151	1	Торф	7920±70	9027–8513	8771
МГУ-426	1,5		8350±70	9534–9032	9359
<i>ПЖЛ 14 – «Красивое», алас (Михалёв и др., 2006)</i>					
МАГ-166	1,5	Торф	8330±120	9677–8779	9312
МАГ-171	7		9650±100	11 337–10571	10978
<i>ПЖЛ 15 – пос. Амбарчик, алас (Fukuda et al., 1997)</i>					
NUTA-4886	0,35	Древесные остатки	8750±90	10 195–9525	9776
NUTA-4871			9470±90	11 197–10 376	10 757

*Датировки получены в радиоуглеродных лабораториях: ГИН – Геологического института РАН, Ле – Института истории материальной культуры РАН, МАГ – Северо-восточного комплексного научно-исследовательского института ДВО РАН, г. Магадан, МГУ – Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, NUTA – г. Нагойя (Япония), Poz – г. Познань (Польша).

Поскольку время формирования ледяных жил оценивалось по возрасту вмещающих отложений, необходимо рассмотреть некоторые аспекты расположения жил относительно вмещающих отложений при их сингенетическом накоплении. Предполагается, что возраст вмещающих отложений даёт максимальное время формирования жил. Сингенетические ледяные жилы могут быть на несколько сотен лет моложе, чем вмещающие их отложения на той же глубине, как следствие формирования жил в морозобойных трещинах. Однако стоит учитывать, что глубина проникновения воды, заполняющей трещину, ограничена обычно верхними 1–1,5 м, так как глубже трещина сужается и образующаяся ледяная пробка препятствует заполнению на полную глубину. Исходя из всего рассмотренного, возраст сингенетических ледяных жил соответствует возрасту вмещающих отложений с точностью до нескольких сотен лет.

Вариации стабильных изотопов кислорода и водорода в голоценовых и современных жилах

По жиле из аласа Дуванного Яра (ПЖЛ 1) получены вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ от -27 до $-24,8$ ‰, лёд современного роста в аласе характеризуется значением $\delta^{18}\text{O}$ $-23,3$ ‰ (табл. 2). Наиболее детальная изотопно-кислородная диаграмма получена по 25 образцам из жилы в аласе Алешкинской террасы (ПЖЛ 2), вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ составили от $-27,5$ до $-24,2$ ‰. Значения $\delta^{18}\text{O}$ во льду голоценовой жилы из аласа Плахинского Яра (ПЖЛ 3) варьируют от $-27,4$ до $-26,5$ ‰, в трёх современных жилках значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от $-27,1$ до $-23,4$ ‰. Более узкий диапазон вариаций изотопных значений получен по жиле в районе пос. Черский (ПЖЛ 4), где значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-27,9$ до $-27,2$ ‰, и в жиле из аласа на Омолон-Аньюском междуречье (ПЖЛ 5), где значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от $-25,9$ до $-25,1$ ‰. В жилах, опробованных в пойменных отложениях р. Колыма (участки ПЖЛ 6, ПЖЛ 7, ПЖЛ 9), вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах составили от -28 до $-23,7$ ‰, в современных жильных ростках – от $-26,5$ до -23 ‰. В жиле на пойме р. Омолон (ПЖЛ 8) значения $\delta^{18}\text{O}$ изменялись от -25 до $-26,2$ ‰. В современных жильных ростках на пойме Походской прото-

Таблица 2. Значения $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{2}\text{H}$ и d_{exc} в голоценовых повторно-жильных льдах (ПЖЛ) и современных ледяных жилках в низовьях р. Колыма

Участок с ПЖЛ (см. рис. 1)	Число проб	$\delta^{18}\text{O}/\delta^{2}\text{H}$ d_{exc} , ‰		
		min	mid	max
<i>Голоценовые ПЖЛ</i>				
ПЖЛ 4	9	$\frac{-27,9/-212}{9,3}$	$\frac{-27,7/-209,5}{10,5}$	$\frac{-27,2/-207,1}{12,5}$
ПЖЛ 7	5	$\frac{-28/-207,6}{14,3}$	$\frac{-27,2/-202,3}{15,2}$	$\frac{-26,9/-198,8}{16,3}$
ПЖЛ 10**	7	$\frac{-27,6/-211,5}{9,2}$	$\frac{-26,6/-202,7}{10}$	$\frac{-25,6/-193,7}{11,3}$
ПЖЛ 1*	10	-27	-26	$-24,8$
ПЖЛ 2*	25	$-27,5$	$-25,6$	$-24,2$
ПЖЛ 3*	4	$-27,4$	$-27,1$	$-26,5$
ПЖЛ 5	4	$-25,9$	$-25,7$	$-25,1$
ПЖЛ 6	6	$-27,9$	-27	$-26,1$
ПЖЛ 8	6	$-26,2$	$-25,4$	-25
ПЖЛ 9	7	$-27,8$	$-26,6$	$-23,7$
<i>Современные ледяные жилки (ростки)</i>				
ПЖЛ 1*	1	–	$-23,3$	–
ПЖЛ 3*	5	$-27,1$	$-25,8$	$-23,4$
ПЖЛ 6	4	$-25,6$	$-25,3$	-25
ПЖЛ 7	5	$-26,1$	$-24,8$	-23
ПЖЛ 9	1	–	$-26,5$	–
ПЖЛ 10*	6	$-28,1$	$-24,9$	$-23,2$

Изотопные данные взяты: *из работы (Васильчук, 1992) и **из работы (Wetterich et al., 2018).

ки (ПЖЛ 10) значения $\delta^{18}\text{O}$ варьировали от $-28,1$ до $-23,2$ ‰ (см. табл. 2).

Анализ полученных изотопных данных позволил установить, что голоценовые жилы и современные ростки, опробованные в низовьях Колымы, характеризуются диапазоном вариаций значений $\delta^{18}\text{O}$ около 4‰ для жил голоценового возраста (от -28 до $-23,7$ ‰) и около 5‰ – для современных жильных ростков (от $-28,1$ до -23 ‰). Отметим, что средние значения $\delta^{18}\text{O}$ современных и голоценовых жил в одной и той же точке отличаются на 1–2 ‰, как правило, более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ получены для ростков современных ледяных жил (рис. 2). Точки значений $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{2}\text{H}$ в голоценовых жилах ПЖЛ 4, ПЖЛ 7 и ПЖЛ 10 (см. рис. 2) расположены между локальной линией метеорных вод (ЛЛМВ), представляющей снег в районе пос. Черский, и глобальной линией метеорных вод (ГЛМВ). Это указывает на преимущественно атмосферную природу влаги, формирующей лёд.

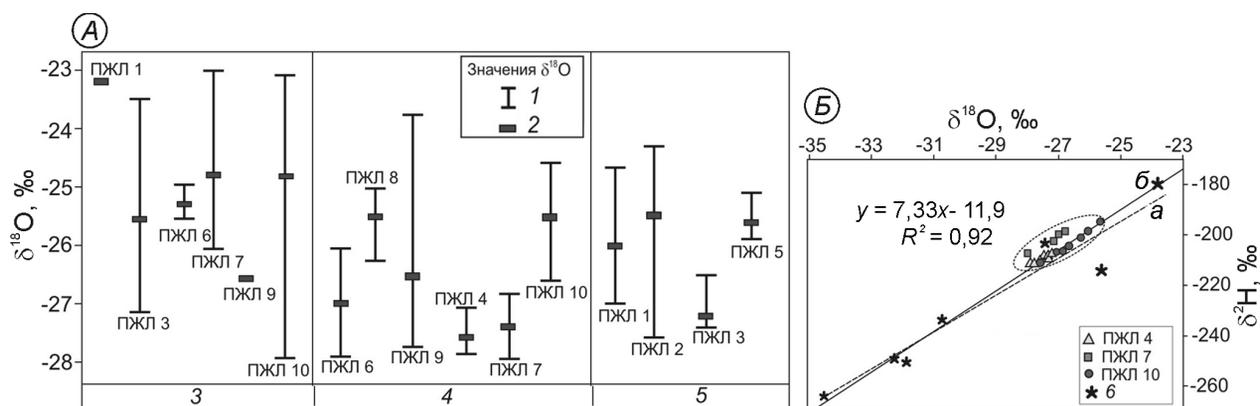


Рис. 2. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в повторно-жильных льдах и современных осадках:

А – вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ (1 – диапазон, 2 – среднее значение) в современных ростках (3) и голоценовых ледяных жилах, датированных не ранее 4 тыс. лет назад (4) и от 9 до 4,2 тыс. лет назад (5); Б – соотношение $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ в голоценовых повторно-жильных льдах (ПЖЛ) участков ПЖЛ 4, ПЖЛ 7 и ПЖЛ 10 относительно локальной линии метеорных вод (а) и глобальной линии метеорных вод (б); б – значения изотопного состава современного снега в районе пос. Черский

Fig. 2. Variations of $\delta^{18}\text{O}$ values in ice wedges and modern precipitation:

А – variations of $\delta^{18}\text{O}$ values (1 – range, 2 – mean value) in modern ice veinlets (3) and Holocene ice wedges dated not earlier than 4 cal ka BP (4) and dated from 9 to 4,2 cal ka BP (5); Б – $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^2\text{H}$ ratio in Holocene ice wedges (IW) at the sites IW 4, IW 7 and IW 10 relatively local meteoric water line (a) and global meteoric water line (b); б – isotope values for modern snow in Chersky settlement

Изотопные значения по ПЖЛ 7 на пойме Колымы расположены немного в стороне от ЛЛМВ и ГЛМВ, что не отрицает и некоторое участие поверхностных (речных) вод в образовании жильного льда. Значения дейтериевого эксцесса в жилах варьируют от 9,2 до 16,3 (см. табл. 2), что, вероятно, свидетельствует об изменении условий испарения и переноса влаги в голоцене.

Динамика развития аласов и пойм в низовьях р. Колыма в течение ключевых периодов голоцена

Развитие аласов. В глобальном масштабе переход от позднего плейстоцена к голоцену выделяется по заметному смягчению климатических условий. На севере Якутии, в том числе в низовьях Колымы, повышение температур воздуха, особенно летних, привело к активизации процессов термокарста, локальному протаиванию верхней части отложений ледового комплекса и образованию озёр, а после их осушения – аласов (Каплина, 2009; Горбатов и др., 2021). Значительное число ^{14}C датировок из верхних слоёв ледового комплекса и из аласного комплекса показывает, что прекращение накопления ледового комплекса и начало озёрного термокарста и образования аласов относятся примерно к 11,5–12 тыс. лет назад, т.е. к началу гренландского периода.

Одна из основных причин быстрого развития термокарста и появления большого числа озёр, помимо повышения температур, вероятно, связана с изменением водного баланса – от дефицитного к избыточному. Об этом также свидетельствует происходившее в начале голоцена изменение природных условий и ландшафтов – от криоксеротических «тундростепей» до влажных кустарниковых тундр на севере и лесотундр в более южных районах (Каплина, 2009). Начало болотной стадии развития аласов в низовьях Колымы обусловлено начавшимся почти повсеместным дренированием термокарстовых озёр около 10 тыс. лет назад как результат развития эрозионной системы и установления динамического равновесия с долинной водной сетью. К рубежу 10–8 кал. тыс. лет назад (т.е. к началу северогриппианского периода) аласный рельеф был сформирован. Интенсивность развития аласов может быть подтверждена тем фактом, что в современной тундровой зоне Колымской низменности остатки позднплейстоценового ледового комплекса и аласные отложения занимают 16 и 72% территории соответственно (Каплина, 2009; Веремеева, 2017).

Высокая влажность отложений как на стадии развития озёр, так и на дальнейшей стадии заболачивания озёрных котловин и аккумуляции торфяников способствовала интенсивному моро-

зобойному растрескиванию в зимние периоды и росту повторно-жильных льдов в пределах аласов. Практически повсеместно аласный комплекс содержит один или даже несколько ярусов ледяных жил. Избыточное локальное обводнение поверхности аласов нередко приводило к формированию грунтовых (часто торфяных) жил (Каплина, 2009). Вертикальная мощность жил достигает 5 м и более, ширина в верхней части под сезонно-талым слоем варьирует от 0,4 до 1,8 м; это позволяет предположить довольно суровые геокриологические условия голоцена. Даже в дельте Колымы происходило субаквальное сингенетическое промерзание донных отложений и формирование повторно-жильных льдов на осушающихся участках (Коняхин и др., 1989).

В течение гренландского периода голоцена аласы в основном только зарождались и лишь в наиболее древних начали формироваться повторно-жильные льды. К настоящему времени получен ряд ^{14}C датировок, относящихся к гренландскому периоду голоцена, однако изотопически опробованных ледяных жил, формирующихся в этот период, сравнительно немного. Один из них — алас на правом берегу р. Малый Анюй в верхней части разреза Молотковский Камень (ПЖЛ 13); здесь торфяник датирован от 9,4 до 8,8 тыс. кал. лет назад (Каплина, Ложкин, 1979). Две датировки около 11 и 9,3 тыс. кал. лет назад по аласу в обнажении Красивое (ПЖЛ 14) на правом берегу р. Малый Анюй (Михалёв и др., 2006) указывают на формирование аласа в начале гренландского периода. Началом голоцена (10,8 и 9,8 тыс. кал. лет назад) датирован торфяник в аласе в районе пос. Амбарчик в дельте Колымы (ПЖЛ 15, рис. 3).

Серии радиоуглеродных датировок показывают, что в низовьях Колымы аласы развивались в течение гренландского — первой половины северогриппианского периодов голоцена. В районе Дуванного Яра аласы начали формироваться 10,4 и 9,5 тыс. кал. лет назад (см. рис. 3), датировка 8,4 тыс. кал. лет назад по нижней части торфяной жилы в одном из аласов свидетельствует о возможном подтоплении аласа и протаивании ранее образовавшейся ледяной жилы. Завершение формирования аласов (или, по крайней мере, заметное снижение интенсивности их развития) можно датировать концом северогриппианского периода.

Аласы в районе Плахинского Яра (ПЖЛ 3), г. Походск (ПЖЛ 10) и в долине р. Большая Куропаточья, согласно полученным ^{14}C датировкам (Каплина, Ложкин, 1979; Fukuda et al., 1997; Wetterich et al., 2018), также начали формироваться в конце гренландского периода (10,5–8,9 тыс. кал. лет назад) и завершили своё развитие в середине или конце северогриппианского периода голоцена (6,7–4,8 тыс. кал. лет назад). Наиболее вероятно, что алас на Омолono-Анюйском междуречье (ПЖЛ 5) также формировался преимущественно в течение северогриппианского периода, на что может указывать большая вертикальная мощность жил (более 5 м) и её расположение под торфяником с многочисленными древесными остатками. Исключение может составлять жила в районе г. Походск (ПЖЛ 10), которая начала формироваться после промерзания аласа и образования пинго в его пределах не ранее 4 тыс. кал. лет назад (Wetterich et al., 2018).

К наиболее молодым аласным толщам с повторно-жильными льдами можно отнести озёрно-болотную котловину в районе пос. Черский (ПЖЛ 4). Её формирование, скорее всего, происходило в течение последних нескольких тысяч лет, т.е. в мегхалайский период голоцена. На её относительно молодой возраст могут указывать высокая современная заозёрность территории, развитая система ручьёв и проток, а также мало-мощный торфяной покров. В жиле отмечена параллельная слоистость элементарных жилок, что может рассматриваться как признак её преимущественно эпигенетического формирования. Во всяком случае, из-того, что в узкой промоине была вскрыта только верхняя часть жилы, достоверно установить сингенетический характер формирования этой жилы не представлялось возможным.

Развитие пойм. Формирование пойменных отложений и дельты р. Колыма завершилось в позднем голоцене. Пойменные отложения в низовьях Колымы датированы 2,1 и 1,9 тыс. лет (Коротаяев, 2010). Полученная нами ^{14}C датировка 2,5 тыс. кал. лет назад по органическим включениям в пойменных осадках в районе пос. Черский также подтверждает формирование отложений в позднем голоцене, в мегхалайский период (см. табл. 1). Пойменные толщи, как правило, сложены супесями и песками с прослоями и линзами торфа и растительного детрита. Заболачивание старично-пойменных озёр

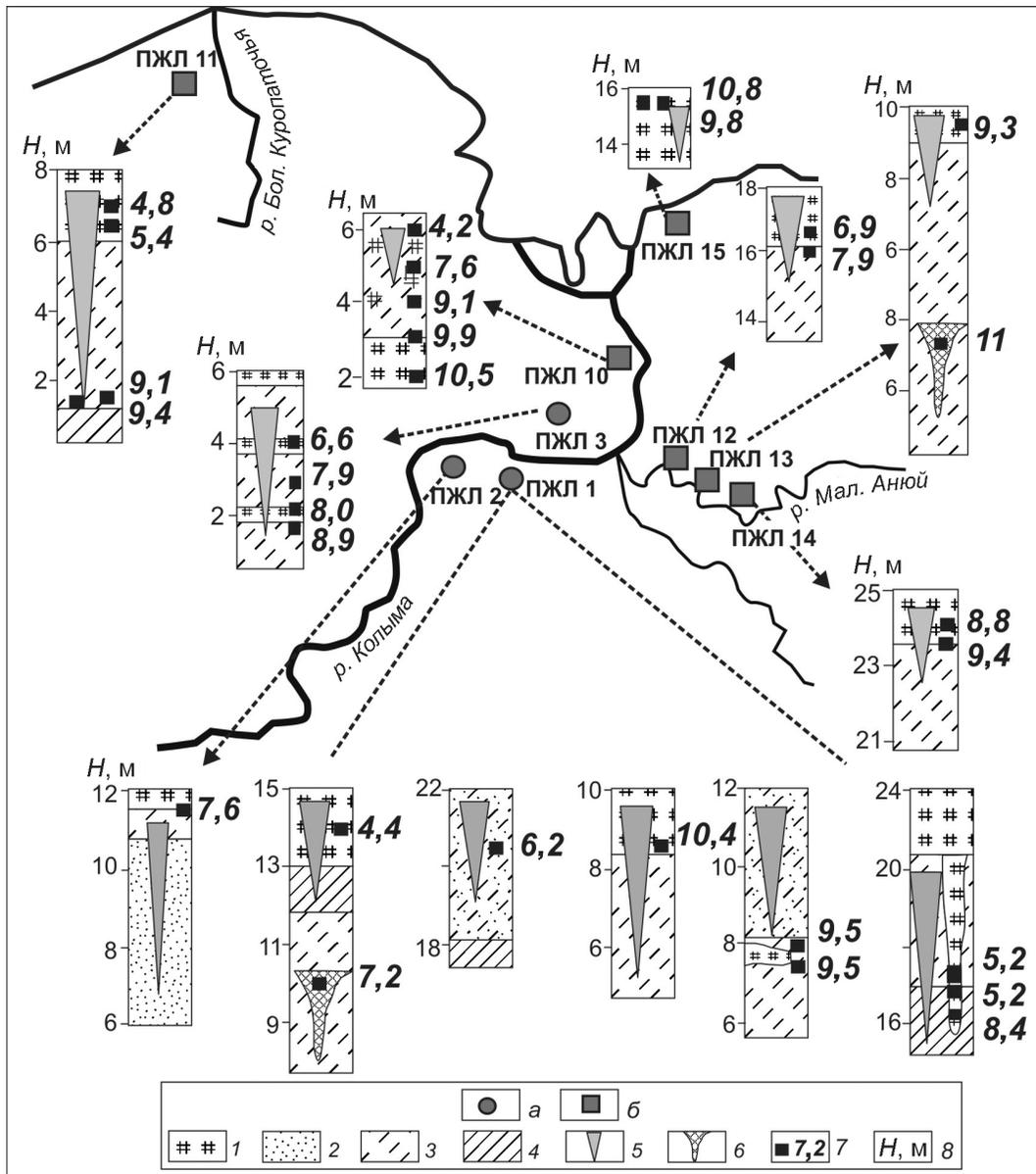


Рис. 3. Стратиграфия и ¹⁴C датировки отложений аласов с повторно-жильными льдами (ПЖЛ) в низовьях р. Колыма по материалам авторов (а) и ранее опубликованным данным (б) (более подробная информация о датировках приведена в табл. 1).

1 – торф; 2 – песок; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – повторно-жильные льды; 6 – торфяные и торфяно-грунтовые жилы; 7 – радиоуглеродные датировки, тыс. калиброванных лет назад; 8 – высота обнажений над уровнем моря

Fig. 3. Stratigraphy and ¹⁴C dates of alas deposits with ice wedges (IW sites) in the lower Kolyma River area based on the authors' materials (a) and previously published data (b) (more detail information about ¹⁴C dates is given in Table 1).

1 – peat; 2 – sand; 3 – sandy loam; 4 – loam; 5 – ice wedges; 6 – peat and peat-soil wedges; 7 – ¹⁴C dates, cal ka BP; 8 – height of exposure, a.s.l.

приводило к аккумуляции торфяников мощностью до 4 м (например, на пойме р. Омолон). Высокая влажность пойменных отложений и наличие торфяных горизонтов создают благоприятные условия для роста повторно-жильных льдов. Жилы описаны и опробованы в поймен-

ных отложениях рек Колыма (участки ПЖЛ 6 и ПЖЛ 7) и Омолон (участки ПЖЛ 8 и ПЖЛ 9). Сингенетический характер развития жил в пределах пойм не вызывает сомнений, так как пойменные отложения формировались в течение всего периода образования жил.

Изотопные вариации в современных осадках и ростках жил и соотношение с зимними температурами воздуха

Изотопно-кислородный состав жильного льда уже более 30 лет успешно применяется для реконструкций среднеянварской температуры воздуха периода формирования жил. Известно, что повторно-жильные льды образуются преимущественно из талой снеговой воды и сохраняют сигнал атмосферных осадков зимнего периода. Основной фактор, определяющий изотопный состав ($\delta^{18}\text{O}$) атмосферных осадков зимой, — температура воздуха. Другие процессы (атмосферный перенос, смена источника влаги, испарение снега в течение зимы) влияют незначительно (Meyer et al., 2002b; Porter, Opel, 2020). Для Колымской низменности (основываясь на данных по пос. Черский) коэффициент пропорциональности k для соотношения $T_{\text{темп.возд}} = k\delta^{18}\text{O}_{\text{осадки}}$ для периода с ноября по апрель варьирует от 0,52 до 0,99, наиболее высокий коэффициент корреляции — от 0,95 до 0,99 — получен для декабря, января и февраля.

Ранее была установлена хорошая корреляция между средним изотопным составом снега и льда элементарных жилок. Так, на стационаре Амболиха Института географии Дальневосточного научного центра РАН вблизи пос. Черский средние значения $\delta^{18}\text{O}$ зимнего снега и льда современного жильного ростка (период отбора — зима 1983/84 г.) составили -26 и $-24,6$ ‰ соответственно. На о. Каменка (устье Колымы) средние значения $\delta^{18}\text{O}$ зимнего снега и льда современных ростков (период отбора — зима 1984/85 г.) составили $-20,7$ и $-20,5$ ‰ соответственно. В целом для исследуемого района прослеживается корреляция между значениями $\delta^{18}\text{O}$ в современных ростках жил и среднеянварской температурой воздуха: температурам от -30 до -35 °С соответствовали средние значения в современных ростках от $-20,5$ до $-26,8$ ‰ (Васильчук, 1992; Соломатин, 2013). Для Колымской низменности установлено (Соломатин, 2013), что с удалением от побережья изотопный состав жильных ростков становился более изотопически отрицательным, что согласуется с понижением среднезимних температур приземного воздуха (разница среднезимних температур между пос. Амбарчик в устье Колымы и пос. Колымское в 130 км от устья Колымы составляет $3,1$ °С).

Для уточнения ранее предложенного соотношения значений $\delta^{18}\text{O}$ в ростках жил и среднеянварской температуры (Vasil'chuk, 1991) мы проанализировали температурные ряды по трём метеостанциям в районе исследований: Бухта Амбарчик, Черский и Колымская (см. рис. 1). Выполнено сравнение среднеянварских температур воздуха и изотопно-кислородного состава современных жильных ростков. Поскольку ростки были отобраны в начале—середине 1980-х годов, сопоставление проводилось с температурами до 1983 г. Средние значения $\delta^{18}\text{O}$ по росткам ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}}$) в пределах исследуемых участков (ПЖЛ 1–10) варьируют от $-23,3$ до $-26,5$ ‰ (см. табл. 2), максимальные значения $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем $-20,5$ ‰) получены по льду современных жилок на о. Каменка в дельте р. Колыма (Коняхин, 1988; Соломатин, 2013). Установлено, что значение коэффициента корреляции k в соотношении $T_{\text{ср.январь}} = k\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}}$ варьирует от 1,26 до 1,45 (табл. 3).

В целом для района низовий р. Колыма существует зависимость $T_{\text{ср.январь}} = (1,35 \pm 0,1)\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}}$ — формула (1), что близко к полученному ранее уравнению $T_{\text{ср.январь}} = 1,5\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р.}} (\pm 3$ °С) — формула (2), в котором погрешность ± 3 °С указывает на вариабельность среднеянварской температуры, отмечаемой на метеостанциях района исследований. Если для расчёта использовать средние значения $\delta^{18}\text{O}$ по росткам и формулу (2), то получится, что $T_{\text{ср.январь}}$ варьировала от -35 до $-39,8$ °С, а с учётом погрешности — от -32 до $-42,8$ °С, что находится внутри диапазона среднеянварских температур воздуха, зафиксированных на трёх указанных метеостанциях (см. раздел «Район исследований»). Мы также полагаем, что ростки формировались преимущественно в наиболее холодные зимы (что объясняет их довольно низкие значения $\delta^{18}\text{O}$), как и в течение голоцена.

Реконструкция среднеянварской температуры воздуха и общие черты развития повторно-жильных льдов в низовьях р. Колыма в ключевые периоды голоцена

Для расчёта среднеянварских температур воздуха в ключевые периоды голоцена применялась формула (1), в которой погрешность ± 3 °С позволяет оценить диапазон температур между более холодными и более тёплыми зимами. Воз-

Таблица 3. Среднеянварские температуры воздуха $T_{\text{ср.январь}}$ на метеостанциях в низовьях р. Колыма, средние значения $\delta^{18}\text{O}$ в современных жильных ростках $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$ и коэффициент корреляции k в соотношении $T_{\text{ср.январь}} = k\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$

Метеостанции	Период измерений температур	$T_{\text{ср.январь}}, ^\circ\text{C}^*$	Средние значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{ж.р}}$	Среднее значение k
Бухта Амбарчик	1933–1983	–29,7	–20,5 (о. Каменка)	1,45
Черский	1940–1983	–32,5	–24,8, –24,9 (ПЖЛ 7 и 10)	1,31
Колымская	1949–1983	–33,4	От –23,3 до –26,5 (ПЖЛ 1, 3, 6, 9)	1,26–1,43

*По данным www.meteo.ru/data/156-temperature; www.pogodaiklimat.ru.

растная привязка полученных данных основана на имеющихся ^{14}C датировках вмещающих жилы отложений, поэтому она имеет точность в среднем несколько сотен лет. Отметим, что имеющиеся в настоящее время изотопные и радиоуглеродные данные по голоценовым повторно-жильным массивам не позволяют выделить отдельно гренландский период голоцена, так как не встречено жил, формировавшихся исключительно в этот период голоцена. Как правило, наиболее древние жилы начали формироваться в конце гренландского периода и продолжили свой рост весь северогриппианский период. Для палеотемпературных реконструкций конца гренландского периода – первой половины северогриппианского периода использованы изотопные данные по массивам ПЖЛ 1 и ПЖЛ 3, для северогриппианского периода – по массивам ПЖЛ 2, ПЖЛ 5, а для мегхалайского периода – по массивам ПЖЛ 4, 6–10. В течение гренландского периода в пределах образующихся термокарстовых бассейнов начали формироваться голоценовые повторно-жильные льды. Среднеянварская температура воздуха в этот период варьировала между -41 и -34 $^\circ\text{C}$ (табл. 4).

В течение северогриппианского периода в низовьях Колымы отмечалось наиболее интенсивное развитие аласов и рост в них повторно-жильных льдов. В конце этого периода интенсивность развития аласов и роста повторно-жильных льдов снижается и локально прекращается, в основном, как следствие развития дренажной системы. Среднеянварская температура воздуха в этот период варьировала между -39 и -33 $^\circ\text{C}$.

В течение мегхалайского периода наиболее благоприятные участки для формирования повторно-жильных льдов – аккумулятивные поверхности пойм, особенно на заторфованных участках, а также торфяники в пределах молодых аласов и осушающихся озёр. В более древних

аласах локально продолжался рост ранее образовавшихся жил, на что указывает наличие верхнего яруса молодых узких жил в аласах Плахинского Яра (ПЖЛ 3). Среднеянварская температура воздуха в этот период варьировала между -41 и -33 $^\circ\text{C}$. Согласно полученным данным, в течение голоцена среднеянварская температура воздуха в низовьях р. Колыма оставалась довольно постоянной, отметим только её незначительное снижение в мегхалайский период относительно северогриппианского.

Авторы работы, в которой выполнены палеотемпературные реконструкции для Колымской низменности (Михалёв и др., 2012) на основе интерпретации изотопного состава повторно-жильных и текстурообразующих льдов в долинах рек Колыма (в обнажениях Дуванного и Плахинского Яров, Зеленого Мыса) и Малый Анюй (обнажения Красивое, Станчиковский Яр и Молотковский Камень), использовали изотопно-температурные коэффициенты, близкие к тем, которые предложены в (Vasil'chuk, 1991). Ими показано, что диапазон вариаций средних значений январской температуры в позднем плейстоцене – голоцене варьировал от -30 до -48 $^\circ\text{C}$ в низовьях Колымы до -32 ÷ -45 $^\circ\text{C}$ в долине р. Малый Анюй (Михалёв и др., 2012).

Сопоставление с голоценовыми трендами зимних температур воздуха в арктических районах Восточной Сибири и Северной Америки

В отличие от довольно стабильных зимних температурных условий низовий р. Колыма, по некоторым районам восточной и северо-восточной Сибирской Арктики, а также для Аляски и Северной Канады показаны тренды повышения зимних температур воздуха в голоцене, установленные по данным изотопного состава повторно-жильных льдов. Для района пролива

Таблица 4. Вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ в голоценовых жилах $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$ и реконструированная среднеянварская температура воздуха $T_{\text{ср.январь}}$ для района низовий р. Колыма для трёх ключевых периодов голоцена

Период	Временные границы, тыс. кал. лет назад	Значения $\delta^{18}\text{O}_{\text{ПЖЛ}}$ *, ‰	Реконструированная $T_{\text{ср.январь}}$ **, °C
Гренландский	11,7–8,2	От –27,1 до –26	От –40,7 до –33,8
Северогриппианский	8,2–4,2	От –25,7 до –25,6	От –38,6 до –33,3
Мегхалайский	4,2–0,1	От –27,7 до –25,4	От –41,5 до –33

*Приведён диапазон средних значений (см. табл. 2); **рассчитана по уравнению (1).

Дмитрия Лаптева (о. Большой Ляховский и Ой-госский Яр) последние 2 тыс. лет характеризуются повышением зимних температур воздуха, наиболее заметное зимнее потепление отмечено для последних десятилетий (Opel et al., 2017; Meyer et al., 2002a). Для восточных прибрежных районов Чукотки выраженный положительный тренд зимних температур воздуха между 11–7 и 4–3 тыс. кал. лет назад установлен на основе возрастающих средних значений $\delta^{18}\text{O}$ по повторно-жильным льдам от –17 до –14 ‰ (Vasil'chuk et al., 2018). Для о. Айон по жилам в торфянике, датированным между 8 и 5 кал. тыс. лет назад, получен положительный тренд изотопных значений снизу вверх от –22,3 до –21 ‰, что указывает на возможное повышение зимних температур воздуха (Vasil'chuk, Vasil'chuk, 2017).

Показано, что в Арктических районах Аляски и Канады рост повторно-жильных льдов в раннем и среднем голоцене был очень ограничен в результате глубокого протаивания и активных термокарстовых процессов. Для Центрального Юкона (плато Блэкстоун) установлено, что рост повторно-жильных льдов начался около 6,4 тыс. кал. лет назад, в долине р. Поркупайн жилы стали формироваться не ранее 7,5 тыс. кал. лет назад; по жилам, датированным поздним голоценом, получены более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ (в среднем на 3 ‰), что интерпретировано как вероятное повышение зимних температур воздуха (Grinter et al., 2019). Повышение зимних температур воздуха за последние 7,4 тыс. лет зафиксировано по изотопному составу повторно-жильных льдов в районе Тактояктак и на некоторых островах Канадской Арктики (Holland et al., 2020). Незначительные вариации среднеянварской температуры воздуха в низовьях Колымы, вероятно, свидетельствуют о стабильности зимних климатических условий на севере Якутии в течение голоцена, определяемой стабильным влиянием сибирского антициклона (Васильчук, 1992).

Выводы

Криостратиграфия и радиоуглеродные датировки отложений аласов и пойм с повторно-жильными льдами в низовьях р. Колыма показывают их голоценовый возраст. Согласно полученным радиоуглеродным датировкам, активное развитие аласов и преимущественно сингенетический рост в них повторно-жильных льдов происходили в течение второй половины гренландского периода и большей части северогриппианского периода голоцена. В течение мегхалайского периода голоцена интенсивность развития аласов с повторно-жильными льдами на водоразделах заметно понизилась. В этот период рост повторно-жильных льдов происходил в формирующихся пойменных отложениях р. Колыма и её притоков. Изотопно-кислородные данные $\delta^{18}\text{O}$ по жильным льдам, исследованным в низовьях Колымы, позволили реконструировать среднеянварские температуры воздуха для трёх ключевых периодов голоцена. Установлено, что среднеянварская температура воздуха в течение голоцена варьировала примерно в одном и том же диапазоне: от –40,7 до –33,8 °C в течение гренландского периода, от –38,6 до –33,3 °C в течение северогриппианского периода и от –41,5 до –33 °C в течение мегхалайского периода. Это, скорее всего, свидетельствует о стабильности зимних климатических условий на севере Якутии в течение голоцена, определяемой влиянием сибирского антициклона.

Благодарности. Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 20–05–00782, изотопные определения) в рамках Программы развития Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды» и государственной темы 1.4. «Антропогенная геохимическая трансформация компонентов ландшафтов».

Acknowledgments. This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grant № 20–05–00782, stable isotope analysis), the Development program of the Interdisciplinary Scientific and Educational

School of M.V. Lomonosov Moscow State University «Future Planet and Global Environmental Change» and state budget theme 1.4. «Anthropogenic geochemical transformation of the components of landscapes».

Литература

References

- Васильчук Ю.К. Изотопно-кислородный состав подземных льдов (опыт палеогеокриологических реконструкций). В 2 т. Т. 1. М.: Изд. Отдела теоретических проблем РАН–МГУ, 1992. 420 с.
- Васильчук Ю.К. Повторно-жильные льды: гетероцикличность, гетерохронность, гетерогенность. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 392 с.
- Васильчук Ю.К., Котляков В.М. Основы изотопной геокриологии и гляциологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. 616 с.
- Веремеева А.А. Формирование и современная динамика озерно-термокарстового рельефа тундровой зоны Колымской низменности по данным космической съемки: Дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Пушино: Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, 2017. 134 с.
- Горбатов Е.С., Колесников С.Ф., Кузьмина С.А. Разновозрастные древние аласы на северо-востоке России // Геоморфология. 2021. № 1. С. 33–43. <https://doi.org/10.31857/S0435428121010041>.
- Каплина Т.Н. Аласные комплексы Северной Якутии // Криосфера Земли. 2009. Т. XIII. № 4. С. 3–17.
- Каплина Т.Н., Ложкин А.В. Возраст аласных отложений приморской низменности Якутии // Изв. АН СССР. Серия геол. 1979. № 2. С. 69–76.
- Коняхин М.А. Изотопно-кислородный состав полигонально-жильных льдов как показатель условий их формирования и генезиса: Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Москва: МГУ имени М.В. Ломоносова, 1988. 24 с.
- Коняхин М.А., Карташова Г.Г., Шубина Л.А., Недешева Г.Н. Криолитологическое строение субаквальных дельтовых отложений р. Колымы (по результатам колонкового бурения) // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1989. № 3. С. 48–53.
- Коротаяев В.Н. Рельеф и история развития дельты Колымы // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2010. № 4. С. 40–46.
- Михалёв Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А. Реконструкция условий формирования подземных льдов Колымской низменности в позднем плейстоцене-голоцене по результатам изотопных исследований // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2012. № 5. С. 35–43.
- Михалёв Д.В., Николаев В.И., Романенко Ф.А., Архипов В.В., Брилли М. Предварительные результаты School of M.V. Lomonosov Moscow State University «Future Planet and Global Environmental Change» and state budget theme 1.4. «Anthropogenic geochemical transformation of the components of landscapes».
- Vasil'chuk Y.K. *Izotopno-kislородny sostav podzemnykh l'dov (opyt paleoгеокриологических реконструкций)*. Oxygen isotope composition of ground ice (application to paleoгеоcryological reconstructions). In 2 v. V. 1. Moscow: Theoretical Problems Department, Russian Academy of Sciences and Lomonosov Moscow University Publications, 1992: 420 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Y.K. *Povtorno-zhil'nye l'dy: geterociklichnost', geterohronnost', geterogennost'*. Ice Wedge: Heterocyclicity, Heterogeneity, Heterochroneity. M.: Izd-vo MGU, 2006: 392 p. [In Russian].
- Vasil'chuk Y.K., Kotlyakov V.M. *Osnovy izotopnoj геокриологии i glyaciologii*. Principles of isotope геоcryology and glaciology. M.: Izd-vo MGU, 2000: 616 p. [In Russian].
- Veremeeva A.A. *Formirovanie i sovremennaya dinamika ozerno-termokarstovogo rel'efa tundrovoj zony Kolymskoj nizmennosti po dannym kosmicheskoy s'emki*. The formation and modern dynamics of thermokarst lake topography in tundra zone of Kolyma Lowland based on space survey data. Ph.D. in Geography. Pushchino: Institute of Physico-Chemical and Biological Problems of Soil Science of the Russian Academy of Sciences, 2017: 134 p. [In Russian].
- Gorbatov E.S., Kolesnikov S.F., Kuzmina S.A. Different-age ancient alases of the North-East of Russia. *Geomorfologiya*. Geomorphology. 2021, 1: 33–43. <https://doi.org/10.31857/S0435428121010041>. [In Russian].
- Kaplina T.N. Alas complexes of Northern Yakutia. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2009, XIII (4): 3–17. [In Russian].
- Kaplina T.N., Lozhkin A.V. The age of alas deposits coastal lowlands of Yakutia. *Izvestiya AN SSSR. Seriya Geol.* Proc. of the AS of USSR. Geological Series. 1979, 2: 69–76. [In Russian].
- Konyakhin M.A. *Izotopno-kislородnyj sostav poligonal'no-zhil'nykh l'dov kak pokazatel' uslovij ih formirovaniya i genezisa*. Oxygen isotopic composition of polygonal wedge ice as an indicator of the conditions of their formation and genesis. Ph.D. in Geography. Moskva: MGU, 1988: 24 p. [In Russian].
- Konyakhin M.A., Kartashova G.G., Shubina L.A., Nedeshcheva G.N. Cryolithological structure of subaquatic delta deposits of the Kolyma River (based on the results of core drilling). *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 1989, 3: 48–53. [In Russian].
- Korotayev V.N. Topography and the history of evolution of the Kolyma River delta. *Vestnik Moskovskogo univer-*

- изучения опорных разрезов многолетнемерзлых пород в нижнем течении р. Малый Анюй // Стабильные изотопы в палеоэкологических исследованиях / Ред. В.И. Николаев. М.: Институт географии РАН, 2006. С. 100–124.
- Соломатин В.И. Физика и география подземного оледенения. Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2013. 346 с.
- Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates // *Radiocarbon*. 2009. V. 51. Is. 1. P. 337–360.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964. № 16. P. 436–468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.
- Davydov S.P., Fyodorov-Davydov D.G., Neff J.C., Shiklomanov N.I., Davydova A.E. Changes in active layer thickness and seasonal fluxes of dissolved organic carbon as a possible baseline for permafrost monitoring // *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, June 29–July 3, 2008* / Eds.: Kane D.L., Hinkel K.M. Fairbanks, AK: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, 2008. № 1. P. 333–336.
- Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K., Nakamura T., Kunitsky V. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas // *Reports of Institute of Low Temperature Science*. Sapporo: Hokkaido University, 1997. P. 17–28.
- Grinter M., Lacelle D., Baranova N., Murseli S., Clark ID. Late Pleistocene and Holocene ice-wedge activity on the Blackstone Plateau, central Yukon, Canada // *Quaternary Research*. 2019. V. 90. № 1. P. 179–193. doi: 10.1017/qua.2018.65.
- Holland K.M., Porter T.J., Froese D.G., Kokelj S.V., Buchanan C.A. Ice-wedge evidence of Holocene winter warming in the Canadian Arctic // *Geophys. Research Letters*. 2020. № 47. P. e2020GL087942. <https://doi.org/10.1029/2020GL087942>.
- Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice // *Polarforschung*. 2002a. № 70. P. 37–51.
- Meyer H., Siegert C., Schirrmeyer L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002b. № 13. P. 91–105.
- Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeyer L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait) // *Climate of the Past*. 2017. № 13. P. 587–611. <https://doi.org/10.5194/cp-13-587-2017>.
- Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water *siteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2010; 4: 40–46. [In Russian].
- Mikhalev D.V., Nikolaev V.I., Romanenko F.A. Reconstruction of the conditions of underground ice formation within the Kolyma Lowland during the Late Pleistocene-Holocene using the results of isotope investigations. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya*. Moscow University Bulletin. Series 5. Geography. 2012, 5: 35–43. [In Russian].
- Mikhalev D.V., Nikolaev V.I., Romanenko F.A., Arkhipov V.V., Brill M. Studies of key sections of perennially frozen rocks in the lower reaches of the Maly Anyuy R.: preliminary results. Ed. V.I. Nikolaev. *Stabil'nye izotopy v paleoekologicheskikh issledovaniyah*. Stable Isotopes in Palaeoecological Studies. Moscow: Institute of Geography Russian Academy of Sciences, 2006: 100–124. [In Russian].
- Solomatin V.I. *Fizika i geografiya podzemnogo oledeneniya*. Physics and geography of underground glaciation. Novosibirsk: «Geo», 2013: 346 p. [In Russian].
- Bronk Ramsey C. Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon*. 2009, 51 (1): 337–360.
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. 1964, 16: 436–468. doi: 10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.
- Davydov S.P., Fyodorov-Davydov D.G., Neff J.C., Shiklomanov N.I., Davydova A.E. Changes in active layer thickness and seasonal fluxes of dissolved organic carbon as a possible baseline for permafrost monitoring. *Proceedings of the Ninth International Conference on Permafrost, June 29–July 3, 2008*. Eds.: Kane D.L., Hinkel K.M. Fairbanks, AK: Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks. 2008, 1: 333–336.
- Fukuda M., Nagaoka D., Saijyo K., Nakamura T., Kunitsky V. Radiocarbon dating results of organic materials obtained from Siberian permafrost areas. *Reports of Institute of Low Temperature Science*. Sapporo: Hokkaido University, 1997: 17–28.
- Grinter M., Lacelle D., Baranova N., Murseli S., Clark ID. Late Pleistocene and Holocene ice-wedge activity on the Blackstone Plateau, central Yukon, Canada. *Quaternary Research*. 2019, 90 (1): 179–193. doi:10.1017/qua.2018.65.
- Holland K.M., Porter T.J., Froese D.G., Kokelj S.V., Buchanan C.A. Ice-wedge evidence of Holocene winter warming in the Canadian Arctic. *Geophys. Research Letters*. 2020, 47: e2020GL087942. <https://doi.org/10.1029/2020GL087942>.
- Meyer H., Dereviagin A.Y., Siegert C., Hubberten H.W. Paleoclimate studies on Bykovsky Peninsula, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ground ice. *Polarforschung*. 2002a, 70: 37–51.
- Meyer H., Siegert C., Schirrmeyer L., Hubberten H.-W. Palaeoclimate reconstruction on Big Lyakhovsky Island, North Siberia – hydrogen and oxygen isotopes in ice wedges. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2002b, 13: 91–105.

- isotope records // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2020. V. 31. № 3. P. 429–441. doi: 10.1002/ppp.2052.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. *IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP* // *Radiocarbon*. 2013. V. 55. P. 1869–1887.
- Schirrmeyer L., Bobrov A., Raschke E., Herzschuh U., Strauss J., Pestryakova L.A., Wetterich S. Late Holocene ice-wedge polygon dynamics in northeastern Siberian coastal lowlands // *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2018. V. 50. № 1. P. e1462595. doi: 10.1080/15230430.2018.1462595.
- Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone // *Water Resources*. 1991. V. 17. № 60. P. 640–647.
- Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 4. P. 283–297. doi: 10.1002/ppp.1991.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Ice wedges in the Mayn River valley and winter air paleotemperatures in the Southern Chukchi Peninsula at 38–12 kyr BP // *Earth's Cryosphere*. 2017. V. XXI. № 5. P. 27–41. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(27–41).
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. The oxygen isotope composition of ice wedges of Ayon Island and paleotemperature reconstructions of the Late Pleistocene and Holocene of the North of Chukotka // *Moscow University Bulletin. Series 5. Geology*. 2018a. V. 73. № 1. P. 87–99. https://doi.org/10.3103/S0145875218010131.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Winter Air Paleotemperatures at 30–12 kyr BP in the Lower Kolyma River, Plakhinskii Yar yedoma: evidence from stable isotopes // *Earth's Cryosphere*. 2018b. V. XXII. № 5. P. 3–16. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-5(3-16).
- Meteo Publications // Электронный ресурс. URL: www.meteo.ru/data/156-temperature (дата обращения: 28.04.2022).
- www.pogodaiklimat.ru // Электронный ресурс.
- Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.S., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Sub-Opel T., Wetterich S., Meyer H., Dereviagin A.Y., Fuchs M.C., Schirrmeyer L. Ground-ice stable isotopes and cryostratigraphy reflect late Quaternary palaeoclimate in the Northeast Siberian Arctic (Oyogos Yar coast, Dmitry Laptev Strait). *Climate of the Past*. 2017, 13: 587–611. https://doi.org/10.5194/cp-13-587-2017.
- Porter T.J., Opel T. Recent advances in paleoclimatological studies of Arctic wedge- and pore-ice stable-water isotope records. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2020, 31 (3): 429–441. doi: 10.1002/ppp.2052.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. *IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP*. *Radiocarbon*. 2013, 55: 1869–1887.
- Schirrmeyer L., Bobrov A., Raschke E., Herzschuh U., Strauss J., Pestryakova L.A., Wetterich S. Late Holocene ice-wedge polygon dynamics in northeastern Siberian coastal lowlands. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*. 2018, 50 (1): e1462595. doi:10.1080/15230430.2018.1462595.
- Vasil'chuk Y.K. Reconstruction of the palaeoclimate of the Late Pleistocene and Holocene of the basis of isotope studies of subsurface ice and waters of the permafrost zone. *Water Resources*. 1991, 17 (60): 640–647.
- Vasil'chuk Y.K., Budantseva N.A., Farquharson L., Maslakov A.A., Vasil'chuk A.C., Chizhova J.N. Isotopic evidence for Holocene January air temperature variability on the East Chukotka Peninsula. *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (4): 283–297. doi: 10.1002/ppp.1991.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Ice wedges in the Mayn River valley and winter air paleotemperatures in the Southern Chukchi Peninsula at 38–12 kyr BP. *Earth's Cryosphere*. 2017, XXI (5): 27–41. doi: 10.21782/KZ1560-7496-2017-5(27-41).
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. The oxygen isotope composition of ice wedges of Ayon island and paleotemperature reconstructions of the late pleistocene and holocene of the North of Chukotka. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Moscow University Bulletin. Series 4. Geology*. 2018a, 73 (1): 87–99. https://doi.org/10.3103/S0145875218010131.
- Vasil'chuk Y.K., Vasil'chuk A.C. Winter Air Paleotemperatures at 30–12 kyr BP in the Lower Kolyma River, Plakhinskii Yar yedoma: evidence from stable isotopes. *Earth's Cryosphere*. 2018b, XXII (5): 3–16. doi: 10.21782/EC2541-9994-2018-5(3-16).
- Meteo Publications. Электронный ресурс. URL: www.meteo.ru/data/156-temperature (last access: 28 April 2022).
- www.pogodaiklimat.ru // Электронный ресурс.
- Walker M., Head M.J., Lowe J., Berkelhammer M., Björck S., Cheng H., Cwynar L.S., Fisher D., Gkinis V., Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Sub-

dividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes // *Journ. of Quaternary Science*. 2019. V. 34. № 3. P. 173–186. doi: 10.1002/jqs.3097.

Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H. Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia) // *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018. V. 29. № 3. P. 182–198. doi: 10.1002/ppp.1979.

Long A., Newnham R., Rasmussen S.O., Weiss H. Subdividing the Holocene Series/Epoch: formalization of stages/ages and subseries/subepochs, and designation of GSSPs and auxiliary stratotypes. *Journ. of Quaternary Science*. 2019, 34 (3): 173–186. doi: 10.1002/jqs.3097.

Wetterich S., Schirrmeister L., Nazarova L., Palagushkina O., Bobrov A., Pogosyan L., Savelieva L., Syrykh L., Matthes H., Fritz M., Günther F., Opel T., Meyer H. Holocene thermokarst and pingo development in the Kolyma Lowland (NE Siberia). *Permafrost and Periglacial Processes*. 2018, 29 (3): 182–198. doi: 10.1002/ppp.1979.

Прикладные проблемы

УДК 551.324.85

DOI: 0.31857/S2076673422030142, EDN: EQTCOZ

Применение метода георадиолокации для обеспечения безопасности логистических операций в районе станции Русская в Западной Антарктиде

© 2022 г. А.А. Суханова^{1*}, В.В. Харитонов², С.В. Попов^{3,1}, М.П. Кашкевич¹¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия;²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия;³Полярная морская геологоразведочная экспедиция, Санкт-Петербург, Россия

*suhanova.anastassiya@yandex.ru

The application of the GPR-method for safety of logistics operations near the Russkaya station in West Antarctica

A.A. Sukhanova^{1*}, V.V. Kharitonov², S.V. Popov^{3,1}, M.P. Kashkevich¹¹Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia;²Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia;³Polar Marine Exploration Expedition, St. Petersburg, Russia

*suhanova.anastassiya@yandex.ru

Received February 2, 2022 / Revised April 26, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: GPR-method, ice crevasses, logistics operations, runway, Russkaya station, West Antarctica.

Summary

The Russkaya station (Marie Byrd Land, West Antarctica) was one of the wintering stations of the Russian Antarctic Expedition (RAE) before its conservation in 1990. Starting from the field season of the 65th RAE (2019/20), work is under way at Russkaya station to put it into operation as a functioning wintering station. Due to its significant distance from other RAE infrastructure sites and also due to severe climate, organization of logistical operations in this area requires a special approach. For the most effective transport communication with the station, it is planned to organize an airstrip to receive planes on ski landing gear on the surface of the outlet glacier. Glaciers of this type are often characterized by crevasses, which are not traceable on the surface, which makes it necessary to study the structural sub-surface features of the glacier. For this purpose, geophysical survey in the field season of the 65th RAE were carried out with usage of the GPR-method. GPR profiling at a frequency of 900 MHz allowed us to identify the crevasses and assess their morphometric characteristics, in particular the width and depth. The widest crevasses were examined in detail to improve the interpretation of GPR data. Based on the results of geophysical works, the boundaries of zones were determined, within which the crevasses are either absent, or their width does not exceed 0.6 m. In addition, by means of core drilling, values of ice density to a depth of 5 m from the surface were obtained, which correspond to the normative data on preparation of airfields for operation of airplanes on ski landing gear. Based on the results of geophysical and glaciological investigations, a site on the glacier suitable for runway preparation was identified. An area safe for organization of transport communication between the airfield and Russkaya station was also identified. It is adjacent to the hills of the oasis, as the glacier in this part is the most stationary.

Citation: Sukhanova A.A., Kharitonov V.V., Popov S.V., Kashkevich M.P. The application of the GPR-method for safety of logistics operations near the Russkaya station in West Antarctica. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 427–440. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030142, edn: eqtcoz.

Поступила 2 февраля 2022 г. / После доработки 12 апреля 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: георадиолокация, ледниковые трещины, логистические операции, взлётно-посадочная полоса, станция Русская, Западная Антарктида.

Представлены результаты исследований, выполненных на участке ледника в районе станции Русская в рамках сезонных работ 65-й РАЭ (2019/20 г.). Проведена георадарная съёмка с целью выявления трещин в ледниковом массиве, что позволило определить безопасную зону при организации взлётно-посадочной полосы для приёма самолётов на лыжном шасси.

Введение

Станция Русская – одна из шести российских антарктических станций на Антарктическом побережье. Она расположена в Западной Антарктиде на территории Земли Мэри Бэрд на мысе Беркс в стратегически важном тихоокеанском секторе и значительно удалена от других отечественных станций и полевых баз. Её история берёт своё начало с 1972 г., когда в ходе работ 17-й Советской антарктической экспедиции (САЭ) были проведены рекогносцировочные исследования для поиска подходящего места для организации новой станции, а уже в 1980 г., в рамках полевого сезона 26-й САЭ (1980/81 г.) Русская была введена в эксплуатацию в качестве зимовочной станции (Дубровин, Козловский, 1991).

Расположение станции Русская во многом обуславливает отличительную климатическую черту мыса Беркс, а именно: образование здесь продолжительных, нередко ураганных ветров со скоростью свыше 60 м/с (Дубровин, Козловский, 1991; Саватюгин, 2001). Кроме того, район её расположения характеризуется сложными ледовыми условиями (Саватюгин, 2001), что неблагоприятно влияет на проведение судовых операций. Перечисленные особенности климата напрямую влияют на организацию процессов жизнеобеспечения станции Русская. В частности, именно в результате ураганных ветров в сезон 35-й САЭ (1989/90 г.) в ночь с 8 на 9 марта 1990 г. часть припайного льда была разрушена, что повлекло за собой потерю продовольственных и технических грузов, необходимых для снабжения станции. Это стало причиной приостановки работ с дальнейшей её консервацией 16 марта 1990 г. (Саватюгин, 2001). В ходе последующих экспедиций, в частности, в рамках работ 38-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ) в 1992/93 г. проводили единичные рекогносцировочные полёты для осмотра состояния станции.

Начиная с полевого сезона 65-й РАЭ (2019/20 г.) в районе станции Русская выполняются работы по её расконсервации и введению в эксплуатацию в качестве действующей зимовочной станции. Кроме проведения полномасштабных работ по ремонту строений, большое внимание уделяется обеспечению транспортных операций в пределах самой станции и близлежащих территорий: организации взлётно-посадочной полосы (ВПП) на

участке ледника для приёма самолётов на лыжном шасси, а также исследованию трассы, соединяющей ВПП со станцией. Необходимость наличия посадочной площадки обусловлена удалённостью станции от основных районов работ РАЭ, поэтому для завоза сезонного и зимовочного состава экономически целесообразно именно авиационное сообщение. Организация ВПП и сопровождающие её работы по обеспечению безопасности транспортных операций имеют важное значение для инфраструктуры в районе станции Русская.

Актуальность выполненных исследований

Обеспечение безопасности транспортных операций напрямую связано с расположением логистических пунктов вблизи выводных континентальных и шельфовых ледников, широко развитых в прибрежной части Антарктиды (Войтковский, 1999). Они характеризуются значительными скоростями движения, что приводит к образованию многочисленных и весьма обширных систем трещин. За счёт аккумуляции снежных осадков трещины часто не прослеживаются на ледниковой поверхности, что нередко становилось причиной аварий при попадании в них станционного транспорта (Попов, Поляков, 2016). Именно поэтому крайне важно своевременное, а также дистанционное выявление опасных трещин в теле ледника. С этой целью в рамках исследований в Антарктиде выполняют геофизические работы методом георадиолокации.

Успешный опыт применения георадарной съёмки для выявления трещин отражён в работах зарубежных специалистов с начала 2000-х годов при исследованиях покровных ледников Антарктиды (Arcone, Delaney, 2000; Koh et al., 2010; Nath, Vaughan, 2003; Taurisano et al., 2006) и горных ледников (Eder et al., 2008; Zamora et al., 2005). В рамках работ РАЭ метод георадиолокации для поиска трещин стал наиболее популярен с 2013 г., когда на основании геофизических работ в полевой сезон 58-й РАЭ (2012/13 г.) были установлены возможности георадаров для определения неоднородностей в теле ледника (Попов и др., 2015; Попов, Эберляйн, 2014).

Один из важных примеров георадарных работ для выявления опасных трещин – исследования вблизи станции Мирный в период се-

Методика исследований

зонных работ 59–61-й РАЭ (2013–2016 гг.), в результате которых на безопасном участке ледника была организована и введена в эксплуатацию посадочная площадка для самолётов на лыжном шасси (Попов и др., 2016). С сезона 63-й РАЭ (2017/18 г.) для обеспечения безопасности транспортных операций геофизические работы проводят в районе станции Прогресс. Выполненные георадарные исследования позволили организовать трассу, проходящую по участку ледника и соединяющую станцию Прогресс с аэродромом (Суханова и др., 2020). Подготовлена также площадка для склада хранения топлива (Киньябаева и др., 2020) и обследован на предмет наличия трещин участок ледника, в пределах которого разгружаются научно-экспедиционные суда (Григорьева и др., 2019). Всё это позволяет сделать вывод об эффективности метода георадиолокации как способа определения опасных разрывных нарушений при изучении ледников.

Постановка цели и задачи исследований

Для обеспечения безопасности в процессе сезонных работ 65-й РАЭ вблизи станции Русская гляциогеофизическим отрядом были выполнены исследования на участке выводного ледника. Комплекс работ предусматривал георадарную съёмку и гляциологические исследования с помощью механического бурения и отбора кернов. В процессе геофизических работ предполагалось изучение структурных особенностей ледниковой толщи в приповерхностной её части с последующим выявлением трещин на участке исследований и оценкой степени их опасности. При выполнении гляциологических работ необходимы были буровые работы в пределах участков выявленных трещин для уточнения результатов интерпретации георадарных данных, а также отбор кернов для изучения плотностных характеристик и особенностей строения приповерхностной части ледника. Дополнительные исследования предполагали выполнение геодезических измерений вдоль продольных и поперечных геофизических маршрутов в пределах участка организации ВПП, которые проводили для получения абсолютных высот по маршрутам. Полученные результаты в дальнейшем были использованы при интерпретации георадарных данных.

Организация взлётно-посадочной полосы в районе станции Русская предполагалась на участке ледника, где располагался действующий аэродром до консервации станции в 1990 г. В 59-ю РАЭ (2013/14 г.) сотрудниками сезонного состава РАЭ были установлены вежи, ограничивающие территорию, в пределах которой в советское время располагалась ВПП. Именно этот участок был приоритетным для гляциогеофизических исследований в сезон 65-й РАЭ.

В рамках проведения комплекса работ георадарные профили проводили с помощью георадара GSSI SIR-3000 (Geophysical Survey Systems Inc., США) с частотой зондирующих импульсов 900 МГц. Георадиолокационную съёмку вели по сети продольных и поперечных профилей, расстояние между которыми составляло 50–100 м. Аппаратура укладывалась в сани, после чего движение по маршрутам выполнялось пешим порядком (рис. 1, а). Керна при гляциологических исследованиях отбирали механическим буром Kovacs (Kovacs Enterprises, США) с электрическим приводом (см. рис. 1, б). Для этого использовали пять шнеков длиной 1 м. Максимальная глубина отбора керна составила 5,07 м при диаметре образца 14 см. Для изучения плотностных свойств образцы керна распиливали на отдельные фрагменты высотой 10–40 см и взвешивали на портативных электронных весах. Далее определялась плотность образцов как отношение массы каждого фрагмента к его объёму. Трещины, выявленные по данным георадиолокации на некоторой глубине, обследовали при помощи пилы для льда (см. рис. 1, в), а также шнекового бура Kovacs с диаметром шнеков 5 см. Геодезические измерения для получения абсолютных высот по маршрутам и определения уклонов рельефа выполняли с помощью GNSS-аппаратуры Leica Geo Systems (Швейцария), предоставленных АО «Аэрогеодезия». Спутниковые наблюдения вдоль профилей вели в кинематическом режиме с записью через каждые 10 м (см. рис. 1, г). Плановую привязку георадарной сети профилей и точек бурения выполняли приёмоиндикатором Garmin GPSMap 64st. Всего в ходе работ было выполнено 22 км георадарных маршрутов и отобрано 17 м образцов керна. Схема расположения профилей и пунктов гляциологических исследований приведена на рис. 2.

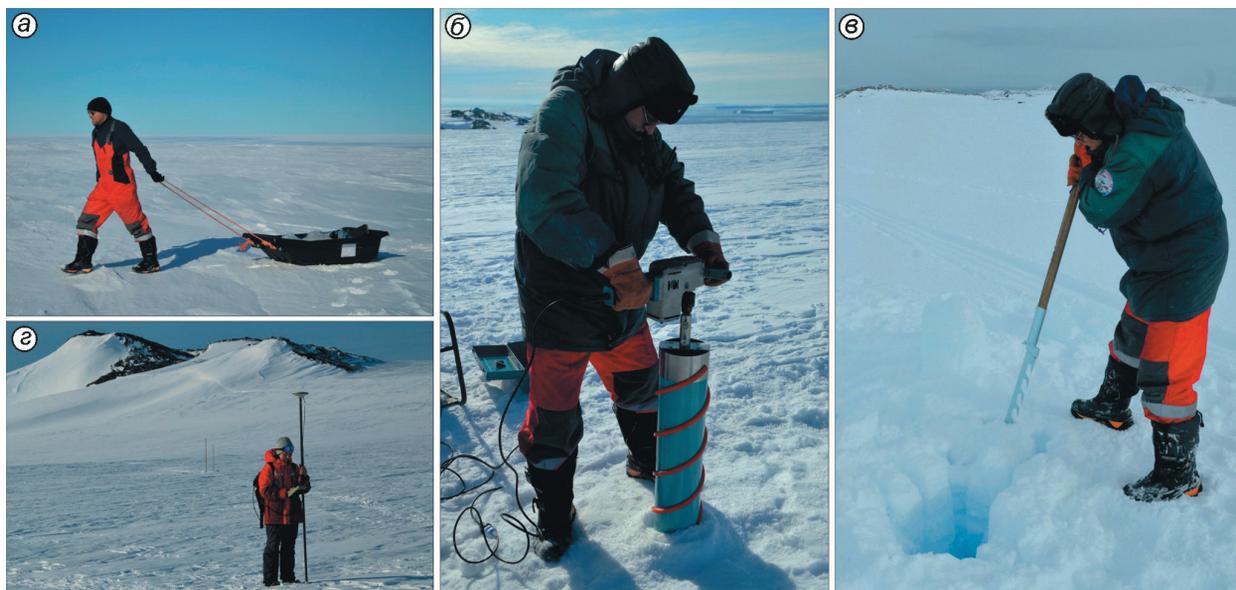


Рис. 1. Исследования в районе станции Русская:

a – георадарная съёмка; *б* – керновое бурение; *в* – обследование трещины в пределах участка предполагаемого аэродрома; *г* – спутниковые геодезические измерения

Fig. 1. The performance of works near the Russkaya station:

a – Ground Penetrating Radar survey; *b* – core drilling; *v* – inspection of a crevasse within the area of the planned runway; *z* – satellite geodesic measurements

Характеристика временных георадарных разрезов в пределах взлётно-посадочной полосы

В результате геофизических работ на участке, ограниченном вехами в 59-ю РАЭ, были выполнены осевые и поперечные маршруты. Проведение съёмки с помощью высокочастотной антенны ввиду большей разрешающей способности позволило наиболее информативно изучить строение приповерхностной части ледника, а также морфоструктурные особенности трещин. На рис. 3, *a* приведён георадарный маршрут, выполненный вдоль главной оси ВПП по Профилю 1 (ПР1). Расположение профиля показано на рис. 2. По мере продвижения по маршруту в северо-восточном направлении в строении ледниковой толщи выделяются три основные зоны. Зона 1 (см. рис. 3, *a*) представляет собой лёд, перекрытый снежно-фирновым слоем мощностью до 40 см. На волновом поле зоне 1 соответствует слабоконтрастная среда, немногочисленные интенсивные отражения в которой связаны с вариациями плотности льда. С пикета 500 м маршрута в приповерхностной части разреза фиксируется начало интенсивного снегонакопления и зону 1 сменяет зона 2, для которой

характерно переслаивание фирна и льда. С отметки 570 м маршрута отмечается начало формирования слоистой снежно-фирновой толщи 3 мощностью более 10 м.

Как уже отмечалось, по образцам, полученным при керновом бурении, определялись плотностные характеристики среды. Полученная информация о плотностях также даёт возможность оценки скоростей распространения электромагнитных волн в среде, что, в свою очередь, позволяет корректно пересчитать временной разрез в глубинный. Связь между плотностью льда и его диэлектрической проницаемостью описывается соотношением, полученным эмпирически (Мачерет, 2006):

$$\epsilon = (1 + 0,857\rho)^2,$$

где ϵ – диэлектрическая проницаемость среды, ед.; ρ – плотность, кг/м³.

В результате расчёта кинематической модели среды определены эффективные (средние) значения диэлектрической проницаемости ϵ , которые в дальнейшем использовали для пересчёта временных разрезов в глубинные. Для льда в начале ВПП диэлектрическая проницаемость была принята равной 3,04, для переходной зоны

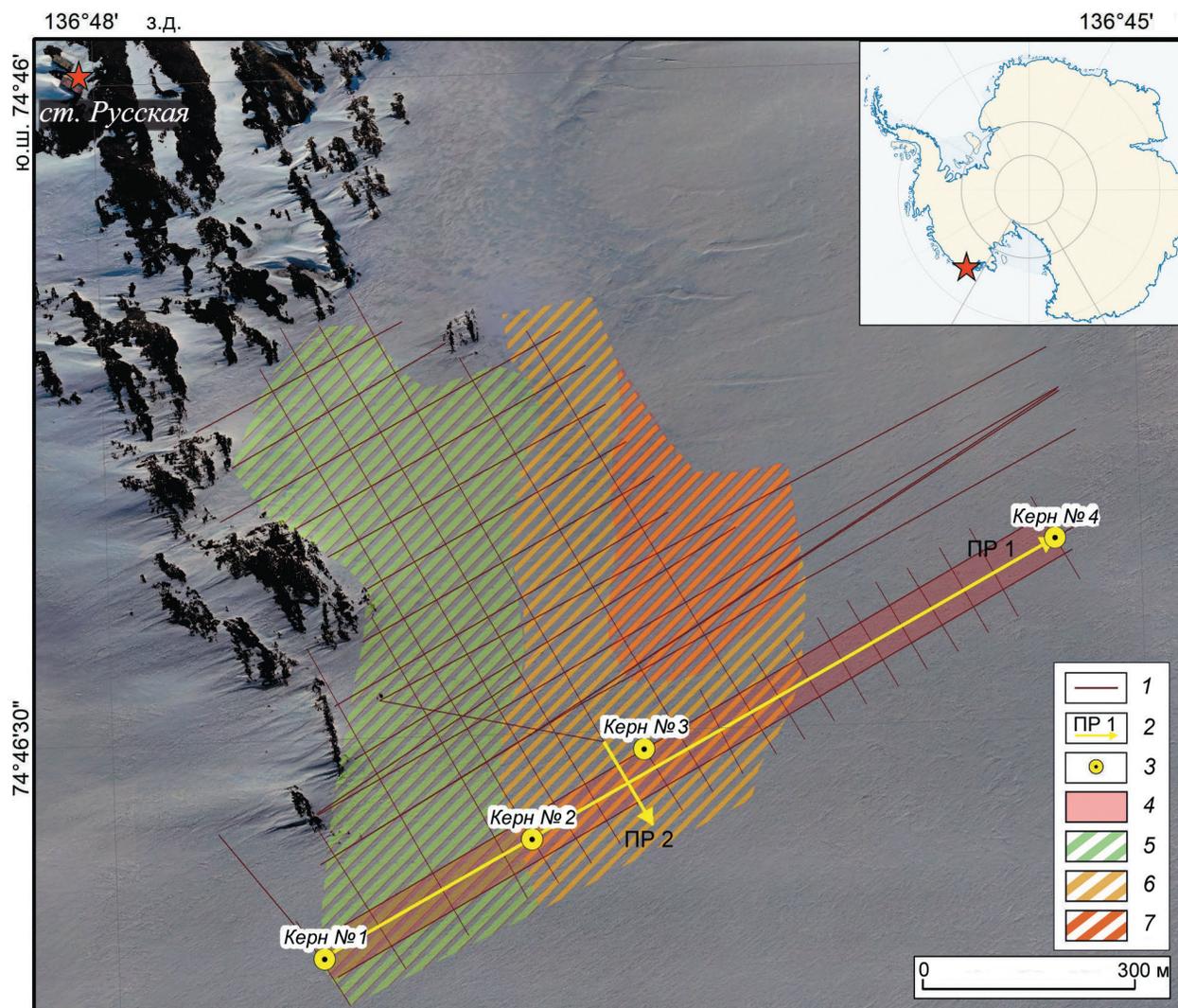


Рис. 2. Гляциогеофизические работы в районе станции Русская:

1 – сеть георадарных маршрутов в процессе полевых работ; 2 – георадарные маршруты, детально рассматриваемые в статье; 3 – пункты отбора проб керна; 4 – приоритетный участок для организации аэродрома; 5 – участок, характеризующийся отсутствием трещин; 6 – зона развития трещин в теле ледника шириной до 0,6 м; 7 – участок формирования трещин шириной более 1 м

Fig. 2. Glaciological and-geophysical works in the area of the Russkaya station:

1 – radar profiles, realized during the field work; 2 – radar profiles, considered in the article in detail; 3 – core drilling points; 4 – priority zone for the organization of the runway; 5 – area without any crevasses; 6 – area with crevasses up to 0,6 m wide; 7 – area of formation of crevasses with a width of more than 1 m

в центральной части ВПП её величина составила 2,66, а для зоны активной аккумуляции снежных осадков в конце ВПП – 1,97. На протяжении всего разреза вдоль главной оси прослеживаются контрастные границы из-за наличия в среде слоёв различной плотности. На основании данных о диэлектрической проницаемости среды ϵ получена информация о скоростях распространения электромагнитных волн, что позволило установить глубину залегания выявленных границ. В дальнейшем на основании данных об аб-

солютных отметках высот вдоль оси ВПП был построен глубинный разрез (см. рис. 3, б), показывающий изменение высот дневной поверхности 7 и отражающий действительные глубины залегания слоёв разной плотности δ .

С позиций безопасности транспортных операций в пределах ВПП наибольший интерес представляет собой зона 2 (см. рис. 3, а), так как именно для неё характерно развитие системы трещин в теле ледника. Для определения ширины трещин в ходе обработки геофизических

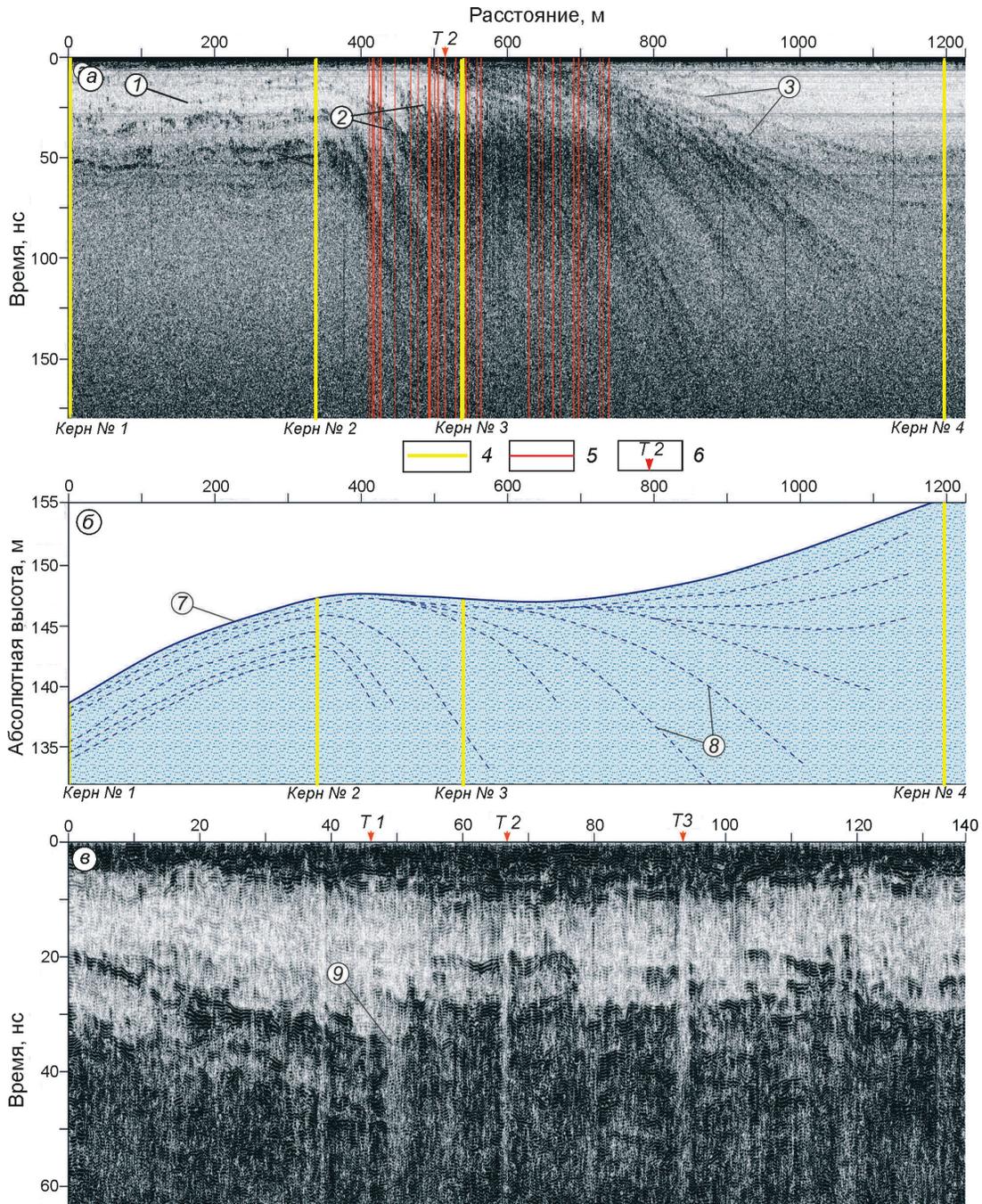


Рис. 3. Георадарные исследования в районе взлётно-посадочной полосы:

a – временной георадарный разрез по П1 вдоль главной оси посадочной полосы: 1 – зона развития льда; 2 – переходная зона с характерным переслаиванием льда и фирна; 3 – зона развития снежно-фирновой толщи; 4 – пункт отбора проб керна; 5 – положение трещин, выявленных по геофизическим данным; *б* – положение и название трещин, детально описываемых в статье; *б* – глубинный разрез вдоль главной оси посадочной полосы: 7 – абсолютные отметки высот дневной поверхности вдоль оси посадочной полосы; 8 – слои различной плотности, выявленные в леднике по данным георадиолокации; *в* – временной георадарный разрез по поперечному профилю П2: 9 – понижение интенсивности отражённого сигнала от сформированной на глубине трещины

Fig. 3. Geophysical survey in the runway area:

a – radar time section along the profile P1 as the main axis of the planned runway: 1 – ice zone; 2 – transitional zone with ice and firn; 3 – snow-firn zone; 4 – core drilling points; 5 – crevasses, identified by geophysical data; *б* – positions and numbers of crevasses described in the article in detail; *б* – depth section along the main axis of the runway: 7 – absolute heights of the surface along the runway axis; 8 – layers with different density, identified in the glacier according to geophysical survey; *в* – radar time section along the Profile P2: 9 – decrease the intensity of the reflected wave because of crevasses forming

данных вели координатную привязку каждой трассы временного георадарного разреза, что позволило рассчитать расстояние между трассами в пределах выявленных разрывных нарушений. По продольным маршрутам вдоль главной оси и боковых сторон ВПП обнаружено большое число трещин в центральной части аэродрома. Особое внимание при обработке уделено 18 трещинам, толщина снежного перекрытия над которыми составила 0,6–0,95 м, а их ширина варьирует в диапазоне 0,23–0,61 м. При изучении данных, полученных вдоль поперечных маршрутов, были также выявлены трещины в пределах указанной ранее зоны 2 (см рис. 3, а). При этом на поперечных маршрутах в центральной части ВПП установлено большое число трещин шириной до 0,8 м. Пример маршрута по Профилю 2 (ПР2) показан на рис. 3, в. На данном разрезе в пределах ВПП наблюдаются три трещины – *T1*, *T2* и *T3* по боковым сторонам и вблизи главной оси. Ширина их составляет 0,67, 0,63 и 0,7 м соответственно при глубине залегания 0,69–0,77 м. Кроме этих трещин, выделено также ещё 11 трещин, из которых шесть трещин шириной до 0,8 м располагаются на глубине менее 0,6 м.

Отметим, что трещины *T1–T3*, установленные и на продольных, и на поперечных маршрутах, имели различные морфоструктурные особенности на георадарных разрезах, т.е. отличались по ширине и глубине залегания. Поэтому было выдвинуто предположение, что, поскольку георадарные маршруты пересекают выявленные разрывные нарушения не перпендикулярно, возникает искажение истинных размеров трещин. По этой причине проведено визуальное обследование некоторых выявленных неоднородностей в пределах ВПП для оценки их безопасности.

Обследование трещин, выявленных по результатам геофизических исследований

Всего было обследовано четыре трещины: *T2* и *T3*, о которых уже шла речь ранее, а также трещины *T4* и *T5*. Расположение перечисленных разрывных нарушений показано на рис. 4.

Трещина T2 в соответствии с георадарными данными по продольным маршрутам сформировалась на глубине 0,74 м с расстоянием между стенками 0,26 м. По мере увеличения глу-

бины до 1,03 м ширина трещины возрастала до 0,62 м. Иная картина наблюдается на поперечном маршруте, где на той же начальной глубине образования (0,75 м) ширина трещины достигает 0,63 м. При визуальном обследовании трещины *T2* выявлено, что в начальной точке формирования трещины расстояние между её стенками равно 0,1 м, а толщина снежного моста составляет 0,45 м. Значительное увеличение расстояния между стенками фиксируется лишь на глубине более 1 м, как и на продольном маршруте. Для вскрытия трещины использовали бур и пилу. Азимут простирания трещины составил 121°.

Трещина T3 на продольном маршруте фиксируется на глубине 0,76 м, где её ширина составляет 0,38 м. На поперечном маршруте конфигурация трещины выражена более детально: начало трещины установлено на глубине 0,45 м с постепенным расширением её до глубины 0,75 м. Ширина при этом изменяется от 0,37 до 1,55 м, что может быть опасным при проведении транспортных операций. Согласно же визуальным оценкам и выполненному в точке обследования керновому бурению установлено, что трещина образуется на расстоянии 0,45 м от дневной поверхности. Ширина трещины в её верхней части составляет 0,1 м, а на глубине 0,8 м увеличивается до 0,2–0,3 м. Первые 10 см снежного моста имеют рыхлую текстуру, однако далее перекрытие представлено льдом высокой прочности, который был вскрыт лишь с помощью бурения. Азимут простирания трещины составил 129–130°.

Трещина T4, пересечённая продольным маршрутом, выявлена на глубине 0,65 м, её ширина – 0,25 м, которая на расстоянии 0,74 м увеличивается до 0,75 м. На поперечном же маршруте трещина установлена только на глубине 1,23 м, а ширина её не превышает 0,39 м. При обследовании самой трещины начало её формирования определено отметкой 0,57 м. По мере увеличения глубины до 1,5 м визуально прослеживалось изменение ширины в диапазоне 0,14–0,3 м. Перекрывающий трещину мост, как и в предыдущих случаях, представлен прочным льдом. Азимут простирания трещины равен 128°.

Трещина T5 шириной 0,52 м зафиксирована только на продольном маршруте на глубине 0,72 м. Однако при выполнении буровых исследований трещина была вскрыта уже на глубине

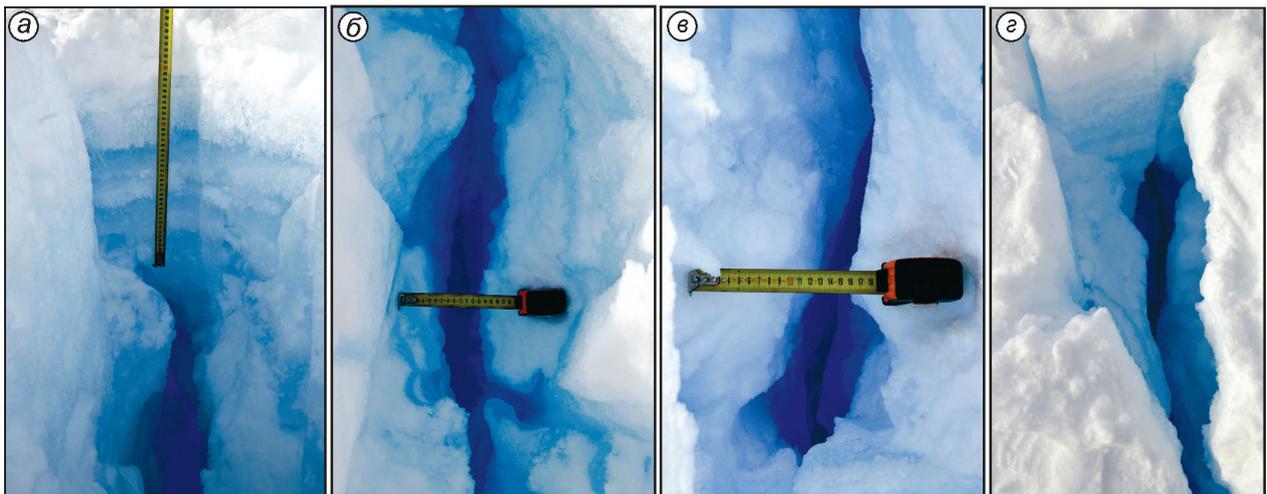
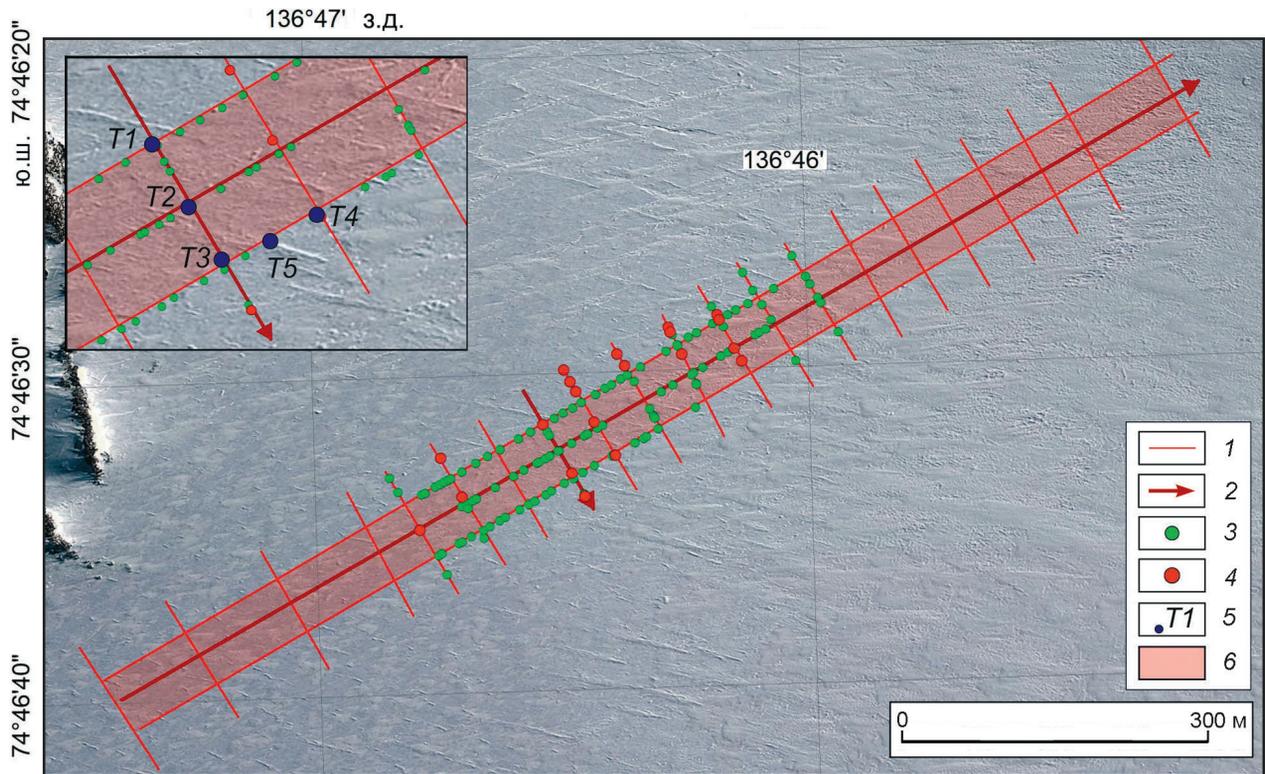


Рис. 4. Оценка характера трещиноватости ледника в районе взлётно-посадочной полосы:

1 – георадарные маршруты в пределах аэродрома; 2 – георадарные маршруты, подробно изученные в настоящей статье; 3 – трещины, выявленные на продольных и поперечных маршрутах и отнесённые к разряду безопасных; 4 – широкие трещины, выявленные на поперечных разрезах; 5 – пункты визуального обследования трещин и их названия; б – границы аэродрома; а – снежный мост над трещиной T4; б – трещина T4; в – трещина T5; г – вид на трещину T5 сверху

Fig. 4. Characteristics of ice crevasses in the area of the runway:

1 – radar profiles within the runway; 2 – radar Profiles 1 and 2 studied in the article in detail; 3 – crevasses identified in the time sections routes and classified as safe; 4 – wide crevasses detected in transverse sections; 5 – points of visual inspection of crevasses and their numbers; б – runway boundaries; а – snow-ice layer over crevasse T4; б – crevasse T4; в – crevasse T5; г – top view of crevasse T5

0,15 м, хотя в точке прохождения георадарного профиля мощность моста составила около 0,5 м. Трещина прослеживается на большую глуби-

ну, при этом ширина её на всём видимом протяжении изменяется в диапазоне значений 0,17–0,2 м. Азимут простираения трещины – 127°.

По результатам визуального обследования трещин установлено, что трещины $T2-T5$ располагаются в среднем на глубине 0,5 м под слоем льда высокой прочности, разрушение возможно лишь при возникновении больших точечно направленных нагрузок. Ширина трещин в их приповерхностной части составляет 0,2 м и до глубины 1 м не превышает 0,3 м (см. рис. 4). Выполненные исследования позволяют отнести трещины к разряду не опасных для проведения транспортных операций. Кроме того, сопоставление азимутов развития трещин и направления маршрутов георадарной сети подтверждает предположение об искажении истинных размеров разрывных нарушений. Так, азимут простирания трещин в среднем составляет 127° , в то время как направление продольных и поперечных маршрутов — 61 и 151° соответственно. Исходя из этого, поперечные маршруты пересекают трещины под углом 24° , а продольные — под углом 67° . Поэтому одни и те же трещины на поперечных разрезах представляются значительно шире, чем на продольных. При пересчёте расстояний между стенками трещин с учётом азимутов их ширина совпала с натурными исследованиями.

Гляциологические исследования в районе взлётно-посадочной полосы

Основной задачей гляциологических исследований было определение плотностных и структурных характеристик первых 5 м ледниковой среды от дневной поверхности. Плотностной анализ в этом случае служил основанием для оценки прочности верхней части разреза — одному из важнейших критериев с позиций безопасной организации ВПП для самолётов на лыжном шасси. Согласно нормативным документам (ВСН37–76, 1976), прочностные свойства поверхностной части ледника с плотностью снега менее 400 кг/м^3 могут быть опасны для ВПП. Кроме того, характер изменения не только плотностных, но и структурных особенностей строения приповерхностной части ледника также позволяет оценить прочностные свойства ледниковой толщи и, как следствие, пригодность площадки для организации ледового аэродрома.

Буровые работы с последующим отбором керна выполнены вдоль главной оси ВПП (см.

рис. 2). Керна № 1 и 4 получены в западной и восточной частях исследуемого участка, соответствующих началу и концу ВПП. Скважины для отбора кернов № 2 и 3 находились в центральной части аэродрома. На рис. 5, а дан стратиграфический анализ по каждому керну в пределах ВПП, а на рис. 5, б для отобранных кернов приведены плотностные профили, которые наглядно демонстрируют изменение строения ледниковой толщи по мере продвижения вдоль посадочной площадки с запада на восток.

Согласно данным стратиграфического анализа, по всей длине *керн* № 1 до глубины 3,39 м, за исключением первых 40 см, отобранный образец представляет собой лёд. В пределах глубин 0,4–2,1 м образец представляет собой прозрачный лёд б с малым количеством воздушных и снежных включений, однако по мере увеличения глубины отбора керна количество их возрастает, что дало возможность в рамках стратиграфического анализа выделить тип льда 8. Кроме того, на глубине 1,07 м установлен слой матового льда 7 толщиной 10 см. Результаты плотностного анализа керна № 1 показали, что первые 40 см керна имеют значения плотности $471,9-513,4 \text{ кг/м}^3$, что соответствует слою фирна. Далее, при переходе к слою льда, плотностные характеристики существенно увеличиваются до значений $840,9 \text{ кг/м}^3$. Заметна разница и в значениях плотностей для льда б и льда 8, отличающихся количественным содержанием вкраплений снега и воздуха. Плотность льда б, для которого характерна высокая степень однородности структуры, достигает $906,5 \text{ кг/м}^3$. Наличие большего количества включений в пределах развития льда 8 снижает общую плотность этого льда до значения $878,5 \text{ кг/м}^3$. Локальный минимум плотности, равный $863,5 \text{ кг/м}^3$, на глубине 1,1 м также коррелирует с прослоем матового льда 7.

Для *керн* № 2, за исключением его верхней части, которая представлена рыхлыми осадками, характерно ледовое строение. На протяжении всей глубины отбора керна выделены два основных типа льда — лёд б со сравнительно небольшой концентрацией включений воздуха и снега, а также лёд 7 с матовой текстурой. При этом лёд типа 7 в основном характерен для образцов керна, отобранных ближе к дневной поверхности. Однако по мере увеличения глубины в строении керна преобладающая роль отводит-

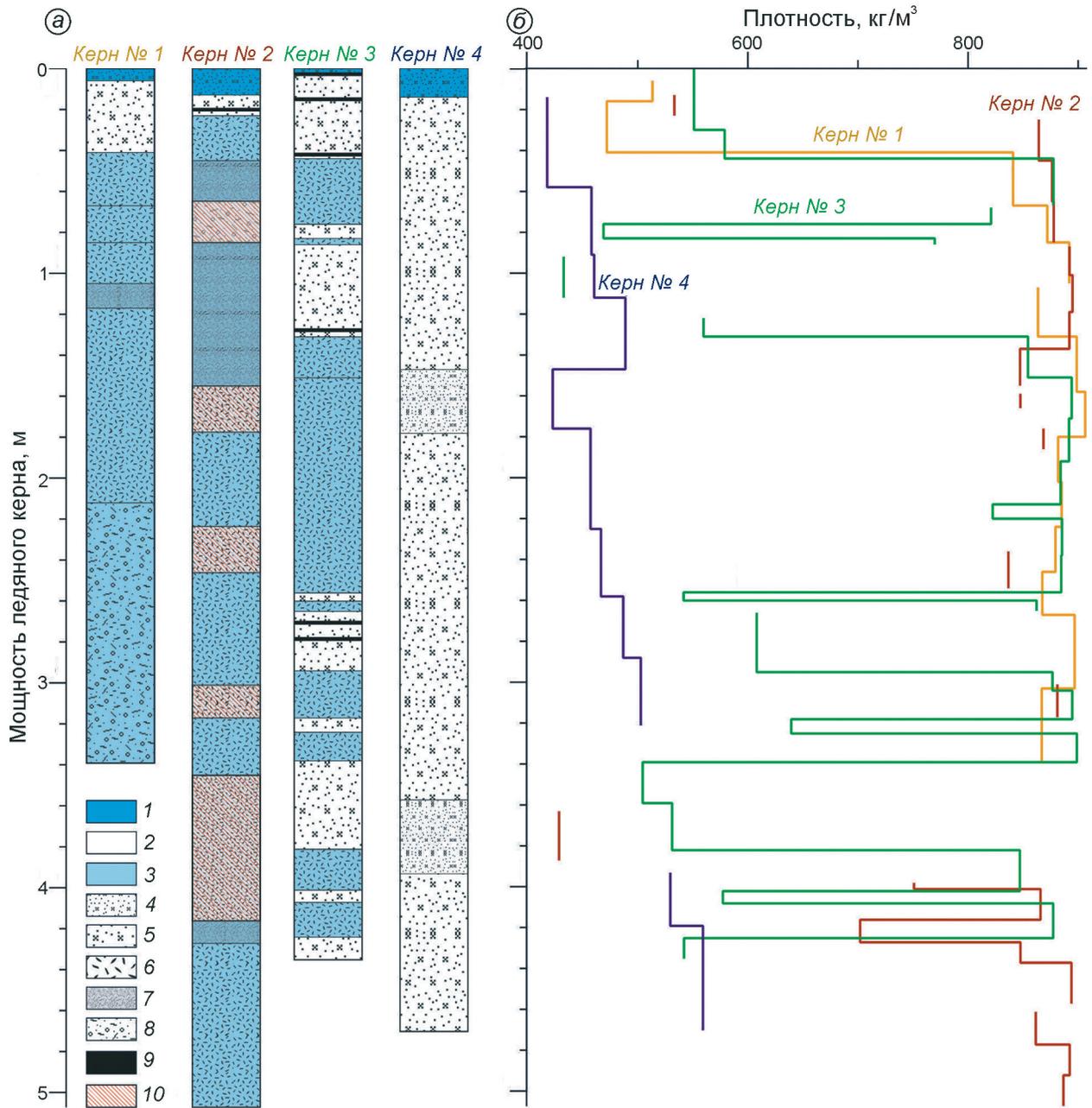


Рис. 5. Стратиграфический и плотностной анализ кернов № 1 – 4:

a – строение ледниковой толщи вдоль главной оси посадочной полосы: 1 – поверхностные снежные осадки; 2 – фирн; 3 – лёд; 4 – фирн пониженной плотности; 5 – плотный фирн; 6 – прозрачный лёд с малым количеством воздушных и снежных включений; 7 – матовый лёд; 8 – прозрачный лёд с большим количеством воздушных и снежных включений; 9 – снежно-фирновые линзы; 10 – участки развития трещин; *б* – плотностные профили, построенные для кернов № 1 – 4

Fig. 5. Stratigraphic and density analysis of cores № 1 – 4:

a – the glacial structure along the runway axis: 1 – surface snow layer; 2 – firn; 3 – ice; 4 – low-density firn; 5 – high-density firn; 6 – crystalline ice with a small number of air and snow inclusions; 7 – matte ice; 8 – crystalline ice with a large number of air and snow inclusions; 9 – snow-firn lenses; 10 – areas of crevasses formation; *б* – density profile for cores № 1 – 4

ся льду 6. Кроме того, для структуры керна № 2 в отличие от других участков бурения характерна развитая трещиноватость 10, поэтому при отборе образцов некоторые участки керна подвергались

разрушению. В связи с нарушением целостности образцов плотность льда в пределах скважины не могла быть рассчитана по всей длине керна. При анализе профиля плотности выявлены два

локальных минимума — 533,3 и 428,5 кг/м³, соответствующие слою фирна в верхней части ледника и образцу на глубине 3,6 м, подверженному формированию трещин. Также на отметке 4,2 м обнаружено локальное понижение плотности до 701,9 кг/м³, сопоставимой по результатам стратиграфического описания с прослоем матового льда 7. В остальном плотность для образцов льда, не подверженных разрушению, составила 836,63–894,9 кг/м³.

Участок отбора *керн* № 3 расположен восточнее пункта *к*ерн № 2 на расстоянии всего 200 м, однако при сравнении стратиграфического описания в этих двух скважинах наблюдаются явные различия в строении ледниковой толщи. Для *керн* № 3 характерны слои фирна мощностью 40–50 см, в связи с чем строение ледника в этом пункте исследований можно характеризовать как переслаивание фирна 5 и льда 6. Также отмечается наличие снежно-фирновых линз 9, прочностные свойства которых уступают прослоям фирна 5. Слоистая структура отобранного *керн* предполагает значительные колебания плотности образцов на всём протяжении скважины, что и продемонстрировано на плотностном профиле рис. 5, б. При этом минимумы плотности образцов, варьирующих в диапазоне 432,7–639,5 кг/м³, коррелируют с участками залегания фирновых прослоев. Фрагменты *керн*, представленные льдом 6, характеризуются повышенными значениями плотности — 820,9–898,8 кг/м³.

Керн № 4, отобранный в конце ВПП, характеризует изменение в строении верхней части ледникового покрова. На всём протяжении скважины фиксируется однородная по своей структуре среда, представленная фирном 5 и снежно-фирновыми прослоями пониженной прочности 4. В рамках выполнения плотностного анализа отмечается общее понижение плотностных свойств среды, которые варьируют в диапазоне 417,7–559,2 кг/м³, но по мере увеличения глубины отбора образцов плотность плавно возрастает по сравнению с данными, полученными при изучении *керн* № 1, 2 и 3.

Результаты исследования плотностных свойств верхней части ледниковой толщи показали, что значения плотностей в пределах 1 м от дневной поверхности превышают 400 кг/м³, т.е. величину, установленную нормативными актами (ВСН37–76, 1976). Основываясь на этом крите-

рии, данный участок был признан подходящим для организации ВПП ледового аэродрома в районе станции Русская. Что же касается строения самого ледника до глубины 5 м, то неоднородности, представленные трещиноватостью образцов *керн*, были выявлены в пределах небольших по мощности прослоев льда только при анализе *керн* № 2. Позже, вблизи пункта отбора *керн* № 2 на глубине 0,7 м была обнаружена трещина шириной около 0,3 м. Нарушение целостности горизонтов льда может быть связано именно с процессами образования трещины, следовательно, в непосредственной близости от скважины ледниковая среда имеет более высокую прочность.

Результаты

На основании интерпретации георадарных данных многочисленные обнаруженные трещины были классифицированы в соответствии с их морфометрическими характеристиками. На рис. 2 показаны зоны развития трещин по степени их безопасности в пределах исследуемого участка ледника. Зона 5, обозначенная на рис. 2 зелёным цветом, ограничивает район, для которого характерна низкая динамика ледника ввиду его расположения в непосредственной близости от сопки оазиса. Движение ледниковых масс здесь практически отсутствует, что предполагает и отсутствие трещин. По данным георадиолокации в пределах зоны 5 в теле ледника отсутствуют разрывные нарушения даже небольшого размера, поэтому участок 5 был определён как безопасный для проезда станционного транспорта.

Жёлтым цветом обозначена зона 6 — район формирования основных напряжений в теле ледника. В границах этой зоны, в основном, образуются трещины шириной до 0,6 м, что позволяет считать эту зону не опасной для проезда гусеничной техники. В пределах зоны 6 красной штриховкой показан участок 7, где по результатам геофизических работ вблизи поверхности были выявлены трещины шириной более 1 м. Эта зона подвержена наиболее интенсивному разрушению, поэтому она оценивается как опасная для проезда станционного транспорта.

Участок работ 4 (см. рис. 2) в пределах ВПП располагается в пределах зон 5 и 6, не опасных для транспортных операций. На основании ана-

лиза плотности льда вдоль участка 4 установлено, что плотностные свойства верхней части ледниковой толщи соответствуют нормативным значениям для посадочной полосы самолётов на лыжном шасси. По результатам работ сделан вывод, что ограниченный участок ледника 4 пригоден для организации посадочной площадки самолётов на лыжном шасси. Однако при последующих мониторинговых работах следует учитывать, что широкие трещины зоны 7 формируются в непосредственной близости от центральной части размеченного аэродрома.

Для безопасного проезда от станции Русская к району организации посадочной площадки была рекомендована территория в пределах зелёной зоны 5. Организация трассы в непосредственной близости к сопкам оазиса позволит исключить аварийные ситуации и обеспечить безопасность проезда стационарного транспорта к взлётно-посадочной полосе.

Заключение

В ходе работ в сезон 65-й РАЭ (2019/20 г.) выполнен комплекс гляциогеофизических исследований, цель которых — оценка безопасности участка ледника, предназначенного для организации взлётно-посадочной полосы в районе станции Русская. Изучены особенности строения ледниковой толщи в её приповерхностной части и сделаны выводы о прочностных свойствах среды на основании стратиграфического и плотностного анализа кернов. По итогам георадарных работ определены закономерности развития ледника и обозначены границы формирования снежно-фирновой толщи. По данным георадиолокации в пределах исследуемой территории выявлены участки с многочисленными трещинами, которые классифицированы по степени их опасности и отнесены к отдельным зонам. По итогам выполненных работ в пределах участка ледника, где существовала взлётно-

посадочная полоса до консервации станции Русская в 1990 г., обнаружены только небольшие трещины, что дало основание считать этот участок безопасным и пригодным для организации аэродрома. Данные кернового бурения позволили сделать вывод о высокой плотности ледниковой среды у поверхности, что также предполагает возможность организации посадочной площадки для самолётов на лыжном шасси.

Таким образом, метод георадиолокации в совокупности с гляциологическими исследованиями можно считать достаточно эффективным для выявления особенностей строения верхней части ледниковой толщи и применения этого комплекса исследований с целью обеспечения безопасности логистических операций вблизи российских антарктических станций.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотруднику ОСО 65-й РАЭ С.В. Кашину за помощь в выполнении полевых работ; руководству сезонной экспедиции 65-й РАЭ В.Л. Мартьянову и А.Н. Николаеву за помощь в организации работ; сотрудникам АО «Аэрогеодезия» Е.В. Бровкову и Д.В. Федорову за помощь при выполнении полевых изысканий; сотруднику ИФХиБПП РАН А.А. Абрамову за предоставление материалов аэрофото съёмки; экипажу ЗАО «Авиалифт Владивосток» за обеспечение логистических операций в рамках проводимых работ; Институту наук о Земле СПбГУ за предоставленную геофизическую аппаратуру.

Acknowledgments. The authors are grateful to the staff of season works of the 65 RAE S.V. Kashin for assistance in carrying out of the field work; to the head of the season works of the 65 RAE V.L. Martyanov and A.N. Nikolaev for assistance during the work organization; to the staff of «Aerogeodezia» E.V. Brovko and D.V. Fedorov for help in carrying out of the field work; to the staff of IPCA BPSS RAS A.A. Abramov for providing aerial photography data; the to the crew of «Avalift Vladivostok» for carrying out of logistic operations in the field work; to Institute of Earth Sciences of St. Petersburg State University for providing the geophysical equipment.

Литература

- Войтковский К.Ф. Основы гляциологии. М.: Наука, 1999. 256 с.
ВСН37–76. Инструкция по проектированию, строительству и оценке эксплуатационной пригодности

References

- Voitkovskiy K.F. *Osnovy glyciologii*. Fundamentals of glaciology. Moscow: Nauka, 1999: 256 p. [In Russian].
VSN37–76. *Instrukciya po proektirovaniyu, stroitel'stvu i ocenke ekspluatacionnoj prigodnosti snezhnyh i snezhnoledevykh aéro-*

- сти снежных и снежноледовых аэродромов Антарктиды. Л.: Министерство гражданской авиации СССР, 1976. 67 с.
- Григорьева С.Д., Рыжова Е.В., Попов С.В., Кашкевич М.П., Кашкевич В.И. Структура приповерхностной части ледника в районе Бухты Тала (Восточная Антарктида) по результатам георадарных работ сезона 2018/19 г. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 2. С. 201–211. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-201-211.
- Дубровин Л.И., Козловский А.М. Советские антарктические. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 254 с.
- Киньябаева Э.Р., Григорьева С.Д., Кузнецова М.Р., Миракин А.В., Попов С.В. Комплексные изыскания по организации площадки для хранения и сборки модулей нового зимовочного комплекса станции Восток в сезон 65-й российской антарктической экспедиции // Российские полярные исследования. 2020. № 3. С. 32–35.
- Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
- Попов С.В., Межонов С.В., Поляков С.П., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. Гляциогеофизические инженерные изыскания для подготовки лётного поля в районе российской станции Мирный, Восточная Антарктида // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 3. С. 413–426. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-413-426.
- Попов С.В., Поляков С.П. Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли. 2016. Т. XX. № 1. С. 90–98.
- Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. Применение гляцио-геофизических методов для обеспечения безопасности логистических операций в Антарктиде // Российские полярные исследования. 2015. Вып. 3 (21). С. 29–31.
- Попов С.В., Эберлейн Л. Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лёд и Снег. 2014. № 4 (128). С. 95–106.
- Саватюгин Л.М. Российские исследования в Антарктике. Т. III. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 335 с.
- Суханова А.А., Попов С.В., Боронина А.С., Григорьева С.Д., Кашкевич М.П. Геофизические изыскания в районе станции Прогресс, Восточная Антарктида, в сезон 63-й РАЭ (2017/18 г.) // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 1. С. 149–160. doi: 10.31857/S2076673420010030.
- Arcone S.A., Delaney A.J. GPR images of hidden crevasses in Antarctica // Proc. 8th Intern. Conf. of Ground Penetrating Radar. 2000. V. 4084. P. 760–765. doi: 10.1117/12.383512.
- Eder K., Reidler C., Mayer C., Leopold M. Crevasse detection in Alpine areas using ground penetrating radar as a dromov Antarktity. Instructions for the engineering, construction and evaluation of the operational suitability of snow and snow-ice runways in Antarctica. Leningrad: Ministry of Civil Aviation of the USSR, 1976: 67 p. [In Russian].
- Grigoreva S.D., Ryzhova E.V., Popov S.V., Kashkevich M.P., Kashkevich V.I. Structure of the near-surface part of the glacier at the area of the Thala Bay (East Antarctica) from ground-penetrating radar survey of field season 2018/19. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of Arctic and Antarctic. 2019, 65 (2): 201–211. [In Russian]. doi: 10.30758/0555-2648-2019-65-2-201-211.
- Dubrovin L.I., Kozlovsky A.M. *Sovetskie Antarkticheskie*. Soviet, Antarctic. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1991: 254 p. [In Russian].
- Kinyabaeva E.R., Grigorieva S.D., Kuznetsova M.R., Mirakin A.V., Popov S.V. Complex surveys for the organization of the area for storage and assembly of modules of the new wintering complex of the Vostok station during the 65th Russian Antarctic Expedition season. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2020, 3: 32–35. [In Russian].
- Macheret Y.Y. *Radiozondirovanie lednikov*. Radio echosounding of glaciers. Moscow: Nauchny Mir, 2006: 392 p. [In Russian].
- Popov S.V., Meznonov S.V., Polyakov S.P., Martyanov V.L., Lukin V.V. Glaciological and geophysical investigations aimed at organization of a new airfield at the Station Mirny (East Antarctica). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (3): 413–426. [In Russian]. doi: 10.15356/2076-6734-2016-3-413-426.
- Popov S.V., Polyakov S.P. Ground-penetrating radar sounding of the ice crevasses in the area of the Russian Stations Progress and Mirny (East Antarctica) during the field season of 2014/15. *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2016, XX (1): 90–98. [In Russian].
- Popov S.V., Polyakov S.P., Pryakhin S.S., Martyanov V.L., Lukin V.V. Application of glaciogeophysical methods for safety reasons of logistics operations in Antarctica. *Rossiyskie polyarnye issledovaniya*. Russian Polar Investigations. 2015, 3 (21): 29–31. [In Russian].
- Popov S.V., Eberlein L. Investigation of snow-firn thickness and ground in the East Antarctica by means of geophysical radar. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2014, 4 (128): 95–106. [In Russian].
- Savatyugin L. M. *Rossiyskie issledovaniya v Antarktike*. T. III. Russian research in Antarctica. V. III. Leningrad: Hydrometeoizdat, 2001: 335 p. [In Russian].
- Sukhanova A.A., Popov S.V., Boronina A.S., Grigorieva S.D., Kashkevich M.P. Geophysical surveys in the vicinity of the Progress Station, East Antarctica, performed during the 63rd RAE season (2017/18). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 149–160. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673420010030.
- Arcone S.A., Delaney A.J. GPR images of hidden crevasses in Antarctica. Proc. 8th Intern. Conf. of Ground

- component for a mountain guide system // The Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2008. V. XXXVII. Part B8. P. 837–841.
- Koh G., Lever J., Arcone J., Arcone S.* Autonomous FMCW radar survey of Antarctic shear zone // Proc. of the 13th Intern. Conf. of Ground Penetrating Radar (GPR). 2010. P. 1–5. doi: 10.1109/ICGPR.2010.5550174.
- Nath P.C., Vaughan D.G.* Subsurface crevasse formation in glaciers and ice sheets // Journ. of Geophys. Research. 2003. V. 108. № B1. P. 1–12. doi:10.1029/2001JB000453.
- Taurisano A., Tronstad S., Brandt O., Kohler J.* On the use of ground penetrating radar for detecting and reducing crevasse-hazard in Dronning Maud Land, Antarctica // Cold Regions Science and Technology. 2006. V. 45. P. 166–177. doi: 10.1016/j.coldregions.2006.03.005.
- Zamora R., Casassa G., Rivera A., Ordenes F., Neira G., Araya L., Mella R., Bunster C.* Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar // IAHS-AISH publication. 2005. V. 318. P. 153–162.
- Penetrating Radar. 2000, 4084: 760–765. doi: 10.1117/12.383512.
- Eder K., Reidler C., Mayer C., Leopold M.* Crevasse detection in Alpine areas using ground penetrating radar as a component for a mountain guide system. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2008, B8 (XXXVII): 837–841.
- Koh G., Lever J., Arcone J., Arcone S.* Autonomous FMCW radar survey of Antarctic shear zone. Proc. of the 13th Intern. Conf. on Ground Penetrating Radar (GPR). 2010: 1–5. doi: 10.1109/ICGPR.2010.5550174.
- Nath P.C., Vaughan D.G.* Subsurface crevasse formation in glaciers and ice sheets. Journ. of Geophys. Research. 2003, 108 (B1): 1–12. doi: 10.1029/2001JB000453.
- Taurisano A., Tronstad S., Brandt O., Kohler J.* On the use of ground penetrating radar for detecting and reducing crevasse-hazard in Dronning Maud Land, Antarctica. Cold Regions Science and Technology. 2006, 45: 166–177. doi: 10.1016/j.coldregions.2006.03.005.
- Zamora R., Casassa G., Rivera A., Ordenes F., Neira G., Araya L., Mella R., Bunster C.* Crevasse detection in glaciers of southern Chile and Antarctica by means of ground penetrating radar. IAHS Processings. 2005, 318: 153–162.

Особенности уровня режима приледниковых моренно-подпрудных озёр в стадии роста (на примере озёр горного массива Таван-Богдо-Ола, Юго-Восточный Алтай)

© 2022 г. В.А. Распутина*, Г.В. Пряхина, Д.А. Ганюшкин, Д.В. Банцев, Н.А. Панютин

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

*lerasputina88@gmail.com

The water level regime of periglacial lakes during the growth stage (the lakes of the Tavan-Bogdo-Ola mountain massif, South-Eastern Altai)

V.A. Rasputina*, G.V. Pryakhina, D.A. Ganyushkin, D.V. Bantcev, N.A. Paniutin

¹Saint Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

*lerasputina88@gmail.com

Received May 13, 2022 / Revised June 10, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *glacier lakes, moraine lakes, formation of lakes, Altai.*

Summary

Assessment of the dynamics of high-altitude glacial lakes is becoming increasingly important in the context of modern climate instability. The formation of new periglacial lakes and the growth of existing lakes as a result of the reduction of glaciers are recorded almost all over the world, including Russia. A rapid increase of a periglacial lake size may lead to the formation of an outburst flood. In this context, in order to prevent outburst floods, it is necessary to investigate outburst hazard lakes at all stages of their development. The periglacial lakes of the Altai mountains have been little-studied in comparison with other mountainous areas. At the same time, they are also characterized by the formation of new lakes during the period of climate nonstationarity. It was confirmed by the identified statistically significant trends in average monthly air temperatures during the ablation period. Based on the analysis of multi-temporal satellite images, it was found that the number of new periglacial lakes in the high-altitude territories of the Altai Republic (Katunsky ridge, North-Chuya ridge, South-Chuya ridge and the Tavan-Bogdo-Ola mountain massif) is increasing exponentially. For a more detailed survey and field hydrological studies, the authors chose the recently formed periglacial Lake Barsovo and periglacial Lake Gachi-Kol. Both lakes located within the northern slope of the Tavan-Bogdo-Ola mountain massif. Field observations, which were carried out in July-August 2021, have shown that both lakes are currently at the transgressive stage of development (growth stage). The transgressive phase of the lakes development is characterized by a rapid increase in size by the end of the warm period and a complex level regime on both diurnal and annual scales, due to the fact that both lakes are adjacent to the glacier.

Citation: Rasputina V.A., Pryakhina G.V., Ganyushkin D.A., Bantcev D.V., Paniutin N.A. The water level regime of periglacial lakes during the growth stage (the lakes of the Tavan-Bogdo-Ola mountain massif, South-Eastern Altai). *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 441–454. [In Russian]. doi: 0.31857/S2076673422030143, edn: jgoyau.

Поступила 13 мая 2022 г. / После доработки 10 июня 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *приледниковые озёра, моренные озёра, формирование озёр, Алтай.*

На основе анализа изменчивости гидролого-морфометрических характеристик озёр с применением спутниковых изображений и данных полевых гидрологических наблюдений, выполненных авторами в июле – августе 2021 г., описаны особенности гидрологического режима двух приледниковых озёр с трансгрессивной фазой развития, расположенных на территории горного массива Таван-Богдо-Ола (Республика Алтай).

Введение

В условиях современного изменения климата проблема оценки динамики лимногляциальных систем становится всё более значимой в связи с их нестабильностью. Быстрый рост приледникового озера может привести к ослаблению подпруживающей перемычки в результате усиления

воздействия ряда факторов (перелив, интенсивная фильтрация через каналы стока в морене, таяние ядер погребённого льда, вызывающего просадку грунта) и прорыву озера (Виноградова и др., 2017), последствиями которого могут быть серьёзные разрушения территорий, расположенных ниже по долине, и гибель людей. Современные исследования, посвящённые анализу

распространения моренных озёр, их динамике и прорывам (Докукин и Шагин, 2014; Shugar et al., 2020; Harrison et al., 2018; Veh et al., 2019), подтверждают факт образования новых озёр и рост уже существующих в результате сокращения оледенения горных массивов практически по всему миру, в том числе и в России.

В статье (Shugar et al., 2020) рассмотрена динамика приледниковых озёр, их распространение по всему миру на основе спутниковых снимков с 1990 по 2018 г. Анализ показал, что за исследуемый период число озёр и их общая площадь увеличились на 53 и 51% соответственно. Самые быстро растущие озёра (по площади) (Shugar et al., 2020) расположены в скандинавских странах, Исландии и России. Международный коллектив исследователей (Harrison et al., 2018) дал глобальную пространственно-временную оценку прорывных паводков, образующихся при прорывах моренных приледниковых озёр. Для оценки выбраны 165 моренных дамб, расположенных в Альпах, Памире, Тянь-Шане, Гималаях, США и Южной Америке. Эта оценка даёт представление об исторических тенденциях прорывных паводков и их распределении в условиях нынешнего и будущего глобального изменения климата. Установлено возрастание частоты прорывных паводков и их регулярности в 1930 г., что, вероятно, представляет собой запаздывающую реакцию на потепление после малого ледникового периода (Harrison et al., 2018).

Научное исследование учёных из Германии (Veh et al., 2019) посвящено выявлению прорывов моренных озёр в Гималаях на основе анализа спутниковых снимков Landsat с 1980 по 2017 г. В работе (Докукин, Шагин, 2014) приведены данные о динамике ледниковых озёр с подземными каналами стока на территории Кабардино-Балкарской Республики (Центральный Кавказ) и других горных районов.

М.Д. Докукин (Докукин, 2014) на основе материалов ДЗЗ рассмотрел условия формирования и последствия прорывных паводков в Гималаях, Андах и на Алтае, оценил масштабы и установил механизмы прорывов озёр. Учёные из Чехии и Швейцарии в 2013 г. создали онлайн-базу данных прорывов приледниковых озёр, в которой есть информация о местоположении озёр, их типе, подпруживающей перемычке, объёме прорывного паводка и ущербе от прорыва, а также

о том, каким образом произошёл прорыв, каков был триггерный механизм. Однако открытая база данных на настоящий момент охватывает только территории Перуанских Анд, Патагонских Анд и Кордильер (Emmer et al., 2016).

В статье (Черноморец и др., 2015) впервые для территории районов Зебак и Вахан (провинция Бадахшан, горы Северного Афганистана) на основе дешифрирования спутниковых снимков Landsat-8 OLI приведена информация о каталоге озёр, который включает в себя 347 объектов. В нём для каждого озера приведены следующие характеристики: местоположение, площадь, высота уреза воды, положение относительно ледника, тип стока из озера, тип подпруживающей плотины, каскадность и др. Согласно выполненному исследованию, большая часть озёр (60%) подпружена перемычкой, сложенной из моренных отложений.

Высокогорные озёра территории Алтая по сравнению, например, с Кавказом и Гималаями исследованы мало, хотя для высокогорий Алтая в последние годы также характерно образование приледниковых озёр. Так, на территории горного массива Монгун-Тайга (Юго-Восточный Алтай) у ледника № 24 авторы во время полевых работ 2019 г. зафиксировали недавно возникшее и увеличивающееся в размерах оз. Малое (Распутина и др., 2021). Настоящая статья продолжает серию работ, в которых рассматривались вопросы развития моренных приледниковых озёр Юго-Восточного Алтая, гидрологического режима, а также оценки их прорывоопасности (Пряхина и др., 2021; Распутина и др., 2021). Район исследования расположен в пределах высокогорных территорий Республики Алтай (российская часть горного массива Таван-Богдо-Ола, Южно-Чуйский хребет, Северо-Чуйский хребет и Катунский хребет).

Цель исследования – выявить особенности гидрологического режима приледниковых озёр в период трансгрессивной фазы на основе анализа изменчивости гидролого-морфометрических характеристик озёр с использованием спутниковых снимков и данных полевых гидрологических наблюдений. В задачи исследования входило: построение трендов среднемесячных температур воздуха за период абляции (летние месяцы); анализ спутниковых снимков высокогорных территорий Республики Алтай для выявления новых

Спутниковые снимки, используемые при выполнении анализа роста приледниковых озёр

Дата	Спутник	Пространственное разрешение, м	ID снимка
28.07.1977 г.	Landsat-2	60	LM21550261977209AAA03
25.08. – 3.09.1989 г.	Landsat Sensor TM Landsat-4	30	MTN-45-45_LOC LT41430261989246XXX02
22.06. – 12.10.1992 г.	Landsat-5	30	etp144r26_5t19920622 etp144r25_5t19921012
22.07. – 7.08.2000 г.	Landsat-7 Sensor ETM+	15 м	EPP144R025_7F20000722 EPP144R026_7F20000807
24.08. – 26.08.2016 г.	WorldView-2	0,5	1577333 1577334 1763939 1578810 1578873
17.07.2020 г.	Sentinel-2 L2A	10	L1C_T45UWQ_A026471_20200717T051132
1.08.2021 г.	Sentinel-2 L2A	10	L1C_T45UWR_A031905_20210801T050927 L1C_T45UWQ_A031905_20210801T050927

приледниковых озёр, на основе которого были выбраны объекты для более детального исследования; полевые гидрологические работы на выбранных приледниковых озёрах на территории горного массива Таван-Богдо-Ола.

Объекты и методика исследований

Чтобы установить рост числа приледниковых озёр, расположенных на современных моренных отложениях и моренах малого ледникового периода (МЛП) на рассматриваемой территории, выполнен анализ спутниковых снимков за период 1977–2021 гг. в программе ArcMap 10.4.1. На спутниковых снимках озёра выделяли путём визуального дешифрирования (таблица). В качестве объектов исследования выбраны озера Барсово и Гачи-Коль, расположенные в восточной части мощного горно-ледникового комплекса Таван-Богдо-Ола (рис. 1), который считается вторым по величине крупнейшим центром оледенения Алтая с суммарной площадью ледников 192,39 км². За последние 44 года оледенение массива Таван-Богдо-Ола сократилось на 27,6% (Ganyushkin et al., 2022).

В рассматриваемом районе распространены два типа озёр – термокарстовые и моренно-подпрудные (Рудой и др., 2000). В высокогорной зоне встречаются главным образом каровые, моренно-подпрудные и ригеле-подпрудные озёра. Моренно-подпрудные озёра присутствуют в каждом горно-ледниковом бассейне и имеют

широкий возрастной диапазон: от современных ледниковых до реликтовых. Сток из таких озёр происходит путём фильтрации сквозь моренные перемычки, и только около одной трети моренно-подпрудных озёр имеют поверхностный открытый сток. По массиву Таван-Богдо-Ола проходит водораздел между бассейном Северного Ледовитого океана и внутренним бассейном котловин Центральной Азии. Выбранные приледниковые озёра Барсово и Гачи-Коль относятся к бассейну р. Аргут (правый приток р. Катунь) и представляют собой приледниковые моренно-подпрудные озёра, которые находятся у языка карового ледника № 12 (Каталог ледников СССР, 1977; Ganyushkin et al., 2022), площадь которого на 2020 г. составляла 0,78 км². В 1977 г. площадь ледника была 1,33 км², т.е. за 44 года площадь ледника сократилась 41%. Скорость отступления края ледника № 12 в период с 1962 по 2001 г. была наибольшей – 5,1 м/год; с 2001 по 2004 г. – наименьшей (0,9 м/год); с 2004 по 2021 г. скорость ледника равнялась 4 м/год. Отступление 1962–1984 гг. получено с использованием АФС и полевых наблюдений, все остальные данные – непосредственно авторами путём полевых наблюдений. Интерес к этим озёрам связан со сложным уровенным режимом водоёмов как в суточном, так и в годовом разрезе, а также с возможностью рассмотреть особенности водного режима оз. Гачи-Коль, возникшего у языка ледника около восьми лет назад и в настоящий момент находящегося в активной стадии роста и заполнения своей чаши.

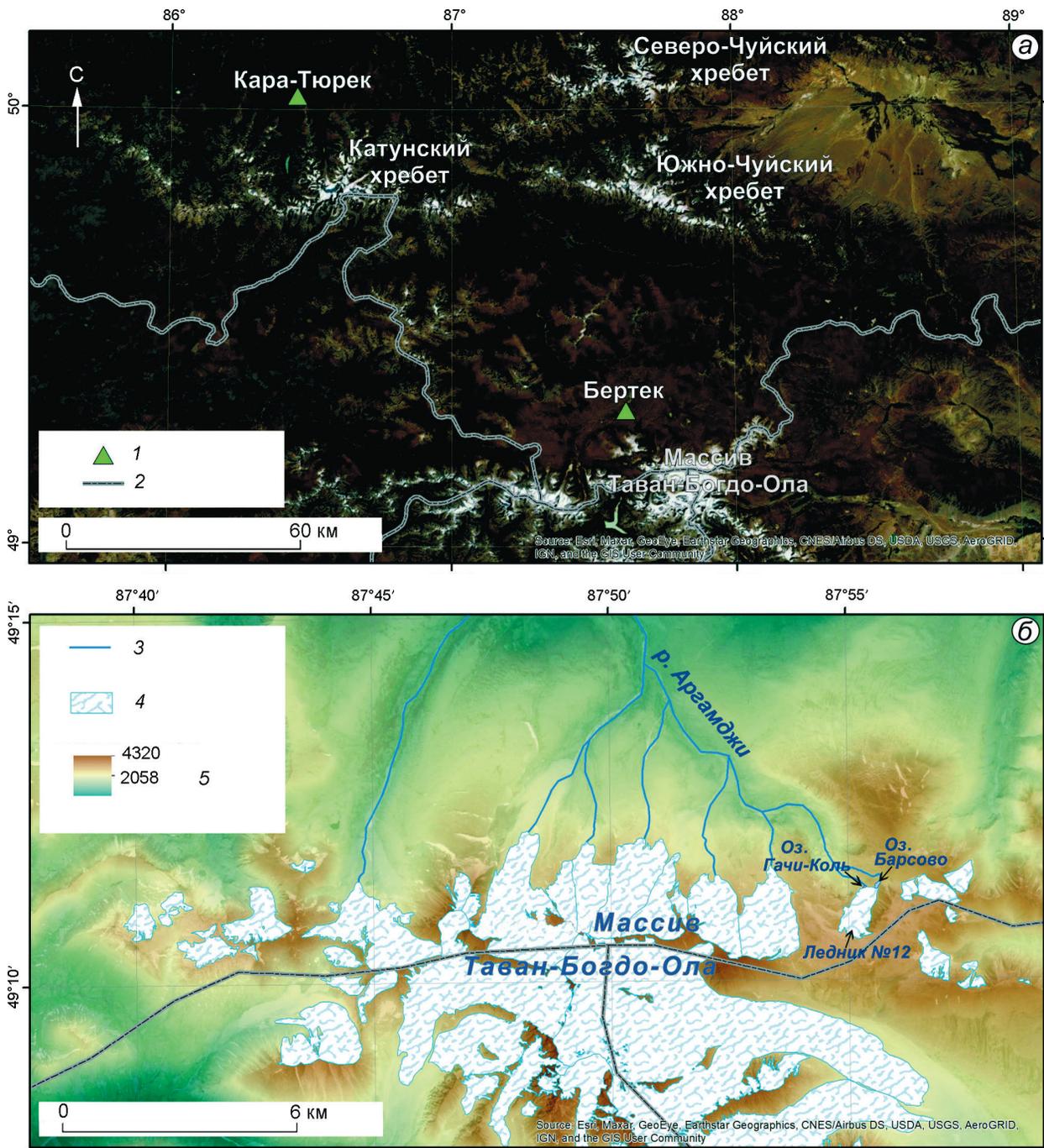


Рис. 1. Объект исследований:

a – схема расположения района исследования; *б* – массив Таван-Богдо-Ола; 1 – метеостанции; 2 – границы государств; 3 – гидрография; 4 – ледники; 5 – отметки высот, м

Fig. 1. The object of research:

a – the layout of the research area; *б* – the Tavan-Bogdo-Ola mountain range; 1 – weather stations; 2 – borders of states; 3 – hydrography; 4 – glaciers; 5 – elevation marks, m

В рамках комплексной экспедиции СПбГУ в июле–августе 2021 г. на озёрах Барсово и Гачи-Коль проведены гидрологические работы с целью исследования гидрологического режима

водоёмов в условиях активной трансгрессивной фазы развития (Пряхина и др., 2021). Гидрологические работы предусматривали: гидрографическое описание объектов, стандартные гидро-

логические наблюдения на временных речных водомерных постах, батиметрические съёмки озёр для получения современной информации о морфометрических характеристиках водоёмов, тахеометрические съёмки прибрежных территорий озёр. Стандартные наблюдения на водомерном посту на оз. Барсово выполняли пять раз в сутки, а на водомерном посту на оз. Гачи-Коль — каждый час с 8:00 до 23:00, так как для обоих озёр установлена значительная внутрисуточная динамика уровня воды. Для оценки внутрисуточного изменения стока ручья, вытекающего из оз. Барсово, измерялись скорости течения при помощи гидрометрической вертушки ИСП-1 с последующим расчётом расходов воды (измерения вели в дневное время с дискретностью два часа).

Батиметрические съёмки озёр выполняли с надувной вёсельной лодки. Для регистрации глубин использовали эхолот-картплоттер Garmin 42-cv (Garmin Ltd., USA). По результатам промеров глубин составляли батиметрические схемы озёр и определяли морфометрические характеристики водоёмов. Батиметрические схемы строили в картографической программе Surfer (Golden Software Inc., USA) путём формирования гридов. Гриды глубин озёр формировались методом интерполяции Kriging. Площади озёр определяли в программе ArcMap 10.4.1 (ESRI Inc., USA) вручную. Объёмы озёр рассчитывали автоматически в программе Surfer (инструмент Grid Volume). Схемы оформляли в программе ArcMap 10.4.1. Тахеометрическую съёмку прибрежной территории озёр вели с использованием тахеометра Trimble M3 DR 5" (Trimble Navigation Ltd, USA). Данные обрабатывались по методике, описанной в работе (Попов, Боронина, 2019). Для измерения температуры и влажности воздуха в районе проведения полевых работ был установлен метеодатчик EClerk-M-RHT, который записывал метеорологические характеристики с дискретностью 10 мин.

Результаты исследований

Анализ спутниковых снимков высокогорий Республики Алтай за отдельные годы (1977, 1989, 1992, 2000, 2016, 2020, 2021 гг.) позволил определить рост числа новых озёр в связи с отступанием ледников и потеплением климата за последние 44 года (рис. 2, а, б). Озёра формиру-

ются на современных моренах и моренах МЛП, в основном на территориях, высвобождающихся от ледника, в его приязыковой части.

Рост числа приледниковых озёр — результат деградации ледников и дегляциации территории в результате изменения климата, которое, согласно (Второй оценочный доклад..., 2014), началось в конце 1970 г. Подтверждением считаются положительные статистически значимые тренды среднемесячной температуры воздуха периода абляции (июнь, июль и август) за период 1980—2020 гг. (рис. 3), полученные по данным метеостанций (м/с) Бертек и Кара-Тюрек. Метеостанция Бертек расположена на высоте 2146 м в 21 км к северо-западу от массива Таван-Богдо-Ола, а м/с Кара-Тюрек — в 16 км к северу от Катунского хребта на высоте 2596 м (см. рис. 1). В связи с закрытием м/с Бертек в 1980-е годы ряды среднемесячных температур воздуха восстановлены с использованием данных м/с Кош-Агач (величина корреляции между рядами значений температуры воздуха на м/с Бертек и Кош-Агач за совместный период наблюдений составила 0,9) (Ганюшкин и др., 2017). Проверка рядов годовых сумм осадков на значимость показала отсутствие значимых трендов.

На графике (см. рис. 2, а, б) видно, что активный рост числа новых озёр начался с середины 1990 г., что связано с запаздывающей реакцией на повышение температуры воздуха. Рост числа озёр происходит нелинейно. Выборочный анализ спутниковых снимков за период 2000—2021 гг. позволил проследить изменения площадей озёр Барсово (см. рис. 2, в) и Гачи-Коль (см. рис. 2, г) в разные сезоны года (площадь озёр определялась в программе ArcMap 10.4.1 вручную). К концу периода абляции площади озёр ежегодно увеличиваются (см. рис. 3), причём по экспоненциальной зависимости. Так, площадь оз. Барсово с 2010 по 2021 г. возросла на 66%. Что касается оз. Гачи-Коль, то в августе 2010 г. на спутниковом снимке оно ещё не дешифрируется (на его месте край ледника), но в 2016 г. площадь озера уже составила 698 м², а в 2021 г. — 6506 м². Таким образом, за последние пять лет размеры озера увеличились в девять раз.

Анализ спутниковых снимков Sentinel-2 L2A за осенне-зимний период показал значительное сокращение площади оз. Барсово и полное исчезновение оз. Гачи-Коль. В связи с этим авто-

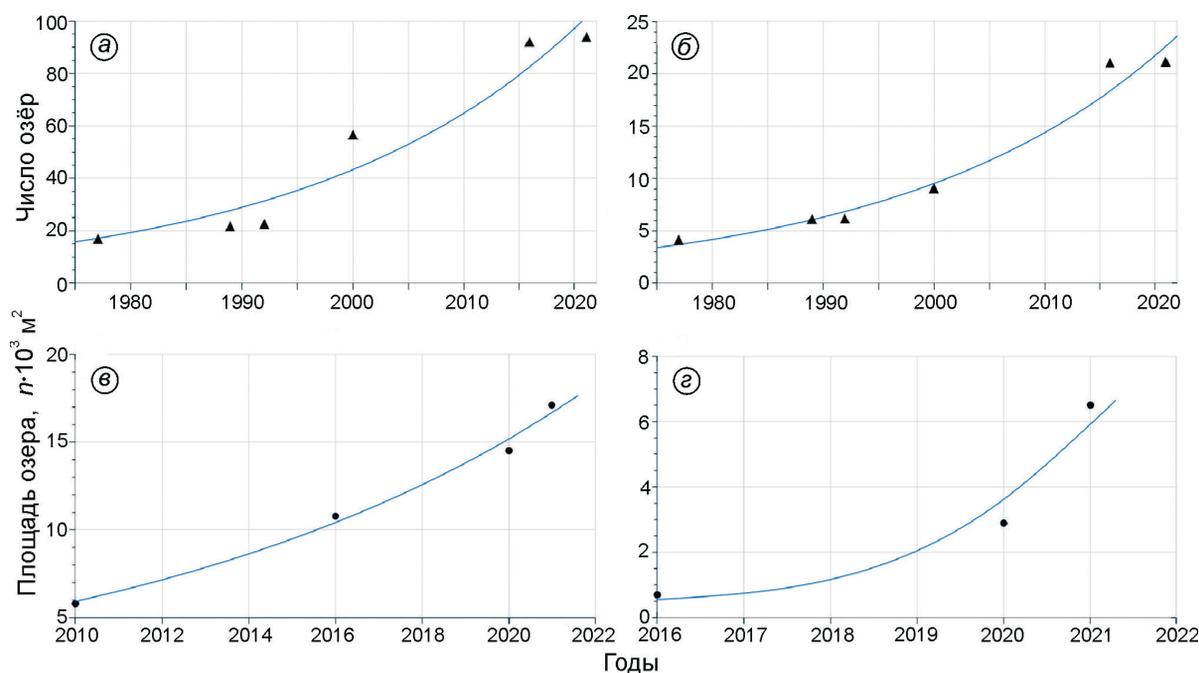


Рис. 2. Рост числа приледниковых озёр:
a – на территории Республики Алтай (массив Таван-Богдо-Ола, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский и Катунский хребты);
б – на территории массива Таван-Богдо-Ола; *в* – рост площади оз. Барсово; *г* – рост площади оз. Гачи-Коль
Fig. 2. The increase in the number of glacial lakes:
a – on the territory of the Altai Republic (Tavan-Bogdo-Ola massif, Severo-Chuysky, Yuzhno-Chuysky and Katunsky ridges); *б* – on the territory of the Tavan-Bogdo-Ola massif; *в* – the growth of the area of lake Barsovo; *г* – the growth of the area of lake Gachi-Kol

ры более детально рассмотрели изменение размеров зеркала водоёмов внутри года с января 2021 по январь 2022 г. Анализ изменения площадей в годовом аспекте показал, что за зимний период площадь оз. Барсово изменяется незначительно ($10\,267 \text{ м}^2$), в весенний период она увеличивается до $14\,287 \text{ м}^2$ и остаётся стабильной до середины июня. В период максимальной абляции (июль–август) площадь озера достигает $17\,112 \text{ м}^2$, а с сентября начинает уменьшаться с $16\,820 \text{ м}^2$ до $12\,141 \text{ м}^2$ в ноябре. В январе площадь равна $10\,837 \text{ м}^2$, сократившись за осенне-зимний период 2021–2022 гг. на 37% относительно своего максимального значения. Оз. Гачи-Коль, согласно анализу разновременных спутниковых снимков, существует только в период абляции (конец июня – середина сентября). Причинами такой динамики считается наличие фильтрационных каналов стока, обеспечивающих сброс озёрных вод через моренную перемычку и более глубокий отток воды в результате водообмена с подземными горизонтами. С прекращением таяния ледника оба озера лишаются основного источника питания, в результате оз. Барсово

уменьшается в размерах, а оз. Гачи-Коль прекращает существовать из-за малых размеров (максимальная глубина не превышает 2,5 м).

Результаты полевых исследований

По материалам полевых исследований впервые сделаны гидрографические описания озёр и определены их морфометрические характеристики.

Озеро Барсово (рис. 4, *a*). Котловина озера вытянута с юго-запада на северо-восток (см. рис. 4, *в*). На юге примыкает к открытой, а на юго-востоке – к забронированной частям ледника № 12 (на забронированную часть ледника приходится 3533 м^2), с запада и севера окружено мореной, в восточной части ограничено коренными породами. Моренные отложения, слагающие подпруживающую перемычку, рыхлые и представлены мелким гравием, суглинками и валунами разных размеров (от 1 мм до 1 м). Сосредоточенный приток в озеро по сравнению с распределённым очень мал. В северной части из озера вытекает ручей (при пониже-

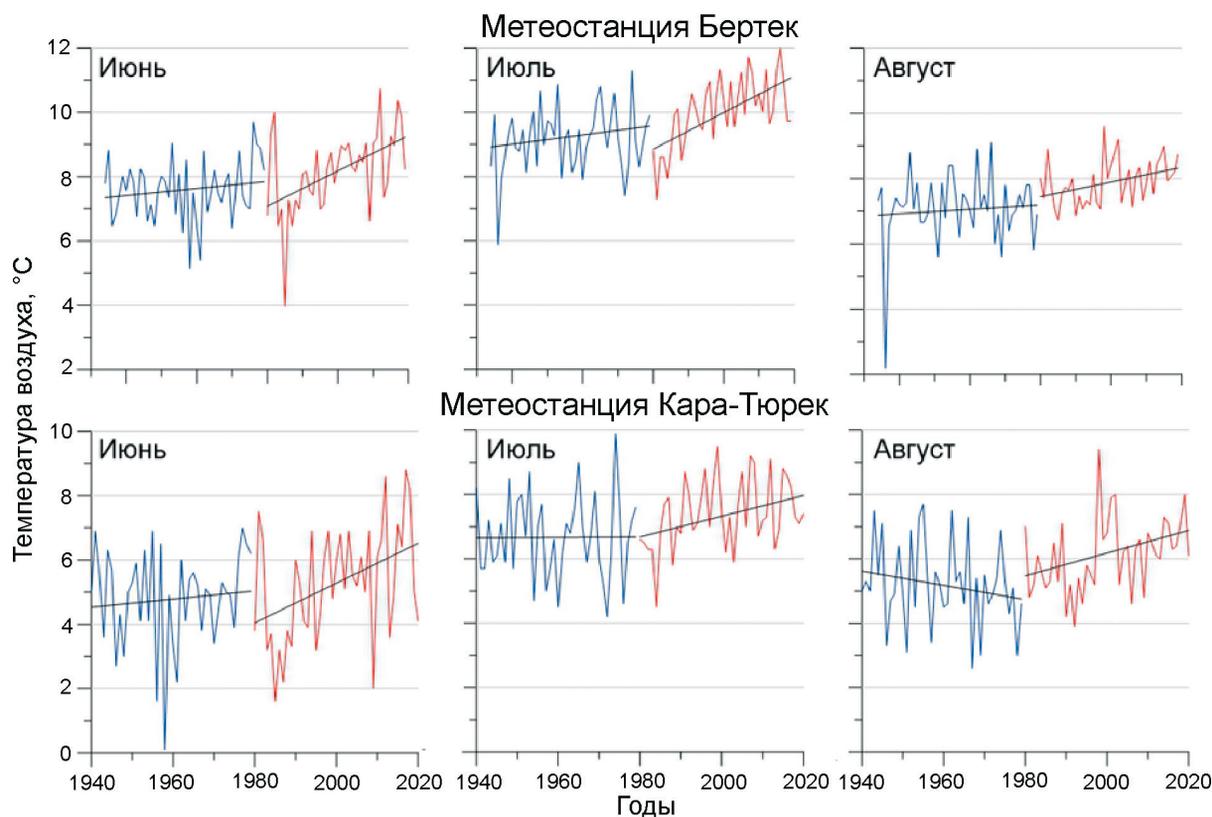


Рис. 3. Тренды среднемесячных температур за летние месяцы для метеостанций Бертек и Кара-Тюрек
Fig. 3. Trends of average monthly temperatures for the summer months for Bertek and Kara-Turek meteorological stations

нии уровня водной поверхности поверхностный сток ручья переходит в подземный, т.е. происходит фильтрация воды через моренную перемычку). Рассчитанный расход воды фильтрационного стока – $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$. В питании озера, кроме талых вод и погребённого льда, участвуют также ручьи, которые образуются при таянии снежников, расположенных на водосборной территории озера, и атмосферные осадки. По результатам батиметрической съёмки площадь зеркала озера и объём водной массы составили $17\,112 \text{ м}^2$ и $126\,778 \text{ м}^3$ соответственно при уровне водной поверхности 3259 м над ур. моря.

Озеро Гачи-Коль. Южная часть озера примыкает к языку ледника № 12 (рис. 5, а, в), северная и восточная части окружены боковой мореной, а в северо-западной части водоём подпружен моренной перемычкой. Моренная перемычка сложена моренным суглинком, гравием и валунами разных размеров (от 1 мм до 1 м). При визуальном обследовании обнаружены фильтрация озёрной воды через тело перемычки, предположительно по фильтрационным каналам, а также

эрозионный врез на гребне моренной перемычки, который сформировался в результате перелива озёрных вод. По результатам тахеометрической съёмки прибрежной территории озера установлено, что фильтрационный канал находится на 2 м ниже максимального уровня воды, предположительно – канал наклонный. Так как озеро непосредственно контактирует с ледником, основные виды питания – ледниковое и снеговое. Отметим, что на момент проведения экспедиционных исследований западнее оз. Гачи-Коль у края ледника № 12 формировалось ещё одно приледниковое озеро, площадь которого в шесть раз меньше оз. Гачи-Коль. По данным батиметрической съёмки площадь акватории озера составила 6506 м^2 при объёме водной массы 5144 м^3 .

Анализ уровня режима. Данные наблюдений за уровнем воды показали, что для обоих озёр характерны внутрисуточные колебания уровня воды, что связано с режимом таяния ледника: рост температуры воздуха приводит к увеличению уровня воды в озёрах (см. рис. 4, б; см. рис. 5, б) и расходов воды в вытекающих ручьях.

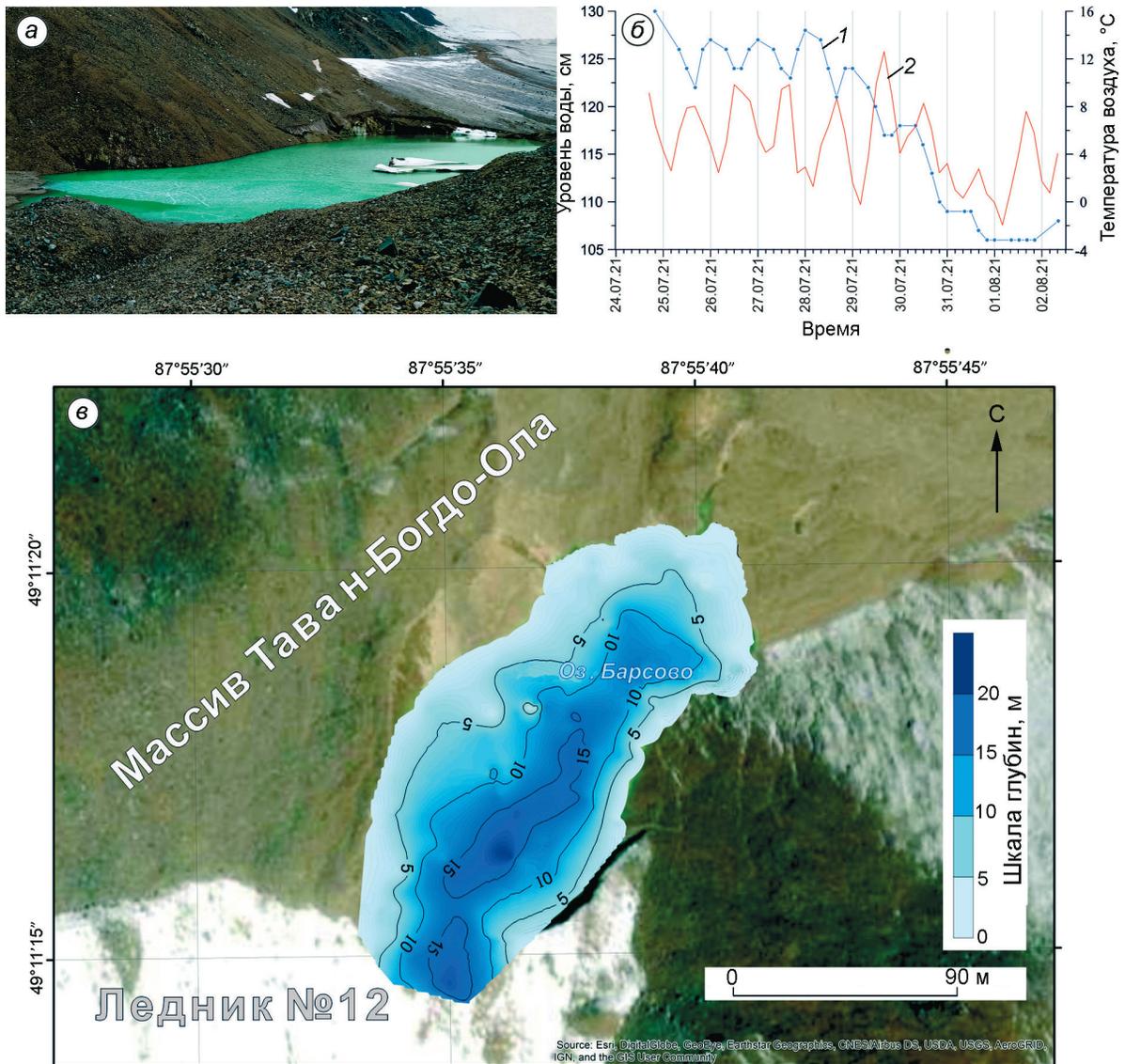


Рис. 4. Оз. Барсово. Фото В.А. Распутиной (а); б – совмещённые графики хода уровня воды оз. Барсово (1) и температуры воздуха (2); в – батиметрическая схема озера.

Fig. 4. Lake Barsovo. Photo of V.A. Rasputina (a); б – combined graphs of the course of the water level of Lake Barsovo (1) and air temperature (2); в – bathymetric diagram of the lake

В период, когда были зафиксированы минимальные температуры воздуха, уровни воды в озёрах были минимальны. Однако временной ход уровня и наступление максимальных и минимальных его значений для озёр Барсово и Гачи-Коль различны. В первом случае суточный минимум значений уровня воды приходился на 16:00 часов, после чего происходил его рост и максимальное значение фиксировалось в 00:00 часов. В случае оз. Гачи-Коль ход уровня воды в озере находился в противофазе с уровнем оз. Барсово: максимум наступал в интервале 15:00–16:00 и не изменялся

около 1–1,5 часов, после чего уровень начал понижаться и достигал минимальных значений к 00:00 часов. Амплитуда колебания уровня в течение суток достигала 80 см. При повышении уровня воды до 170 см через подпруживающую озеро перемычку начинался перелив озёрных вод, который продолжался до момента, пока уровень воды не становился ниже этого значения, отметим, что во всех случаях фильтрация через морену присутствовала.

Причина неодинакового уровня режима озёр, расположенных в пределах одного лед-

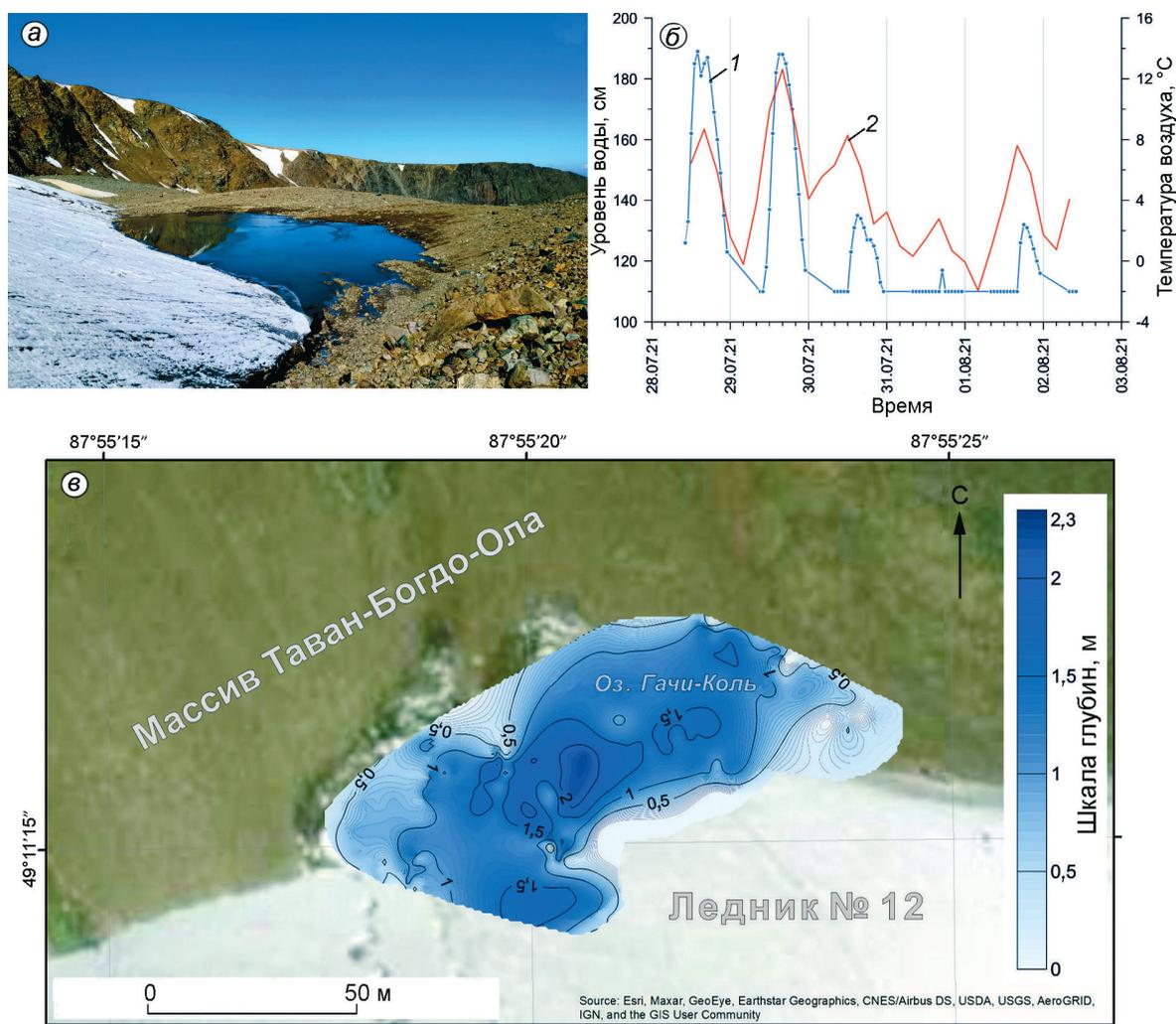


Рис. 5. Оз. Гачи-Коль. Фото В.А. Распутиной (а); б – совмещённые графики хода уровня воды оз. Гачи-Коль (1) и температуры воздуха (2); в – батиметрическая схема озера.

Fig. 5. Photo of Lake Gachi-Kol by V.A. Rasputina (a); б – combined graphs of water level of Lake Gachi-Kol (1) and air temperature (2); в – bathymetric scheme of the lake

ника в непосредственной близости (200 м) друг от друга, – скорость поступления талых ледниковых вод в водоёмы. Для оз. Гачи-Коль максимумы уровней воды совпадают с максимумами температуры воздуха, и талая вода с ледника поступала в озеро без существенной задержки, а максимальная абляция на леднике наблюдалась около 16:00. Для оз. Барсово время добегания составляло около восьми часов, а амплитуда колебаний уровня воды была значительно меньше, чем у оз. Гачи-Коль, и составляла в среднем 10–15 см. В оз. Гачи-Коль приток воды – сосредоточенный, и талые воды поступают по сформированным каналам стока на поверхности ледника. На оз. Барсово сосредоточенный приток

воды с ледника в озеро не выявлен. Вероятно, это связано с тем, что на той части ледника, с которой поступает вода в озеро, распространены трещины, которые могут задерживать поверхностный сток, и вода в водоём приходит с запазданием. В течение всего периода наблюдений часто выпадали дожди, но они не вызвали локальных повышений уровня воды в озёрах.

Для установления пропорционального соотношения поступающих в озёра талых ледниковых вод построены линии тока на леднике № 12 в программе ArcMap 10.4.1 с применением цифровой модели рельефа и инструмента Hydrology. Линии тока позволили установить, какая доля площади ледника участвует в питании озёр.

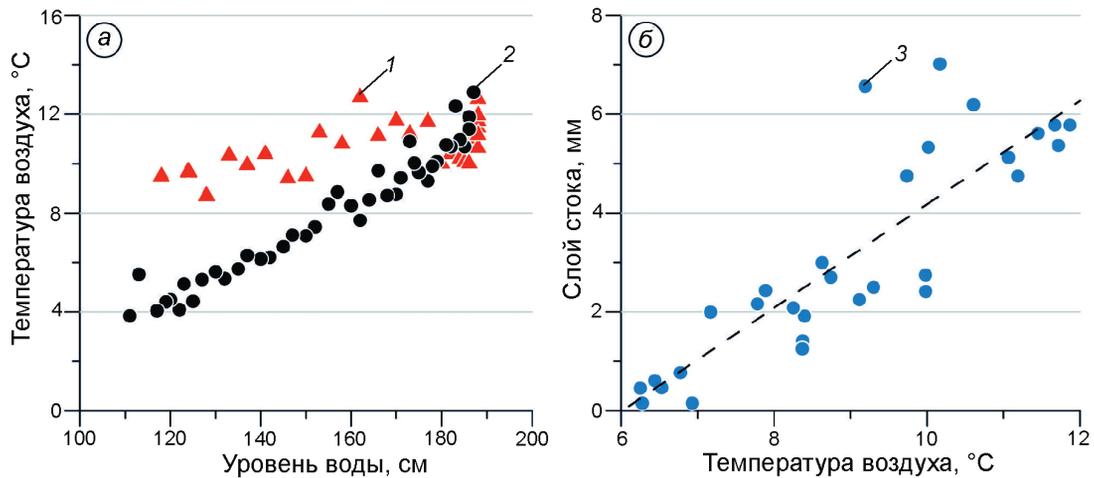


Рис. 6. Зависимость уровня воды оз. Гачи-Коль от температуры воздуха (а): эмпирические точки уровня воды при соответствующей температуре воздуха на росте уровня (1) и на спаде уровня воды (2); б – зависимость слоя стока с ледника № 12 от температуры воздуха (3)

Fig. 6. Dependence of the water level of Lake Gachi-Kol on the air temperature (а): empirical points of the water level at the corresponding air temperature on the rise of the level (1); on the decline of the water level (2); б – dependence of the runoff layer from glacier № 12 on the air temperature (3)

В оз. Гачи-Коль талые воды поступают с 40% площади ледника № 12 (315 550 м²), а в питании оз. Барсово участвует только 2% площади (17 755 м²), на забронированную часть приходится 3533 м². Питание оз. Барсово происходит ещё и за счёт протаивания забронированной части ледника, которое происходит с запаздыванием по сравнению с таянием открытого льда (Резепкин, Поповнин, 2018), что также объясняет разницу во времени формирования талых вод.

На графике связи температуры воздуха и уровней воды оз. Гачи-Коль (рис. 6, а), прослеживаются две ветви, свидетельствующие о нелинейном характере зависимости. При этом верхняя ветвь (треугольники), соответствующая периоду подъёма уровня воды за счёт притока воды с ледника, имеет больший разброс точек и более выраженный нелинейный характер связи уровней с температурой воздуха, что объясняется сложным многофакторным характером связи процессов таяния и водоотдачи на леднике в этот период. После достижения максимальных величин таяния во второй половине дня начинается спад уровней (точки синего цвета). Характер связи в этот период носит практически линейный характер с достаточно высоким коэффициентом детерминации, достигающим $R^2 = 0,9$. В этот период основной фактор, влияющий на процесс водоотдачи, – темпера-

тура воздуха, при понижении которой абляция ледника становится менее интенсивной и сокращается объём поступающей воды.

На характер зависимостей влияют и погодные условия: для 28 и 29 июля зависимости уровня воды от температуры воздуха схожи, так как в эти дни наблюдались одинаковые погодные условия (ясная погода, отсутствие осадков, практически одинаковая температура воздуха). Коэффициенты корреляции между уровнями воды и температурой воздуха составили 0,77 и 0,81 соответственно. 31 июля выпал снег, который до 1 августа лежал на поверхности ледника и окружающей территории. 1 августа подъём уровня воды в озере происходил в основном в результате таяния снега, характер связи изменился, коэффициент корреляции стал значительно меньше и составил 0,54. В качестве примера приведён график для уровня воды 29 июля (см. рис. 6, а).

Детальный анализ колебаний уровня воды в оз. Гачи-Коль позволил выделить в режиме водоёма четыре фазы внутри суток: в фазу 1 происходит приток талых ледниковых вод в озеро и отток озёрных вод через фильтрационный канал; в фазы 2 и 3 – приток талых ледниковых вод в озеро и отток озёрных вод через фильтрационный канал и путём перелива через гребень моренной перемычки (в фазу 2 приток воды больше оттока, а в фазу 3 отток воды превыша-

ет приток воды в озеро); в фазу 4 – только отток озёрных вод через фильтрационный канал, притока талых вод нет. Составлена система балансовых уравнений для расчёта объёмов стока в различные фазы суточного режима:

$$\begin{cases} \Delta W_1 = W_{\text{пр}} - W_{\text{ф}} \\ \Delta W_{2,3} = W_{\text{пр}} - W_{\text{ф}} - W_{\text{перелив}} \\ \Delta W_4 = -W_{\text{ф}} \end{cases}$$

где ΔW – изменение объёма воды (определялось по изменениям уровня воды в разные фазы); $W_{\text{пр}}$ – объём притока воды в озеро; $W_{\text{ф}}$ – объём оттока воды в результате фильтрации; $W_{\text{перелив}}$ – объём оттока воды в результате перелива воды через гребень моренной перемычки (определялось по измеренным расходам воды на вытекающем ручье).

При этом испарение с поверхности воды не учитывалось ввиду его незначительной величины по сравнению с остальными параметрами. Решение системы уравнений позволило определить объём притока талой воды в озеро, а также объём фильтрации через моренную перемычку. Зная площадь ледника, с которой поступает вода в озеро, мы рассчитали слой стока с ледника и построили зависимость слоя стока от температуры воздуха (см. рис. 6, б). Значение коэффициента корреляции между слоями стока и температурой воздуха составило 0,84. Рассчитанные суточные величины слоя стока с ледника достигали 6,8 см, что сопоставимо со средними значениями для рассматриваемой территории (Ресурсы..., 1969). Полученное уравнение связи носит региональный характер и может использоваться для получения оценочных величин жидкого стока с ледников массива Таван-Богдо-Ола. Рассчитанный средний расход воды притока талых вод с ледника в озеро равен 0,75 м³/с, а рассчитанный фильтрационный расход через моренную перемычку в среднем составил 0,21 м³/с.

Трансгрессивная фаза развития озёр (фаза роста). Согласно (Зимницкий, 2005), трансгрессивная фаза развития моренного приледникового озера характеризуется заполнением озёрной чаши талыми ледниковыми водами с повышением уровня воды, увеличением площади зеркала и глубин озера. В настоящее время исследуемые озёра имеют достаточно непростой режим уровней как в течение суток, так и в годовом разрезе. Ежегодно

к концу тёплого периода оба водоёма увеличивают свои размеры по экспоненциальной зависимости, что, согласно (Виноградов, Виноградова, 2014), относится к факту возрастающего риска прорыва.

При визуальном обследовании прибрежной территории озёр прошлых уровней высоких вод замечено не было, это показывает, что озёра находятся в фазе роста (трансгрессивная фаза). Озеро Барсова наиболее интенсивно увеличивается в южной части, примыкающей к леднику, где происходит механическая абляция (на леднике зафиксированы крупные трещины и обвалы), в результате которой крупные глыбы льда попадают в озеро и тают в нём. Об этом свидетельствует наличие айсберга в озере во время полевых исследований. Айсберги зафиксированы и на спутниковых снимках. При дальнейшем увеличении объёма озера следует ожидать рост стока из водоёма в северной части. При этом нельзя исключать ситуацию, когда повышенный сток может размывать моренную перемычку и спровоцировать прорыв воды. Изменение площади озера в разные периоды года подтверждает наличие в теле подпруживающей перемычки фильтрационных каналов, вероятно, расположенных выше минимального уровня воды, что не приводит к полному спуску всей водной массы. С одной стороны, наличие фильтрационных каналов понижает риск прорыва, так как уменьшает водную массу озера и давление на моренную перемычку. С другой стороны, наращивая свои размеры с каждым годом, озеро увеличивает давление на подпруживающую дамбу, что может вызвать рост диаметра фильтрационного канала, его размыв, снижение устойчивости запрудной плотины и её разрушение.

Анализируя дальнейшее развитие озера, отметим статью (Селиверстов и др., 2003), в которой при описании ледника № 12 упоминается оз. Барсово: «На гипсометрическом уровне 3245 м стоку талых вод с ледника препятствует естественная плотина в виде покрытой моренным чехлом линзы льда, упирающейся в поперечный по отношению к речной долине скальный ригель. С внешней стороны высота подпруды достигает 12–15 м, с внутренней – 3–5 м. Мощность моренного перекрытия ледяного ядра варьирует от 30 см до 1 м. При малом объёме талых вод их сток происходит по выработанному подо льдом руслу. При более интенсивном таянии или при обилии

дождевых осадков сток через такие каналы оказывается недостаточным. В этом случае перед плотиной образуется приледниковое озеро, которое может прорываться вниз по долине в виде селевого потока. В августе 2001 г. такой селевой поток в верхней части долины оставил врез глубиной 15–18 м и шириной до 20 м». Таким образом, согласно (Селиверстов и др., 2003), в моренной перемычке, подпруживающей оз. Барсово, находится ледяное ядро, таяние которого также может привести к ослаблению моренной плотины и образованию прорывного паводка, сопряжённого с селевым потоком.

Размеры оз. *Гачи-Коль* увеличиваются в результате отступления языка ледника и заполнения чаши озера. Анализ линий стекания показал, что около 40% стока с ледника поступает в оз. *Гачи-Коль* (в оз. Барсово 2%). В результате полевых работ установлено, что при повышении уровня воды в оз. *Гачи-Коль* начинается перелив воды через гребень подпруживающей моренной перемычки в результате переполнения озёрной чаши. Это указывает на возможность перехода озера из трансгрессивной фазы в регрессивную в результате прорыва водоёма. Анализ данных ДЗЗ за год показал, что оз. *Гачи-Коль* существует только в период абляции ледника: в середине июня котловина озера наполняется, а в конце сентября озеро полностью спускается по фильтрационным каналам, что понижает риск прорыва. Тем не менее, ежегодное увеличение объёма озера в тёплый период также ведёт к росту давления воды на подпруживающую перемычку, оставляя вопрос риска прорыва открытым.

На будущий сценарий развития событий может влиять и озеро, которое формируется у края ледника № 12, западнее оз. *Гачи-Коль*. Дальнейшее отступление ледника может привести к тому, что оба озера будут увеличиваться в размерах и образуется каскад озёр, при котором вода из одного озера будет поступать в другое. Это может вызвать переполнение озёрной чаши, и в результате могут произойти перелив воды через подпруживающую перемычку или объединение озёр в одно приледниковое озеро. На дальнейшее развитие озёр влияет также естественный занос озёр материалом флювиогляциальных потоков. При продолжительном существовании озера на его дне могут откладываться ледниковые отложения, в результате чего абсо-

лютная отметка дна озера может увеличиваться, а уровень воды в водоёме будет повышаться.

Таким образом, водный режим исследуемых озёр в период трансгрессивной фазы характеризуется суточной динамикой, обусловленной различной интенсивностью абляции ледника в течение суток, внутригодовой динамикой (оз. Барсово в период с сентября до января уменьшается в размерах, затем стабилизируется и начинает увеличиваться в летний период, а оз. *Гачи-Коль* существует только с июня по сентябрь) и межгодовой изменчивостью (оба озера ежегодно к концу тёплого периода увеличивают свои размеры по сравнению с предыдущим годом).

Заключение

Анализ данных дистанционного зондирования Земли за 1977–2020 гг. позволил установить для высокогорных территорий Республики Алтай увеличение числа приледниковых водоёмов, расположенных на современных конечных моренах. Наиболее интенсивное формирование озёр, начавшееся с середины 1990-х годов, обусловлено быстрым отступанием ледников, с некоторым запозданием реагирующих на потепление климата, начавшееся в 1980-е годы. Образованные в начале 2000 г. озёра Барсово и *Гачи-Коль* находятся на этапе трансгрессивной стадии развития, что подтверждается ежегодным ростом их площадей к концу тёплого периода. Однако водный режим водоёмов очень не стабилен: в осенне-зимней период происходит спуск воды из озёр по фильтрационным каналам, при этом оз. *Гачи-Коль* осушается полностью.

Выявлен сложный режим уровней озёр в течение суток. Озёра имеют практически круглосуточный сток по фильтрационным каналам, а при достижении определённого значения уровня вода переливается через гребень подпруживающей перемычки (для оз. *Гачи-Коль*). Сложный гидрологический режим озёр, обусловленный близким расположением озера к леднику, свидетельствует о трансгрессивной фазе развития, что характерно и для других приледниковых озёр, сформировавшихся в результате отступления ледников и находящихся в стадии роста. Таким образом, в условиях нестационарности климатической обстановки гидрологический режим приледниковых озёр,

тесно связанных с режимом ледников, может быть индикатором климатических изменений.

Изучение приледниковых озёр, находящихся на этапе трансгрессивной стадии развития, вносит теоретический вклад в понимание процесса формирования и эволюции высокогорных водных объектов на территории Алтая и других горных систем. Выполненные исследования позволяют говорить и о потенциальной прорывоопасности озёр. Дальнейшее отступление ледника неминуемо приведёт к увеличению объёмов водных масс озёр и, следовательно, к росту давления воды на моренные перемычки. В этой ситуации высока вероятность ослабления и размыва уже существующих фильтрационных каналов и, как следствие, разрушения подпруживающей плотины, а также формирования прорывного паводка. С учётом возрастающей туристической привлекательности высокогорий Алтая необходим мониторинг приледниковых озёр, который

позволит снизить риски и ущербы от развития опасных природных явлений.

Благодарности. Авторы благодарят своих коллег Е.С. Деркач, С.А. Григу и К.А. Ибраева за помощь в организации и проведении полевых гидрологических работ. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 19–05–00535 А «Природные катастрофы и трансформация ландшафтов юго-восточного Алтая и северо-западной Монголии в период с максимума оледенения».

Acknowledgements. The authors are grateful to their colleagues E.S. Derkach, S.A. Griga and K.A. Ibraev for assistance in organizing and conducting field hydrological research. This research was funded by the Russian Foundation for Basic Research (RFBR), grant number № 19–05–00535 A «Natural catastrophes and transformation of the landscapes of the southeastern Altai and northwestern Mongolia in the period from the maximum of the last glaciation».

Литература

- Виноградов Ю.Б., Виноградова Т.А. Прикладная гидрология. СПб.: СПбГЛТУ, 2014. 196 с.
- Виноградова Т.А., Казаков Н.А., Виноградов А.Ю., Генсировский Ю.В., Пряхина Г.В. Опасные гидрологические явления (краткий конспект лекций). СПб: Знак, 2017. 128 с.
- Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации: общее резюме. М.: Изд. Росгидромета, 2014. 61 с.
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В., Кунаева Е.П., Харламова Н.Ф. Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 307–325. doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-307-325.
- Докукин М.Д. Выдающиеся прорывы озёр в 2012–2013 гг. (по материалам дистанционного зондирования Земли // Сб. трудов Северо-Кавказского ин-та по проектированию водохозяйственного и мелиоративного строительства. Т. 20. Пятигорск: «Севкавгипроводхоз», 2014. С. 82–97.
- Докукин М.Д., Шагин С.И. Особенности динамики ледниковых озёр с подземными каналами стока (анализ современной аэрокосмической информации) // Криосфера Земли. 2014. Т. XVIII. № 2. С. 47–56.
- Зимницкий А.В. Формирование, распространение и динамика приледниковых озёр Западного и Центрального Кавказа (в границах России): Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Краснодар, Кубанский гос. ун-т, 2005. 22 с.
- Каталог ледников СССР. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 5. Бассейн р. Аргута. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 47 с.
- Попов С.В., Боронина А.С. Программное обеспечение для обработки данных тахеометрической съём-

References

- Vinogradov Yu.B., Vinogradova T.A. *Prikladnaya gidrologiya*. Applied hydrology. St. Petersburg: Saint Petersburg State Forest Technical University, 2014: 196 p. [In Russian].
- Vinogradova T.A., Kazakov N.A., Vinogradov A.Yu., Gensirovskiy Yu.V., Pryakhina G.V. *Opasnyye gidrologicheskiye yavleniya (kratkiy konspekt lektсий): uchebno-metodicheskoye posobiye*. Hazardous hydrological phenomena (brief lecture notes): teaching aid. St. Petersburg: Znakh, 2017: 128 p. [In Russian].
- Vtoroy otsenochnyy doklad Rosgidrometa ob izmeneniyakh klimata i ikh posledstviyakh na territorii Rossiyskoy Federatsii: obshcheye rezyume. The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation: general summary. M.: Roshydromet, 2014: 61 p. [In Russian].
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Kharlamova N.F. Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif (Altai). *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (3): 307–325. [In Russian]. doi.org/10.15356/2076-6734-2017-3-307-325.
- Dokukin M.D. Excurrent lake outbursts in 2012 – 2013 (based on materials of RS). *Sbornik trudov Severo-Kavkazskogo instituta po proyektirovaniyu vodokhozyaystvennogo i meliorativnogo stroitelstva*. Pyatigorsk. «Sevkavgiprovodkhoz» T. 20. Proc. of the North Caucasian Institute for the design of water management and reclamation construction T. 20. Pyatigorsk: «Sevkavgiprovodkhoz», 2014: 82–97. [In Russian].
- Dokukin M.D., Shagin S.I. Features of dynamics of glacial lakes with underground drain channels (analysis of multi-temporal aerospace information). *Kriosfera Zemli*. Earth's Cryosphere. 2014, XVIII (2): 47–56. [In Russian].
- Zimnitskiy A.V. *Formirovaniye, rasprostraneniye i dinamika prilednikovykh ozer Zapadnogo i Tsentralnogo Kavkaza (v granitsakh Rossii)*. Formation, distribution and dynamics of glacial lakes in the Western and Central Caucasus (within the borders of Russia): Abstract of the PhD-thesis. Krasnodar: Kubanskiy gosudarstvennyy universitet, 2005: 22 p. [In Russian].

- ки // Геодезия, картография, геоинформатика и кадастры. Наука и образование. Сб. материалов III Всерос. науч.-практич. конф. 6–8 ноября 2019 г., СПб. СПб.: Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2019. С. 258–263.
- Пряхина Г.В., Кашкевич М.П., Попов С.В., Распутина В.А., Боронина А.С., Ганюшкин Д.А., Агатова А.Р., Непоп Р.К. Формирование и развитие моренного (приледникового) озера Нурган, Северо-Западная Монголия // Криосфера Земли. 2021. Т. XXV. № 4. С. 26–35. doi: 10.15372/KZ20210403.
- Распутина В.А., Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Пряхина Г.В., Вуглинский В.С., Свирипов С.С., Панютин Н.А., Волкова Д.Д., Николаев М.Р., Сыроежко Е.В. Оценка прорывоопасности малоизученных озер массива Монгун-Тайга // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2021. Т. 66. № 3. С. 487–509. doi.org/10.21638/spbu07.2021.304.
- Резепкин А.А., Поповнин В.В. О влиянии поверхностной морены на состояние ледника Джанкуат (Центральный Кавказ) к 2025 г. // Лёд и Снег. 2018. Т. 58. № 3. С. 307–321. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-307-321.
- Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 1. Л.: Гидрометеоздат, 1969. 316 с.
- Рудой А.Н., Лысенкова З.В., Рудский В.В., Шишин М.Ю. Укок (прошлое, настоящее и будущее). Барнаул: Изд-во Алтайского ун-та, 2000. 172 с.
- Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика // Изв. РГО. 2003. Т. 135. № 5. С. 1–16.
- Черноморец С.С., Савернюк Е.А., Докукин М.Д., Тутубалина О.В., Висхаджиева К.С. Оценка селевой опасности высокогорных озер в Северном Афганистане: методика и результаты // Сб. Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике. 18–21 мая 2015 г. М.: ООО «МАКС Пресс», 2015. С. 193–196.
- Emmer A., Vilimek V., Huggel C., Klimeš J., Schaub Y. Limits and challenges to compiling and developing a database of glacial lake outburst floods // Landslides. 2016. V. 13. P. 1579–1584. doi: 10.1007/s10346-016-0686-6.
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantsev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // Remote Sensing. 2022. V. 14. № 1508. P. 1–29. doi.org/10.3390/rs14061508.
- Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimes J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilimek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods // The Cryosphere. 2018. V. 12. P. 1195–1209. doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018.
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Bevington A.R., Betts R.A., Harrison S., Stratman K. Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990 // Nature Climate Change. 2020. V. 10. P. 939–945.
- Veh G., Korup O., von Specht S., Roessner S., Walz A. Unchanged frequency of moraine-dammed glacial lake outburst floods in the Himalaya // Nature Climate Change. 2019. V. 9. P. 379–383.
- Katalog lednikov SSSR. USSR Glacier Inventory. V. 15. Is. 1. Pt. 5. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1977: 47 p. [In Russian].
- Popov S.V., Boronina A.S. Software for processing data of tachometric survey. *Geodeziya, kartografiya, geoinformatika i kadastry. Nauka i obrazovaniye. Sbornik materialov III vserossiyskoy nauchno-prakticheskoy konferentsii. 06-08 noyabrya 2019 g.*, SPb. Geodesy, cartography, geoinformatics and cadasters. Science and education. Sat. materials of the III All-Russian scientific-pract. conf. November 6–8, 2019, St. Petersburg. St. Petersburg: Publishing house RGPU them. A.I. Herzen, 2019: 258–263. [In Russian].
- Pryakhina G.V., Kashkevich M.P., Popov S.V., Rasputina V.A., Boronina A.S., Ganyushkin D.A., Agatova A.R., Nepop R.K. Formation and evolution of moraine-dammed (periglacial) lake Nurgan, northwestern Mongolia. *Kriosfera Zemli. Earth's Cryosphere*. 2021, XXV (4): 26–35. [In Russian]. doi: 10.15372/KZ20210403.
- Rasputina V.A., Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Pryakhina G.V., Vuglinsky V.S., Svirupov S.S., Paniutin N.A., Volkova D.D., Nikolayev M.R., Siroyezhko E.V. Outburst hazard of little-studied lakes assessment at the Mongun-Taiga massif. *Vestnik Sankt-Peterburgskogo universiteta. Nauki o Zemle. Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*. 2021. 66 (3): 487–509. [In Russian]. doi.org/10.21638/spbu07.2021.304.
- Rezepkin A.A., Popovnin V.V. Influence of the surface moraine on the state of Djankuat Glacier (Central Caucasus) by 2025. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2018, 58 (3): 307–321. [In Russian]. doi.org/10.15356/2076-6734-2018-3-307-321.
- Resursy poverkhnostnykh vod SSSR. Resources of surface waters of the USSR. V. 15. Is. 1. Pt 1. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1969: 316 p. [In Russian].
- Rudoy A.N., Lysenkova Z.V., Rudskiy V.V., Shishin M.Yu. *Ukok (proshloye, nastoyashcheye i budushcheye)*. Ukok (past, present and future). Barnaul: Altai State University, 2000: 172 p. [In Russian].
- Seliverstov Yu.P., Moskalenko I.G., Chistyakov K.V. Glaciation of the northern slope of the Tavan-Bogdo-Ola massif and its dynamics. *Izvestiya RGO. Proc. of the Russian Geographical Society*. 2003, 135 (5): 1–16. [In Russian].
- Chernomorets S.S., Savernyuk E.A., Dokukin M.D., Tutubalina O.V., Viskhadzhiyeva K.S. Mudflow hazard assessment of high-mountain lakes in northern Afghanistan: methodology and results. *Sbornik «Geomorfologicheskiye resursy i geomorfologicheskaya bezopasnost: ot teorii k praktike. 18–21 maya 2015 g.»*. Proceedings «Geomorphological resources and geomorphological safety: from theory to practice. May 18–21, 2015». M.: LLC MAKS Press, 2015: 193–196. [In Russian].
- Emmer A., Vilimek V., Huggel C., Klimeš J., Schaub Y. Limits and challenges to compiling and developing a database of glacial lake outburst floods. *Landslides*. 2016, 13: 1579–1584. doi: 10.1007/s10346-016-0686-6.
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E., Bantsev D., Kunaeva E., Terekhov A., Rasputina V. Glacier Recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sens*. 2022, 14 (1508): 1–29. doi.org/10.3390/rs14061508.
- Harrison S., Kargel J.S., Huggel C., Reynolds J., Shugar D.H., Betts R.A., Emmer A., Glasser N., Haritashya U.K., Klimes J., Reinhardt L., Schaub Y., Wiltshire A., Regmi D., Vilimek V. Climate change and the global pattern of moraine-dammed glacial lake outburst floods. *The Cryosphere*. 2018, 12: 1195–1209. doi.org/10.5194/tc-12-1195-2018.
- Shugar D.H., Burr A., Haritashya U.K., Kargel J.S., Watson C.S., Kennedy M.C., Bevington A.R., Betts R.A., Harrison S., Stratman K. Rapid worldwide growth of glacial lakes since 1990. *Nature Climate Change*. 2020, 10: 939–945.
- Veh G., Korup O., von Specht S., Roessner S., Walz A. Unchanged frequency of moraine-dammed glacial lake outburst floods in the Himalaya. *Nature Climate Change*. 2019, 9: 379–383.

Обзоры и хроника

УДК 551.58

DOI: 0.31857/S2076673422030144, EDN: JGPYAJ

Роль естественных колебаний и факторов внешнего воздействия на климат в потеплении середины XX века в Северном полушарии

© 2022 г. Д.Д. Бокучава^{1*,2}, В.А. Семенов^{1,2}¹Институт географии РАН, Москва, Россия;²Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

*d.bokuchava@gmail.com

The role of natural fluctuations and factors of external forcing in the Early 20th Century Warming in Northern Hemisphere

D.D. Bokuchava^{1*,2}, V.A. Semenov^{1,2}¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;²A.M. Obukhov Institute of Atmosphere Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

*d.bokuchava@gmail.com

Received August 22, 2021 / Revised May 17, 2022 / Accepted July 11, 2022

Keywords: *early 20th century warming, global warming, sea ice, internal natural variability, solar activity, volcanism, anthropogenic aerosols, greenhouse gases.*

Summary

The warming in the first half of the 20th century in the Northern Hemisphere, the Early Twentieth Century Warming was comparable in magnitude to the current warming but occurred at a time when the growth rate of the greenhouse gases concentration in the atmosphere was 4–5 times slower than in recent decades. The mechanisms of the early warming are still a subject of discussion. The Early Twentieth Century Warming was most pronounced in the high latitudes of the Northern Hemisphere, and the recent reconstructions consistently indicate a significant negative anomaly of the Arctic sea ice area during early warming period linked with enhanced Atlantic water inflow to the Arctic and amplified warming in high latitudes of the Northern Hemisphere. Assessment of contributions of internal variability and external natural and anthropogenic factors to this climatic anomaly is a key issue for understanding historical and modern climate dynamics. The paper overviews mechanisms of the Early Twentieth Century Warming associated with various internal variability and external anthropogenic and natural factors. An analysis of the findings on the topic of long-term studies of climate variations in the Northern Hemisphere during the period of instrumental observations does not allow one to attribute the Early Twentieth Century Warming to one particular mechanism of internal climate variability or external forcing of the climate. It is most likely, that this event was caused by a combined effect of long-term climatic fluctuations in the North Atlantic and the North Pacific Ocean with a noticeable contribution of external radiative forcing associated with a decrease in volcanic activity, changes in solar activity, and an increase of greenhouse gases concentration in the atmosphere due to anthropogenic emissions. Furthermore, this climate variation in high latitudes of the Northern Hemisphere was enhanced by a number of positive feedbacks.

Citation: Bokuchava D.D., Semenov V.A. The role of natural fluctuations and factors of external forcing in the Early 20th Century Warming in Northern Hemisphere. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2022, 62 (3): 455–474. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030144, edn: jgpaj.

Поступила 22 августа 2022 г. / После доработки 17 мая 2021 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.

Ключевые слова: *потепление середины XX в., глобальное потепление, морские льды, внутренняя естественная изменчивость, солнечная активность, вулканизм, антропогенные аэрозоли, чёрный углерод, парниковые газы.*

Дан обзор существующих исследований, а также приведены основные механизмы внутренней и внешней изменчивости климата в Северном полушарии в середине XX в. Несмотря на то, что внутренняя изменчивость климатической системы, по всей видимости, это – основной механизм, объясняющий потепление середины XX в., количественная оценка вклада каждого фактора остаётся неопределённой, так как существенно зависит от начальных условий в моделях и недостатка инструментальных данных в период середины XX в., особенно в полярных широтах.

Принятые в статье сокращения

АМО (Atlantic Multidecadal Oscillation – АМО) – Атлантическая мультидекадная осцилляция
 АО (Arctic Oscillation – АО) – Арктическая осцилляция
 ДУМ – давление на уровне моря
 ПГ – парниковые газы
 ПСДВ – потепление середины XX в.
 ПТВ – приземная температура воздуха
 САК (North Atlantic Oscillation – NAO) – Северо-Атлантическое колебание
 СП (Northern Hemisphere – NH) – Северное полушарие
 ТДО (Pacific Decadal Oscillation – PDO) – Тихоокеанская декадная осцилляция.
 ТПО – температура поверхности океана
 ТСАК (Pacific-North American index – PNA) – Тихоокеанско-Североамериканское колебание
 ТХЦ – термохалинная циркуляция
 ЮК – южное колебание
 ЮП (Southern Hemisphere – SH) – Южное полушарие

Введение

Рост глобальной приземной температуры в период инструментальных наблюдений с начала XX в. не был монотонным и характеризовался двумя периодами потепления – потеплением в середине XX в. и современным потеплением, разделёнными периодом понижения глобальной температуры. Потепление середины XX в. (ПСДВ) достигло своего максимума в 1940–1945 гг., при этом темпы глобального потепления в этот период были сравнимы с ростом температуры в конце XX в. и составляли 0,47 и 0,48 °C в 30-летние периоды 1916–1945 и 1962–1991 гг. соответственно (рис. 1). В то же время динамика скользя-

щих 30-летних трендов показывает, что с темпами более 0,4 °C за 30 лет глобальная температура повышается для всех 30-летних интервалов с 1958 г., а в период ПСДВ таких темпов рост приземной температуры достигает лишь для трёх 30-летних периодов, начинавшихся в 1914–1916 гг.

Потепление климата в середине XX в. вызывает значительный интерес, так как сопоставимо по амплитуде и пространственным особенностям с современным потеплением, хотя рост концентрации парниковых газов (ПГ) во время ПСДВ происходил в 4–5 раз медленнее по сравнению с ростом в последние десятилетия. Характерный признак обоих эпизодов потепления – усиленный рост приземной температуры воздуха

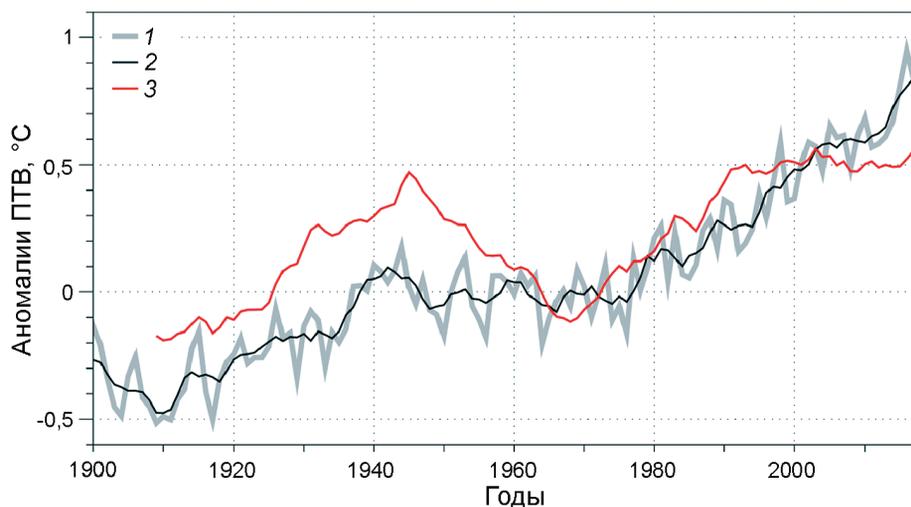


Рис. 1. Аномалии глобальной среднегодовой приземной температуры воздуха (°C) в период 1880–2015 гг.: 1 – без сглаживания; 2 – 5-летнее скользящее среднее; 3 – скользящие 30-летние тренды глобальной среднегодовой приземной температуры воздуха (°C/30 лет, значение соответствует концу 30-летнего периода скользящего тренда); по данным наблюдений BERKLEY (Rohde, 2013)

Fig. 1. Global annual average surface air temperature anomalies (°C) in the period 1880–2015: 1 – without smoothing; 2 – 5-year running mean; 3 – 30-year moving trends of the global annual mean surface air temperature anomalies (°C/30 years, the year corresponds to the end of the 30-year moving window); according to BERKLEY observations (Rohde, 2013)

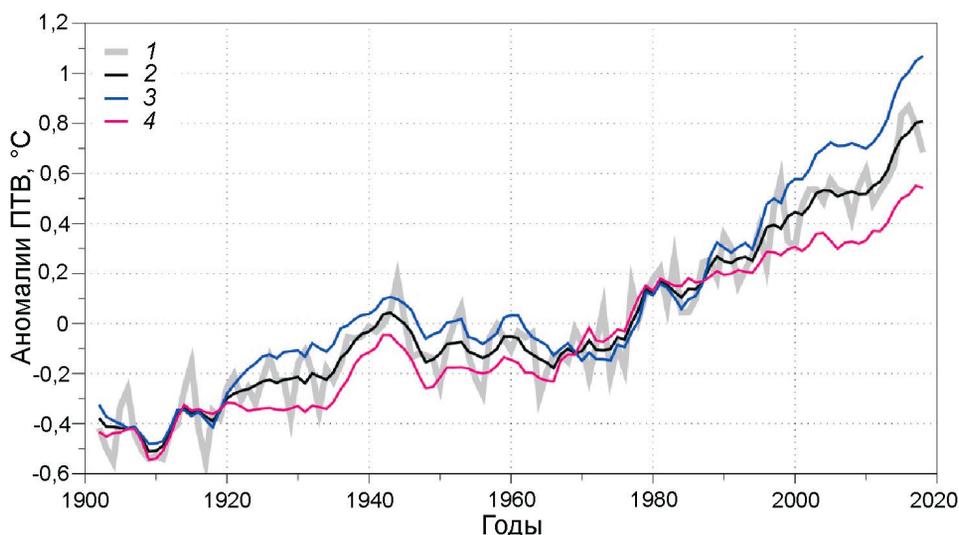


Рис. 2. Аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха (°C) в период 1900–2015 гг.: 1 – глобальные, без сглаживания; 2 – глобальные, 5-летнее скользящее среднее; 3 – СП; 4 – ЮП. По данным наблюдений HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021). Для рис. 2–10 базовый период для температурных аномалий – 1951–1980 гг.

Fig. 2. Average annual surface air temperature anomalies (°C) in period 1900–2015: 1 – global; 2 – 5-year moving average and global without running mean smoothing; 3 – Northern Hemisphere; 4 – Southern Hemisphere. According to instrumental data HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021). The reference period for temperature anomalies for Fig. 2–10 is 1951–1980

(ПТВ) в Северном полушарии (СП) с максимальными значениями в высоких широтах СП в зимний период (Векругаев et al., 2010; Бокучава, Семенов, 2018).

Механизмы потепления середины века в Арктическом регионе анализировались в работе (Bokuchava, Semenov, 2021). Однако региональные климатические аномалии во время ПСДВ наблюдались также за пределами Арктики и не только в зимний, но и в летний сезоны. Так, катастрофические пыльные бури («Пыльный котел», англ. «Dust Bowl») и волны жары в 1930-х годах в Северной Америке, экстремально холодные зимы и летние засухи в 1940-х годах в Европе, засухи в Австралии в период Второй мировой войны могли быть связаны с ПСДВ (Hegerl et al., 2018). Воздействие одних и тех же факторов потепления в СП отличается от воздействия в Арктическом регионе в результате их существенной зависимости от региональных взаимосвязей и масштаба. Например, антропогенные аэрозоли ввиду различий в их свойствах в Арктике приводят к эффекту, ведущему к усилению потепления (Bokuchava, Semenov, 2021), в то время как в СП в первую очередь играют роль аэрозоли, отражающие солнечную радиацию и приводящие к уменьшению среднеполушарной

температуры. Отклик на воздействие вулканического стратосферного аэрозоля существенно зависит от широты, на которой произошло извержение (Kravitz, Robock, 2011). Океанические и атмосферные моды внутренней изменчивости климата в средних и низких широтах СП могут оказывать принципиально иное воздействие на климат СП по сравнению с климатом Арктики.

Динамика изменений температуры в Южном и Северном полушариях имеет существенные отличия (рис. 2). Эволюция среднегодовой приземной температуры в Южном полушарии (ЮП) характеризуется монотонным потеплением с конца XIX в. за исключением периода между концом 1930-х – началом 1970-х годов, во время которого наблюдалось небольшое похолодание (0,06 °C), крайне слабое по сравнению с СП, где понижение температуры проявлялось гораздо существенней (0,27 °C) (Jones et al., 1986). Менее выраженная положительная аномалия в середине XX в. в ЮП (в котором доля площади суши примерно вдвое меньше, чем в СП) указывает на предположительно важную роль температурных аномалий над сушей и льдом в формировании среднеполушарного потепления в середине XX в. В частности, из-за переноса влаги с океана на сушу температурный отклик на рост приходящей к по-

верхности тепловой радиации над сушей сильнее, чем над океаном (Dommenges, 2009).

Однозначной теории, объясняющей ПСДВ и его природу максимального проявления в высоких широтах СП, до сих пор не существует. Пока не ясно, вызвано ли потепление в середине XX в. в СП региональными процессами или является откликом на глобальные изменения климата. Климатические модели указывают на основную роль внутренней естественной изменчивости климата (Delworth, Knutson, 2005) и обратных климатических связей (Chen et al., 2018; Bengtsson et al., 2004). Однако внешние естественные (Suo et al., 2013; Nozawa et al., 2005) и антропогенные факторы, в том числе сульфатные, сажевые аэрозоли (Booth et al., 2012; Shindell, Fulavegi, 2009) и парниковые газы (Meehl et al., 2004), также могут вносить вклад в формирование этой климатической аномалии. Ряд исследований (Hegerl et al., 2018) указывает, что ПСДВ можно объяснить как совместное проявление внутренней изменчивости климатической системы в виде квазипериодических колебаний или стохастических флуктуаций климата на фоне роста глобальной температуры, связанного с внешним антропогенным и природным

воздействием (увеличение выбросов парниковых газов и паузой в вулканических извержениях).

Особенно актуальный вопрос на текущий момент – выделение основной роли северных атлантического или тихоокеанского секторов в событии ПСДВ. Большая часть исследований предыдущих двух десятилетий указывают на Северо-Атлантический сектор как основной регион, ответственный за приток дополнительного атмосферного и океанического тепла во внетропические широты СП, однако эксперименты с климатическими моделями выделяют роль северного сектора Тихого океана как сравнимый с Северо-Атлантическим по вкладу в климатические изменения в середине XX в. в СП.

Эволюция результатов численного моделирования изменений климата с помощью ансамблей моделей климата разных поколений (IPCC, 2001; IPCC, 2007; IPCC, 2013) показывает, что совершенствование моделей и более полный учёт факторов внешнего (естественного и антропогенного) воздействия на климат позволяют более успешно воспроизводить динамику глобальных и региональных изменений температуры за последние 150 лет, в том числе и ПСДВ (рис. 3, а). Видно, что более современные по-

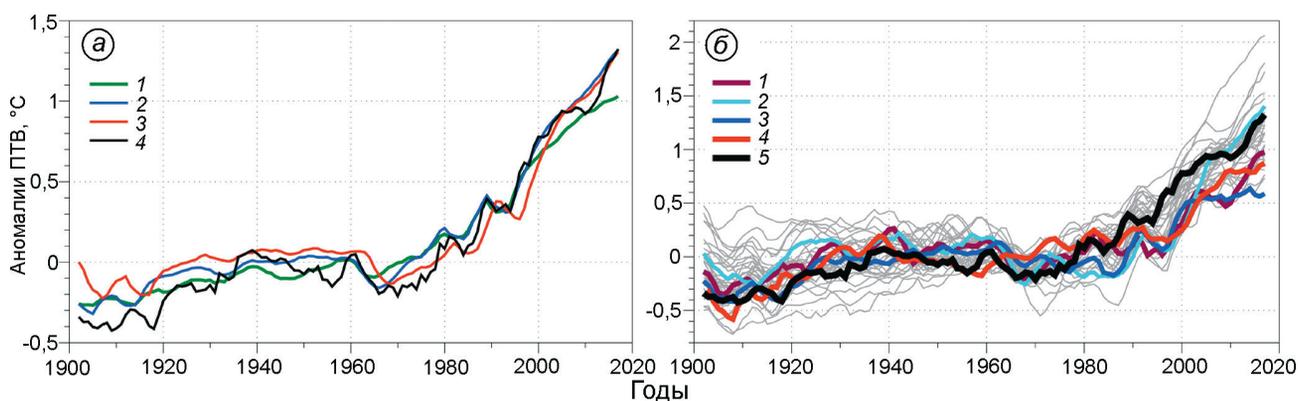


Рис. 3. Среднегодовые аномалии приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Северном полушарии:

a – среднее значение по ансамблям моделей: 1 – CMIP3; 2 – CMIP5; 3 – CMIP6; 4 – CRUTEM5; *b* – отдельные реализации из ансамблевых расчётов моделей CMIP6 (серые линии) с выделенными цветом реализациями: 1 – GISS-E2-1-G; 2 – HadGEM3-GC31-LL; 3 – INM-CM4-8; 4 – MPI-ESM1-2-HR, которые демонстрируют долгопериодные изменения приземной температуры воздуха, схожие с данными наблюдений; 5 – CRUTEM5.

Все данные усреднены по маске данных CRUTEM5, исключая области, где в сеточном архиве CRUTEM5 отсутствуют данные, 5-летнее скользящее среднее

Fig. 3. Annual Northern Hemisphere surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) anomalies:

a – as observed (CRUTEM5 data) and averaged (ensemble mean) over: 1 – CMIP3; 2 – CMIP5; 3 – CMIP6 model simulation ensembles; 4 – CRUTEM5; *b* – as simulated in individual models from CMIP6 ensemble (grey lines) with highlighted (by thick colored lines): 1 – GISS-E2-1-G; 2 – HadGEM3-GC31-LL; 3 – INM-CM4-8; 4 – MPI-ESM1-2-HR, simulations that exhibit multidecadal surface air temperature variations similar to observations; 5 – CRUTEM5.

All data are masked as in CRUTEM5 data set and smoothed with 5-year running mean

колениа моделей СМIP5 и СМIP6 воспроизводят более сильную амплитуду ПСДВ, чем раннее поколение моделей СМIP3, в частности, показывая заметное похолодание в 1960-х годах как отклик на внешнее воздействие на климат. Вместе с тем, в то время как современное потепление практически идеально воспроизводится при усреднении по ансамблю моделей (что указывает на внешние, прежде всего антропогенные воздействия на климат как главный фактор его современных изменений), амплитуда ПСДВ, несмотря на рост реалистичности результатов моделирования, до сих пор значительно занижается в климатических моделях. Это может указывать на важную роль внутренней изменчивости климата, в том числе и на междесятилетних временных масштабах (Johannessen et al., 2004; Semenov et al., 2010; Семенов, 2015). Нельзя также исключать и возможность некорректного задания в моделях внешнего воздействия на климат в первой половине XX в., когда отсутствовали прямые данные наблюдений по аэрозолям достаточного покрытия.

Расхождение между наблюдаемой и моделируемой (в ответ на внешнее воздействие) ПТВ в СП указывает на важную роль внутренних климатических изменений в многолетнем масштабе (Delworth, Knutson, 2005; Bengtsson et al., 2004; Latonin et al., 2021). Климатические модели способны воспроизводить значительные внутренние колебания, которые аналогичны наблюдаемым (см. рис. 3, б). Отдельные реализации ансамблевых расчётов содержат естественные внутренние колебания климата на фоне изменений, вызванных внешним воздействием. При усреднении по ансамблю реализаций внутренние колебания, имеющие случайные фазы, отфильтровываются и остаются лишь изменения, связанные с внешним воздействием (см. рис. 3, а). Некоторые из реализаций способны достаточно хорошо воспроизвести динамику изменений температуры СП в XX в., что подразумевает важную роль случайной внутренней динамики климата в формировании ПСДВ.

Исследование причин потепления середины века затруднено недостаточным количеством и качеством климатических данных, особенно в полярных широтах (Векругаев et al., 2010). Знания о климате за этот временной отрезок большей частью основаны на нерегулярных метеорологи-

ческих наблюдениях на земной поверхности, судовых измерениях и некоторых климатических реконструкциях (Hansen et al., 2010). Пространственное покрытие данными в период ПСДВ по сравнению с современным периодом отличается большими пропусками во многих ключевых регионах, охваченных только спорадическими измерениями, например, в зоне тропического Тихого океана и большей части ЮП, во внутренних районах Африки, в полярных широтах. Обширная территория Северного Ледовитого океана до сих пор не охвачена непрерывными наблюдениями. На рис. 4 представлены среднегодовые аномалии ПТВ на суше СП на основе трёх основных современных глобальных анализов эмпирических данных ПТВ. Это – анализ глобальной приземной температуры над сушей и океанами BERKLEY (Rohde, 2013; <http://berkeleyearth.org/>), данные GISTEMP (Lenssen et al., 2019; <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>) и данные приземной температуры над сушей CRUTEM5 (Morice et al., 2021; <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/temperature/>). Аномалии ПТВ усреднены по маске, учитывающей отсутствующие данные в сеточном архиве CRUTEM5. Все три архива демонстрируют схожие изменения температуры в СП в XX в., особенно в части долгопериодных колебаний.

Альтернативный источник данных – реанализы (Lindsay et al., 2014), охватывающие весь XX в. или его часть и представляющие собой полный набор метеорологических данных со 100%-м покрытием. Реанализы – результат численных экспериментов с моделями океана и атмосферы, которые ассимилируют доступные данные наблюдений и приводят динамические и термодинамические переменные атмосферы и океана к эмпирическим данным. В случае реанализов XX в. из-за отсутствия других многолетних данных наблюдений за состоянием атмосферы давление на уровне моря (ДУМ) – единственная атмосферная переменная, используемая для ассимиляции. Данные ДУМ также сильно ограничены в начале XX в. в разных регионах по всему миру и полностью отсутствуют над Северным Ледовитым океаном (даже в настоящее время). Проиллюстрированы данные ПТВ в СП для трёх реанализов XX в. по сравнению друг с другом и данными наблюдений (см. рис. 4). Используются два атмосферных реанализа – NOAA

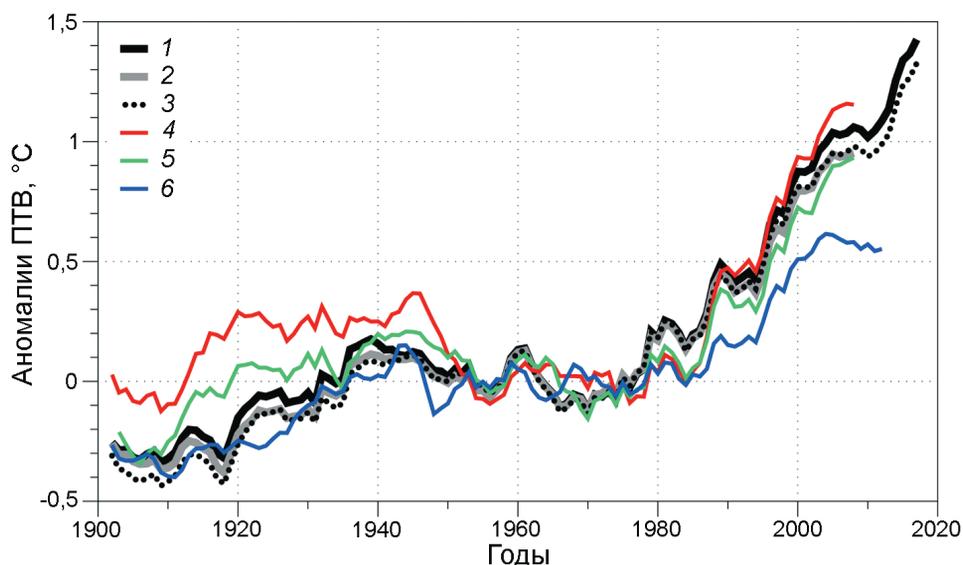


Рис. 4. Среднегодовые аномалии приземной температуры воздуха (°C) в Северном полушарии по данным массивов:

1 – CRUTEM5; 2 – GISTEMP; 3 – BERKLEY по маске в соответствии с пропущенными данными CRUTEM5 и по данным реанализов; 4 – ERA 20C; 5 – CERA 20C; 6 – NOAA 20C, а также по маске CRUTEM5, 5-летнее скользящее среднее

Fig. 4. Annual mean surface air temperature anomalies (°C) in the Northern Hemisphere according to:

1 – CRUTEM5; 2 – GISTEMP; 3 – BERKLEY datasets when masked according to CRUTEM5 missing data and from the: 4 – ERA 20C; 5 – CERA 20C; 6 – NOAA 20C reanalysis products, also according to the CRUTEM5 mask, 5-year running mean

20C (Compo et al., 2011) и ERA 20C (Poli et al., 2016) – и один совместный реанализ атмосферы и океана CERA 20C (Lalouaux, 2018). Сравнение различных реанализов XX в. с данными наблюдений и между собой выявило существенные различия в тенденциях изменений температуры, часто качественного характера, в первой половине XX в., что не позволяет рассматривать эти данные как полноценную замену отсутствующим наблюдениям и показывает, что реанализы следует использовать в качестве замены отсутствующих наблюдений в период ПСДВ с большой осторожностью (Бокучава, Семенов, 2018).

Понимание механизмов периода ПСДВ и последующего похолодания – ключ к определению относительного вклада внутренней естественной изменчивости на фоне отклика на внешние, в том числе антропогенные, воздействия в глобальном изменении климата на многолетнем временном масштабе, а исследование региональных изменений температуры в СП в середине XX в. (Brönnimann, 2009) позволяет выявить возможные механизмы естественной изменчивости (Pithan, Mauritsen, 2014). В статье приводится обзор гипотез, объясняющих ПСДВ, с упором на анализ механизмов внутренней кли-

матической изменчивости, а также оценён вклад атмосферных и океанических мод северных секторов Атлантического и Тихоокеанского регионов в колебания ПТВ в СП в течение XX в.

Внешние факторы воздействия на климат

Парниковые газы и антропогенные аэрозоли.

Изменения температуры за последние 50 лет обусловлены в первую очередь антропогенным увеличением парниковых газов (ПГ) (Алексеев и др., 2014), но роль этого фактора для потепления середины XX в. – предмет дискуссии, так как интенсивный рост концентраций ПГ начался уже после 1940-х годов. Антропогенная деятельность приводит к выбросам в атмосферу четырёх основных ПГ: диоксида углерода (CO_2), метана (CH_4), закиси азота (N_2O) и галогенуглеродов (фтор, хлор, бром) (Forster et al., 2007). Усиление парникового эффекта в результате увеличения в атмосфере концентрации CO_2 за счёт сжигания ископаемого топлива не может в одиночку объяснить событие ПСДВ, так как с 1906 по 1945 г. его рост составил лишь 10% (с 299 до 311 частиц на миллион (ppm) от всего роста с доиндустри-

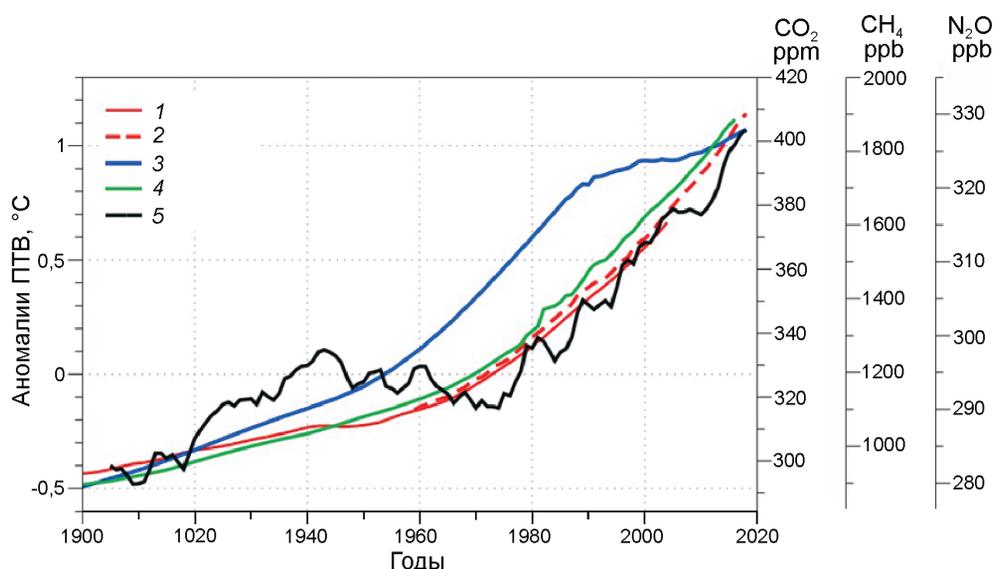


Рис. 5. Концентрации углекислого газа CO_2 в атмосфере (ppm) в период 1900–2018 гг.: 1 – на основе реконструкции концентрации атмосферного CO_2 по ледяным кернам в Антарктике (Etheridge et al., 1998); 2 – по данным наблюдений на станции Мауна Лоа (Tans, Keeling, 2020); 3 – концентрации метана CH_4 (ppb) (Ritchie et al., 2020); 4 – концентрации оксида азота N_2O (ppb) (Ritchie et al., 2020); 5 – аномалии приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Северном полушарии согласно данным наблюдений HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021), 5-летнее скользящее среднее

Fig. 5. Concentrations of carbon dioxide in the atmosphere (ppm) for 1900–2018: 1 – according to Antarctic ice core CO_2 reconstructions (Etheridge et al., 1998); 2 – and observational data at Mauna Loa (Tans, Keeling, 2020); 3 – methane concentrations CH_4 (ppb) (Ritchie et al., 2020); 4 – nitrogen dioxide concentrations N_2O (ppb) (Ritchie et al., 2020); 5 – surface air temperature anomalies ($^{\circ}\text{C}$) in Northern Hemisphere according to HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021) observations, 5-year running mean

альных значений 1850 г. (286 ppm) по настоящее время (408 ppm) (Macfarling Meure et al., 2006). Вклад CH_4 в парниковый эффект в несколько раз меньше по сравнению с CO_2 , но парниковый потенциал CH_4 в 25 раз больше за столетний период. Примерно с 1750 г. содержание метана в атмосфере выросло почти втрое, что обусловлено деятельностью, связанной с сельским хозяйством, в то время как важнейшим естественным источником метана служат болота, влажная почва и вечная мерзлота, интенсивность выделения CH_4 которыми также сильно зависит от изменений климата (Елисеев, 2018). N_2O выделяется в атмосферу в результате активного использования удобрений и сжигания ископаемого топлива, имеет ещё меньшую концентрацию в атмосфере чем метан, но делает существенный вклад в парниковый эффект из-за высокого парникового потенциала (Meinhausen et al., 2017).

Интенсивный рост CO_2 , CH_4 и N_2O начался во второй половине XX в. (рис. 5), что не согласуется с динамикой температуры в течение

ПСДВ и не может играть доминирующую роль в росте глобальной температуры в этот период. Однако данные модельных экспериментов (см. рис. 3) показывают, что рост концентраций ПГ мог внести определённый вклад в потепление 1920–1940 гг. в сочетании с другими факторами – паузой в вулканических извержениях, ростом солнечной активности (Meehl et al., 2004; Suo et al., 2013) и внутренней климатической изменчивостью (Delworth, Knutson, 2005).

Отклонения же от устойчивого процесса потепления, вызванного увеличением концентраций парниковых газов в атмосфере, на десятилетних временных масштабах могут быть связаны с воздействием антропогенного аэрозоля (Shindell, Falavegi, 2009), количественные оценки влияния которого на глобальные и региональные изменения климата крайне неопределённые из-за различий в своих характеристиках, часто приводящих к аномалиям температуры разного знака (Haywood, Boucher, 2000; Booth et al., 2012; Undorf et al., 2018). Основной вклад в охлаждающий эф-

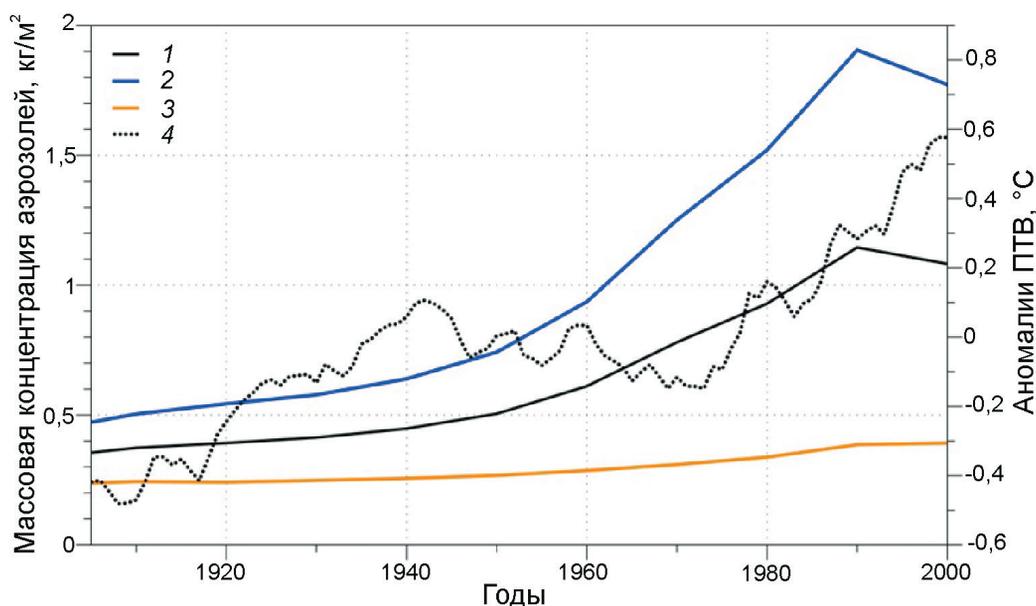


Рис. 6. Массовая концентрация аэрозолей (kg/m^2) по данным климатической модели GISS для CMIP5 с заданной реконструкцией эмиссий антропогенных аэрозолей:

1 – глобальная; 2 – для Северного полушария; 3 – для Южного полушария; 4 – аномалии приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Северном полушарии по данным наблюдений HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021), 5-летнее скользящее среднее

Fig. 6. Aerosols mass concentrations (kg/m^2) according to the GISS climate model with a given reconstruction of anthropogenic aerosol emissions:

1 – global; 2 – for Northern Hemisphere; 3 – for Southern Hemisphere; 4 – annual surface air temperature anomalies ($^{\circ}\text{C}$) for the Northern Hemisphere according to HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021) observations, 5-year running mean

фект вносят сульфатные аэрозоли, составляющие около двух третей массы аэрозолей антропогенного происхождения, наиболее высокие значения концентрации которых наблюдаются прежде всего в СП, где по сравнению с ЮП выше доля суши по отношению к океану, проживает большая часть населения и, как следствие, расположен основной объём производств – источников выбросов аэрозолей (рис. 6).

Изменение солнечной и вулканической активности. Оценки относительного вклада солнечной радиации в формирование изменений климата в XX в., основанные на модельных расчётах и анализе данных наблюдений и реконструкций, имеют очень широкий диапазон, но в целом показывают относительно небольшую роль солнечной активности в изменчивости ПТВ (Reid, 1997; Lean, Rind, 2008; Мохов, Смирнов, 2008; Przybylak et al., 2020). Глобальное снижение ПТВ на несколько десятых градуса Цельсия в течение нескольких месяцев после крупных вулканических извержений происходит главным образом из-за богатого серной кислотой стратосферного аэрозоля, который, поднимаясь до нижней границы стратосфе-

ры, увеличивает планетарное альbedo (Sigurdsson, 1990). Это вызывает отрицательные аномалии радиационного баланса Земли, и эффект может сохраняться в зависимости от силы извержения в течение нескольких лет из-за тепловой инерции охлаждённых океанов (Mass, Portman, 1989; Robock, 2000). Снижение вулканической активности совместно с усилением солнечной радиации – существенные факторы, влияющие на глобальные изменения климата, однако по данным модельных экспериментов (Nozawa et al., 2005; Suo et al., 2013) этих факторов недостаточно для объяснения как амплитуды ПСДВ, так и его динамики, в том числе похолодания 1945–1955 гг.

Согласно модельным экспериментам, усиленная солнечная радиация – более важный фактор для периода ПСДВ, чем антропогенный (Nozawa et al., 2005), и, наряду с низкой вулканической активностью в 1920–50-х годах, в значительной степени ответственна за потепление середины XX в. во внетропических широтах СП (Suo et al., 2013), однако все перечисленные факторы вместе не могут объяснить событие ПСДВ полностью (рис. 7).

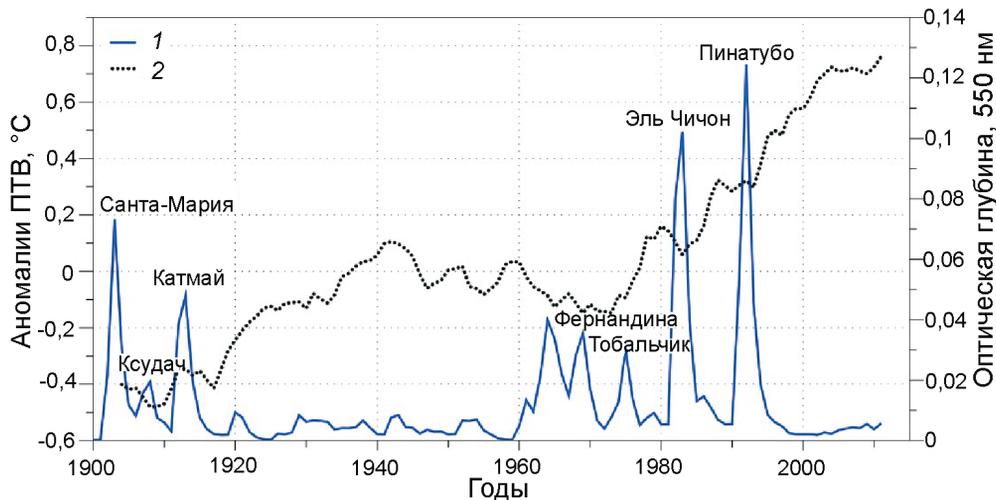


Рис. 7. Изменения средней оптической толщины аэрозоля в XX в., вызванные воздействием вулканического аэрозоля по данным климатической модели GISS с заданной реконструкцией вулканической активности (Miller et al., 2014):

1 – для Северного полушария; 2 – аномалии среднегодовой приземной температуры воздуха (°C) в Северном полушарии по данным наблюдений HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021), 5-летнее скользящее среднее

Fig. 7. Changes in the aerosol average optical thickness in the 20th century caused by the impact of volcanic aerosol according to the GISS climate model with a given reconstruction of volcanic activity (Miller et al., 2014):

1 – for Northern Hemisphere; 2 – annual surface air temperature anomalies (°C) in Northern Hemisphere according to HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021) observations, 5-year running mean

Внутренние механизмы колебания климата

Внутренняя изменчивость атмосферной циркуляции. Основная проблема в определении причин изменений климата в последнем столетии связана с оценкой относительного вклада внутренней естественной изменчивости климатической системы и внешнего антропогенного воздействия (Delworth, Knutson, 2005). Потепление в 1920–40-х годов было предметом научного интереса уже в первой половине XX в. Некоторые исследования, начатые ещё в 1930 г., показали важную роль циркуляции атмосферы и океана в развитии региональных колебаний климата (Визе, 1937). Аналогичные исследования проводятся и в настоящее время. Численные эксперименты с моделями климата (например, Wang et al., 2007) показывают, что внутренняя изменчивость атмосферы и обратные связи между компонентами климатической системы (атмосфера, океан, морской лёд) способны привести к аномалиям климата, сопоставимым с ПСДВ. Значительная часть изменчивости межгодовых и десятилетних аномалий приповерхностной температуры и связанных с ними процессов в Арктике и в других регионах в первой половине

XX в. может быть объяснена изменчивостью ведущих режимов крупномасштабной циркуляции атмосферы (Wood, Overland, 2010). Северные регионы Атлантического и Тихого океанов – ключевые регионы атмосферной циркуляции, ответственные за межширотный перенос тепла в атмосфере средних и высоких широт СП.

Во второй половине XX в. такие индексы, как Северо-Атлантическое колебание (САК; North Atlantic Oscillation – NAO), Арктическая осцилляция (АО; Arctic Oscillation – AO), Тихоокеанско-Североамериканское колебание (ТСАК; Pacific–North American index – PNA) и другие, по разным оценкам могут объяснить от 40 до более 80% изменчивости ПТВ во внетропических широтах с СП (Wood, Overland, 2010; Попова и др., 2018; Попова, 2018). Существуют также индексы, воздействующие на климат на региональном масштабе, – Скандинавское колебание (Scandinavian index – SCAND), Восточная Атлантика – Западная Сибирь (ВАЗС; East Atlantic Western Russia – EAWR), East Pacific – North Pacific, West Pacific (Barnston, Livezey, 1987) и др. В работе сделан упор на основные паттерны атмосферной изменчивости, имеющей наибольшее воздействие на климат СП.

САК — доминирующий режим крупномасштабной изменчивости атмосферы в зимний период в Северо-Атлантическом секторе СП, характеризующийся колебаниями разности атмосферного приземного давления между Исландским минимумом и Азорском максимумом (Stephenson et al., 2003). С САК тесно связан индекс АО, отражающий изменение давления на уровне моря во внетропических широтах СП. АО определяет колебания атмосферных потоков в средних широтах СП с севера на юг в течение зимнего периода (Ambaum et al., 2001). САК характеризует силу и направление западных ветров на восток и распределение путей движения циклонов через Северную Атлантику, формируя климат европейской части Евразийского континента в холодное полугодие. АО и САК не имеют ярко выраженных циклов колебаний (Ambaum et al., 2001), а их изменчивость, в том числе долгопериодная, не может статистически значимо отличаться от случайного процесса (Semenov et al., 2008).

В течение первых десятилетий XX в. положительная фаза САК выражалась в более сильной, чем обычно, зональной циркуляции над Северной Атлантикой. Долгосрочное доминирование такого характера атмосферной циркуляции приводит к ветровой адвекции тёплых атлантических вод в северо-восточную часть Северной Атлантики и в Арктику (Dickson et al., 2000), что могло способствовать потеплению в СП в этот период. Однако в период наиболее интенсивной фазы потепления в 1920–30-х годах индекс САК снижался. Поэтому вклад САК в ПСДВ в долгопериодные аномалии климата во внетропических широтах СП маловероятен, что также подтверждается анализом пространственной и корреляционной структуры аномалий температуры в СП в XX в. (Semenov, Bengtsson, 2003; Semenov et al., 2008). Для САК была выявлена также связь с региональными аномалиями морских льдов. Сильная отрицательная аномалия индекса САК в 2009–2010 гг. с усилением меридиональной циркуляции была самым низким значением по данным станционных наблюдений с середины XIX в. (Overland et al., 2011), когда концентрации морского льда в высоких широтах СП достигали наиболее низких значений.

Индекс Тихоокеанского Северо-Американского колебания (ТСАК) описывает режим циркуляции атмосферы в Северо-Тихоокеанском

секторе. ТСАК характеризует градиент давления между севером Тихого океана (Алеутский минимум) и востоком Северной Америки (Канадский максимум) и отражает колебания зонального переноса в регионе. В случае ТСАК обе циркуляционные фазы индекса могут способствовать региональному затоку тёплого воздуха во внетропические широты СП в разных долготных секторах. В 1930–50-х годах отрицательная фаза привела к переносу тёплых воздушных масс к полюсу через северо-западную часть Тихого океана, а положительный пик 1940 г. — к усилению зонального переноса к западному побережью Канады и Аляске (Hegerl et al., 2018).

Индекс Южного колебания (ЮК; Southern Oscillation — SOI) характеризует атмосферное проявление изменчивости Эль Ниньо — Южная осцилляция (ЭНЮК; ENSO — El Nino Southern Oscillation (Zhang et al., 1997), являющееся основным естественным климатическим сигналом в глобальной системе океан—атмосфера на десятилетнем масштабе. ЮК характеризует разницу между ДУМ в тропической западной части Тихого океана — в Дарвине, Австралии и в центральной части Тихого океана — на Таити. Отклонения разницы от средних значений указывают на усиление/ослабление зональной циркуляции Уокера (Meng et al., 2012). ЮК воздействует на изменчивость климата СП не только в Тихоокеанском регионе (Yu & Zwiers, 2007; Renwick and Wallace, 1996), в том числе через возможную взаимосвязь с ТСАК (Renwick and Wallace, 1996; Straus, Shukla, 2002; Yu & Zwiers, 2007). Некоторые исследования также выявляют отклик на ЭНЮК в Северо-Атлантическом секторе (Stenseth et al., 2003; Wang et al., 2013).

Анализ изменчивости ведущих крупномасштабных мод атмосферной циркуляции во внетропических регионах показывает, что внутренняя динамика атмосферы может оказывать воздействие на ПТВ в СП в первой половине XX в., учитывая существенный вклад как Атлантического, так и Тихоокеанского секторов в изменения потоков южных воздушных масс во внетропические широты СП (Wegmann et al., 2017). Тем не менее, исключительно внутренняя атмосферная изменчивость не может быть достаточным фактором для формирования аномалии с амплитудой ПСДВ (Hegerl et al., 2018) и должна дополняться другими факторами внутренней и внешней изменчивости климата.

Внутренняя изменчивость океанической циркуляции. Интенсивный рост ПТВ в СП в XX в. может быть связан не только с ростом атмосферного притока тепла, но и с увеличением переноса тепла океаном во внетропические широты СП. Как было показано, усиление океанической меридиональной циркуляции в Атлантике увеличивает потоки тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике и Арктике, приводя к положительной аномалии температуры около $0,4^{\circ}\text{C}$ (Semenov, 2010). Анализ данных модельных экспериментов показывает, что ПСДВ в СП может быть следствием усиления океанического притока из Северной Атлантики в Баренцево море с сокращением площади морских льдов, усиленным положительной обратной связью (Bengtsson et al., 2004), а также указывает на связь температурной изменчивости во внетропических широтах СП с колебаниями термохалинной циркуляции в Северной Атлантике (Delworth, Mann, 2000). Термохалинная циркуляция (ТХЦ), называемая также океаническим конвейером, приводится в движение градиентами температуры и солёности, определяющими плотность морской воды; она регулирует вертикальное перемешивание и крупномасштабные круговороты воды и способствует переносу тепловой энергии между океаническими бассейнами (Лаппо и др., 1990). Усиление ТХЦ вызывает усиленный перенос тёплых вод в Северную Атлантику и могло внести вклад как в потепление в первой половине XX в., так и в современное потепление (Delworth, Mann, 2000; Semenov et al., 2010).

Изменчивость температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике в течение XIX–XX вв. характеризовалась квазициклическими колебаниями разного знака на временных масштабах 50–80 лет (Polyakov et al., 2004). Такие колебания в Северо-Атлантическом регионе получили название Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО; Atlantic Multidecadal Oscillation – АМО (Enfield et al., 2001). Однако тот факт, что значительная часть изменчивости ТПО во время ПСДВ происходила на десятилетних временных масштабах (Yamanouchi, 2011), в то время как цикл АМО составляет 50–70 лет, а также учёт важной роли адвекции воздушных масс во внетропические широты СП из Тихоокеанского региона привели к появлению гипотезы о роли этого региона

в ПСДВ. Синхронный с АМО сдвиг фаз Тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО; Pacific Decadal Oscillation – PDO (Mantua et al., 1997), представляющей собой долгопериодные колебания ТПО в Тихоокеанском регионе севернее 20° с.ш. (Mantua et al., 1997), как показали недавние исследования, может играть не менее важную роль в поступлении тепла в высокие широты СП в середине века, чем АМО (Wegmann et al., 2017).

Мода ТДО сильно взаимосвязана с фазами ЭНЮК (Yu, Zwiers, 2007). Океанические индексы Ниньо (ОИН; Oceanic Nino index – ONI) и Ниньо 3.4 (Nino 3.4) – наиболее часто используемые для определения явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья (Webb, Magi, 2022), представляющие собой средние ТПО в экваториальном секторе Тихого океана. Периодичность ТДО больше чем у ЭНЮК, но меньше чем у АМО и составляет 20–40 лет (Mantua et al., 1997). Тем не менее, ЭНЮК – основной источник предсказуемости ТДО, который играет ключевую роль в его формировании (Nidheesh et al., 2017). Отдельное событие Эль-Ниньо наблюдалось в 1939–1942 гг., а выраженные явления Ла-Нинья на протяжении XX в. совпадают с отрицательными фазами ТДО (рис. 8). Несколько современных исследований предполагают синхронный сдвиг фаз АМО и ТДО в качестве важного фактора интенсивного потепления в высоких широтах СП, в том числе в середине века (Tokinaga et al., 2017; Малинин, Вайновский, 2018).

Результаты некоторых модельных экспериментов (Chylek et al., 2016), где АМО и ТДО – потенциальные предикторы для объяснения естественной изменчивости климата, помимо естественного и антропогенного внешнего воздействия, показывают, что ТДО в отличие от АМО не вносит существенного вклада в изменения глобальной температуры в XX в. Другие модельные эксперименты (Svendsen et al., 2018) утверждают, что именно ТДО – ключевой фактор потепления во внетропических широтах в СП в середине XX в., когда оно перешло в положительную фазу с углублением Алеутского минимума и аномальной адвекцией тёплых воздушных масс в Арктические широты. Модельные эксперименты без учёта изменчивости ТПО в тропической зоне Тихого океана воспроизводят монотонное потепление на всём протяжении XX в., в том числе и в период похолодания

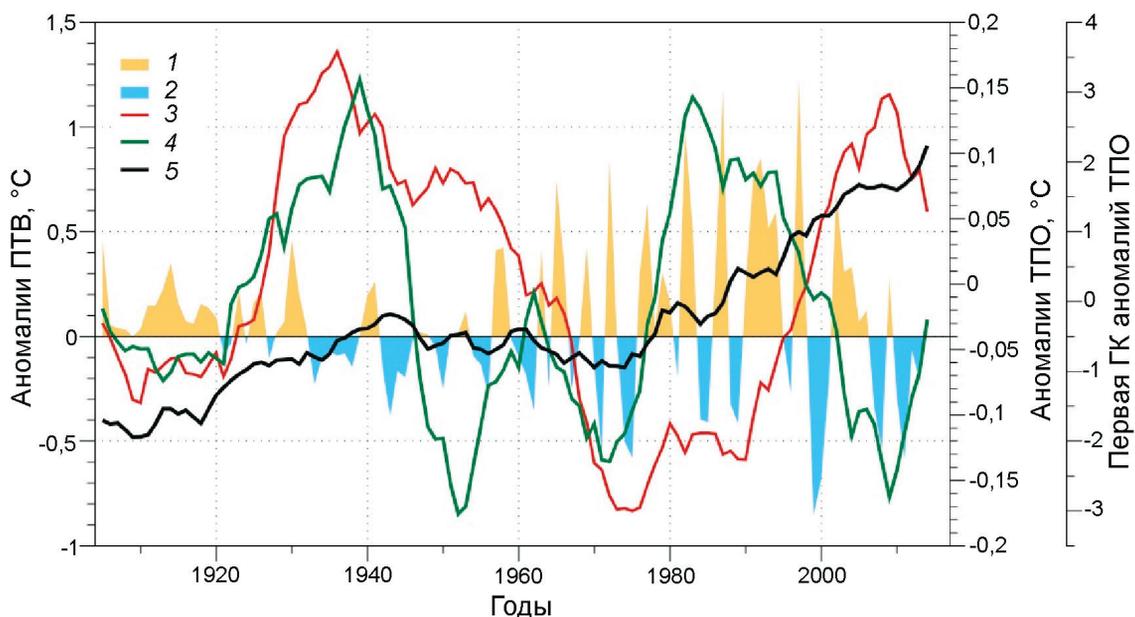


Рис. 8. Индексы океанической циркуляции:

1, 2 – Океанический индекс Ниньо; 3 – Атлантическая мультидекадная осцилляция по данным наблюдений HadISST2.0 (Titchner, Rayner, 2014), 10-летнее скользящее среднее; 4 – Тихоокеанская декадная осцилляция по данным наблюдений HadISST2.0 (Titchner, Rayner, 2014), 10-летнее скользящее среднее; 5 – аномалии средней годовой приземной температуры воздуха (°C) в период 1900–2015 гг. по данным наблюдений HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021) для СП, 5-летнее скользящее среднее

Fig. 8. Ocean circulation indices:

1, 2 – Oceanic Niño Index; 3 – Atlantic Multidecadal Oscillation according to HadISST2.0 observations (Titchner, Rayner, 2014), 10-year running mean; 4 – Pacific Decadal Oscillation according to HadISST2.0 observations (Titchner, Rayner, 2014), 10-year running mean; 5 – annual surface air temperature anomalies (°C) for 1900–2015 according to HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021) observations for NH, 5-year running mean

1950–60-х годов (Svendsen et al., 2018). Анализ изменчивости АМО и ТДО в ансамбле моделей климата CMIP5 (Stolpe et al., 2017) показал, что их вклад в ПСДВ на глобальном масштабе мог составлять до 0,15 °C, в то время как вклад в потепление последних 50 лет не превышал 10%.

Таким образом, внутренняя изменчивость – один из наиболее вероятных механизмов, который объясняет значительную часть ПСДВ в СП. При этом в последние годы увеличилось число работ, указывающих на Тихий океан как источник долгопериодных колебаний. В то же время количественная оценка вклада Атлантического и Тихоокеанского секторов в ПСДВ на данный момент не определена. Спорный вопрос об основной роли АМО или ТДО может заключаться в том, что индексы способны усиливать или компенсировать воздействие друг друга на ПТВ из-за разности в длительности колебаний. Модельные эксперименты (Delworth, Knutson, 2005; Shioyama et al., 2006; Yamanouchi, 2011) показывают, что внутренняя изменчивость как единственный фактор не может объяснить всю

амплитуду температурных колебаний в первой половине XX в. и должна дополняться естественным и антропогенным внешним воздействием и/или положительными обратными связями в климатической системе СП.

Чтобы оценить потенциальный вклад основных индексов естественной изменчивости, а именно АМО, ТДО, САК, АО и ТСАК, в многолетние колебания ПТВ в СП использован множественный регрессионный анализ. Индексы ЭНЮК (ЮК, ОИН) показывают крайне незначимый вклад (менее 0,1%) и в дальнейшем анализе не используются. Как отмечалось ранее, моды изменчивости Тихоокеанского экваториального региона могут воздействовать на климат СП через воздействие на индексы ТДО, ТСАК и САК. (Straus, Shukla, 2002; Yu & Zwiers, 2007; Wang et al., 2013; Nidheesh et al., 2017). На рис. 9 показана ПТВ в СП после вычета линейного тренда, в первом приближении описывающая отклик внешнего воздействия на климат по данным наблюдений и рассчитанная на основе множественной линейной регрессии температуры

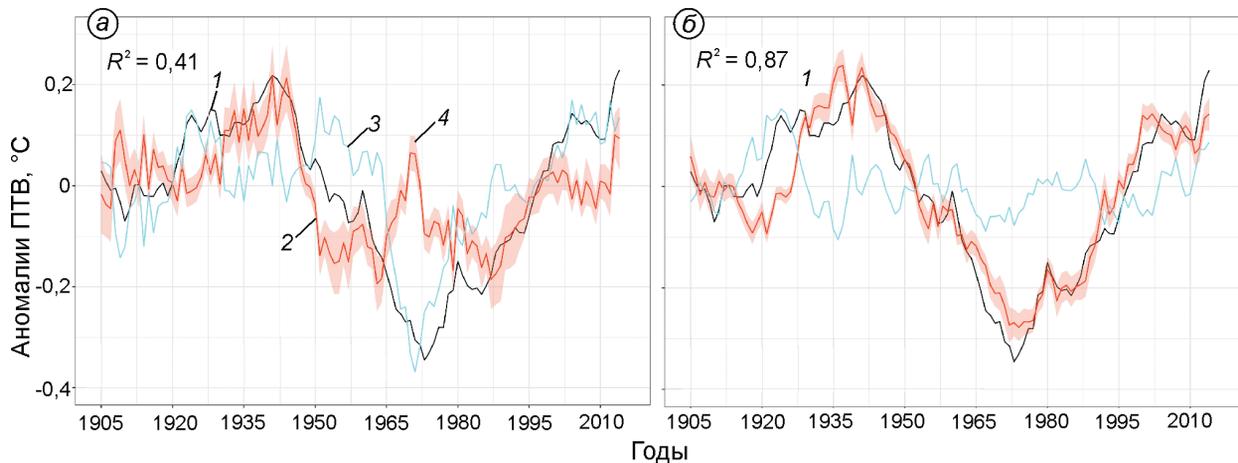


Рис. 9. Многолетние изменения зимней (январь–март) приземной температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в Северном полушарии по данным наблюдений HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021) и рассчитанные с применением множественной регрессии наблюденной приземной температуры воздуха на индексы:

a – Тихоокеанско-Североамериканское колебание, Арктическая осцилляция, Северо-Атлантическое колебание; *б* – Тихоокеанско-Североамериканское колебание, Арктическая осцилляция, Северо-Атлантическое колебание, Атлантическая мультидекадная осцилляция, Тихоокеанская декадная осцилляция; 1 – аномалии приземной температуры воздуха для зимнего сезона (январь–март) в Северном полушарии за 1905–2010 гг.; 2 – модель; 3 – ошибка модели; 4 – 90%-й доверительный интервал, все значения даны в $^{\circ}\text{C}$, 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы

Fig. 9. Long-term surface air temperature ($^{\circ}\text{C}$) changes in Northern Hemisphere according to HadCRUT5.0 observations (Morice et al., 2021) and calculated using multiple regression of the observed surface air temperature on indices: *a* – Pacific North-American, Arctic Oscillation, North Atlantic Oscillation; *б* – Pacific North-American, Arctic Oscillation, North Atlantic Oscillation, Atlantic Multidecadal Oscillation, Pacific Decadal Oscillation; 1 – average annual surface air temperature anomalies ($^{\circ}\text{C}$) for the Northern Hemisphere for 1905–2010; 2 – model; 3 – model error; 4 – 90% confidence interval. According to HadCRUT5.0 (Morice et al., 2021) observations, all values in $^{\circ}\text{C}$, 7-year running mean, all time-series are detrended

на атмосферные индексы САК, АО и ТСАК и совместно на атмосферно-океанические индексы САК, АО, ТСАК, АМО и ТДО (перед процедурой регрессионного анализа линейный тренд также удалялся из многолетних рядов индексов атмосферных и океанических мод). Результаты показывают, что моды атмосферной циркуляции (см. рис. 9, *a*) объясняют лишь 40% изменчивости среднегодовой ПТВ в СП в течение XX в., при этом модель не согласуется с данными наблюдений с 1965 по 1980 гг., что указывает на возможную роль океанической изменчивости.

Совместная изменчивость океана и атмосферы может объяснить значительную часть наблюдаемых долгопериодных отклонений ПТВ от векового тренда как в течение ПСДВ, так и в современный период, приводя к изменениям температуры до $0,5^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 9, *б*), что согласуется с оценками в работе (Semenov et al., 2010), полученными с помощью численных экспериментов с моделью климата. Такая регрессионная модель объясняет 87% изменчивости детрендированной ПТВ в СП за период 1905–

2014 гг., при этом 46% приходится на АМО, 28% на САК, 12,5% на ТСАК и менее 1% на АО и ТДО. Данная регрессионная модель основана на предположении, что используемые предикторы независимы друг от друга и не подвержены воздействию других, внешних факторов. Такое предположение можно считать идеализированным, так как существуют исследования, указывающие, что перечисленные режимы могут быть взаимосвязаны и подвержены внешнему воздействию (Deser et al., 2004; d’Orgeville et al., 2007).

Обратные связи в высоких широтах Северного полушария. Чувствительность климатической системы к таким внешним воздействиям, как рост содержания парниковых газов в атмосфере, определяется действующими в ней обратными связями. Положительные обратные связи – один из ключевых элементов в климатической системе, приводящий к ускоренным изменениям климата и формированию климатических циклов (Pithan, Mauritsen, 2014). В число положительных обратных связей, способствующих ускоренному потеплению, входят: увеличение

поглощения солнечной радиации из-за снижения альbedo поверхности в результате таяния морского льда и снега; усиление парникового эффекта из-за роста концентраций водяного пара при нагреве воздуха. Увеличение облачного покрова в результате высокой влажности может также способствовать усилению парникового эффекта, задерживая земное длинноволновое излучение, но одновременно с этим рассеивать приходящую солнечную коротковолновую радиацию; а далее следуют – изменения углеродного цикла, например, высвобождение CO_2 и метана из почвы в результате таяния вечной мерзлоты, изменения циркуляции океана и атмосферы в результате воздействия парниковых газов и аэрозолей, приводящие к усилению переноса тепла из низких широт в высокие.

Положительные обратные связи усиливают климатический отклик на исходное радиационное воздействие, а отрицательные – компенсируют. В частности, положительная обратная связь температура – водяной пар усиливает реакцию на радиационное воздействие в результате роста углекислого газа примерно втрое (Roe, 2009), связь температура воздуха – альbedo подстилающей поверхности усиливает климатический отклик на удвоение концентрации CO_2 в атмосфере на 10% (Катцов и др., 2008). Установлено, что характеристики облачности в высоких широтах СП сильно коррелируют с арктическими концентрациями морского льда и показателями атмосферной циркуляции (Chernokulsky, Esau, 2019). Важную роль в формировании климатических изменений в СП играют региональные обратные связи в системе лёд–океан–атмосфера в полярных широтах, которые способны усилить или компенсировать влияние внешнего и внутреннего воздействия.

Усилившееся сокращение ледяного покрова в высоких широтах СП в результате аномально большого переноса океанического тепла из Атлантики ведёт к росту приземной температуры и формированию восходящих воздушных потоков в новых зонах открытой воды, что, как следствие, вызывает локальное уменьшение давления и изменение ветровых полей, в том числе рост циклонической активности в атмосфере (Золотокрылин и др., 2015). В результате приток атлантических аномально тёплых вод усиливается западными и юго-западными ветрами,

что ведёт к ещё большему сокращению морского льда. Описанные механизмы образуют процессы положительной обратной связи, влияющие на атмосферную циркуляцию Арктики и, следовательно, на климат СП в целом (Chen et al., 2018), но атмосферный отклик существенно зависит от региона сокращения морского льда (Семенов, 2015). Интенсивное взаимодействие между атмосферой и океаном в Баренцевом море играет важную роль в изменении климата СП за последние, как минимум, 2500 лет (Smedsrud et al., 2013). Баренцево море составляет около 10% площади Северного Ледовитого океана – ключевого региона, через который проходит примерно половина океанического тепла из Атлантики в Северный Ледовитый океан, формируя региональные аномалии климата, влияющие на климат всего СП (Семенов, 2015). Усиленный рост температуры в арктических широтах вносит существенный вклад в колебания климата СП и может формироваться как внутри арктической климатической системы, а затем воздействовать на глобальные изменения температуры (Semenov et al., 2010), так и за счёт отклика на глобальные изменения климата из-за ряда радиационных и термодинамических положительных обратных связей (Pithan, Mauritsen, 2014).

Изменения площади арктических морских льдов в период ПСДВ. До недавнего времени считалось, что эволюция общей площади морских льдов в Арктике до начала современного сокращения в 1970-х годах представляет собой «плато» без существенных декадных и мультидекадных колебаний (см., например, Walsh, Chapman, 2001; Rayner et al., 2003). Вместе с тем данные о ледовитости морей Восточной Арктики, полученные в Арктическом и Антарктическом НИИ, указывали на существенные региональные отрицательные аномалии в середине XX в. в летний период (Алексеев и др., 2009), но такие аномалии считались региональным проявлением, компенсируемым аномалиями противоположного знака в Западной Арктике и не приводящим к значимым изменениям общей площади арктических морских льдов (Lemke et al., 2007).

В последнее десятилетие стали появляться косвенные данные (Semenov, Latif, 2012; Семенов, 2014) и материалы реконструкций, которые указывали на значительные, сравнимые с современными, отрицательные аномалии пло-

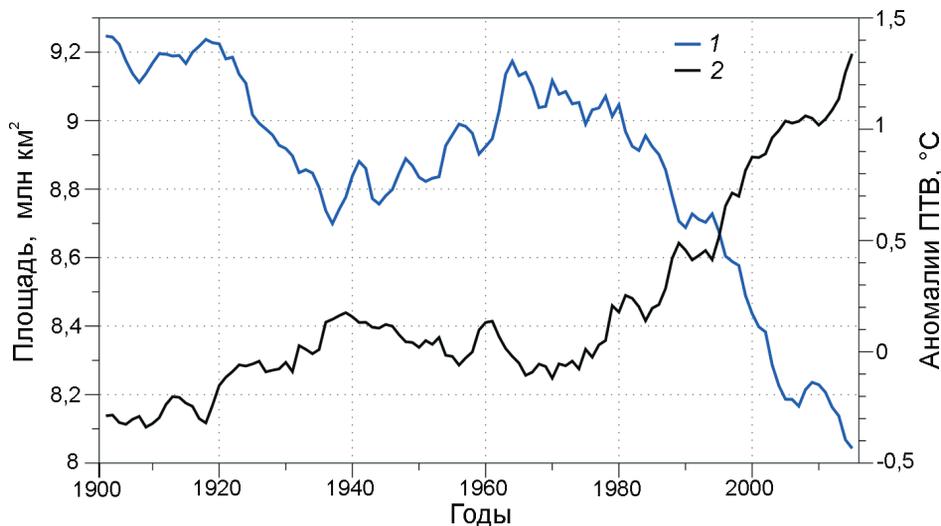


Рис. 10. Среднегодовая площадь арктических морских льдов (млн км²) по сеточным данным: 1 – температурные данные (Brennan et al., 2020); 2 – аномалии среднегодовой температуры в Северном полушарии (°C) на суше по данным наблюдений CRUTEM5 (Morice et al., 2021), 7-летнее скользящее среднее

Fig. 10. The average annual area of Arctic Sea ice (million km²) according to the grid data: 1 – temperature data (Brennan et al., 2020); 2 – average annual surface air temperature anomalies (°C) for Northern Hemisphere according to CRUTEM5 observations (Morice et al., 2021), 7-year running mean

щади морских льдов в Арктике в период ПСДВ (Алексеев и др., 2009). Помимо оценок вариаций общей площади морских льдов в Арктике, в последние годы появились и сеточные архивы, представляющие собой данные по распространению морских льдов в СП, основанные как на анализе эмпирических данных (Walsh et al., 2017), совместном анализе данных наблюдений и модельных экспериментов (Brennan et al., 2020), так и на материалах с использованием связей изменений концентрации морских льдов с вариациями температуры (Матвеева и др., 2020; Семенов, Матвеева, 2020).

На рис. 10 показаны среднегодовые значения площади морских льдов в Арктике по данным (Семенов, Матвеева, 2020) с начала XX в. вместе с аномалиями ПТВ с СП. Видно, что ПСДВ сопровождалось значительной отрицательной аномалией площади льдов, которая была превышена современным сокращением площади льдов в 1990-х годах и на настоящее время примерно в 2 раза меньше по амплитуде, чем современная аномалия. Отметим также в целом синфазные изменения ПТВ СП и площади арктических морских льдов. Ряд исследований указывает на тесную связь долгопериодных аномалий площади арктических морских льдов с АМО, главным образом вызванную изменениями притока

атлантических вод в Арктику (Miles et al., 2014; Попова, 2018). Это позволяет предположить значимое влияние АМО на формирование ускоренного потепления в высоких широтах во время ПСДВ путём изменения площади морских льдов и соответственно аномального нагрева атмосферы в зимний период.

Заключение

Проанализированы результаты исследований на тему потепления середины XX в. в СП, обсуждаются возможные механизмы формирования ПСДВ за счёт внутренней и внешней изменчивости климата и внешних воздействий, в том числе антропогенных. ПСДВ в СП сравнимо с современным периодом по темпам роста температуры и пространственным особенностям, но механизмы этой климатической аномалии остаются по-прежнему предметом дискуссии. ПСДВ также сопровождалось значительной отрицательной аномалией площади арктических морских льдов, сравнимой с современной, что было связано с изменениями притока атлантических вод в Арктику. К основным механизмам, которые могли привести к ПСДВ, относятся: внешнее антропогенное воздействие из-за изме-

нения концентраций парниковых газов и аэрозолей различной природы; внешние природные воздействия — солнечное излучение и вулканическая активность; естественная внутренняя изменчивость климатической системы.

Роль антропогенных парниковых газов в ПСДВ не может быть доминирующей, так как интенсивный рост концентраций ПГ в атмосфере начался во второй половине XX в., а во время ПСДВ увеличение концентраций ПГ происходило в 4–5 раз медленнее, чем во время современного потепления, при сравнимых темпах роста температуры. Отклонения от монотонного векового тренда потепления может частично объясняться ростом эмиссий антропогенных аэрозолей, приводящих к отрицательному радиационному воздействию и компенсирующих эффект антропогенных ПГ. Аномалии глобальной и среднеполушарной температуры на временных масштабах от междесятилетних до межвековых коррелируют с изменениями солнечной активности, восстановленной по индексам солнечных пятен и изотопному анализу. Пауза в интенсивной вулканической активности в 1920–60-х годах также могла внести вклад в ПСДВ. Однако результаты экспериментов с климатическими моделями показывают, что даже совместного воздействия внешних естественных и антропогенных факторов недостаточно для объяснения ПСДВ. Статистические модели, основанные на наиболее достоверных данных последнего столетия, оценивают вклад солнечной активности в изменения температуры в XX в. как относительно небольшой по сравнению с другими факторами, по последним оценкам не превышающими $0,15^{\circ}\text{C}$.

Приведённые результаты исследований показывают, что естественная внутренняя изменчивость климата может объяснить значительную часть изменений температуры во время ПСДВ. Изменения ПТВ связаны с колебаниями ведущих режимов внутренней крупномасштабной циркуляции атмосферы и океана в СП. Многие исследования указывают на АМО как на главный фактор внутренней изменчивости для формирования ПСДВ ввиду синфазных долгопериодных вариаций индекса АМО и температуры в СП, особенно в высоких широтах. Механизм влияния АМО также тесно связан с колебаниями площади морских арктических льдов, что может вызывать изменения притока тёплых атлантических

вод из низких в высокие широты СП. К важному фактору относится и САК, формирующее зимние аномалии температуры над средними и северными широтами Евразии. В последние годы ряд исследований выделяет также естественную климатическую изменчивость в северной части Тихого океана как важный фактор в формировании ПСДВ. Оценки, сделанные в данной работе с помощью регрессионного анализа, показывают, что индексы ведущих мод естественной изменчивости циркуляции океана и атмосферы объясняют примерно 87% долгопериодной изменчивости ПТВ в СП в XX в. после вычета линейного векового тренда (см. рис. 9, б). При этом основной вклад вносят АМО, САК и ТСАК. Многочисленные модельные эксперименты показывают, что внутренняя изменчивость как единственный фактор не может объяснить всю амплитуду изменений температуры во время ПСДВ и должна дополняться воздействием внешних антропогенных и естественных факторов, которые также вносят вклад как в потепление 1920–40-х годов, так и в последовавшее похолодание 1960-х годов.

Таким образом, внутренняя изменчивость климатической системы, усиленная положительными обратными связями в высоких широтах СП и внешним антропогенным и естественным воздействием на климат, внесла сравнимый вклад в формирование ПСДВ в СП. Вместе с тем количественная оценка вклада каждого механизма, особенно внутренней естественной изменчивости в глобальные и региональные изменения климата, остаётся неопределённой, поскольку существенно зависит от различий климатических моделей, постановки численных экспериментов, недостатка эмпирических данных в середине XX в., особенно в высоких широтах, а также всё ещё недостаточного понимания динамики климата, в частности механизмов обратных связей. Отдельная задача на текущий момент — исследование и определение основной роли Атлантического или Тихоокеанского сектора в событии потепления середины XX в. в СП.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках проекта № 20-15-50314.

Acknowledgments. The work was performed with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research, project № 20-15-50314.

References

- Alekseev G.V., Asarin A.E., Baloshnikova J.A., Bitkov L.M., Bulygina O.N., Bugrov L.Y., Vinogradova V.V., Gavrilova S.Y., Ganushkin D.A., Ginzburg A.I., Georgievsky M.V. *Vtoroj ochenochnyj doklad Rosgidrometa ob izmeneniyah klimata i ih posledstviyah na territorii Rossijskoj Federacii*. The second evaluation report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. Leningrad: Roshydromet, 2014: 7. [In Russian].
- Alekseev G.V., Danilov A.I., Kattsov V.M., Kuzmina S.I., Ivanov N.E. Changes in the area of sea ice in the Northern hemisphere in the XX and XXI centuries according to observations and modeling data. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2009, 45 (6): 723–735. [In Russian].
- Bokuchava D.D., Semenov V.A. Analysis of surface air temperature anomalies in the Northern Hemisphere in the 20th century using observational and reanalysis data. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2018, 1: 28–51. doi: 10.21513/2410-8758-2018-1-28-51. [In Russian].
- Vize V.Y. Causes of the Arctic warming. *Sovetskaya Arktika*. Soviet Arctic. 1937, 1: 3–12. [In Russian].
- Eliseev A.V. Global methane cycle: a review. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2018, 1: 52. [In Russian].
- Zolotokrylin A.N., Titkova T.B., Mikhailov A.Yu. Climatic variations of the Arctic front and the Barents sea ice cover in winter time. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2015, 54 (1): 85–90. [In Russian].
- Kattsov V.M., Meleshko V.P., Govorkova V.A. Models designed to assess future climate changes. *Trudy Gos. Hydrophysics. Observatories*. Proc. of the State Hydrophysical Observatory. 2008, 5: 112–151. [In Russian].
- Lappo S.S., Gulev S.K., Rozhdestvenskii A.E. *Krupnomasshtabnoe teplovoe vzaimodeistvie v sisteme ocean—atmosfera i energoaktivnye oblasti Mirovogo okeana*. Large-scale heat interaction in the ocean–atmosphere system and energy-active zones in the world ocean. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1990: 10–15. [In Russian].
- Malinin V.N., Vainovsky P.A. On the causes of the first warming of the Arctic in the XX century *Uchenye zapiski RGGMU*. Scientific notes of the Russian State Hydrometeorological University. 2018, 53: 34–55. [In Russian].
- Matveeva T.A., Semenov V.A., Astafeva E.S. Arctic sea ice extent and its connection to the surface air temperature in the Northern Hemisphere. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2020, 60 (1): 134–48. [In Russian].
- Mokhov I.I., Smirnov D.A. Diagnostics of the causal relationship of solar activity and changes in the global near-surface temperature of the Earth. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of RAS. Physics of Atmosphere and Ocean. 2008, 44 (3): 283–293. [In Russian].
- Popova V.V. Present-Day Changes in Climate in the North of Eurasia as a Manifestation of Variation of the Large-Scale Atmospheric Circulation. *Fundam. Prikl. Klimatol.* Fundamental and Applied Climatology. 2018, 1: 84–111. doi: org/10.21513/2410-8758-2018-1-84-111. [In Russian].
- Popova V.V., Matskovsky V.V., Mikhailov A.Y. Modern changes in the land climate of the extratropical zone of the Northern Hemisphere. *Vestnik Moskovskogo Universiteta*. Bulletin of the Moscow University. 2018, 1: 5. [In Russian].
- Semenov V.A. Role of sea ice in formation of wintertime arctic temperature anomalies. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of RAS. Atmospheric and Oceanic Physics. 2014, 50 (4): 343–349. [In Russian].
- Semenov V.A. Modern climate fluctuations caused by feedbacks in the atmosphere–Arctic ice–ocean system. *Fundamentalnaya i Prikladnaya Klimatologiya*. Fundamental and Applied Climatology. 2015, 1 (1): 232–248. [In Russian].
- Semenov V.A., Matveeva T.A. Changes in Arctic sea ice in the first half of the XX century: spatial and temporal reconstruction based on temperature data. *Izvestiya Ros. Akad. Nauk. Fizika atmosfery i okeana*. Proc. of RAS. Atmospheric and Oceanic Physics. 2020, 56 (5): 611–616. [In Russian].
- Ambaum M.H., Hoskins B.J., Stephenson D.B. Arctic oscillation or North Atlantic oscillation? *Journ. of Climate*. 2001, 14 (16): 3495–3507. doi.org/10.1175/1520-0442(2001)014<3495:AOONAO>2.0.CO;2.
- Barnston A.G., Livezey R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*. 1987, 115 (6): 1083–1126. doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.
- Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming. *Journ. of Climate*. 2010, 23 (14): 3888–3906. doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early twentieth-century warming in the Arctic–A possible mechanism. *Journ. of Climate*. 2004, 17 (20): 4045–4057. doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<4045:TE TWIT>2.0.CO;2.
- Booth B.B., Dunstone N.J., Halloran P.R., Andrews T., Bellouin N. Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. *Nature*. 2012, 484 (7393): 228–232. doi.org/10.1038/nature10946.
- Bokuchava D.D., Semenov V.A. Mechanisms of the Early 20th Century Warming in the Arctic. *Earth-Science Reviews*. 2021, 222: 103820.

- Brennan M.K., Hakim G.J., Blanchard Wrigglesworth E.* Arctic sea ice variability during the instrumental era. *Geophys. Research Letter*. 2020, 47 (7): e2019GL086843. doi.org/10.1029/2019GL086843.
- Brönnimann S.* Early twentieth-century warming. *Nature Geoscience*. 2009, 2 (11): 735. doi.org/10.1038/ngeo670.
- Chen L., Francis J., Hanna E.* The «Warm Arctic / Cold continents» pattern during 1901–2010. *Intern. Journ. of Climatology*. 2018, 38 (14): 5245–5254. doi.org/10.1002/joc.5725.
- Chernokulsky A., Esau I.* Cloud cover and cloud types in the Eurasian Arctic in 1936–2012. *Intern. Journ. of Climatology*. 2019, 39 (15): 5771–5790. doi.org/10.1002/joc.6187.
- Chylek P., Klett J.D., Dubey M.K., Hengartner N.* The role of Atlantic Multi-decadal Oscillation in the global mean temperature variability. *Journ. of Climate Dynamic*. 2016, 47 (9–10): 3271–3279. doi.org/10.1007/s00382-016-3025-7.
- Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D., Matsui N., Allan R.J., Yin X., Gleason B.E., Vose R.S., Rutledge G., Bessemoulin P., Brönnimann S.* The twentieth century reanalysis project. *Quaternary Journ. of Royal Meteorol. Society*. 2011, 137 (654): 1–28. doi: 10.1002/qj.776.
- Delworth T.L., Knutson T.R.* Simulation of early 20th century global warming. *Science*. 2005, 287 (5461): 2246–2250. doi: 10.1126/science.287.5461.2246.
- Delworth T.L., Mann M.E.* Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Journ. of Climate Dynamic*. 2000, 16 (9): 661–676. doi.org/10.1007/s003820000075.
- Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W.* The Arctic ocean response to the North Atlantic oscillation. *Journ. of Climate*. 2000, 13 (15): 2671–2696.
- Enfield D.B., Mestas Nuñez A.M., Trimble P.J.* The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US. *Geophys. Research Letter*. 2001, 15 (28–10): 2077–2080.
- Etheridge D.M., Steele L.P., Langenfelds R.L., Francey R.J., Barnola J.M., Morgan V.I.* Historical CO₂ records from the Law Dome DE08, DE08-2 and DSS ice cores. *Trends: a compendium of data on global change*. 1998: 351–364.
- Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Berntsen T., Betts R., Fahey, D.W., Haywood J., Lean J., Lowe D.C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., Van Dorland R.* Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing. Chapter 2. *Climate change 2007: The physical science basis*.
- Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K.* Global surface temperature change. *Reviews of Geophysics*. 2010, 48 (4). doi.org/10.1029/2010RG000345.
- Haywood J., Boucher O.* Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: *Reviews of Geophysics*. 2000, 38 (4): 513–543. doi.org/10.1029/1999RG000078.
- Hegerl G.C., Brönnimann S., Schurer A., Cowan T.* The early 20th century warming: anomalies, causes, and consequences. *Wiley Interdisciplinary Review of Climate Change*. 2018, 9 (4): e522. doi.org/10.1002/wcc.522.
- Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). *Iii W.G.* Third assessment report. Summary for policy-makers. 2001.
- Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). *Solomon S.* The physical science basis: Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Clim. Change*. 2007: P. 996.
- Intergovernmental Panel of Climate Change (IPCC). *Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M.* The physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. *Clim. Change*. 2013: 1535.
- Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K.* Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability. *Tellus A: Dynamic Meteorol. Oceanogr*. 2004, 56 (4): 328–341. doi.org/10.3402/tellusa.v56i4.14418.
- Jones P.D., Raper S.C.B., Wigley T.M.L.* Southern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984. *Journ. of Climate and Applied Meteorology*. 1986, 25 (9): 1213–1230.
- Kravitz B., Robock A.* Climate effects of high latitude volcanic eruptions: Role of the time of year. *Journ. of Geophys. Research: Atmosphere*. 2011, 116: D01105. doi.org/10.1029/2010JD014448.
- Lalouaux P., de Boisseson E., Balmaseda M., Bidlot J.R., Broennimann S., Buizza R., Dalhgren P., Dee D., Haimberger L., Hersbach H., and Kosaka Y.* CERA 20C: A coupled reanalysis of the twentieth century. *Journ. of Adv. Model. Earth Syst*. 2018, 10 (5): 1172–1195. doi.org/10.1029/2018MS001273.
- Latouin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P., Davy R.* Multi-model ensemble mean of global climate models fails to reproduce early twentieth century Arctic warming. *Journ. of Polar Science*. 2021: 100677. doi.org/10.1016/j.polar.2021.100677.
- Lean J.L., Rind D.H.* How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006. *Geophys. Research Letter*. 2008, 35 (18). doi.org/10.1029/2008GL034864.
- Lemke P., Ren J., Alley R.B., Allison I., Carrasco J., Flato G., Fujii Y., Kaser G., Mote P., Thomas R.H., Zhang T.* Observations: changes in snow, ice and frozen ground, *Climat. Change 2007: The Physical Science Basis*.

- Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. 2007: 337–383.
- Lenssen N., Schmidt G., Hansen J., Menne M., Persin A., Ruedy R., Zyss D.* Improvements in the GIS-TEMP uncertainty model. *Journ. Geophys. Research. Atmosphere.* 2019, 124 (12): 6307–6326. doi: 10.1029/2018JD029522.
- Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J.* Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic. *Journ. of Climate.* 2014, 27 (7): 2588–2606. doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00014.1.
- Macfarling Meure C., Etheridge D., Trudinger C., Steele P., Langenfelds R., Van Ommen T., Smith A., Elkins J.* Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP. *Geophys. Research Letter.* 2006, 33 (14). doi.org/10.1029/2006GL026152.
- Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C.* A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. of Amer. Meteorol. Society.* 1997, 78 (6): 1069–1080. doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2.
- Meehl G.A., Washington W.M., Ammann C.M., Arblaster J.M., Wigley T.M.L., Tebaldi C.* Combinations of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate. *Journ. of Climate.* 2004, 17 (19): 3721–3727. doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<3721:CONAAF>2.0.CO;2.
- Meng Q., Latif M., Park W., Keenlyside N.S., Semenov V.A., Martin T.* Twentieth century Walker circulation change: Data analysis and model experiments. *Journ. of Climate Dynamic.* 2012, 9: 1757–1773.
- Miles M.W., Divine D.V., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E.* A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice. *Geophys. Research Letter.* 2014, 41 (2): 463–469. doi.org/10.1002/2013GL058084.
- Miller R.L., Schmidt G.A., Nazarenko L.S., Tausnev N., Bauer S.E., Del Genio A.D., Kelley M., Lo K.K., Ruedy R., Shindell D.T., Aleinov I.* CMIP5 historical simulations (1850–2012) with GISS Model E2. *Journ. Adv. Model.* 2014, 6 (2): 441–478. doi.org/10.1002/2013MS000266.
- Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A., Winn J.P., Hogan E., Killick R.E., Dunn R.J.H., Osborn T.J., Jones P.D., Simpson I.R.* An updated assessment of near surface temperature change from 1850: The HadCRUT5 data set. *Journ. of Geophys. Research: Atmosphere.* 2021, 126 (3): e2019JD032361. doi.org/10.1029/2019JD032361.
- Nidheesh A.G., Lengaigne M., Vialard J., Izumo T., Unnikrishnan A.S., Cassou C.* Influence of ENSO on the Pacific decadal oscillation in CMIP models. *Journ. of Climate Dynamic.* 2017, 49 (9): 3309–3326.
- Nozawa T., Nagashima T., Shiogama H., Crooks S.A.* Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century. *Geophys. Research Letter.* 2005, 32 (20). doi.org/10.1029/2005GL023540.
- Overland J.E., Wood K.R., Wang M.* Warm Arctic-cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea. *Journ. of Polar Research.* 2011, 30 (1): 15787.
- Pithan F., Mauritsen T.* Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. *Nature Geoscience.* 2014, 7 (3): 181–184. doi.org/10.1038/ngeo2071.
- Poli P., Hersbach H., Dee D.P., Berrisford P., Simmons A.J., Vitart F., Trémolet Y.* ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century. *Journ. of Climate.* 2016, 29 (11): 4083–4097. doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0556.1
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F.* Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. *Journ. of Climate.* 2004, 17 (23): 4485–4497. doi.org/10.1175/JCLI-3224.1.
- Przybylak R., Svyashchennikov P.N., Uscka-Kowalkowska J., Wyszynski P.* Solar radiation in the Arctic during the Early Twentieth Century Warming (1921–1950): Presenting a compilation of newly available data. *Journ. of Climate.* 2020: 1–44. doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0257.1.
- Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C., Kaplan A.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journ. of Geophys. Research: Atmosphere.* 2003, 108 (14).
- Renwick J.A., Wallace J.M.* Relationships between North Pacific wintertime blocking, El Niño and the PNA pattern. *Monthly weather review.* 1996, 124 (9): 2071–2076.
- Ritchie H., Roser M., Rosado P.* CO₂ and greenhouse gas emissions. *Our world in data.* 2020.
- Roe G.* Feedbacks, timescales, and seeing red. *Annual Review of Earth. Planetary Science.* 2009, 37: 93–115. doi.org/10.1146/annurev.earth.061008.134734.
- Robock A.* Volcanic eruptions and climate. *Review Geophys.* 2000, 38 (2): 191–219. doi.org/10.1029/1998RG000054.
- Rohde R.* Comparison of Berkeley Earth, NASA GISS, and Hadley CRU averaging techniques on ideal synthetic data. *Berkeley Earth Memo.* 2013: 013.
- Semenov V.A., Bengtsson L.* Modes of the wintertime Arctic temperature variability. *Geophys. Research Letters.* 2003, 30 (15). doi.org/10.1029/2003GL017112.
- Semenov V.A., Latif M.* The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice. *The Cryosphere.* 2012, 6 (6): 1231–1237. https://doi.org/10.5194/tc-6-1231-2012, 2012.
- Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W.* The impact of North Atlantic-Arctic multidecadal variability

- ity on Northern Hemisphere surface air temperature. *Journ. of Climate*. 2010, 23 (21): 5668–5677. doi.org/10.1175/2010JCLI3347.1.
- Semenov V.A., Latif M., Jungclaus J.H., Park W.* Is the observed NAO variability during the instrumental record unusual? *Geophys. Research Letters*. 2008, 35: L11701.
- Shindell D., Faluvegi G.* Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century. *Nat. Geoscience*. 2009, 2 (4): 294–300. doi.org/10.1038/ngeo473.
- Shiogama H., Nagashima T., Yokohata T., Crooks S.A., Nozawa T.* Influence of volcanic activity and changes in solar irradiance on surface air temperatures in the early twentieth century. *Geophys. Research Letter*. 2006, 33 (9). doi.org/10.1029/2005GL025622.
- Sigurdsson H.* Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*. 1990, 89 (3): 277–289. doi.org/10.1016/0031-0182(90)90069-J.
- Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B.* The role of the Barents Sea in the Arctic climate system. *Review Geophys*. 2013, 51 (3): 415–449. doi.org/10.1002/rog.20017.
- Stenseth N.C., Ottersen G., Hurrell J.W., Mysterud A., Lima M., Chan K.S., Yoccoz N.G., Ådlandsvik B.* Studying climate effects on ecology through the use of climate indices: the North Atlantic Oscillation, El Niño Southern Oscillation and beyond. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B: Biolog. Science*. 2003, 270 (1529): 2087–2096.
- Stephenson D.B., Wanner H., Brönnimann S., Luterbacher J.* The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Monography. Amer. Geophys. Union*. 2003, 134: 37–50. doi.org/10.1029/134GM02.
- Stolpe M.B., Medhaug I., Knutti R.* Contribution of Atlantic and Pacific multidecadal variability to twentieth-century temperature changes. *Journ. of Climate*. 2017, 30 (16): 6279–6295. doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0803.1.
- Straus D.M., Shukla J.* Does ENSO force the PNA? *Journ. of Climate*. 2002, 15 (17): 2340–2358.
- Svendsen L., Keenlyside N., Bethke I., Gao Y., Omrani N.E.* Pacific contribution to the early twentieth-century warming in the Arctic. *National Climate Change*. 2018, 8 (9): 793–797. doi.org/10.1038/s41558-018-0247-1.
- Suo L., Otterå O.H., Bentsen M., Gao Y., Johannessen O.M.* External forcing of the early 20th century Arctic warming. *Tellus A: Dynamic. Meteorology Oceanography*. 2013, 65 (1): 20578. doi.org/10.3402/tellusa.v65i0.20578.
- Tans P., Keeling R.* Annual mean atmospheric CO₂ values for Mauna Loa from Pieter Tans, NOAA/ESRL and Dr. Ralph Keeling, Scripps Institution of Oceanography: <https://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/data.html>, last access: 24th April 2020.
- Titchner H.A., Rayner N.A.* The Met Office Hadley Centre sea ice and sea surface temperature data set, version 2: 1. Sea ice concentrations. *Journ. of Geophys. Research: Atmosphere*. 2014, 119 (6): 2864–2889.
- Tokinaga H., Xie S.P., Mukougawa H.* Early 20th-century Arctic warming intensified by Pacific and Atlantic multidecadal variability. *PNAS*. 2017, 114 (24): 6227–6232. doi.org/10.1073/pnas.1615880114.
- Undorf S., Bollasina M.A., Hegerl G.C.* Impacts of the 1900–74 increase in anthropogenic aerosol emissions from North America and Europe on Eurasian summer climate. *Journ. of Climate*. 2018, 31 (20): 8381–8399.
- Walsh J.E., Chapman W.L.* 20th-century sea-ice variations from observational data. *Annals of Glaciology*. 2001, 33: 444–448.
- Walsh J.E., Fetterer F., Scott Stewart J., Chapman W.L.* A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850. *Geogr. Review*. 2017, 107 (1): 89–107.
- Wang B., Liu J., Kim H.J., Webster P.J., Yim S.Y., Xiang B.* Northern Hemisphere summer monsoon intensified by mega-El Niño/southern oscillation and Atlantic multidecadal oscillation. *Proc. of the National Academy of Sciences*. 2013, 110 (14): 5347–5352.
- Wang M., Overland J.E., Kattsov V., Walsh J.E., Zhang X., Pavlova T.* Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the twentieth century. *Journ. of Climate*. 2007, 20 (6): 1093–1107. doi.org/10.1175/JCLI4043.1.
- Webb E.J., Magi B.I.* The Ensemble Oceanic Niño Index. *Intern. Journ. of Climatology*. 2022: 1–21. doi.org/10.1002/joc.7535.
- Wegmann M., Brönnimann S., Compo G.P.* Tropospheric circulation during the early twentieth century Arctic warming. *Journ. of Climate Dynamic*. 2017, 48 (7–8): 2405–2418. doi.org/10.1007/s00382-016-3212-6.
- Wood K.R., Overland J.E.* Early 20th century Arctic warming in retrospect. *Intern. Journ. of Climatology*. 2010, 30 (9): 1269–1279. doi.org/10.1002/joc.1973.
- Yamanouchi T.* Early 20th century warming in the Arctic: A review. *Polar Research*. 2011, 5 (1): 53–71. doi.org/10.1016/j.polar.2010.10.002.
- Yu B., Zwiers F.W.* The impact of combined ENSO and PDO on the PNA climate: A 1,000-year climate modeling study. *Journ. of Climate Dynamic*. 2007, 29 (7): 837–851.
- Zhang Y., Wallace J.M., Battisti D.S.* ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *Journ. of Climate*. 1997, 10 (5): 1004–1020.

К 25-летию выхода в свет Атласа снежно-ледовых ресурсов мира

© 2022 г. В.М. Котляков

Институт географии РАН, Москва, Россия
vladkot4@gmail.com**On the 25th anniversary of the publication of the World Atlas of Snow and Ice Resources**

V.M. Kotlyakov

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
vladkot4@gmail.com*Received March 5, 2022 / Revised March 9, 2022 / Accepted July 11, 2022***Keywords:** *Geographical atlas, editorial board of the atlas, compilation and printing of maps.***Summary**

The World Atlas of Snow and Ice Resources was compiled from 1976 to 1993 by a team of 300 people under the auspices of the USSR Academy of Sciences and UNESCO. The relationship within the large group of authors was governed by the Atlas Statute, approved by the Editorial Board. A special program for Soviet cosmonauts was created to collect materials in poorly studied high-altitude glacial areas. The maps prepared for the Atlas were discussed annually at special seminars, and a special trip of section editors and leading map authors to the high-mountain glaciers of the Pamirs was made to gain experience in map-making. Compilation work continued from 1976 to 1993. The layout of the Atlas was prepared and the maps were printed in Minsk and Kiev. The Atlas was published in 1997 and in 2001 it was awarded the State Prize of Russia in the field of science and technology. 18 years after its publication, an electronic version of the atlas was prepared. The World Atlas of Snow and Ice Resources is an outstanding achievement of modern geography, cartography and glaciology.

Citation: Kotlyakov V.M. On the 25th anniversary of the publication of the World Atlas of Snow and Ice Resources. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (3): 475–480. [In Russian].
doi: 0.31857/S2076673422030145, edn: jgyptc.

*Поступила 5 марта 2022 г. / После доработки 9 марта 2022 г. / Принята к печати 11 июля 2022 г.***Ключевые слова:** *Географический атлас, редколлегия атласа, составление и издание карт.*

Составление Атласа снежно-ледовых ресурсов мира выполнялось с 1976 по 1993 г. коллективом из 300 человек под эгидой Академии наук СССР и ЮНЕСКО. Взаимоотношения внутри большого авторского коллектива регламентировало Положение об Атласе, утверждённое его редколлекгией. В сборе материалов для малоизученных высокогорных ледниковых районов участвовали советские космонавты. Составляемые для Атласа карты ежегодно обсуждались на специальных семинарах, а для получения опыта в составлении карт состоялась специальная поездка редакторов разделов и ведущих авторов карт на высокогорные ледники Памира. Подготовка макета Атласа и печать карт выполнены в Минске и Киеве. Атлас вышел в свет в 1997 г. и в 2001 г. получил Государственную премию Российской Федерации в области науки и техники. Спустя 18 лет после его издания был подготовлен электронный вариант атласа. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира – выдающееся достижение современной географии, картографии и гляциологии.

Прошло уже несколько лет, как исчезло с карты привычное название нашей страны «Советский Союз», наступили тяжёлые годы становления новой России, и именно в это время, наконец, увидело свет детище советских гляциологов, создававшееся всей когортой специалистов нашей тогдашней страны, – Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. И сейчас, с «высоты» прошедшей четверти века стоит рассказать об истории его создания и о той роли, которую он сыграл на закате советской гляциологии и на заре возрождения российской гляциологии, и о том, как вырос авто-

ритет гляциологии нашей страны среди всего гляциологического сообщества того времени.

Конечно, в новейшее время, когда мы видим контуры ледников на космических снимках, можно задать вопрос: «А зачем нам этот атлас, ведь в нём статичная картина оледенения прошлого века, а космическая информация приносит сиюминутную ледниковую картину, которую и следует изучать». Думать так – глубокое заблуждение, которому подвержены многие молодые гляциологи, воспитанные лишь на космической информации и исключительно на её анализе. В Атласе – живая картина самого оледенения и

условий его существования во второй половине XX в., позволяющая анализировать и изучать многие природные связи, определявшие в прошлом и определяющие сейчас существование на Земле этого феномена природы, который присутствует в окружающей среде последние тысячи лет, сопровождал весь период существования человечества и способствовал развитию человека на самых ранних этапах его возникновения и становления.

Итак, давайте вспомним, а для молодых гляциологов — давайте познакомимся, как же создавалось это уникальное научное произведение, оставившее свой след в мировой гляциологии XX столетия.

Зарождение идеи. Во второй половине XX в. Советский Союз, пожалуй, имел наибольший опыт картографической оценки окружающей среды. В 1964 г. в Институте географии АН СССР был составлен и издан Физико-географический атлас мира, впервые картографическими средствами показавший сложную географическую картину мира. В числе других комплексных картографических произведений стоит назвать составленный картографами военно-морского флота четырёхтомный Атлас океанов (Тихий океан — 1974 г.; Атлантический и Индийский океаны — 1977 г.; Северный Ледовитый океан — 1980 г.; Антарктика — 2005 г.), атласы Антарктики (1966 г.) и Арктики (1985 г.). Назову также изданный в Австрии, но составленный в Институте географии АН СССР/РАН и изданный почти одновременно с нашим атласом двухтомный World Atlas of Resources and Environment, сыгравший важную роль в издании Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, о чём будет сказано далее. Добавлю к этому, что в 1960–70-е годы я был тесно связан с Институтом полярных исследований имени Скотта в Кембридже, где под руководством тогдашнего директора института и моего хорошего знакомого Дейвида Дрюри завершалось издание антарктического атласа «Antarctic Folio» (издан в 1973 г.).

В то время, после завершения Международного геофизического года (МГГ), в мире было получено огромное количество новых материалов по современному оледенению Земли, которые ждали своей обработки и систематизации. Собранные материалы поступали в центры хранения данных МГГ, которых было три: в Москве, Кембридже (Великобритания) и Боулдере (США). Они хранились на довольно примитивных носителях или в полевых дневниках. В те годы я был консультан-

том по гляциологии Московского центра данных МГГ, видел несовершенство хранения первичных данных и понимал необходимость их обработки и представления в ином виде, доступном и удобном для дальнейшей работы.

В 1960-е и в начале 1970-х годов мы ещё не представляли всей картины оледенения Земли и очень мало знали о природных процессах, происходящих в ледниковых районах. Обширные материалы МГГ относились к отдельным районам и ледникам и никак не покрывали всего пространства земного шара, хотя материалы с космических аппаратов начинали поступать в центры хранения данных. Имевшиеся тогда материалы давали примерную картину современного оледенения, но в моей голове «поселилась» другая идея — показать всю картину снежно-ледовых явлений на Земле, включая распространение снежного покрова, морских и речных льдов, а для ледников исследовать и показать особенности природных процессов, определяющих их распространение и существование на земном шаре. Однако это требовало не только знания контуров снежно-ледниковых образований, но и всех природных условий их существования, а также определяющих их природных процессов. Около полугода я продумывал подходы к созданию такого Атласа, составил черновик набора возможных карт и понял, что такую задачу можно выполнить только обширным и монолитным коллективом разнообразных специалистов.

Первые шаги. Эти идеи я обнаружил в октябре 1973 г. на расширенном заседании Междудементального геофизического комитета АН СССР, который полностью поддержал задачу создания такого Атласа. Но поскольку это был всемирный атлас и он требовал сбора и использования материалов многих стран, необходимо было выходить на мировой уровень. Поэтому в марте 1974 г. я рассказал об этой идее на заседании бюро Международной комиссии снега и льда, проходившей в местечке Гриндельвальд в Швейцарии, которая активно меня поддержала. Спустя год, в апреле 1975 г. в Париже ЮНЕСКО обсуждала десятилетнюю Международную гидрологическую программу, и работы над будущим атласом были включены в эту программу. Теперь ЮНЕСКО выделяла небольшие средства на ежегодные поездки в разные страны для получения материалов, недостающих для составления карт Атласа. Эти средства ЮНЕСКО позволили посетить ряд стран Европы, Азии, Се-

верной и Южной Америки и добыть картографические и иные материалы, необходимые при составлении ряда карт на зарубежные территории.

Уже в 1974 г. в отделе гляциологии Института географии АН СССР была сформирована группа энтузиастов, с интересом взявшихся за это дело. Вскоре к ней присоединились картографы и гляциологи из МГУ имени М.В. Ломоносова и других учреждений со всех уголков Советского Союза: из Ленинграда, Апатитов, Таллина, Ростова-на-Дону, Тбилиси, Алма-Аты, Ташкента, Душанбе, Иркутска, Петропавловска-Камчатского. Это была группа единомышленников. Каждую зиму мы собирались вместе на недельный семинар, как правило, под Москвой, обсуждали животрепещущие и непростые вопросы содержания составляемых карт.

К октябрю 1975 г. была сформирована редакционная коллегия Атласа — почти 40 человек — и в неё входили ведущие географы и администраторы: директор Института географии АН СССР академик И.П. Герасимов, зав. кафедрой картографии МГУ профессор К.А. Салищев, профессор Ленинградского университета О.А. Дроздов. На первых заседаниях редколлегии Атласа бывали начальник ГУГК генерал И.А. Кутузов, руководитель Гидрометеослужбы В.И. Корзун и конечно всегда присутствовали члены редколлегии из самых разных советских городов. На одном из первых заседаний редколлегии Атласа было утверждено составленное мною, а затем утверждённое ГУГК «Положение об Атласе снежно-ледовых ресурсов мира» — развёрнутые правила взаимоотношений авторов карт, редакторов разделов и редколлегии в целом. На первых этапах работы над Атласом редколлегия под руководством чл.-корр. АН СССР Г.А. Авсюка собиралась дважды в год для обсуждения содержания отдельных разделов Атласа и утверждения контурных основ будущих карт.

Составительские работы. Черновóй макет всего Атласа, сделанный мной на самом первом, предварительном этапе, постепенно приобретал реальное содержание и в конце концов лёг в основу всех разделов Атласа. Работа над Атласом потребовала участия обширного коллектива гляциологов и картографов, и постепенно этот коллектив вырос до 300 человек, работавших в разных городах Советского Союза. Такой коллектив требовал и очного общения, поэтому ежегодно, как я уже упомянул, мы собирались вместе (около 100 человек) на недельную очную

встречу, как правило, в академическом пансионате «Звенигородский».

Всю неделю жизнь в пансионате «кипела»: проводились общие и частные семинары, обсуждались новые идеи, положенные в основу Атласа, и конкретные составляемые карты, вносились коррективы в уже подготовленные материалы. В таких частных и общих обсуждениях рождались новые идеи, а содержание Атласа становилось всё шире и шире, охватывая не только снежный покров и ледники, но также разнообразные природные условия их существования, прежде всего рельеф и климат, а также сток с ледников и деятельность людей в ледниковых районах. В этих обсуждениях, участниками которых были и редакторы разделов, и ведущие авторы отдельных карт, рождались Программа и методические указания по составлению разнообразных карт для Атласа.

Именно в эти годы возникла и начала претворяться в жизнь идея создания Всемирного каталога ледников, главным образом на основе космических материалов. Однако мы продолжали настойчиво развивать идею использования не только космических, а прежде всего всесторонних «наземных» материалов, а также расчётных данных, полученных на основе наших знаний о процессах формирования снежно-ледовых явлений на земной поверхности.

Первый международный семинар в связи с началом работ по составлению Всемирного каталога ледников состоялся в Швейцарии, в местечке Ридеральп, на гребне бокового хребта над языком крупнейшего в Альпах Аалечского ледника. На этом семинаре я подробно рассказал о программе составления нашего атласа и был горячо поддержан всеми участниками семинара. Обсуждение в Ридеральпе показало интерес международного гляциологического сообщества к задуманному нами атласу, что придало нам большей энергии в работе.

Летом 1977 г. мы решили организовать экспедицию на Центральный Памир для апробации недавно написанных методических указаний по составлению карт для Атласа с участием редакторов разделов и ведущих авторов карт Атласа. Экспедиция оказалась чрезвычайно интересной и полезной: нам удалось на двух автомашинах подняться на Восточный Памир, побывать в Алайской долине, у пика Ленина, на озере Каракуль и в долине р. Акбайтал, подняться на ледник Акбайтал на высоту 5100 м над ур. моря и увидеть строение высо-

колежашего ледника; обсуждались также методика и особенности составления гляциологических карт на высокогорные области Земли. Около 20 членов редколлегии Атласа и ведущих составителей карт рассмотрели подходы к их картографированию.

В эти же годы была разработана специальная программа для советских космонавтов, которые должны были наблюдать и фотографировать ледниковые районы Земли — прежде всего ледники Центральной Азии и Южной Америки, по которым было очень мало исходных данных. С целью приобретения космонавтами специфических навыков для них были предусмотрены специальные методические полёты на вертолётах над ледниками Центрального Памира, где они приобрели опыт дистанционных наблюдений ледников. Эта программа была прекрасно выполнена, и в последующем космонавты провели исключительно полезные для нашего Атласа наблюдения с борта космической станции «Салют-6» за ледниками Каракорума и Южноамериканских Анд. В случае с Андами нам дополнительно повезло: в областях питания ледников Южноамериканских Анд преобладает облачная погода, но в первые январские дни 1980 г., на наше счастье, несколько дней, как раз когда над этой территорией пролетала космическая станция, небо было совершенно безоблачно и космонавты сумели сделать замечательные фотографии ледников Анд.

А летом 1984 г., вернее сказать южноамериканской зимой 1984 г., средства ЮНЕСКО позволили нам побывать в Андах Южной Америки и принять участие в ледниковом симпозиуме прямо рядом с языками огромных ледников, стекающих по склонам Анд, на котором я рассказал всей международной компании о здешних ледниках на основе космических снимков, полученных на станции «Салют-6». Мой доклад оказался откровением не только для европейских, но и для аргентинских гляциологов, никогда не видевших областей питания здешних ледников, как правило, скрытых сплошной облачностью.

Завершение составительских работ. Составительские работы, начатые в 1976 г., удалось завершить в конце 1980-х годов. Уже тогда стало ясно, что Атлас снежно-ледовых ресурсов мира — уникальное географическое и картографическое произведение, которое будет способствовать более глубокому познанию современного оледенения. Подчеркнём, что карты Атласа охватывали все об-

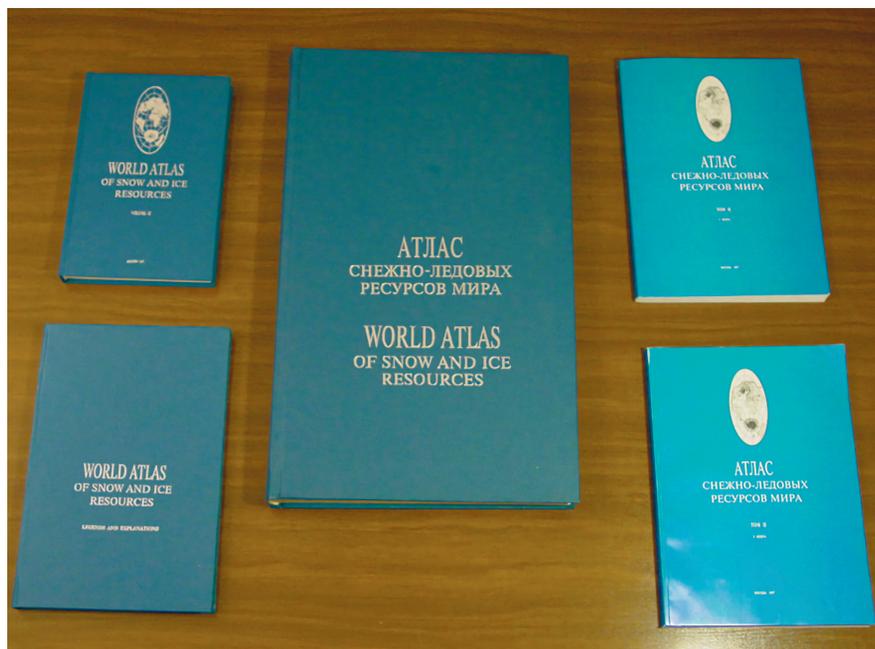
ласти окружающей среды, связанные с существованием ледников: рельеф, климат, морфологию и иные особенности самих ледников, изменения их размеров за последние десятилетия, снежный покров и лавины, ледниковый сток и многое другое. В соответствии с этим набором природных процессов, происходящих в ледниковых и снежных районах земного шара, при составлении Атласа был выделен ряд тематических разделов. Карты разных разделов дополняли друг друга и были взаимосвязаны между собой. При их составлении применялись общие способы расчётов, использовались общие параметры либо общие показатели исследуемых процессов и их результатов, а на заключительном этапе — согласовывалось содержание региональных карт в тематических разделах. Всё это позволило дать весьма полную и комплексную характеристику ледниковой природы Земли.

Помещённые в Атласе карты в соответствии с размерами изображаемой на них территории объединены в шесть групп в соответствии с масштабами карт:

земной шар в целом	— 1:60 000 000 и 1:90 000 000;
материк	— от 1:20 000 000 до 1:40 000 000;
природные регионы	— от 1:3 000 000 до 1:10 000 000;
горно-ледниковые области	— от 1:1 500 000 до 1:5 000 000;
ледниковые районы	— 1:600 000 и 1:1 000 000;
отдельные ледники	— от 1:25 000 до 1:250 000.

При составлении карт широко использован кадастровый материал, в том числе каталоги, справочники, материалы режимных наблюдений по международным программам, разнообразные сведения о колебаниях ледников, массовая гидрометеорологическая информация. В случае недостатка наземных наблюдений мы использовали космическую информацию и уже упоминавшиеся наблюдения космонавтов на орбитальной станции «Салют-6», выполненные в 1978—80 гг. специально для Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Макет и публикация Атласа. Завершение составительских работ, длившихся чуть больше 15 лет, совпало с драматическим временем распада Советского Союза, и две ближайшие картографические фабрики оказались в других государствах: одна в Киеве, а другая в Минске. Я предпринял попытку поискать возможность напечатать атлас в Западной Европе и с этой целью отправился в ЮНЕСКО, которая командировала меня в Кембридж, где печатали географические карты.



Пять книг, составляющих полный комплект Атласа снежно-ледовых ресурсов мира
Five books of the full complect of the World Atlas of Snow and Ice Resources

Здесь специалисты, ознакомившись с содержанием нашего атласа, в один голос заявили, что стоимость публикации такого атласа будет «заоблачной». Пришлось мне от этой идеи отказаться и обратиться с просьбой о публикации в Киев и Минск. Почему на обе фабрики — объясню.

Публикация карт по традиционной, доживающей в то время свой век методике состояла из двух главных частей: сначала профессиональные картографы должны были заново, по всем картографическим канонам, «нарисовать» макет каждой карты, а затем, перенеся всё это на типографскую форму, напечатать в несколько красок. Первую часть процесса должна была сделать киевская фабрика, а вторую — минская. Конечно, на оплату всех этих работ были запрошены порядочные деньги, которых у нас не было.

На киевской картфабрике подготовленные нами авторские оригиналы пересоставлялись на типовой основе, т.е. на ватмане с жёсткой алюминиевой подложкой. Таким образом создавали издательские оригиналы, в Минске их фотографировали и делали диапозитивы на пластике, а затем гравировали на них элементы содержания для каждой краски отдельно. А уже с этих диапозитивов изготавливали печатные формы для тиража.

Стоит напомнить, что всё это происходило в самое сложное время распада Советского Союза и начала формирования Российского государства, и всё-таки половину требуемых средств от

Российской академии наук мы получили. А со второй половиной нам просто исключительно «повезло». Дело в том, что как раз в эти годы в Институте географии АН СССР было завершено составление уже упоминавшегося мною атласа «Природа и ресурсы мира», для издания которого мы искали коммерческую фирму. Мы нашли её в Австрии, что дало возможность Институту географии получить небольшую сумму гонорара, которую мы вложили в качестве второй половины средств, необходимых для публикации Атласа снежно-ледовых ресурсов мира.

Дело пошло быстро, так как в то тяжёлое время все нуждались в средствах. Для публикации атласа в Минске использовали старую методику, отживающую свой век: на каждый лист атласа наносили ровно столько красок, сколько было задумано картографами. Таким образом, для печати каждой страницы атласа использовали 24 краски, т.е. каждый лист «прогоняли» через машину несколько раз, что требовало исключительно чёткой работы на каждой стадии этого процесса. Поэтому Атлас снежно-ледовых ресурсов мира — последнее в мире картографическое произведение, напечатанное в 24 краски. Сейчас для печати атласов используют всего 3–4 краски, что, конечно, сильно упростило и удешевило весь процесс.

Тем не менее в Минске был напечатан весь требуемый тираж Атласа снежно-ледовых ресурсов мира плюс ещё две книги: перевод всех

надписей вне поля карт на английский язык и англоязычная монография о состоянии оледенения земного шара во второй половине XX в. (Атлас..., 1997 а, World..., 1997 а, б). Эта монография в расширенном варианте была издана на русском языке в двух книгах (Атлас..., 1997 б). Таким образом, весь набор Атласа снежно-ледовых ресурсов мира состоит из пяти книг (рисунок). По запросам из заграницы мы разослали атлас по всему миру и в своё время получили из многих стран восторженные отзывы о содержании и оформлении атласа. Судя по отзывам, Атлас снежно-ледовых ресурсов мира до сих пор привлекает внимание гляциологов и географов во многих странах.

Прошло всего четыре года после опубликования Атласа снежно-ледовых ресурсов мира, и в 1991 г. он был удостоен Государственной премии Российской Федерации в области науки и

техники. В списке всех награждённых, а их было около сорока, Атлас снежно-ледовых ресурсов оказался первым, оставив позади даже нобелевского лауреата Ж.И. Алфёрова. Я спросил тогда одного из членов Комиссии, как могло так случиться, что наш Атлас оказался в списке лауреатов выше всех. Ответ был прост: в решающем голосовании все члены Комиссии проголосовали «за», ни одного голоса «против» не было.

Спустя 18 лет, стараниями Т.Е. Хромовой с коллегами была подготовлена электронная версия «Атласа снежно-ледовых ресурсов», диск с этой версией был распространён вместе с очередным номером журнала «Лёд и Снег» (Хромова и др., 2015). Так счастливо завершился длительный и прекрасный период в становлении и развитии советской гляциологии, о котором все участники работ вспоминают с благодарностью и счастьем.

Литература

- Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М.: Ин-т географии РАН, 1997 а. Т. 1. 392 с.
 Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. М.: Ин-т географии РАН, 1997 б. Т. 2. Кн. 1. 263 с.; Т. 2. Кн. 2. 270 с.
 Хромова Т.Е., Медведев А.А., Муравьев А.Я., Зверкова Н.М. Электронный атлас «Снег и лёд на Земле» // Лёд и Снег. 2015. № 2 (130). С. 5–8. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-5-8.
 World Atlas of Snow and Ice Resources. M., 1997 а. V. 2. 372 p.
 World Atlas of Snow and Ice Resources: Legends and Explanations. M., 1997 б. 143 p.

References

- Atlas snezhno-ledovykh resursev mira.* World Atlas of Snow and Ice Resources. Moscow: Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 1997 а. V. 1: 392 p. [In Russian].
Atlas snezhno-ledovykh resursev mira. World Atlas of Snow and Ice Resources. Moscow: Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 1997 б. V. 2. Book 1: 263 p.; V. 2. Book 2: 270 p. [In Russian].
 Khromova N.Y., Medvedev A.A., Muraviev A.Ya., Zverkova N.M. Digital Atlas «Snow and Ice on the Earth». *Led i Sneg.* Ice and Snow. 2015, 2 (130): 5–8. doi: 10.15356/2076-6734-2015-2-5-8.
 World Atlas of Snow and Ice Resources. M., 1997 а. V. 2: 372 p.
 World Atlas of Snow and Ice Resources: Legends and Explanations. M., 1997 б: 143 p.

Подписано в печать 01.09.2022 г. Дата выхода в свет 30.09.2022 г. Формат 60 × 88¹/₈. Цифровая печать. Усл.печ.л. 19.56. Уч.-изд.л. 20.0. Бум.л. 10.0. Тираж 21 экз. Бесплатно. Заказ 5383.

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-131-21 ООО «Тематическая редакция», 125252, г. Москва, ул. Зорге, д. 19, этаж 3, помещ. VI, комн. 44.

16+ Отпечатано в типографии «Book Jet» (ИП Коняхин А.В.), 390005, г. Рязань, ул. Пушкина, 18, тел. (4912) 466-151.