

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И ЛЕДНИКИ

УДК 551.324.6

DOI: 10.15372/KZ20250404

EDN: EQYPXM

СОКРАЩЕНИЕ ЛЕДНИКОВ МАССИВА ТАВАН-БОГДО-ОЛА С МАКСИМУМА МАЛОГО ЛЕДНИКОВОГО ПЕРИОДА И ЕГО СОВРЕМЕННОЕ УСКОРЕНИЕ

Д.А. Ганюшкин^{1,*}, О.В. Останин², Д.В. Банцев¹, С.А. Грига¹, Ю.А. Горбунова¹, Е.С. Деркач^{1,3},
В.А. Распутина¹, И.В. Волков¹, К.В. Чистяков¹, Т.А. Андреева¹¹ Санкт-Петербургский государственный университет, 199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9, Россия² Алтайский государственный университет, 656049, Барнаул, пр. Ленина, 61, Россия³ Ботанический институт им. В.Л. Комарова РАН, 197022, Санкт-Петербург, ул. Профессора Попова, 2, литера В, Россия*Автор для контакта; e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

На основе анализа космических снимков и полевых данных проведен анализ поэтапного сокращения ледников трансграничного массива Таван-Богдо-Ола (Алтай) с максимума малого ледникового периода по 2024 г. Получена информация о ледниках массива в максимум малого ледникового периода, 1968, 1977, 1989, 2000, 2010, 2020, 2024 гг. С максимума малого ледникового периода площадь ледников массива сократилась на 49 %, высота фирновой границы в среднем поднялась на 149 м. Расчетный объем ледников сократился на 69.1–75.7 %. Высотный диапазон развития оледенения уменьшился на 330 м. Сокращение ледников ускоряется, что проявилось для фронтов крупных долинных ледников после 2010 г., для суммарной площади оледенения с 2020 г., когда потери площади стали составлять в среднем 1.6 % в год. Усилились контрасты в распределении ледников по экспозиции, что, возможно, отражает рост прихода солнечной радиации. Сохранилось доминирование по площади долинных ледников, но их доля в суммарной площади уменьшилась. Ускорение сокращения является отложенной реакцией ледников на резкое повышение летних температур в 1990-е годы.

Ключевые слова: Алтай, реконструкция палеоледников, малый ледниковый период, ускоренное современное сокращение горных ледников.

Ссылка для цитирования: Ганюшкин Д.А., Останин О.В., Банцев Д.В., Грига С.А., Горбунова Ю.А., Деркач Е.С., Распутина В.А., Волков И.В., Чистяков К.В., Андреева Т.А. Сокращение ледников массива Таван-Богдо-Ола с максимума малого ледникового периода и его современное ускорение // Криосфера Земли, 2025, т. XXIX, № 4, с. 50–63. DOI: 10.15372/KZ20250404. EDN: EQYPXM.

GLACIER SHRINKAGE IN THE TAVAN-BOGD MASSIF SINCE THE LITTLE ICE AGE MAXIMUM AND ITS RECENT ACCELERATION

D.A. Ganyushkin^{1,*}, O.V. Ostanin², D.V. Bantsev¹, S.A. Griga¹, Yu.A. Gorbunova¹, E.S. Derkach^{1,3},
V.A. Rasputina¹, I.V. Volkov¹, K.V. Chistyakov¹, T.A. Andreeva¹¹ Saint Petersburg State University, Universitetskaya emb. 7–9, Saint Petersburg, 199034 Russia² Altai State University, Lenin ave. 61, Barnaul, 656049 Russia³ Komarov Botanical Institute, Russian Academy of Sciences, Professor Popov St. 2, litera B, Saint Petersburg, 197022 Russia*Corresponding author; e-mail: d.ganyushkin@spbu.ru

The analysis of satellite imagery and field data allowed a reconstruction of gradual glacier shrinkage in the Tavan-Bogd transboundary massif (Altai) from the maximum of the Little Ice Age to 2024. Information on the glaciers has been obtained for the maximum of the Little Ice Age and the years 1968, 1977, 1989, 2000, 2010, 2020, and 2024. Since the Little Ice Age maximum, the area of the Tavan-Bogd glaciers decreased by 49 % whereas the firn line increased in altitude by 149 m, on average. An estimated volume of the glaciers decreased by 69.1–75.7 %. A vertical range of glaciation reduced by 330 m. Glacier shrinkage is accelerating which has manifested itself for the fronts of large valley glaciers after 2010, and for the total glaciation area since 2020, when area losses began to average 1.6 % per year. Contrasts in the aspect distribution of glaciers have increased, which may reflect an increase in the incoming solar radiation. Valley glaciers remain dominant in area, but their share in the total area has decreased. Accelerated glacier shrinkage appears to be a delayed response to an abrupt rise in summer temperatures during the 1990s.

Keywords: Altai, reconstruction of paleoglaciers, Little Ice Age, accelerated shrinkage of modern mountain glaciers.

© Д.А. Ганюшкин, О.В. Останин, Д.В. Банцев, С.А. Грига, Ю.А. Горбунова, Е.С. Деркач, В.А. Распутина, И.В. Волков, К.В. Чистяков, Т.А. Андреева, 2025

ВВЕДЕНИЕ

Современное состояние и динамика ледников Алтай к настоящему времени исследованы весьма неравномерно. В значительной степени это связано с тем, что эта горная страна расположена на территории нескольких государств: России, Китая, Казахстана, Монголии, что часто ограничивает исследования рамками политических границ и препятствует исследованию трансграничных узлов оледенения. Среди трансграничных ледниковых районов крупнейший – горный массив Таван-Богдо-Ола.

Массив имеет площадь около 2600 км² и расположен в центре Алтайской горной страны (рис. 1). Здесь сходятся горные хребты Южный Алтай с запада, Сайлюгема с северо-востока и Монгольский Алтай с юга. Водораздельный хребет в северной части массива отделяет бассейн р. Аргут от бассейна р. Иртыш, расположенного на юго-западе, и от бассейна р. Кобдо (внутренняя водосборная зона), расположенного на юго-востоке. Северная часть (на территории России) слабо расчленена и имеет пологий склон; подножие массива здесь находится на самой большой высоте (2000–2400 м, плато Укок). Здесь расположены пять куполообразных вершин, высота которых достигает 4000 м (высшая точка – Русский Шатер, 4134 м над уровнем моря (н.у.м.)). Напротив, западные и восточные склоны массива сильно расчленены и имеют ярко выраженный альпийский тип рельефа. Глубокие впадины с висячими долинами притоков обрамлены гребнями высотой до 4000 м и выше: г. Кийтын (“Холодная Гора”), 4374 м н.у.м.; Бургед, 4310 м, Наран, 4280 м, Олгий, 4100 м и Малчин, 4050 м н.у.м. Эти горные вершины находятся значительно выше современной средней высоты фирновой линии (3371 м), что делает возможным существование ледников.

Климат массива зимой определяется азиатским антициклоном. Летом, когда выпадает большая часть годовых осадков, преобладают циклоны, развивающиеся на полярном фронте, часты юго-западные циклоны (с Аральского, Каспийского и в меньшей степени с Черного морей), что сильно влияет на формирование осадков. Западная часть массива, не защищенная от западных потоков, открыта с запада (через долину р. Бухтарма) и особенно с юго-запада (через долину р. Канас). По данным метеостанции Бертек (высота 2200 м н.у.м., функционировала в 1959–1982 гг.), климат у северного подножия массива холодный (средняя летняя температура 8.2 °С, средняя годовая –8.3 °С). Осадков мало (в среднем годовое количество 200.6 мм) с ярко выраженным летним максимумом (59 % годовой суммы осадков) и почти бесснежной зимой (5 % от общей суммы). В зоне оледенения годовое количество осадков суще-

ственно выше; например, на высоте фирновой линии оно увеличивается примерно от 365 до 880 мм с востока на запад российской части массива [Ганюшкин и др., 2017]. Меньше известно о климатических условиях других частей массива. По данным снежного разреза ледника Канас (юго-западный склон), годовое количество осадков на границе питания составляет 700–800 мм водного эквивалента (в.э.) [Lilun et al., 1985]. На северо-восточном склоне массива количество годовых осадков на уровне фирновой границы на основе измерений в высокогорье [Kadota et al., 2011] можно оценить примерно в 300 мм [Ganyushkin et al., 2018].

В настоящее время оледенение Алтай, включая и территорию массива, находится в состоянии сокращения, которое с разной степенью интенсивности проявляется с окончания последнего существенного похолодания и наступания ледников – малого ледникового периода (МЛП) [Окишев, 2011]. Первая информация о ледниках массива относится к экспедициям В.В. Сапожникова 1897 и 1905 гг., впервые оценившего площадь этого узла оледенения в 150 квадратных верст [Сапожников, 1949]. Прямых наблюдений ледников в состоянии кульминации наступания МЛП не было. После этого в XX столетии было сделано несколько оценок масштабов оледенения и его динамики [Тронов, 1948, 1949; Ревякин, Мухаметов, 1993; Галахов, Редькин, 2001].

С начала XXI столетия проводятся детальные исследования отдельных групп ледников массива. Изучение северного (российского) склона массива ведется группой ученых СПбГУ начиная с 1999 г. [Селиверстов и др., 2003; Москаленко и др., 2013; Чистяков и др., 2015; Ганюшкин и др., 2017]. На территории Монголии исследования проводились японо-монгольским [Kadota, Davaa, 2004, 2007; Kadota et al., 2011], американо-немецко-монгольским [Kamp et al., 2013; Kamp, Pan, 2015], российско-монгольским [Syromyatina et al., 2015] коллективами. Результаты изучения китайской части массива вошли в китайский каталог ледников [Liu et al., 2014; Guo et al., 2015].

В последние годы появились новые оценки площади оледенения всего массива, основанные на дистанционных материалах [Krumwiede et al., 2014; Ganyushkin et al., 2018]. В работе [Ganyushkin et al., 2018] авторами были получены данные о ледниках на максимум МЛП, 1968 и 2010 гг. и проведен анализ их сокращения. Цель данной работы – получить более детальную и современную картину сокращения ледников массива, используя дополнительную информацию и составив каталоги по состоянию на 2024, 2020, 2000, 1989, 1977 гг. До настоящего момента подобное детальное исследование эволюции массива не производилось.

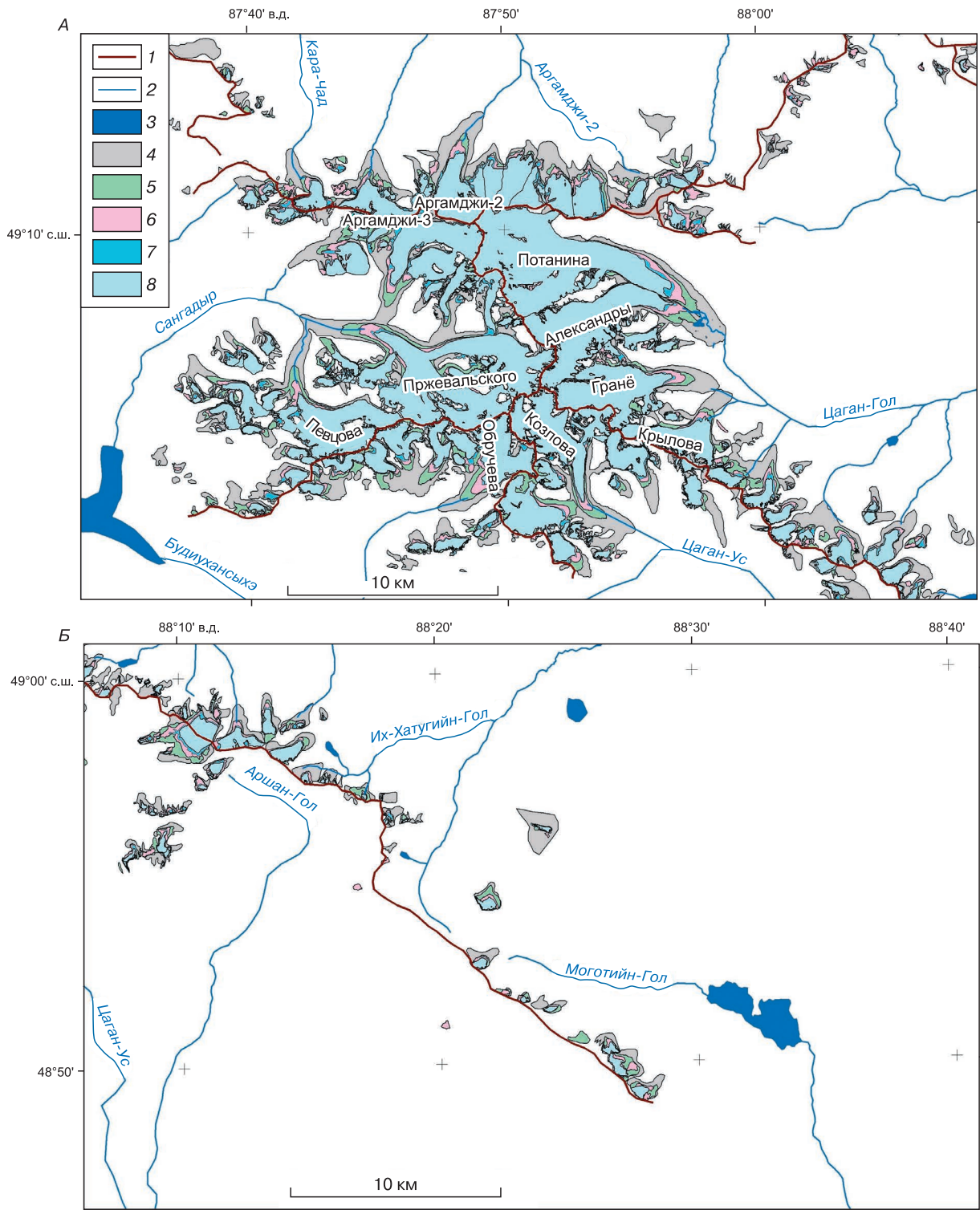


Рис. 1. Сокращение ледников массива Таван-Богдо-Ола после максимума МЛП в основной части массива (А) и на юго-восточной периферии (Б).

1 – горные гребни и водоразделы; 2 – реки; 3 – озера; 4–7 – сокращение ледников: 4 – с максимума МЛП по 1968 г., 5 – 1968–2000 гг., 6 – 2000–2020 гг., 7 – 2020–2024 гг.; 8 – ледники на 2024 г.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОЛЕДЕНЕНИЯ

В настоящей работе рассматривается сокращение ледников массива с максимума МЛП по 2024 г. Реконструкция масштабов ледников массива в максимум МЛП проведена на основе разработанных авторами эталонов дешифрирования [Ганюшкин и др., 2018]. Для определения контуров ледников использовались снимки Corona (1968 г.), Landsat (1977, 1989, 2000), Spot 5 (2010), Sentinel-2 (2020, 2024 г.) (табл. 1). Использовались также результаты полевых многолетних исследований северного склона массива в период 1999–2021 гг.: повторные фотографии и GPS привязки краев ледников.

Дешифрирование производилось в ручном режиме в среде ArcGIS. Минимальный размер ледников, включенных в каталог, составил 0.01 км².

Для снимков Sentinel-2 использовалась комбинация каналов 4–3–2 (реалистичные цвета) и 8–4–3. Для снимков Landsat 7 применялись комбинации каналов “естественные цвета” (3–2–1) и искусственные цвета (5–4–3, 7–4–2). Для увеличения разрешения до 15 м применялась процедура слияния с панхроматическим каналом 8.

При обработке снимков Corona применялся инструмент Georeferencing (алгоритм Spline) путем установки контрольных точек на снимках Corona и снимках Sentinel-2 (всего около 1500 точек).

Положение фирновой границы определялось по снимкам, далее оценка ее высоты проводилась для 1968, 1979, 1989, 2000 и 2010 гг. по цифровой модели рельефа (ЦМР) SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arc second) [Earth Resources Observation and Science (EROS) Center], актуальной приблизительно на 2000 г., она же использовалась для реконструированных значений МЛП; для 2020 и 2024 гг. применялось последнее (на 2023 г.) обновление ЦМР FABDEM V1-2 [https://data.bris.ac.uk/data/dataset/s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn].

Высота фирновой границы для некоторых малых ледников, где определение ее положения затруднено, и для МЛП рассчитывалась на основе метода Куровского [Kurovsky, 1891]. Аналогично ЦМР использовалась при определении прочих параметров ледников (минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников) после оцифровки их границ.

При дешифрировании минимальная площадь ледников для картирования была принята равной 0.01 км². Систематическая ошибка, определяемая разрешением снимка, была принята как ± 1 пиксел (10 м для снимка Sentinel-2). Она вычислялась по формуле

$$A_{er} = nm,$$

где A_{er} – ошибка, м²; n – число пикселей по периметру ледника; m – пространственное разрешение

Таблица 1. Космические снимки, использованные при работе

Дата снимка	Снимок	Разрешение, м
10.08.1968	Corona	1.8
28.07.1977	Landsat 2	80
03.09.1989	Landsat 4	30
07, 16.08.2000	Landsat 7	15
31.08.2010	Spot 5	2.5
17.06.2020	Sentinel-2	10
15.08.2024	Sentinel-2	10

снимка, выраженное в размере площади пикселя, м².

Также для проверки точности ручного дешифрирования границ ледников было проведено повторное картирование всех ледников по состоянию на 1968 г. другим оператором. В итоге величина погрешности определения площади отдельных ледников не превышала 7 %, погрешность определения суммарной площади за счет компенсации ошибок разного знака составила около 5 %. Для оценки толщины льда была применена модель GlabTop2 (Glacier bed topography 2) [Frey et al., 2014]. Она является модификацией оригинальной концепции [Linsbauer et al., 2012; Paul, Linsbauer, 2012], в которой предполагается постоянное напряжение сдвига на ложе вдоль всей центральной линии ледника и его ламинарное течение. Основное отличие GlabTop2 по сравнению с GlabTop в том, что наклон поверхности вычисляется не вдоль осевой линии ледника, а как средний наклон поверхности. Входными данными является информация о границах ледника и рельефе его поверхности в виде цифровой модели рельефа. Толщина льда в модели оценивается по формуле

$$h = \frac{\tau}{\rho g f \sin \alpha},$$

где h – толщина льда; τ – напряжение сдвига на ложе; ρ – плотность льда; g – ускорение свободного падения; α – угол наклона поверхности ледника; f – коэффициент формы поперечного сечения ледника.

Автоматизированная реализация модели – GlabTop2-py (github.com; rupy.org). Это пакет на языке Python, который вычисляет распределение толщины льда. GlabTop2-py использует функции Python 3.8 (python.org) и PCRaster (pcraster.geo.uu.nl). Модель полностью основана на концепциях, описанных в [Frey et al., 2014].

Особенностью модели является присваивание нулевого значения толщины льда границам ледников, в том числе на ледоразделах, что часто не соответствует действительности. Для более корректного моделирования полигоны смежных ледников объединялись в один. Подобная обра-

Таблица 2. Степенные зависимости объема ледника от его площади для территории Алтая

Морфологический тип	Формула расчета объема
Долинные	$V = 0.044S^{1.34}$
Карово-долинные	$V = 0.046S^{1.09}$
Каровые	$V = 0.049S^{1.24}$
Плоских вершин и котловинные	$V = 0.044S^{0.89}$
Все ледники Алтая	$V = 0.045S^{1.13}$

ботка позволяет избежать занижения толщины на ледоразделах. Однако принималось допущение, что напряжение базального сдвига на ложе, получаемое из данных о высотном диапазоне ледника, вычисляется для одного объединенного контура. В результате, чем меньше реальный высотный диапазон ледника, тем больше завышается его толщина в объединенном контуре. Завышение не локально, а равномерно распределяется по леднику. Оценить погрешность нет возможности, поскольку нет натурных данных об объеме ледников Таван-Богдо-Ола, так как георадиолокация здесь не проводилась. Описываемое отклонение проявляется на малых по площади ледниках, поэтому предполагается, что отклонение несущественно и для всего массива не превышает первых процентов.

Для оценки объема ледников (V) всех временных срезов использовались региональные эмпирические коэффициенты, полученные для Алтая, в степенном отношении площади и объема ледника (метод VAS – Volume-Area scaling):

$$V = kS^y,$$

где S – площадь ледника; k и y – коэффициенты, связанные с морфометрическими и морфологическими характеристиками ледника.

В работе использовались наиболее актуальные эмпирические зависимости объема и площади, полученные в результате георадиолокации более 130 ледников Алтая различной морфологии [Носенко и др., 2014] (табл. 2). Отдельно для ледников плоской вершины применялась зависимость из работы [Мачерет и др., 2013].

С использованием полученных данных объема и изначальных значений площади была оценена средняя толщина каждого ледника.

Также была определена максимальная толщина ледников ($H_{\max}$) по формуле [Мачерет, 2006]

$$H_{\max} = 77.5S^{0.245}.$$

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЛЕДЕНЕНИЯ

Согласно нашим данным, с максимума МЛП площадь оледенения массива сократилась на 49 %

Таблица 3. Общая информация о ледниках Таван-Богдо-Ола для разных временных срезов начиная с максимума МЛП

Год	S , км ²	ΔS , %/год	N	Z_f , м
1850	354.45 ± 15.33	–	247	3238
1968	278.96 ± 2.29	0.18	236	3291
1977	265.62 ± 73.74	0.53	234	3312
1989	235.61 ± 37.74	0.94	246	3326
2000	220.47 ± 18.42	0.58	244	3335
2010	200.98 ± 3.10	0.88	225	3346
2020	192.39 ± 12.01	0.43	221	3349
2024	180.13 ± 10.72	1.60	229	3371

Примечание. S – суммарная площадь ледников, ΔS – средняя скорость сокращения площади относительно предыдущего временного среза, N – количество ледников, Z_f – высота фирновой границы.

(см. рис. 1). Это меньше, чем сокращение площади ледников других ледниковых центров Алтая: Северо-Чуйского хребта (61 %) [Ganyushkin et al., 2023], Южно-Чуйского хребта (61 %) [Ганюшкин и др., 2024].

Оценки относительного сокращения площади ледников (табл. 3) позволяют говорить о резком ускорении сокращения ледников после 2020 г. Подобное ускорение было авторами отмечено ранее и для других центров оледенения Алтая [Ганюшкин и др., 2024; Ganyushkin et al., 2023], однако для Таван-Богдо-Ола оно зафиксировано позже на 3–5 лет, что можно объяснить большей площадью оледенения и компактностью размещения ледников и, как следствие, их большей инертностью.

Согласно расчетам авторов, объем ледников с максимума МЛП по 2024 г. уменьшился с 37.2864 км^3 (VAS) до величин от 11.5048 км^3 (VAS) до 13.591 км^3 (GT2). Таким образом, объем ледников сократился на 69.1–63.6 %, что выше соответствующих значений сокращения площади. Максимальная толщина ледников на 2024 г., согласно расчетам (GT2), составила 310 м (ледник Пржевальского (Канас)) (рис. 2).

Средняя площадь ледников в ходе их эволюции с максимума МЛП по 2024 г. сократилась почти в 2 раза: с 1.43 по 0.79 км^2 . При этом если в максимум МЛП количественно преобладали ледники площадью $0.1–1.0 \text{ км}^2$ (табл. 4), то к 2024 г. численно стали преобладать ледники площадью менее 0.1 км^2 . В распределении площадей сохранились как вторичные пики в диапазоне $0.1–1.0 \text{ км}^2$, так и доминирование ледников площадью более 5 км^2 , однако это доминирование стало менее выраженным.

Высотный диапазон оледенения сократился за счет подъема нижнего предела развития ледников с 2240 м в максимум МЛП до 2540 м в 2024 г.

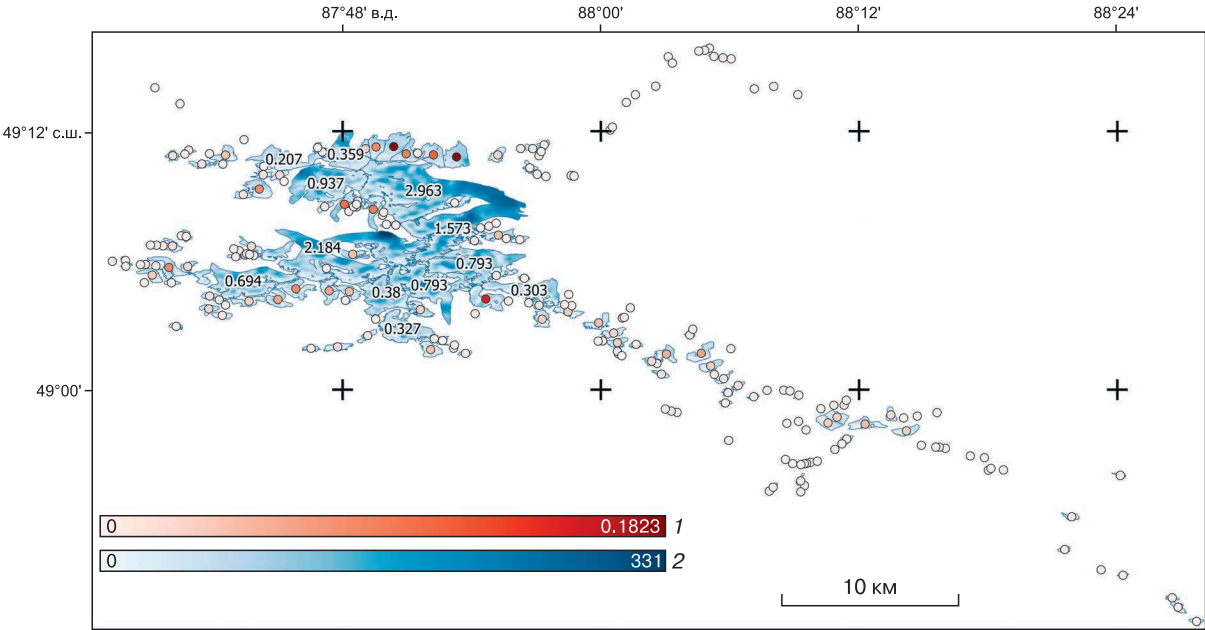


Рис. 2. Результаты расчета объема ледников по модели Glatop2.

1 – объем конкретных ледников, км³ (для наиболее крупных ледников значения указаны цифрами на карте); 2 – толщина ледников, м.

Отступление языков крупнейших ледников массива (рис. 3) демонстрирует ту же тенденцию к ускорению отступления, но она проявилась раньше, чем ускорение сокращения площадей ледников. В первую очередь это касается ледника Канас, который уже с начала XX в. отступал с высокими темпами, а с 2006 г. получил новый импульс ускорения сокращения и отступал со средней скоростью около 46 м/год. Отметим, что за весь период исследований данный ледник был наиболее низко расположенным в массиве, в настоящее время он спускается до высотной отметки 2570 м. У других рассматриваемых ледников скачок увеличения скоростей отступления произошел примерно в 2009–2010 гг.

При анализе экспозиционного распределения ледников и его изменения авторы отказались от традиционного подхода, при котором каждый конкретный ледник имеет одну общую экспозицию, и при оценке распределения суммарных площадей ледников разных склонов вся площадь ледника целиком попадает в эту экспозицию. Данный подход очень мало показывает реальное распределение ледников по экспозициям, поскольку крупный ледник может принимать несколько ледниковых потоков различных экспозиций, отличных от основной. Например, крупный ледник северо-восточной экспозиции может принимать в себя ледниковые потоки восточной и северной экспозиций, площади которых будут все равно учтены в площади ледников северо-восточной экспозиции.

Чтобы избежать этого, авторы использовали функцию Aspect в программе ArcGIS, при которой каждый пиксель ЦМР получает свое значение экспозиции в градусах. Далее осуществляется подсчет площадей оледенения по каждому градусу экспозиции склона. Для удобства визуализации авторы построили диаграммы распределения площадей ледников по 15 румбам экспозиции (рис. 4).

В целом основные особенности распределения площади оледенения по экспозициям за период эволюции ледников с максимума МЛП по 2024 г. сохранились: максимум распределения приурочен к склонам ССВ экспозиции, минимум – ЮЗ экспозиции, что доказывает отсутствие серьезных изменений в преобладающих юго-западных направлениях ветров, за счет метелевого переноса способствующих накоплению снега на затененных подветренных склонах. В то же время

Таблица 4. Распределение ледников массива Таван-Богдо-Ола по размерам в максимуме МЛП и в 2024 г.

Диапазон площади ледников, км ²	Максимум МЛП		2024 г.	
	Количество	Площадь, км ²	Количество	Площадь, км ²
Менее 0.1	79	3.70	106	3.22
0.1–1.0	115	45.45	92	34.52
1.0–2.0	24	34.15	15	20.66
2.0–5.0	16	50.08	8	29.49
Более 5.0	13	220.11	7	92.26

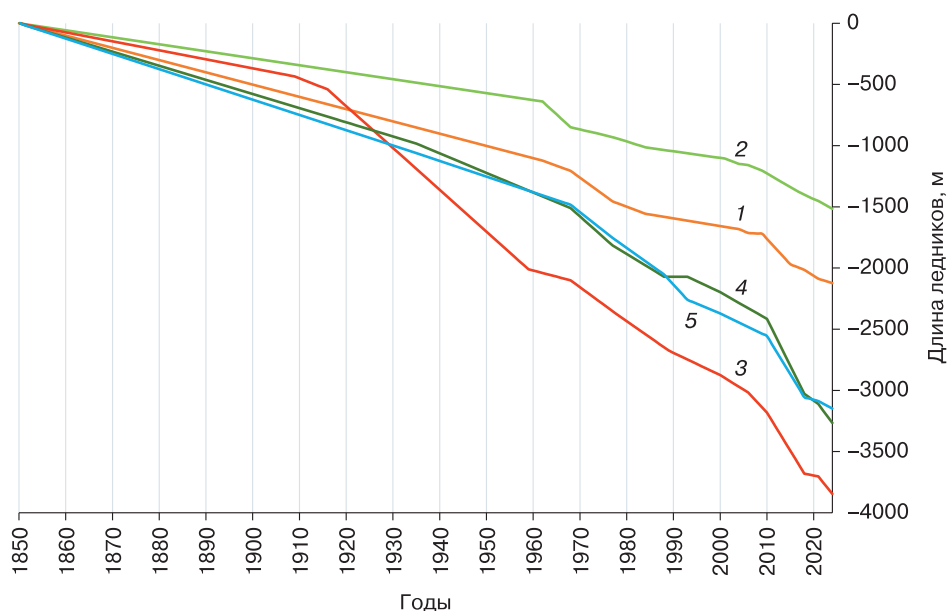


Рис. 3. Изменения длин крупнейших долинных ледников массива Таван-Богдо-Ола.

1 – ледник Пржевальского (Канас), 2 – ледник Аргамджи-3, 3 – ледник Аргамджи-2, 4 – ледник Александры, 5 – ледник Потанина.

результаты расчетов коэффициента контрастности показали увеличение его значений с 0.08 в максимум МЛП до 0.11 в 2024 г. Действительно, склоны ЮЗ и ЮЮЗ экспозиций потеряли в процентном отношении наибольшие площади оледенения (61 и 59 % соответственно), тогда как оледенение ССВ экспозиции сократилось в наименьшей степени (42 %). Отметим также большое (на 61 %) сокращение площади оледенения плоских (с уклоном менее 1°) участков.

Изменение морфологии ледников в ходе их эволюции отражает общий тренд к уменьшению ледников и трансформацию долинных ледников в карово-долинные, карово-долинных в каровые, разделению относительно крупных ледников на малые формы оледенения, преимущественно каровые и висячие (табл. 5). Соответственно, уменьшилась доля площади долинных ледников (тем не менее они сохранили доминирование), возросла доля площади карово-долинных, склоновых, каровых ледников.

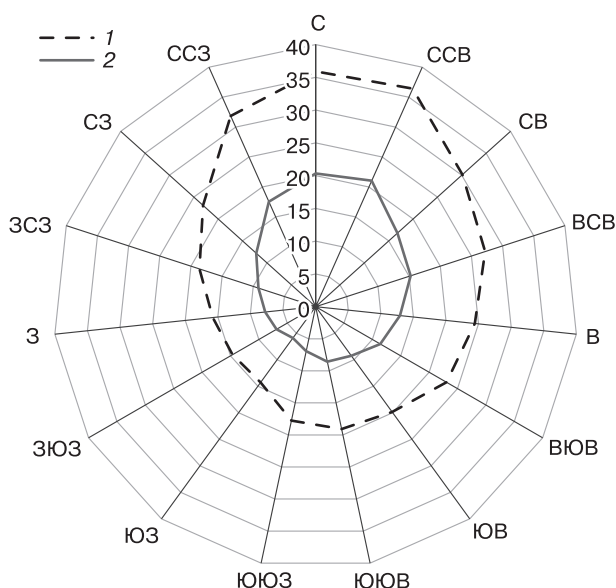


Рис. 4. Распределение площади оледенения массива Таван-Богдо-Ола по экспозициям в максимум МЛП (1) и в 2024 г. (2).

В диаграмму не вошло оледенение площадью около 0.18 км^2 в максимум МЛП и 0.07 км^2 в 2024 г., расположенное на участках с уклоном менее 1° .

Таблица 5. Распределение ледников массива Таван-Богдо-Ола по морфологическим типам в максимум МЛП и в 2024 г.

Морфологический тип	Доля суммарной площади, %	
	МЛП	2024 г.
Долинные	78.0	75.5
Карово-долинные	5.5	6.7
Каровые	3.7	5.8
Карово-висячие	0.3	0.5
Висячие	2.1	2.1
Присклоновые	0.8	0.7
Склоновые	4.9	7.5
Плоской вершины	4.7	1.2

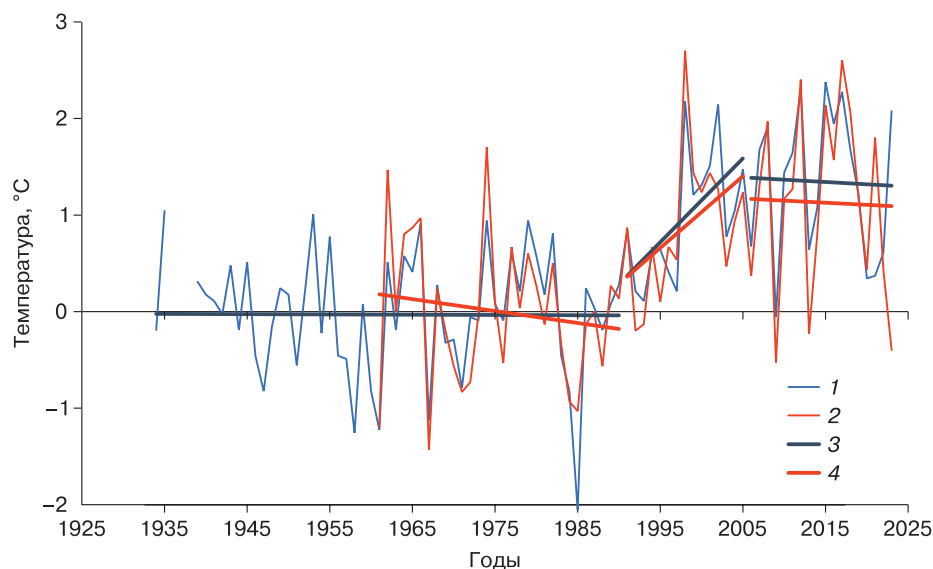


Рис. 5. Изменение средних летних температур по данным метеостанций Кош-Агач (1, 3) и Кара-Тюрек (2, 4).

1, 2 – средние летние температуры станций Кош-Агач и Кара-Тюрек; 3, 4 – линейные тренды отрезков до 1961, 1961–1990 и 1991–2023 гг.

Анализ метеоданных ближайших к массиву метеостанций (Кош-Агач, Бертек, Кара-Тюрек, Катон-Карагай, Улгий) показал отсутствие единого тренда в изменении годового количества осадков [Ganyushkin et al., 2018]. В то же время общей особенностью региона является рост средних летних температур, особенно резко проявившийся в виде скачка температур в 1990-е годы, после чего произошла их стабилизация на более высоком уровне (рис. 5). Ускорение как отступления фронтов ледников, так и площади оледенения Таван-Богдо-Ола, отмеченное выше, очевидно, является реакцией ледников на это потепление, отложенное за счет времени релаксации ледников.

Следует отметить, что установленное авторами увеличение экспозиционной контрастности в распределении ледников может быть следствием увеличения общего прихода солнечной радиации за счет изменения прозрачности атмосферы из-за смены циркуляционных процессов, влияющих на облачный покров. Рост количества солнечной радиации в Горном Алтае в период 2008–2017 гг. был отмечен в работе [Торопов и др., 2020].

Влияние потепления на баланс массы ледников подтверждается расчетами авторов для ледников северного склона массива, согласно которым в 1990-е годы на уровне границы питания ледников Аргамджи-2 и Аргамджи-3 он скачкообразно сократился на 600–800 мм в.э. [Ганюшкин и др., 2017], после чего остается устойчиво отрицательным.

С учетом нелинейности изменения абляции с ростом температуры очевидно, что низко спускающиеся языки крупных ледников оказываются наиболее чувствительны к потеплению и начинают сокращаться с высокими темпами раньше, чем части ледников в других высотных зонах. Это объясняет некоторое запаздывание ускорения сокращения площади ледников по сравнению с динамикой фронтов наиболее крупных ледников.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

В ходе работы авторами была получена информация о масштабах оледенения в различные временные срезы, что позволяет сравнить полученную информацию с оценками разных авторов, сделанными по отдельным частям массива или по массиву в целом (табл. 6).

Отметим, что из перечисленных источников не все посвящены именно анализу структуры оледенения массива, значительная часть информации почерпнута из обширных баз данных, в которых массив Таван-Богдо-Ола отдельно не рассматривается [Хромова и др., 2021; Shiyin, 2009; Earl, Gardner, 2016; <http://westdc.westgis.ac.cn>; <https://www.glacru.ru/>; <https://www.glims.org/>].

Отличия полученных авторами данных от данных других исследователей можно объяснить несколькими причинами.

1. *Отличие исходных материалов.* Наиболее ранние оценки базировались на полевых наблюде-

Таблица 6. Опубликованная информация по оледенению массива Таван-Богдо-Ола

Территория	Источник, материалы	S, км ²	Временной период		Разность данных автора и из источника, км ²
			Источник	Данная статья	
Российская часть	[Никитин, 2009], АФС	39.9	1850	1850	14.29
Вся	[Сапожников, 1949], полевые исследования	170.7	1905–1909	1850	180.04
Вся	[Тронов, 1949], полевые исследования	158.0	1949	1968	120.96
Российская часть	[Тронов, 1949], полевые исследования	15.3	1949	1968	17.89
Монгольская часть	[Бямба, Селиванов, 1971], АФС	94.0	1960-е	1968	27.16
Российская часть	[Ревякин, Окишев, 1970], полевые исследования, АФС, топокарты	38.6	1965	1968	–5.39
Монгольская часть	[Галахов, Редькин, 2001], топографические карты м-ба 1:200 000	134.0	1967–1978	1968	–12.9
Вся	[Ревякин, Мухаметов, 1993], КС, АФС, маршрутные наблюдения	222.3	1987	1989	13.35
Монгольская часть	[Kadota, Davaa, 2007], КС	79.77	2000	2000	31.24
Китайская часть	[Shiying, 2009; http://westdc.westgis.ac.cn], КС	76.0	2006	2010	–1.40
Вся	[Krumwiede et al., 2014], КС	204.0	2009	2010	–3.02
Монгольская часть	[Kamp, Pan, 2015], КС	95.2	2010	2010	5.11
Российская часть	[Earl, Gardner, 2016], КС	27.6	2011	2010	–1.59
Монгольская часть	[Syromyatina et al., 2015], КС	99.0	2013	2010	1.31
Российская часть	[Хромова и др., 2021], КС	24.34	2017	2020	0.62

Примечание. АФС – аэрофотоснимки, КС – космические снимки; S – площадь ледника.

ниях отдельных участков массива, что приводило к занижению площадей ледников. В оценках, сделанных в XX в., важная роль отводилась топографическим картам, где, напротив, площади ледников завышались, очевидно, включая снежники и участки сезонного снежного покрова. При использовании АФС проблемой являлось искажение формы и размеров ледников, что также приводило к ошибкам. При этом в большинстве оценок этого периода использовались данные, полученные по разным частям массива в разные годы и сведенные вместе.

2. *Различия в технике дешифрирования и подходах к выделению границ ледников.* Например, в работе [Syromyatina et al., 2015] картировалась только открытая часть ледников, а заморенные участки игнорировались.

3. *Разное разрешение используемых космических снимков, во многом определявшее порог площади рассмотренных ледников (от 0.01 до 0.1 км²) и точность дешифрирования ледников.* Например, при использовании снимков Landsat 2, 4, 5 имеет место низкое разрешение снимков. В этом отношении наиболее точными являются наши данные на 1968, 2010, 2024 гг., где использовались снимки с разрешением 10 м и выше.

4. *Сложности в интерпретации изображения на космических снимках.* В первую очередь это относится к выделению нижней границы ледников в местах бронирования их поверхностей моренным материалом. Во многих случаях эта проблема раз-

решима при использовании снимков высокого разрешения, позволяющих определять границы движущегося и “мертвого” льда на основе таких индикаторов, как водотоки, часто разделяющие эти участки и сливающиеся у нижней точки ледника. При наличии нескольких снимков с относительно близкой датой съемки возможно создание анимаций, на которых видны участки движущегося льда. Также распространены случаи, когда к ледникам или их частям ошибочно относят снежники и сезонный снежный покров, что, например, отмечается в оценке [Earl, Gardner, 2016] для российской части массива. В данном случае следует ориентироваться на отличительные признаки ледников, такие как трещины, разделение на зоны питания и абляции. Иногда затруднение представляет разделение ледников и приледниковых наледей или замерзших поверхностей озер. Здесь диагностическим признаком является отсутствие загрязнения мореной поверхностей наледей и озерных льдов или отсутствие уклонов на данном участке на ЦМР.

Отметим, что для всех обозначенных случаев комбинация дешифрирования космических снимков и использования полевых материалов обеспечивает наибольшую точность. Авторы реализовали данный подход к северному склону массива, где полевые наблюдения ведутся авторами с 1999 г.

5. *Различия в проведении ледоразделов.* В основном они проявляются в исследованиях, осно-

ванных на топографических картах. Более предпочтительным с точки зрения точности является использование ЦМР, тем не менее это обстоятельство не сказывается на суммарной площади оледенения, а лишь определяет картину его распределения по бассейнам и экспозициям.

Отметим, что сравнение результатов авторов с данными современных исследователей [Хромова и др., 2021; Shiyin, 2009; Krumwiede et al., 2014; Kamp, Pan, 2015; Syromyatina et al., 2015] демонстрирует минимальные различия, преимущественно в пределах точности измерений. При этом отметим, что данные авторов для 2010 г. получены по снимкам с большим разрешением (Spot-5), чем у авторов, получивших данные для этого года или смежных с ним лет.

Сопоставление выявленного нами сокращения площади ледников массива Таван-Богдо-Ола на 49 % с уменьшением площади ледников соседних крупных ледниковых районов дает основание говорить о сравнительно медленном сокращении оледенения этого ледникового центра. Например, площадь оледенения Южно-Чуйского хребта с максимума МЛП по 2021 г. сократилась на 61 % [Ганюшкин и др., 2024]. Площадь ледников Северо-Чуйского хребта в интервале с МЛП по 2021 г. также сократилась на 61 % [Ganyushkin et al., 2023]. В близких районах малого оледенения сокращение площади за период с МЛП было еще значительнее: 63 % для ледников массива Монгун-Тайга [Ganyushkin et al., 2022], 83 % для Шапшальского хребта [Ганюшкин и др., 2021].

Отмеченное авторами ускорение сокращения площадей ледников до 1.6 % в год в интервале 2000–2024 гг., очевидно, является частью общей тенденции ледников Алтая к ускорению сокращения. Похожие величины сокращения отмечены и в других районах: ускорение сокращения площадей до 1.52 % в Южно-Чуйском хребте в 2000–2021 гг. [Ганюшкин и др., 2024], почти двукратное ускорение сокращения площади ледников Северо-Чуйского хребта в 2000–2021 гг. (до 0.69 % в год) по отношению к интервалу 1850–2000 гг. [Ganyushkin et al., 2023], ускорение сокращения до 2.0 %/год у ледников Шапшальского хребта в 2001–2015 гг. [Ганюшкин и др., 2021]. Однако в случае массива Таван-Богдо-Ола такое ускорение сокращения проявилось позже. На взгляд авторов, данное явление объясняется большей максимальной высотой массива, более компактным распределением ледников, формирующих единые комплексы, что способствует большим локальным климатическим откликам от внеледниковой поверхности.

Данные по сокращению ледников в других районах мира демонстрируют различную, но в целом вполне сопоставимую с нашими результатами картину. Например, в Европейских Альпах, по данным [Zemp et al., 2008], общая площадь лед-

ников сократилась с 4400 км² в 1850 г. до 2900 км² в 1970 г. и 2200 км² к 2020 г., т. е. на 54.5 % уже к 2000 г. Более того, нет сомнений, что с 2000 г. величина сокращения площади ледников в Альпах выросла, по другим данным [Paul, Bolch, 2019], на 2015 г. она составила 60 %. Таким образом, сокращение здесь шло более быстрыми темпами, чем для массива Таван-Богдо-Ола. В то же время можно отметить сходство в изменении скорости сокращения ледников: согласно [Paul, Bolch, 2019], в интервале 1850–1970-х гг. площадь ледников сокращалась на 0.3 %/год, далее до 2000 г. – на 0.6 %/год, на 1.2 %/год с 2000 по 2010 г. Похожее ускорение сокращения площади ледников отмечено в северной Норвегии – до ~1 %/год между 2001 и 2014 гг. при том, что между 1988 и 2001 гг. сокращение площади ледников приостанавливалось [Stokes et al., 2018].

В засушливых горных районах ледники демонстрируют примерно такую же динамику. Отступление ледников в тропических Андах за последние три десятилетия беспрецедентно со времен пика МЛП (середина XVII – начало XVIII в.). С точки зрения изменений в балансе массы, точка перелома в тенденции появилась в конце 1970-х годов, когда среднегодовой баланс массы в год снизился с –0.2 м в.э. в период 1964–1975 гг. до –0.76 м в.э. в период 1976–2010 гг. Отступление было гораздо более выраженным на небольших ледниках на низких высотах [Rabatel et al., 2013]. Оценка отступления ледниковых центров Акшийрак и Ала-Арча (Тянь-Шань) показала, что сокращение площади ледников составило соответственно 4.2 и 5.1 % с 1943 по 1977 г. и 8.7 и 10.6 % с 1977 по 2003 г. [Aizen et al., 2006].

Подъем фирновой границы с максимума МЛП, по оценкам авторов, составил на территории массива 149 м, из них 41 м в интервале 2010–2024 гг. Для сравнения в Шапшальском центре оледенения соответствующая величина к 2015 г. составила 117 м, в Северо-Чуйском хребте 207 м к 2021 г., в Южно-Чуйском хребте 189 м. Возможно, различия связаны с трендом в сокращении количества осадков по данным метеостанции Кара-Тюрек [Ganyushkin et al., 2023], характеризующей климатические условия Северо-Чуйского хребта и отчасти Южно-Чуйского хребта, отсутствием этого тренда в районе массива Таван-Богдо-Ола [Ganyushkin et al., 2018] и трендом к росту количества осадков на востоке Алтая (м/с Тээли, Мугур-Аксы) [Ганюшкин и др., 2021].

Обращает на себя внимание высокое, по сравнению с сокращением площадей, значение уменьшения объема ледников массива Таван-Богдо-Ола в период с максимума МЛП по 2024 г. (69.1–75.7 %). Расчеты изменений объема ледников других территорий аналогичными методами дали существенно меньшие величины: 59–64 %

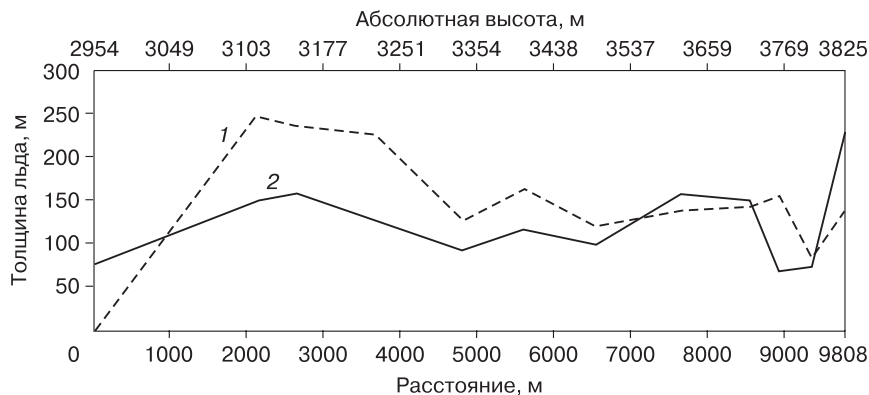


Рис. 6. Сравнение результатов моделирования GlabTop2 (1) и данных радиолокационного исследования [Kadota et al., 2011] (2) по центральному профилю на леднике Потанина.

для Южно-Чуйского хребта [Ганюшкин и др., 2024], 65 % для Северо-Чуйского хребта [Ganyushkin et al., 2023]. Причиной такого сокращения является чувствительность расчетов объема ледников по методике VAS к изменению площади ледников: при расчетах по степенной зависимости объем единого большого ледника оказывается существенно больше суммарного объема нескольких ледников с такой же суммарной площадью. Соответственно, распад огромных ледников Канас (66.85 км²), Потанина–Александровы (47.42 км²), Цаган-Ус (23.94 км²) привел к резкому уменьшению расчетных значений объема ледников.

В то же время превышение относительных расчетных изменений объемов оледенения по сравнению с изменениями площади оледенения за соответствующий период может отражать и объективные процессы. В работе [Петраков и др., 2014] отмечена особенность континентальных ледников на определенной стадии эволюции терять толщину и объем при отсутствии отступления языка. Подобное явление может служить объяснением скачкообразного ускорения сокращения ледников, наблюдаемого авторами в разных районах Алтая, при достижении толщины ледников в языковой части неких критически малых, пороговых значений, после чего идет очень быстрая их деградация. Физический механизм подобного явления именно для континентальных ледников может быть связан с их эволюцией от холодных к теплым, за счет чего идет ускорение движение льда, что отчасти компенсирует увеличение таяния, но приводит к уменьшению толщины ледников.

Сравнение результатов наших расчетов толщины ледников с результатами инструментальных наблюдений на примере ледника Потанина, где в 2007–2009 гг. проводилось радиолокационное исследование [Kadota et al., 2011], показали

различия: по модели GlabTop2 обнаружено существенное завышение толщины льда в языковой части ледника и недооценка толщины ледника в зоне аккумуляции (рис. 6).

Это хорошо согласуется с выводами о том, что модель дает систематическое завышение толщины льда на языках ледников и занижение в зоне аккумуляции [Petrakov et al., 2016]. В связи с этим ошибки модели разного знака в значительной степени компенсируют друг друга, соответственно средние для профиля (см. рис. 6) значения существенно ближе: 123 м [Kadota et al., 2011] и 165 м по GlabTop2. С учетом того, что геофизические исследования затрагивали преимущественно зону абляции, а верхняя часть зоны аккумуляции в силу труднодоступности не была исследована, при сохранении знака ошибки для этих участков в среднем для ледника различия по GlabTop2 и средней толщины ледника должны стремиться к нулю. Поэтому авторы предполагают, что модель GlabTop2 при оценке объема оледенения массива Таван-Богдо-Ола дает вполне удовлетворительные результаты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тренд к ускорению сокращения ледников в настоящее время на Алтае является практически повсеместным, причем он проявляется как для крупных центров оледенения, так и для районов малого и дисперсного оледенения [Ганюшкин и др., 2021]. В то же время для ледников массива Таван-Богдо-Ола он проявился несколько позже, чем для других районов, что, вероятно, связано с большей абсолютной высотой массива, относительно крупными ледниками и ледниковыми комплексами с большим периодом релаксации, преобладающими на территории массива. Исходя из этого, возможная стабилизация ледников данного района также произойдет с запаздыванием относительно прочих районов Алтая. Соответственно,

нет основания ожидать замедления сокращения ледников массива Таван-Богдо-Ола в ближайшие годы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (проект № 22-67-00020).

Литература

- Бямба Ж., Селиванов Е.И.** Современное оледенение Монголии // Изв. ВГО, 1971, № 3 (103), с. 249–254.
- Галахов В.П., Редькин А.Г.** Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола // География и природопользование Сибири, 2001, № 4, с. 153–175.
- Ганюшкин Д.А., Банцев Д.В., Грига С.А. и др.** Сокращение ледников Южно-Чуйского хребта (Алтай) с максимума малого ледникового периода // Лед и снег, 2024, т. 64, № 4, с. 497–512.
- Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В. и др.** Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода // Лед и снег, 2021, т. 61, № 4, с. 500–520.
- Ганюшкин Д.А., Кунаева Е.П., Чистяков К.В., Волков И.В.** Дешифрирование гляциогенных комплексов по космическим снимкам горного массива Монгун-Тайга // География и природ. ресурсы, 2018, т. 39, № 1, с. 167–177.
- Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В. и др.** Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лед и снег, 2017, т. 57, № 3, с. 307–325.
- Мачерет Ю.Я.** Радиозондирование ледников. М., Науч. мир, 2006, 389 с.
- Мачерет Ю.Я., Кутузов С.С., Мацковский В.В., Лаврентьев И.И.** Об оценке объема льда горных ледников // Лед и снег, 2013, т. 53, № 1, с. 5–15.
- Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В.** Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола // Лед и снег, 2013, т. 53, № 3, с. 33–44.
- Никитин С.А.** Закономерности распределения ледниковых льдов в Русском Алтае, оценка их запасов и динамики // Материалы гляциол. исслед., 2009, № 107, с. 87–96.
- Носенко Г.А., Никитин С.А., Хромова Т.Е.** Изменение площади и объема ледников Горного Алтая (Россия) с середины XX в. по данным космических съемок // Лед и снег, 2014, т. 54, № 2, с. 5–13.
- Окишев П.А.** Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2011, 382 с.
- Петраков Д.А., Лаврентьев И.И., Коваленко Н.В., Усубалиев Р.А.** Толщина льда, объем и современные изменения площади ледника Сары-Тор (массив Ак-Шыйрак, Внутренний Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 3, с. 91–100.
- Ревякин В.С., Мухаметов Р.М.** Динамика ледников Табын-Богдо-Ола // Гляциология Сибири, 1993, № 4 (19), с. 83–92.
- Ревякин В.С., Окишев П.А.** Современное оледенение в верхней части бассейна р. Аргут // Гляциология Алтая, 1970, № 6, с. 29–36.
- Сапожников В.В.** По Алтаю. М., Географгиз, 1949, 580 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.
- Торопов П.А., Алешина М.А., Носенко Г.А. и др.** Современная деградация горного оледенения Алтая, ее последствия и возможные причины // Метеорология и гидрология, 2020, № 5, с. 118–130.
- Тронов М.В.** Современное оледенение Алтая. Томск, Изд-во Том. ун-та, 1948, 526 с.
- Тронов М.В.** Очерки оледенения Алтая. М., Географгиз, 1949, 373 с.
- Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Глазовский А.Ф. и др.** Новый Каталог ледников России по спутниковым данным (2016–2019 гг.) // Лед и снег, 2021, т. 61, № 3, с. 341–358.
- Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Курочкин Ю.Н.** Современное состояние и динамика нивально-гляциальных систем массивов Таван-Богдо-Ола и Монгун-Тайга // Лед и снег, 2015, т. 55, № 1, с. 49–60.
- Aizen V.B., Kuzmichenok V., Surazakov A.B.** Glacier changes in central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote sensing data // Ann. Glaciol., 2006, vol. 43, No. 1, p. 202–213.
- Earl L., Gardner A.** A satellite-derived glacier inventory for North Asia // Annal. Glaciol., 2016, vol. 57, No. 71, p. 50–60.
- Frey H., Machguth H., Huss M. et al.** Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods // The Cryosphere, 2014, vol. 8, No. 6, p. 2313–2333.
- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E. et al.** Post-Little Ice Age glacier recession in the North-Chuya Ridge and dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai // Remote Sens., 2023, vol. 15, No. 8, 2186.
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E. et al.** Glacier recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum // Remote Sens., 2022, vol. 14, No. 6, 1508.
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V. et al.** Present glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age // Geosciences, 2018, vol. 8, No. 11, p. 414.
- Guo W., Liu Sh., Xu J. et al.** The second Chinese glacier inventory: Data, methods and results // J. Glaciol., 2015, vol. 61, No. 226, p. 357–372.
- Kadota T., Davaa G.** A preliminary study on glaciers in Mongolia // Proc. of the 2nd Int. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia. Ulaanbaatar, Mongolia, Inst. Meteorol. and Hydrol., 2004, p. 100–102.
- Kadota T., Davaa G.** Recent glacier variations in Mongolia // Annal. Glaciol., 2007, No. 46, p. 185–188.
- Kadota T., Davaa G., Kalsan P. et al.** Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009 // Bull. Glaciol. Res., 2011, vol. 29, p. 41–50.
- Kamp U., Krumwiede B., McManigal K. et al.** The glaciers of Mongolia. Denver, CO, USA, Univ. Colorado, 2013, 43 p.
- Kamp U., Pan C.** Inventory of glaciers in Mongolia, derived from Landsat imagery from 1989 to 2011 // Geografiska Annal. Ser. A, Phys. Geogr., 2015, vol. 97, No. 4, p. 653–669.
- Krumwiede B.S., Kamp U., Leonard G.J. et al.** Recent glacier changes in the Mongolian Altai Mountains: Case studies from Munkh Khaikhan and Tavan Bogd // Global Land Ice Measurements from Space / J.S. Kargel et al. (eds.). Berlin; Heidelberg, Springer Berlin–Heidelberg, 2014, p. 481–508.
- Kurowsky L.** Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe // Pencks Geogr. Abhandlungen, 1891, Bd. 5, S. 115–160 (in German).
- Lilun W., Chaohai L., Ping W.** Modern glaciers in Altai Mountains of China // Acta Geogr. Sinica, 1985, vol. 40, No. 2, p. 142–153 (in Chinese with English abstract).
- Linsbauer A., Paul F., Haeberli W.** Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with glabtop: Application of a fast and robust approach // J. Geophys. Res.: Earth Surface, 2012, vol. 117, No. 3, p. 1–17.

Liu S., Shangguan D., Xu J. et al. Glaciers in China and their variations // *Global Land Ice Measurements from Space*. Berlin; Heidelberg, Germany, Springer, 2014, p. 583–608.

Paul F., Bolch T. Glacier changes since the Little Ice Age // *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes* / T. Heckmann, D. Morche (eds.). Cham, Switzerland, Springer Int. Publ., 2019, p. 23–42.

Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM // *Int. J. Geogr. Inform. Sci.*, 2012, vol. 26, No. 7, p. 1173–1190.

Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyrak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013 // *Sci. Total Environ.*, 2016, vol. 562, p. 364–378.

Rabatel A., Francou B., Soruco A. et al. Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change // *The Cryosphere*, 2013, vol. 7, No. 1, p. 81–102.

Shiyin L.I.U. The 2nd Glacier Inventory of China // *Annal. Glaciol.*, 2009, vol. 50, No. 53, p. 1–4.

Stokes C.R., Andreassen L.M., Champion M., Corner G. Widespread and accelerating glacier retreat on the Lyngen Peninsula, northern Norway, since their “Little Ice Age” maximum // *J. Glaciol.*, 2018, vol. 64, No. 243, p. 100–118.

Syromyatina M.V., Kurochkin Y.N., Bliakharskii D.P., Chistyakov K.V. Current dynamics of glaciers in the Tavan Bogd Mountains (Northwest Mongolia) // *Environ. Earth Sci.*, 2015, vol. 74, No. 3, p. 1905–1914.

Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeblerli W. Glacier fluctuations in the European Alps, 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data / B. Orlove et al. (eds.). Darkening Peaks: Glacier Retreat. Science, and Society. Berkeley, US, Univ. California Press, 2008, p. 152–167.

URL: <https://www.glacru.ru/> (дата обращения: 01.02.2025).

URL: <https://www.glims.org/> (дата обращения: 03.02.2025).

URL: <http://westdc.westgis.ac.cn> (дата обращения: 03.05.2020).

URL: <https://data.bris.ac.uk/data/dataset/s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn> (дата обращения: 02.05.2025).

References

Bjamba Zh., Selivanov E.I. Present glaciation of Mongolia. *Izv. VGO [Bulletin of All-Union Geographical Society]*, 1971, vol. 103, No. 3, p. 249–254 (in Russian).

Galakhov V.P., Red'kin A.G. Present and Past Glaciation of Tabyin-Bogdo-Ola Mountain Knot. *Geografiya i prirodopolzovanie Sibiri [Geogr. Nat. Manag. Sib.]*, 2001, No. 4, p. 153–175 (in Russian).

Ganyushkin D.A., Bantsev D.V., Griga S.A. et al. Reduction of glaciers of the South Chuya Range (Altai) since the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2024, vol. 64, No. 4, p. 497–512 (in Russian).

Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V. et al. Shrinking of the glaciers in East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2021, vol. 61, No. 4, p. 500–520 (in Russian).

Ganyushkin D.A., Kunaeva E.P., Chistyakov K.V., Volkov I.V. Interpretation of glaciogenic complexes from satellite images of the Mongun-Taiga Mountain Range. *Geografiya i prirodnye resursy [Geogr. Nat. Resour.]*, 2018, vol. 39, No. 1, p. 63–72.

Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V. et al. Modern data on glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola

massif (Altai). *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2017, vol. 57, No. 3, p. 307–325 (in Russian).

Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovanie lednikov [Radar Probing of Glaciers]*. Moscow, Nauchnyi Mir, 2006, 389 p. (in Russian).

Macheret Yu.Ya., Kutuzov S.S., Matskovsky V., Lavrentiev I. On the assessment of the volume of ice of mountain glaciers. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013, vol. 53, No. 1, p. 5–15 (in Russian).

Moskalenko I.G., Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V. Modern and ancient glaciation of northern slope of the Tavan-Bogdo-Ola massif. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2013, vol. 53, No. 3, p. 33–44 (in Russian).

Nikitin S.A. Regularities of the distribution of glacial ice in the Russian Altai, assessment of their reserves and dynamics. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy [Data of Glaciological Studies]*, 2009, No. 107, p. 87–96 (in Russian).

Nosenko G.A., Nikitin S.A., Khromova T.E. Glacier area and volume changes in the Mountain Altai (Russia) since the mid-twentieth century from space imagery data. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2014, vol. 54, No. 2, p. 5–13 (in Russian).

Okishev P.A. *Rel'ef i oledenenie Russkogo Altaja [Relief and glaciation of the Russian Altai]*. Tomsk, Tomsk Univ. Press, 2011, 382 p. (in Russian).

Petrakov D.A., Lavrentiev I.I., Kovalenko N.V., Usabaliev R.A. Ice thickness, volume and current changes of the Sary-Tor Glacier area (Ak-Shyrak massif, Inner Tian Shan). *Earth's Cryosphere*, 2014, vol. XVIII, No. 3, p. 83–91.

Revyakin V.S., Muhametov R.M. Dynamics of the glaciers of Tabyin-Bogdo-Ola. *Glyatsiologiya Sibiri [Glaciol. Sib.]*, 1993, vol. 19, No. 3, p. 83–92 (in Russian).

Revyakin V.S., Okishev P.A. Present-day glaciation of r. Argut upper basin. *Glyatsiologiya Altaya [Glaciol. Altai]*, 1970, No. 6, p. 29–36 (in Russian).

Sapozhnikov V.V. *Po Altayu [Along the Altai]*. Moscow, Geografiz, 1949, 580 p. (in Russian).

Seliverstov Y.P., Moskalenko I.G., Chistyakov K.V. Glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif and its dynamics. *Izv. RGO [Proc. Russ. Geogr. Soc.]*, 2003, vol. 135, No. 5, p. 1–16 (in Russian).

Toropov P.A., Aleshina M.A., Nosenko G.A. et al. Modern degradation of mountain glaciation of Altai, its consequences and possible causes. *Meteorologia i Hidrologia [Meteorology and Hydrology]*, 2020, No. 5, p. 118–130 (in Russian).

Tronov M.V. *Sovremennoe oledenenie Altaja [Modern Glaciation of Altai]*. Tomsk, Tomsk, Univ. Press, 1948, 526 p. (in Russian).

Tronov M.V. *Ocherki oledenenija Altaja [Essays of the Altai Glacierization]*. Moscow, Geografiz, 1949, 373 p. (in Russian).

Khromova T.Y., Nosenko G.A., Glazovsky A.F. et al. New Inventory of the Russian glaciers based on satellite data (2016–2019). *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2021, vol. 61, No. 3, p. 341–358 (in Russian).

Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Kurochkin Y.N. Present state and dynamics of glacio-nival systems of Mongun-Taiga and Tavan-Bogdo-Ola mountain massifs. *Led i Sneg [Ice and Snow]*, 2015, vol. 55, No. 1, p. 49–60 (in Russian).

Aizen V.B., Kuzmichenok V., Surazakov A.B. Glacier changes in central and northern Tien Shan during the last 140 years based on surface and remote sensing data. *Annal. Glaciol.*, 2006, vol. 43, No. 1, p. 202–213.

Earl L., Gardner A. A satellite-derived glacier inventory for North Asia. *Annal. Glaciol.*, 2016, vol. 57, No. 71, p. 50–60.

Frey H., Machguth H., Huss M. et al. Estimating the volume of glaciers in the Himalayan–Karakoram region using different methods. *The Cryosphere*, 2014, vol. 8, No. 6, p. 2313–2333.

- Ganyushkin D., Bantsev D., Derkach E. et al. Post-Little Ice Age glacier recession in the North-Chuya Ridge and dynamics of the Bolshoi Maashei Glacier, Altai. *Remote Sens.*, 2023, vol. 15, No. 8, 2186. – <https://doi.org/10.3390/rs15082186>
- Ganyushkin D., Chistyakov K., Derkach E. et al. Glacier recession in the Altai Mountains after the LIA Maximum. *Remote Sens.*, 2022, vol. 14, No. 6, 1508. – <https://doi.org/10.3390/rs14061508>
- Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V. et al. Present glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age. *Geosciences*, 2018, vol. 8, No. 11, p. 414.
- Guo W., Liu Sh., Xu J. et al. The second Chinese glacier inventory: Data, methods and results. *J. Glaciol.*, 2015, vol. 61, No. 226, p. 357–372. DOI: 10.3189/2015JoG14J209.
- Kadota T., Davaa G. A preliminary study on glaciers in Mongolia. In: *Proc. of the 2nd Int. Workshop on Terrestrial Change in Mongolia*. Ulaanbaatar, Mongolia, Inst. Meteorol. and Hydrol., 2004, p. 100–102.
- Kadota T., Davaa G. Recent glacier variations in Mongolia. *Annal. Glaciol.*, 2007, No. 46, p. 185–188.
- Kadota T., Davaa G., Kalsan P. et al. Glaciological research in the Mongolian Altai, 2003–2009. *Bull. Glaciol. Res.*, 2011, vol. 29, p. 41–50. DOI: 10.5331/bgr.29.41.
- Kamp U., Krumwiede B., McManigal K. et al. *The glaciers of Mongolia*. Denver, CO, USA, Univ. Colorado, 2013, 43 p.
- Kamp U., Pan C. Inventory of glaciers in Mongolia, derived from Landsat imagery from 1989 to 2011. *Geografiska Annal. Ser. A, Phys. Geogr.*, 2015, vol. 97, No. 4, p. 653–669.
- Krumwiede B.S., Kamp U., Leonard G.J. et al. Recent glacier changes in the Mongolian Altai Mountains: Case studies from Munkh Khaikhan and Tavan Bogd. In: *Global Land Ice Measurements from Space* / J.S. Kargel et al. (eds.). Berlin, Heidelberg, Springer Berlin–Heidelberg, 2014, p. 481–508.
- Kurowsky L. Die Hohe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*, 1891, Bd. 5, S. 115–160 (in German).
- Lilun W., Chaohai L., Ping W. Modern glaciers in Altai Mountains of China. *Acta Geogr. Sinica*, 1985, vol. 40, No. 2, p. 142–153 (in Chinese with English abstract).
- Linsbauer A., Paul F., Haeberli W. Modeling glacier thickness distribution and bed topography over entire mountain ranges with glabtop: Application of a fast and robust approach. *J. Geophys. Res.: Earth Surface*, 2012, vol. 117, No. 3, p. 1–17.
- Liu S., Shangguan D., Xu J. et al. Glaciers in China and their variations. In: *Global Land Ice Measurements from Space*. Berlin; Heidelberg, Germany, Springer, 2014, p. 583–608.
- Paul F., Bolch T. Glacier changes since the Little Ice Age. In: *Geomorphology of Proglacial Systems: Landform and Sediment Dynamics in Recently Deglaciated Alpine Landscapes* / T. Heckmann, D. Morche (eds.). Cham, Springer Int. Publ., 2019, p. 23–42. – https://doi.org/10.1007/978-3-319-94184-4_2
- Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM. *Int. J. Geogr. Inform. Sci.*, 2012, vol. 26, No. 7, p. 1173–1190.
- Petrakov D., Shpuntova A., Aleinikov A. et al. Accelerated glacier shrinkage in the Ak-Shyirak massif, Inner Tien Shan, during 2003–2013. *Sci. Total Environ.*, 2016, vol. 562, p. 364–378.
- Rabatel A., Francou B., Soruco A. et al. Current state of glaciers in the tropical Andes: A multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *The Cryosphere*, 2013, vol. 7, No. 1, p. 81–102.
- Shiyin L.I.U. The 2nd Glacier Inventory of China. *Annal. Glaciol.*, 2009, vol. 50, No. 53, p. 1–4.
- Stokes C.R., Andreassen L.M., Champion M., Corner G. Widespread and accelerating glacier retreat on the Lyngen Peninsula, northern Norway, since their “Little Ice Age” maximum. *J. Glaciol.*, 2018, vol. 64, No. 243, p. 100–118.
- Syromyatina M.V., Kurochkin Y.N., Bliakharskii D.P., Chistyakov K.V. Current dynamics of glaciers in the Tavan Bogd Mountains (Northwest Mongolia). *Environ. Earth Sci.*, 2015, vol. 74, No. 3, p. 1905–1914.
- Zemp M., Paul F., Hoelzle M., Haeberli W. Glacier fluctuations in the European Alps, 1850–2000: an overview and spatio-temporal analysis of available data. In: B. Orlove et al. (eds.). *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society*. Berkeley, US, Univ. California Press, 2008, p. 152–167.
- URL: <https://www.glacru.ru/> (last visited: 01.02.2025).
- URL: <https://www.glims.org/> (last visited: 03.02.2025).
- URL: <http://westdc.westgis.ac.cn> (last visited: 03.05.2020).
- URL: <https://data.bris.ac.uk/data/dataset/s5hqmjcdj8yo2ibzi-9b4ew3sn> (last visited: 02.05.2025).

*Поступила в редакцию 21 марта 2025 г.,
после доработки – 2 июня 2025 г.,
принята к публикации 16 июня 2025 г.*