

Сокращение ледников Восточного Алтая (Шапшальский центр) после максимума малого ледникового периода

© 2021 г. Д.А. Ганюшкин^{1*}, О.С. Конькова¹, К.В. Чистяков¹, Д.В. Банцев¹, А.В. Терехов^{2,3},
Е.П. Кунаева^{1,4}, Ю.Н. Курочкин¹, Т.А. Андреева¹, Д.Д. Волкова¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия; ²Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, Россия; ³Институт озероведения РАН, Санкт-Петербург, Россия;

⁴Ленинградский государственный университет имени А.С. Пушкина, Санкт-Петербург, Россия

*d.ganyushkin@spbu.ru

Shrinking of the glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age

D.A. Ganyushkin^{1*}, O.S. Konkova¹, K.V. Chistyakov¹, D.V. Bantcev¹, A.V. Terekhov^{2,3},
E.P. Kunaeva^{1,4}, Yu.N. Kurochkin¹, T.A. Andreeva¹, D.D. Volkova¹

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

³Institute of Limnology, Russian Academy of Sciences; ⁴Pushkin Leningrad State University, St. Petersburg, Russia

*d.ganyushkin@spbu.ru

Received March 21, 2021 / Revised July 3, 2021 / Accepted October 4, 2021

Keywords: *small glaciers, dynamics of the glaciers, Little Ice Age, Altai-Sayan mountain region, Shapshal ridge.*

Summary

Based on the analysis of remote data and field observations, we reconstructed the glaciation of the Shapshal Center (Eastern Altai) for the maximum of the Little Ice Age (LIA) and by the state of the glaciers as of 2001. At the maximum of the LIA, glaciation was represented by 358 glaciers with a total area of 84.43 km². It was found 87% reduction of the total area of glaciers in the interval from the LIA maximum to 2015. During the reduction, valley glaciers disintegrated and glaciers in the Kargy River basin disappeared. The moraines of the LIA have low lake coverage (0.17% of area), therefore a probability of their breakthrough is low. We obtained data on the retreat of the Mushtuk Glacier (№ 78), the largest one of the Shapshal center, in five time slices from the LIA maximum. The highest retreat rates were reconstructed in the interval 1989–2001, but in the interval 2010–2016 the average rates decreased to 5 m/year. Changes in the mass balance index of the Mush-tuk Glacier between from 1961 to 2018 were calculated. A sharp decrease in the mass balance in the 1990s and stabilization of values at a low level after 2001 were found. According to the calculations, the response time of the Mushtuk Glacier was about 9 years. If the current climatic conditions persist, there is reason to assume stabilization of glaciers in the coming years.

Citation: Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Bantcev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Yu.N., Andreeva T.A., Volkova D.D. Shrinking of the glaciers of East Altai (Shapshal Center) after the maximum of the Little Ice Age. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2021, 61 (4): 500–520. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673421040104.

Поступила 21 марта 2021 г. / После доработки 3 июля 2021 г. / Принята к печати 4 октября 2021 г.

Ключевые слова: *малые ледники, динамика ледников, малый ледниковый период, Алтай-Саянская горная страна, Шапшальский хребет.*

Реконструированы ледники малоисследованного Шапшальского центра оледенения на Восточном Алтае в максимум малого ледникового периода, проанализирован характер их последующего сокращения. Детально рассмотрено сокращение крупнейшего ледника Шапшальского хребта по пяти временным срезам с 1955 по 2019 г. Проведены расчёты индекса баланса массы ледника и времени его климатического отклика.

Введение

Шапшальский центр оледенения содержит ледники Шапшальского хребта, хребтов Цаган-Шибэту и Скалистый, а также их отрогов, расположенных на стыке бассейнов рек Енисей (р. Хемчик и её притоки), Обь (верховья р. Чу-

лышман) и зоны внутреннего стока (бассейн р. Каргы, впадающей в бессточное озеро Урэг-Нур). Хребты Шапшальский и Цаган-Шибэту представляют собой единое дугообразное горное сооружение, вытянутое с северо-запада на юго-восток. Выпуклый юго-западный склон резко обрывается в сторону Джулукулской котловины

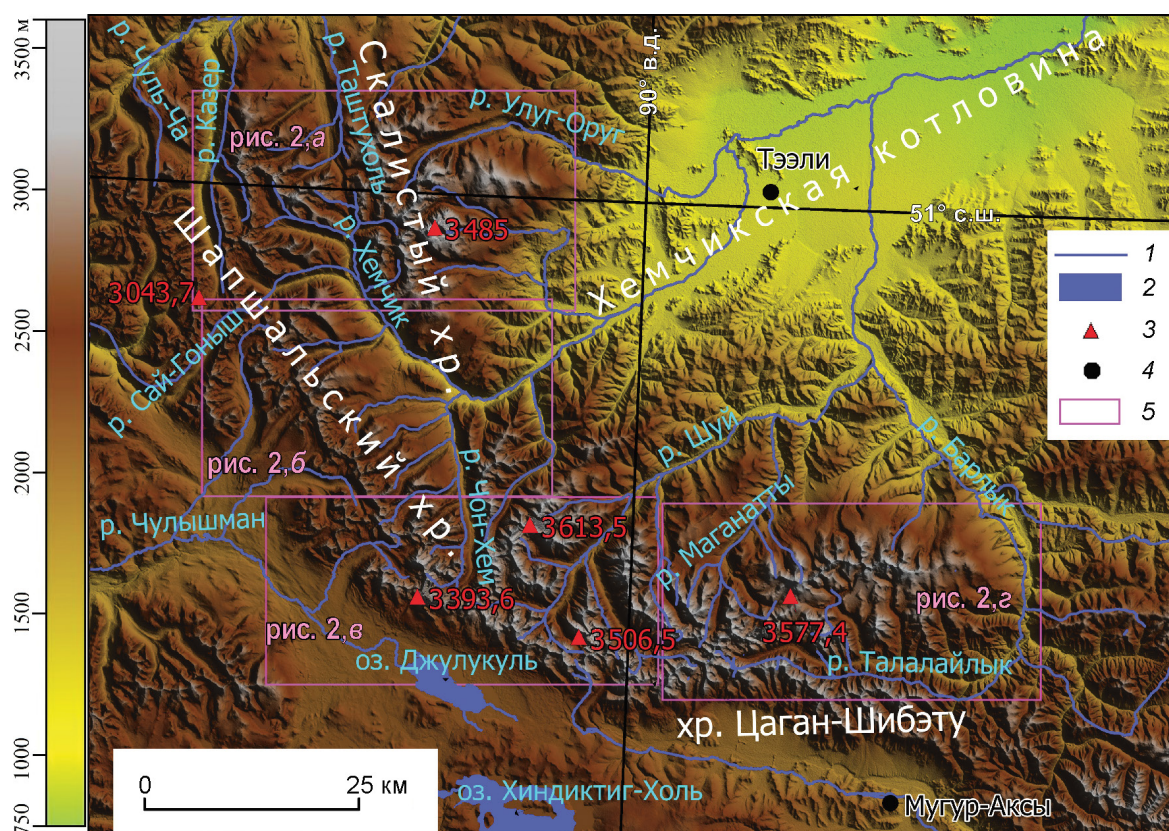


Рис. 1. Положение района исследования:

1 – реки; 2 – озёра; 3 – вершины; 4 – ближайшие метеостанции; 5 – участки, показанные на рис. 2

Fig. 1. The position of the study area:

1 – rivers; 2 – lakes; 3 – mountain peaks; 4 – nearest weather stations; 5 – areas shown in Fig. 2

с одноимённым озером и Каргинской впадины; вогнутый северо-восточный склон осложнён системой отрогов. Наибольшая высота характерна для зоны сочленения хребтов (до 3400–3500 м), к северо-западу и юго-востоку оба хребта в осевой части постепенно снижаются до отметок менее 3200 м. При этом боковые отроги хребтов достигают большей высоты (до 3613,5 м, гора Ак-Оюк). В северной части района исследований находится относительно изолированный от прочих возвышений Скалистый хребет, достигающий высоты 3485 м (гора Менгулек) (рис. 1).

Согласно данным ближайших метеорологических станций (ГМС) Тээли (высота 983 м, в статье везде приводится абсолютная высота) и Мугур-Аксы (высота 1830 м), для данной территории характерны отрицательные среднегодовые температуры, малое годовое количество осадков (менее 200 мм) с выраженным летним максимумом, преобладание юго-западного направления атмосферного переноса зимой и за-

падного и северо-западного переноса летом, при этом с высотой растёт повторяемость юго-западных ветров [1]. В то же время на высокогорных участках, особенно на наветренных склонах западных экспозиций, осадков выпадает существенно больше: до 800–1020 мм [2, 3].

Каталогизация ледников Шапшальского центра впервые была проведена только в начале 1960-х годов [4, 5], при этом полностью Шапшальский центр оледенения работами Е.Д. Донченко и Н.И. Михайлова не охватывался. Полная информация о ледниках Шапшальского центра по состоянию на 1955–1965 гг. впервые была приведена в разделе Каталога ледников СССР, посвящённом бассейну р. Хемчик [1]. В нашей недавней публикации [6] приведён Каталог ледников по состоянию на 2015 г. и выполнен анализ территориального, высотного и экспозиционного распределения ледников и их морфологических особенностей. На основании этих исследований сделан вывод о более чем

двукратном сокращении суммарной площади ледников в период с 1955–1965 гг. по 2015 г. На Алтае подобное сокращение согласуется с глобальным трендом, проявляющимся с максимума малого ледникового периода (МЛП). На территории района нашего исследования часть ледников в максимум МЛП была реконструирована в работе Е.Д. Донченко [5].

Постановка задачи

С максимума МЛП, как показывают разные исследования, ледники Алтае-Саянского региона существенно изменились, однако сокращение ледников Шапшальского центра в этот период изучено недостаточно. Реконструкции и оценки сокращения ледников после МЛП в статье Е.Д. Донченко охватывают только часть исследуемой территории. Использование современных снимков среднего и высокого разрешения позволяет точнее реконструировать морены ледников максимума МЛП, охватив при этом весь центр оледенения, а также определить скорости сокращения ледников за последние 20 лет. Кроме того, знание динамики ледников и уточнение их современных параметров позволяют определить ближайшие тенденции их изменения. Исходя из доступности космических снимков и недавно полученных данных об оледенении по состоянию на 2015 г. [6], мы поставили следующие задачи:

- 1) реконструировать ледники Шапшальского центра оледенения в максимум МЛП, проанализировать структуру оледенения в этот период;
- 2) выполнить картирование ледников по состоянию на 2001 г.;
- 3) рассмотреть характер сокращения ледников с максимума МЛП по 2015 г.;
- 4) исследовать динамику ледника Муштук по нескольким временным срезам (максимум МЛП, 1955, 1989, 2001, 2010, 2016, 2019 годы) для прогноза его будущего поведения.

Материалы и методы

Основой работы послужили результаты полевых работ 2016 г. на втором по площади леднике данной территории (ледник Муштук, № 54),

дешифрирование в ручном режиме космических снимков и аэрофотоснимков, а также моделирование толщины и временной изменчивости ледника Муштук. Полевые исследования из-за труднодоступности территории проводили в ограниченном объеме. При посещении ледника Муштук 21.07.2016 г. были проведены: GPS-привязка языка ледника и закладка реперов; GPS-маркирование его границы питания; наблюдение и фотографирование моренного комплекса МЛП. Также выполнены наземно-визуальные наблюдения и фотографирование соседних ледников (№ 79 и 80). Снимки среднего и высокого разрешения за 2012–2015 гг. (табл. 1) использовали для выделения геоморфологических признаков положения ледников в максимум МЛП с целью их последующей реконструкции. Снимки Landsat 1989, 2001 и 2010 гг. применяли для дешифрирования контуров ледников в соответствующие временные срезы. Для реконструкции ледникового комплекса Муштук использовали аэрофотоснимок от 17.08.1955 г.

Снимки SPOT 6 получены от компании СКАНЕКС с первичной радиометрической коррекцией и ортотрансформацией по SRTM 90 м. Для фотограмметрической и тематической обработки изображений мы использовали программный комплекс Scan ExImage Processor. Были выполнены: а) радиометрическая обработка изображений; б) улучшение пространственного разрешения (Pan-sharpening); в) фильтрация изображений; г) автоматическая систематическая геометрическая коррекция растровых данных; д) ортотрансформирование по цифровой модели рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) [7]. Кроме того, определена и установлена проекция UTM WGS 84 с автоматическим определением зоны. Для снимков Landsat-4, Landsat-7 и Sentinel-2 применяли комбинирование каналов (543, 543 и 753, 432 соответственно); для снимков Landsat-7 проводили улучшение пространственного разрешения (Pan-sharpening). Аэрофотоснимок также географически привязывался с использованием точек наземной привязки и переводился в Международную систему координат (UTM/WGS 84).

Дешифрирование велось в программной среде GIS – Mapinfo и ArcGIS. При дешифрировании или реконструкции ледников минималь-

Таблица 1. Спутниковые снимки, использованные в работе

Индекс (ID); режим: П – панхроматический; М – мультиспектральный	Дата съёмки	Спутник	Пространственное разрешение, м	Охват по бассейнам рек	Облачный покров, %	Снежный покров
201509110426017_E090N51_06742_7933; П	11.09.2015 г.	SPOT 6	1,5	Чуль-Ча, Улуг-Оруг, Чиндозын, Хемчик, Шагпай, Малый Хемчик, Хемчик		
201509110426017_E090N51_06742_7933; М			6,0			
201509110426017_E090N51_06742_7934; П	11.09.2015 г.	SPOT 6	1,5	Ары-хем, Чон-Хем, Чинге-Хем, Алды-Мешту-Хем, УзунХем, Сайлы-Хем, Маганаты, западная часть Каргы, Тугу-Оюк, Чулышман		Ледники, водоразделы выше 3000 м
201509110426017_E090N51_06742_7934; М			6,0			
201509110427276_E090N50_02602; П	21.07.2014 г.		1,5	Сайлы-Хем, Маганаты, Барлык Талайлык, восточная часть Каргы	Менее 1	Ледники, область аккумуляции
201509110427276_E090N50_02602; М			6,0			
5 218-248 14/07/21 04:20:49 1 J; М	21.07.2014 г.		10	Кара-Оюк, Узун-Хем, Сайлы-Хем, Маганаты, Барлык Талайлык, восточная часть Каргы		
5 218-247 12/09/02 05:07:47 1 T; П		SPOT 5	5	Ары-Хем, Хемчик, Малый Хемчик, Чуль-Ча,		
5 217-248 12/09/02 05:07:55 1 T; П	02.09.2012 г.		5	Тоту-Оюк, Чон-Хем, Алды-Мешту-Хем, УзунХем, верховьяСайлы-Хем		Ледники, водоразделы выше 2800 м
5 216-247 12/09/12 05:15:09 1 T; П			5	Чиндозын, Чон-Хем, Сайлы-Хем, Маганаты		
1030010043AA2F00; М	26.06.2015 г.	World View-2	1,8	Чон-Хем, Чинге-Хем, Алды-Мешту-Хем, УзунХем, Сайлы-Хем, Маганаты, Талайлык, среднее течение р. Каргы (притоки)	0	Зона аккумуляции ледников
10300100469CBE00; М	28.07.2015 г.		1,8	Улуг-Оруг, Чиндозын, Шагпай	0	
101001000FD0B800; М	18.07.2012 г.	Quick Bird	2,4	Шагпай, Хемчик, Мал. Хемчик, Чон-Хем, Тоту-Оюк, Чулышман	15	
L4143025_02519890919; М	19.09.1989 г.	Landsat-4	30	Чуль-Ча, Улуг-Оруг, Чиндозын	5	Ледники, водоразделы выше 2950 м
L71143025_02520010904; М	04.09.2001 г.		15	Весь район работ	Менее 1	Ледники, водоразделы выше 3200 м
L71143025_02520100828; М	28.08.2010 г.	Landsat-7	15	Чон-Хем, Хемчик, Тоту-Оюк, Шагпай, Улуг-Оруг, Чиндозын,		Ледники, водоразделы выше 3000 м
LE71430242015206NPA00; М	25.07.2015 г.		30, 15	Чон-Хем, Хемчик, Тоту-Оюк, Шагпай, Улуг-Оруг, Чиндозын,	5	Область аккумуляции ледников
L1C_T45UXS_A012915_20190827T051015	27.08.2019 г.	Sentinel2	10	Чон-Хем, Тугу-оюк	Менее 1	

Таблица 2. Оценка субъективной ошибки дешифрирования для разных диапазонов площадей ледников

Диапазон площадей, км ²	Число ледников в выборке	Средняя ошибка, %
2–3	1	1,75
1–2	3	3,89
0,1–1	10	5,48
Менее 0,1	50	6,20

ная площадь для картирования была принята равной 0,01 км². Систематическая ошибка составляла ±1 пиксел (1,5 м для снимков SPOT 6 и 15 м для Landsat-7). Она вычислялась по формуле

$$A_{er} = 100\%(nm)/A_{gl},$$

где A_{er} – ошибка, %; n – число пикселей по периметру ледника; m – пространственное разрешение снимка, выраженное в виде площади пикселя, м²; A_{gl} – площадь ледника, м².

По результатам расчётов с помощью базовых снимков, использовавшихся для дешифрирования (SPOT 6, панхроматические), для ледников МЛП максимальная ошибка определения площадей составила 9,5%, средняя – 2,6%. При работе со снимками Landsat-7 2001 г. с разрешением 15 м максимальная ошибка равна 104,4% (для ледника площадью 0,01 км²), средняя ошибка составляет 33,9%. Для оценки субъективной «ошибки картографа» мы взяли выборку из 64 ледников, при этом внутри выборки площади ледников распределялись соответственно общему распределению реконструированных ледников МЛП по площадям. В рамках выборки выполнили повторное картирование ледников МЛП. Ошибку определяли путём сравнения с площадями ледников, полученными в ходе каталогизации (табл. 2). Средняя ошибка для всей выборки составила 5,91%.

При диагностике морен МЛП мы использовали следующие признаки: незадернованность; чёткость в плане; большую крутизну по внешнему периметру; малую степень перемытости и значительную мощность по сравнению с более древними моренами [8]. Для региона исследования характерная особенность морен МЛП – наличие ледяного ядра (погребённых льдов) и связанных с ним термокарстовых процессов, широко развитых в регионе в последние годы [9]. Термокарстовые формы чётко выделяются на снимках с разрешением выше 15 м в виде тёмных полос и

пятен с отчётливыми границами. Малая задернованность морен МЛП на мультиспектральных снимках выражается серым или коричневым цветом, резко контрастируя с зеленоватым цветом тундр и более древних задернованных морен. Для смежного с районом исследования горного массива Монгун-Тайга ранее были разработаны эталоны дешифрирования морен [10], которые мы использовали при работе над настоящей статьей. Для реконструкции висячих ледников применяли нивальные ниши с чёткими очертаниями, маркирующими положение недавно исчезнувших ледников данного типа, как правило, с остаточными многолетними снежниками, занимающими часть ниши.

Одна из сложностей при дешифрировании – определение границы между активным ледником и мёртвым льдом. Для этого использовали подход, предложенный в работе [11], в которой к индикаторам активного льда относят: сглаженный характер скоплений обломочного материала на его поверхности; его линейную вытянутость в плане, связанную с движением; обтекание его водотоками, как правило, сходящимися к нижней точке ледника; индикаторы мёртвого льда – неровную поверхность скоплений обломочного материала, термокарстовые водоёмы на его поверхности, несходимость водотоков и наличие пионерной растительности. Мы к этим признакам добавили также уход водотоков в тоннели с последующим выходом ниже по склону [8].

Для составления Каталогов ледников использовалась глобальная цифровая модель рельефа SRTM 3 (The NASA Version 3.0 SRTM Global 1 arcsecond) [7]. Минимальные и максимальные высоты, средние уклоны, экспозиции ледников определяли автоматически на основе ЦМР в программе GlobalMapper v.18.0 (digitizertool). Для верификации данных, полученных по дистанционным материалам, применяли полевые материалы от 21.07.2016 г., когда мы посещали ледник № 78 – второй по площади на исследуемой территории. Высота фирновой границы для ледников максимума МЛП и 2001 г. определялась методом Куровского, согласно которому высота фирновой границы соответствует средне-взвешенной по площади высоте ледника [12]. В нашей работе по современному состоянию ледников Шапшальского центра [6] расчёты по данному методу для 30 ледников дали результаты,

близкие к полученным дистанционным данным (средняя величина разности составила +2 м).

Для характеристики оледенения использовали понятие об интенсивности оледенения R , представляющей собой отношение площади ледников на участке F к длине основного гребня L . Применяли методический подход Г.Е. Глазырина [13], при котором L определяется от первого ледника на боковом гребне до его соединения с основным гребнем, далее по основному гребню, по следующему боковому гребню до последнего ледника. Для более детальных оценок динамики оледенения, расчётов тенденций изменений баланса массы и оценок возможного поведения в будущем мы выбрали ледник Муштук, расположенный в верховьях р. Чон-Хем. Выбор данного ледника обусловлен несколькими причинами:

1) это – крупнейший ледник Шапшальского центра оледенения в настоящее время, поэтому его динамика должна в меньшей степени, чем у других ледников, определяться локальными геоморфологическими особенностями территории. Относительно большие размеры ледника упрощают его дешифрирование по дистанционным материалам;

2) это – ледник, на котором при его посещении авторы настоящей статьи проводили наблюдения, есть GPS-привязки характерных точек, фотоматериал по результатам посещения; установлен репер у края ледника;

3) был найден и привязан аэрофотоснимок ледника от 17.08.1955 г., что расширило временные рамки его исследования.

Как уже отмечалось, до сих пор Шапшальский центр оледенения не был охвачен массовыми наблюдениями (да и полевыми гляциологическими исследованиями в целом). Поэтому для определения тенденций изменений баланса массы ледника Муштук проводили такие расчёты индекса баланса массы, когда при отсутствии прямых наблюдений за балансом массы выполняется экстраполяция метеорологических параметров для определённой точки или высотного уровня ледника с целью его вычисления на основе эмпирических зависимостей абляции и аккумуляции от экстраполированных параметров. Для расчёта индекса баланса массы использовалась методика Г.Е. Глазырина [13], в которой для вычисления необходимы данные о

температуре воздуха и осадках на базовой ГМС, а также высота фирновой границы:

$$I_b = A_k - A_b,$$

где I_b – индекс баланса массы; A_k – аккумуляция; A_b – абляция; все расчёты этих величин сделаны в мм в.э.

Для расчёта абляции в какой-либо точке ледника необходимо вычислить среднюю летнюю температуру t_i на соответствующей высоте z_i с помощью вертикального температурного градиента, высоты расположения ГМС z_m , средней летней температуры на ГМС t_m и высоты точки, для которой выполняется расчёт z_i . При переходе на ледник следует учитывать температурный скачок Δt , принятый по аналогии с ледниками близко расположенного массива Монгун-Тайга равным $-0,4$ °С. В итоге получаем:

$$t_i = t_m - G_t(z_i - z_m) - \Delta t.$$

После вычисления t_i определяется абляция. Для этого мы использовали региональную формулу, полученную по результатам балансовых исследований на ледниках горных массивов Монгун-Тайга, Тургени-Нуру и Хархира [14]:

$$A_b = 36,14(t_i)^2 + 294,6t_i + 511,6. \quad (1)$$

Необходимое условие проведения расчётов индекса баланса массы – знание вертикальных градиентов температуры и осадков. Значение вертикального (склонового) градиента температуры мы вычисляли на основе региональной зависимости высотного склонового градиента от количества осадков, полученной нами по данным ГМС Алтае-Саянского региона [15]:

$$G_t = 1,264p^{-0,1297}, \quad (2)$$

где p – среднегодовое количество осадков (по парам ГМС).

При расчётах по формуле (2) в качестве величины мы использовали среднее годовое количество осадков, полученное по трём ближайшим к Шапшальскому центру оледенения ГМС: расположенной западнее ГМС Усть-Улаган (1242 м над ур. моря – 316 мм), расположенной северо-восточнее ГМС Тээли (983 м – 196 мм) и находящейся юго-восточнее ГМС Мугур-Аксы (1850 м – 16 мм). Полученное значение составило 0,63/100 м. Для определения высотного градиента осадков на основе полученного значения

по формуле (1) рассчитывались величины абляции на границе питания модельного ледника Муштук (№ 78 по Каталогу 2016 г.). Поскольку на высоте средней многолетней границы питания средняя многолетняя абляция и аккумуляция равны, полученное таким образом значение средней многолетней аккумуляции делилось на коэффициент концентрации (для каровых ледников принято 1,6 [16]) и получалось количество осадков на фирновой границе:

$$P_{f0} = K/Ak_{f0},$$

где P_{f0} – среднее многолетнее годовое количество осадков на фирновой границе; K – коэффициент концентрации; Ak_{f0} – средняя многолетняя аккумуляция на фирновой границе.

Далее вычислялся высотный градиент годового количества осадков G_p по формуле

$$G_p = (P_{f0} - P_{m0}) / (Z_f - Z_m),$$

где P_{m0} – количество осадков на метеостанции, мм; Z_f – высота фирновой границы; Z_m – высота расположения метеостанции, м; значение параметра G_p составило 33,86 мм/100 м.

После этого индекс баланса массы рассчитывался для конкретных лет на высоте границы питания ледника (для оценки тенденций изменения условий питания ледников) и на языках ледников. Для оценки современного состояния и будущего поведения ледников мы провели вычисления времени отклика ледника (response time), т.е. времени, необходимого леднику, чтобы прийти в соответствие с новыми климатическими условиями. Мы использовали упрощенный подход, учитывающий параметры климата и геометрию ледника, предложенный в работе [17] и позднее дополненный в исследовании [18]. Время отклика t рассчитывается на основе данных о толщине ледника H и балансе массы на языке ледника b_i :

$$t = H / -b_i.$$

В дополненном варианте расчёт выполняется следующим образом:

$$t_{RB} = t_{JRW} / \eta, \quad (3)$$

где t_{RB} – время отклика по дополненной методике; t_{JRW} – время отклика, рассчитанное по формуле (3); η – коэффициент связи высотного диапазона ледника R и площади F :

$$R \sim F^\eta.$$

Мы проводили расчёт времени отклика по формуле (3), так как в ней учтены особенности топографии ледника. Для определения толщины модельного ледника использовали расчёт толщины льда вдоль осевой линии ледника с учётом рельефа. В этом случае применяли формулу модели GlabTop (Glacierbed Topography) [19]:

$$h = \tau / f \rho g \sin \alpha; \\ \tau = 0,005 + 1,598 \Delta H - 0,435 H^2,$$

где h – толщина льда, м; τ – напряжение сдвига на ложе, кПа; f – коэффициент формы поперечного сечения ледника; ρ – плотность льда (900 кг/м³); g – ускорение свободного падения (9,81 м/с²); α – угол наклона поверхности вдоль центральной линии ледника, градусы; ΔH – высота ледника (разница высот между высшей и низшей точками).

Коэффициент формы f связан с сопротивлением, возникающим на краях ледника в результате трения о борта долины. Он может изменяться от 0,5 до 0,9 [20]. Выбор значения коэффициента f определяется формой долины (парабола, полуэллипс или квадрат), а также соотношением толщины ледника и ширины долины. Например, для горных ледников в работе [21] использовалось значение 0,7 для ледниковых языков в области абляции и 0,9 для более широкой области аккумуляции. В случае с модельным ледником Муштук мы выбрали значение коэффициента 0,9, что продиктовано большой шириной вмещающего ледник сложного двухкамерного цирка и коротким языком ледника.

Результаты

Ледники Шапшальского центра оледенения в максимум МЛП. Согласно нашей реконструкции, в максимум МЛП в Шапшальском центре оледенения находилось 358 ледников суммарной площадью 84,43 км². Как и в настоящее время, основными центрами оледенения были восточный склон хр. Скалистый и северный склон хр. Шапшальский в верховьях р. Чон-Хем (рис. 2). В максимум МЛП здесь существовали долинные ледники, причём три крупнейших из них по площади превышали 2,5 км², здесь же наибольших значений (0,24–0,28) достигала интенсивность оледенения (табл. 3). Вместе с тем по макроэкспозициям ледники распреде-

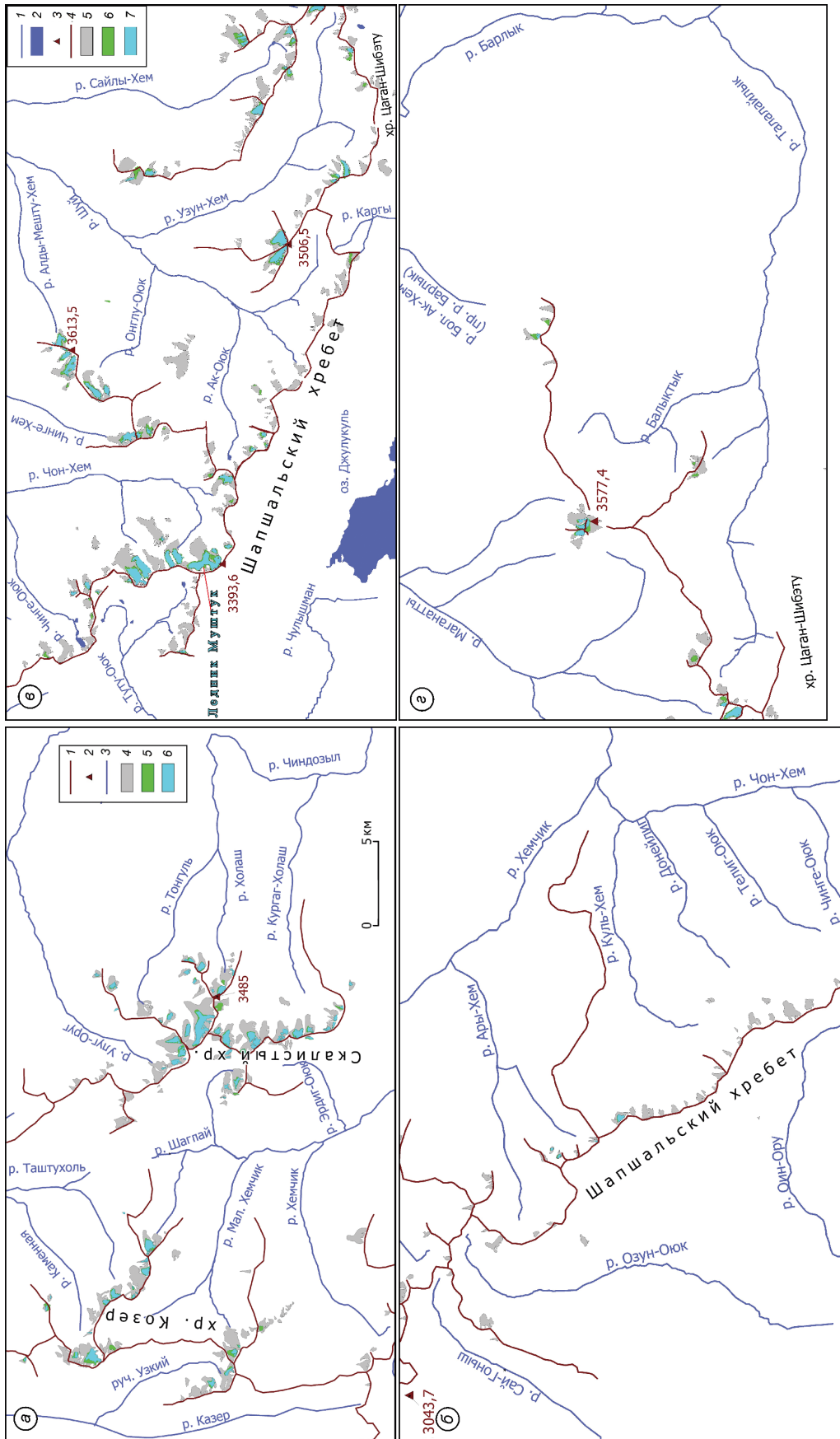


Рис. 2. Сокращение ледников Шапшальского центра после максимума малого ледникового периода.
а – в северной части: 1 – горные гребни, 2 – вершины, 3 – реки, 4 – сокращение ледников с максимума МЛП по 2001 г., 5 – сокращение ледников с 2001 по 2015 г., 6 – ледники в 2015 г.; *б* – в западной части: усл. обозначения см. рис. 2, *а*; *в* – в центральной части: 1 – реки, 2 – озёра, 3 – вершины, 4 – горные гребни, 5 – сокращение ледников с максимума МЛП по 2001 г., 6 – сокращение ледников с 2001 по 2015 г., 7 – ледники в 2015 г.; *г* – в восточной части: усл. обозначения см. рис. 2, *а*

Fig. 2. Reduction of the glaciers from the Little Ice Age maximum to 2001, 5 – reduction of glaciers from 2001 to 2015, 6 – glaciers in 2015; *а* – in the western part: legend see Fig. 2, *а*; *б* – in the central part: 1 – rivers; 2 – lakes; 3 – mountain peaks; 4 – mountain ridges; 5 – reduction of glaciers from the Little Ice Age maximum to 2001, 6 – reduction of glaciers from 2001 to 2015, 7 – glaciers in 2015; *г* – in the eastern part of the study area: legend see Fig. 2, *а*

Таблица 3. Распределение ледников максимума МЛП по речным бассейнам и участкам горных хребтов

Горный хребет	Бассейн	Экспозиция ледника	Число ледников	Суммарная площадь ледников, км ²	Интенсивность оледенения, км ⁻¹	Высота фирновой границы, м	Изменение высоты фирновой границы, м
Шапшальский	Чуль-Ча (Казер, Таштухоль)	В	36	8,92	0,10	2842	63
Скалистый	Улуг-Оруг	С	15	3,65	0,21	2957	104
	Чиндозын	В	35	13,75	0,24	2985	39
	Хемчик	З	4	0,37	0,06	2929	93
	Шагпай	З	10	2,17	0,16	2873	95
Шапшальский	Шагпай	ЮВ	3	0,88	0,09	2930	38
	Малый Хемчик	В	10	2,43	0,09	2815	**
	Хемчик	В	16	1,92	0,06	2793	
	Ары-хем	В	12	0,62	0,03	2860	36,5
	Чон-Хем	СВ	60	16,33	0,28	2919	113
Мозур-Тайга (отрог Шапшальского хр.)	Чинге-Хем	СЗ	6	2,48	0,22	3083	110
	Левобережные притоки р. Шуй (Алды-Мешту-Хем)	В	24	6,43	0,24	3110	26
Шапшальский хр.	Правобережные притоки р. Шуй (УзунХем и др.)	С	46	8,56	0,11	3120	81
Цаган-Шибэту	Сайлы-Хем	СВ	17	4,51	0,18	3139	138
	Маганаты	С	17	4,42	0,14	3113	160
	Барлык	СВ	4	0,74	0,14	3100	362
	Талайлык	ЮВ	11	1,69	0,05	3305	
Шапшальский	Каргы	З	8	1,55	0,05	3051	**
	Чулышман	Ю	4	0,32	0,04	3108	
	Тоту-Оюк	СЗ	12	1,75	0,09	2918	141
	Оин-Ору	С	1	0,01	*	2736	
	Озун-Оюк	ЮЗ	5	0,8	0,04	2681	**
	Сай-Гоныш	ЮЗ	2	0,08	0,02	2741	

*Недостаточное число ледников для определения интенсивности оледенения. **В настоящее время ледники в данных бассейнах отсутствуют.

лялись более равномерно по сравнению с настоящим временем, поскольку большее, чем в настоящее время, число ледников существовало на южных и западных склонах Шапшальского хребта. Кроме того, имелись ледники и в бассейне р. Каргы, т.е. оледенение Шапшальского центра в этот период относилось не только к бассейну Северного Ледовитого океана, но и к бассейну внутреннего стока (оз. Урэг-Нур).

Распределение ледников Шапшальского центра по экспозициям в максимум МЛП существенно не отличалось от современного (рис. 3). Единственное отличие – несколько большее развитие ледников на восточных склонах. Поскольку существование ледников на восточных склонах преимущественно связано с переносом снега с наветренных склонов западных экспо-

зиций, можно предположить, что в максимум МЛП имело место некоторое увеличение количества твёрдых осадков, за счёт которого этот процесс активизировался. В количественном отношении среди ледников максимума МЛП, как и в настоящее время, преобладали каровые и висячие ледники (табл. 4). В то же время по суммарной площади относительно крупные долинны и карово-долинны ледники в совокупности даже несколько превосходили каровые. После максимума МЛП происходил их интенсивный распад, который привёл к полному исчезновению долинных ледников и усилению доминирования малых форм оледенения.

Средневзвешенная высота границы питания в максимум МЛП, по нашим вычислениям, равна 2993 м. Таким образом, депрессия фирно-

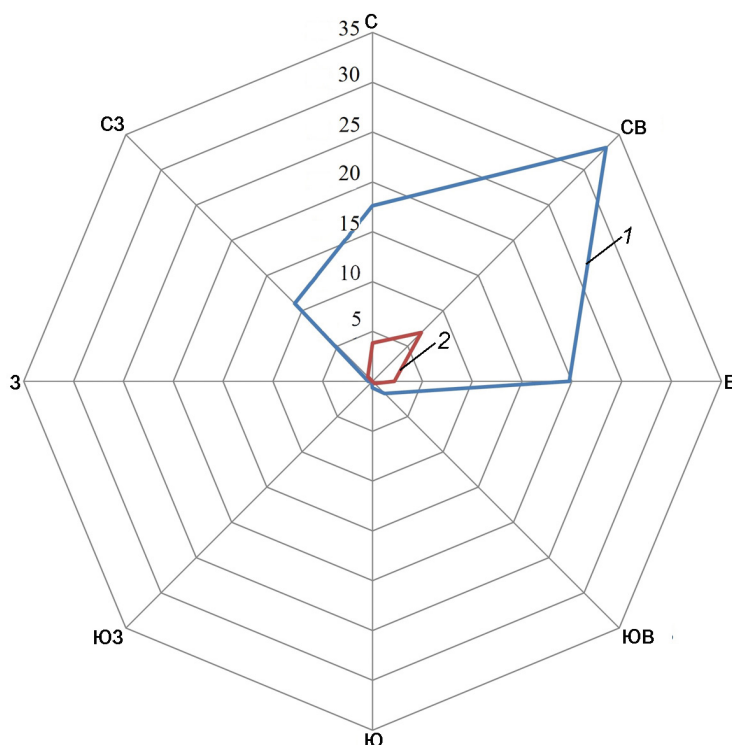


Рис. 3. Сравнение распределения площадей ледников (км²) по экспозициям в максимум малого ледникового периода (1) и в настоящее время (2)

Fig. 3. Comparison of the aspect distribution of glacier areas (km²) in the Little Ice Age maximum (1) and at present (2)

вой границы составила 117 м. Однако при этом, как и в настоящее время, имела место бóльшая пространственная неоднородность в положении фирновой границы: с северо-запада на юго-восток фирновая граница поднималась на 460 м, что в случае приблизительно одинаковой высоты орографической базы оледенения соответствует резкому ухудшению условий питания ледников в этом направлении. Очевидно, преобладали влагонесущие потоки западных румбов, за счёт чего хр. Цаган-Шибэту оказывался в орографической тени и имел место дефицит осадков, отмечаемый и в настоящее время.

Поэтапное сокращение ледников после максимума МЛП. Согласно Каталогу ледников [1], по состоянию на 1955–1965 гг. в пределах Шапшальского центра оледенения было 128 ледников суммарной площадью 30,3 км², т.е. с максимума МЛП площадь оледенения сократилась приблизительно на 64%. Сокращение ледников по речным бассейнам и участкам горных хребтов происходило неравномерно (см. рис. 2, табл. 5). Наименьшее сокращение ледников имело место в южной, наиболее высокой части Шапшальско-

Таблица 4. Морфологические типы ледников в максимум МЛП

Морфологические типы ледников	Число/Площадь, % от суммарного
Долинные	3,1/16,7
Карово-долинные	9,8/26,6
Каровые	42,7/40,2
Карово-висячие	9,8/3,1
Висячие	23,1/5,6
Склоновые	5,9/7,0
Плосковершинные	0,5/0,5
Присклоновые	0,2/0,2

го хребта, а также в прилегающей к ней наиболее высокой западной части хр. Цаган-Шибэту (верховья рек Чон-Хем, Чинге-Хем, Шуй). Напротив, в условиях дисперсного оледенения и малой положительной разности оледенения ледники наименее устойчивы к изменениям климата и испытывают особенно резкие сокращения площади при подъёме границы питания.

При сопоставлении наших данных с данными Каталога ледников следует учесть методические различия: в Каталоге учтены ледники площадью

Таблица 5. Абсолютное (км²) и относительное (%) изменение суммарной площади ледников (ΔF), числа ледников (ΔN) и интенсивности оледенения (ΔR) в период с максимума МЛП по 2015 г. по речным бассейнам и участкам горных хребтов разной экспозиции

Горный хребет	Бассейн, река	Экспозиция	ΔF , км ² (%)			ΔN	ΔF , км ²	ΔR , км ² /км
			период времени					
			МЛП – 1955–1965 гг.	1955–1965 гг. – 2001 г.	2001–2015 гг.	МЛП – 2015 г.		
Шапшальский	Чуль-Ча (Казер, Таштухоль)	В	6,9 (77%)	0,2 (9%)	0,44 (24%)	16 (44%)	7,54 (85%)	0,05 (50%)
Скалистый	Улуг-Оруг	С	2,8 (77%)	0,2 (22%)	0,14 (20%)	7 (47%)	3,09 (85%)	0,13 (62%)
	Чиндозын	В	10,3 (75%)	1,5 (27%)	0,51 (13%)	7 (25%)	10,32 (75%)	0,15 (63%)
	Хемчик	З	6,9 (82%)	0,2 (13%)	0,54 (41%)	3 (75%)	0,33 (89%)	**
Шагпай	З	5 (50%)				1,90 (88%)	0,12 (75%)	
Шапшальский	Шагпай	ЮВ	6,9 (82%)	0,2 (13%)	0,54 (41%)	2 (66%)	0,56 (64%)	**
	Малый Хемчик	В				7 (70%)	2,33 (96%)	0,08 (89%)
	Хемчик	В				16 (100%)	1,92 (100%)	0,06 (100%)
	Ары-хем	В				9 (75%)	0,58 (94%)	0,02 (66%)
Мозур-Тайга (отрог Шапшальского хр.)	Чинге-Хем	СЗ	1,08 (44%)	0,4 (26%)	0,25 (24%)	1 (17%)	1,69 (68%)	0,14(64%)
	Левобережные притоки р. Шуй (Алды-Мешту-Хем)	В	12,3 (55%)	5,7 (49%)	2,18 (37%)	15 (63%)	5,55 (86%)	0,18 (75%)
Шапшальский хр.	Правобережные притоки р. Шуй (УзунХем и др.)	С				37 (80%)	6,85 (80%)	0,04 (36%)
Цаган-Шибэту	Р. Сайлы-Хем	СВ	1,7 (71%)	0,2 (35%)	0,26 (67%)	12 (71%)	3,87(86%)	0,14(78%)
	Р. Маганаты	С				9 (53%)	3,90(88%)	0,11 (79%)
	Р. Барлык	СВ				3 (75%)	0,70 (95%)	**
Р. Талайлык	ЮВ	10 (91%)	1,6 (95%)					
Шапшальский	Каргы	З	*		0 (0%)***	8 (100%)	1,55 (100%)	0,05 (100%)
	Чулышман	Ю			0 (0%)***	4 (100%)	0,32 (100%)	0,04 (100%)
	Р. Тоту-Оюк	СЗ			0,07 (44%)	9 (75%)	1,66 (95%)	0,08 (89%)
	Оин-Ору	С			0 (0%)***	1 (100%)	0,01 (100%)	**
	Озун-Оюк	ЮЗ			0 (0%)***	5 (100%)	0,8 (100%)	0,04 (100%)
	Сай-Гоныш	ЮЗ			0 (0%)***	2 (100%)	0,08 (100%)	0,02 (100%)

*Отсутствие данных о ледниках на 1955–1965 гг. в Каталоге ледников. **Изменение интенсивности оледенения невозможно вычислить, так как современные его значения не поддаются определению из-за малого числа ледников в данном речном бассейне. ***Оледенение бассейнов рек Каргы, Чулышман, Оин-Ору, Озун-Оюк, Сай-Гоныш к 2001 г. уже отсутствовало.

не менее 0,1 км, тогда как мы учитывали ледники с площади 0,01 км². В то же время в суммарную площадь оледенения на 1955–1965 гг. и в суммарные площади оледенения по речным бассейнам в Каталог включены ещё 25 ледников площадью менее 0,1 км², не обозначенных на схемах оледенения и не указанных индивидуально в таблицах Каталога. Всё это обеспечивает приемлемую точность сравнения площадей оледенения. Средняя взвешенная по площади высота фирновой границы по данным Каталога составляла 3053 м. Таким образом, с максимума МЛП подъём фирновой

границы составил 60 м, т.е. примерно половину общего подъёма с максимума МЛП по 2016 г., что показывает сравнительно медленное ухудшение условий питания ледников на этом этапе. Однако следует учитывать, что в Каталоге положение фирновой границы определено по аэрофотоснимкам, тогда как для максимума МЛП мы рассчитывали его методом Куровского.

В 2001 г., согласно нашим данным, в Шапшальском центре оледенения было 140 ледников суммарной площадью 19,48 км². За 36–46 лет площадь ледников сократилась на 36%. При

этом характер сокращения ледников по бассейнам был во многом обратным предыдущему этапу: максимальное относительное сокращение площади ледников имело место в бассейнах рек Чон-Хем, Чинге-Хем, Шуй. Это связано с исчезновением здесь большого числа каровых ледников, днища которых располагались на высотах в среднем около 3100 м. По данным Каталога, в 1955–1965 гг. средневзвешенная высота фирновой границы здесь составляла 3105 м, а к 2001 г. она поднялась до 3135 м.

Ухудшение климатических условий существования ледников и связанный с этим подъём фирновой границы происходил в предшествующий период, поэтому общее ослабление оледенения в бассейне р. Чон-Хем был длительным, а интервал 1955–2001 гг. лишь знаменует собой его очередной этап. Вероятно, уход средней высоты границы питания ледников в пределах бассейна на несколько десятков метров выше днищ каров при малых размерах ледников и очень небольшом высотном диапазоне их существования спровоцировал их бронирование моренным и осыпным материалом и переход в состояние «мёртвого» льда, а также в многолетние снежники (часто эти процессы совмещаются: идёт омертвление и отделение от бывшей зоны питания, при этом последняя распадается на серию снежников). Средняя взвешенная по площади высота фирновой границы составляла 3081 м, а общий подъём фирновой границы с 1955–1965 гг. – 28 м. В период 2001–2015 гг. сокращение опять было наибольшим для сниженных участков горных хребтов с преобладанием малых ледников. В целом, площадь оледенения за этот период уменьшилась на 28% при 29-метровом подъёме фирновой границы. Именно южные и западные склоны испытали наибольшее относительное сокращение ледников, где в бассейнах рек Сай-Гоныш, Озун-Оюк, Чулышман, Каргы ледники исчезли полностью (см. табл. 5).

За весь период с максимума МЛП по 2015 г. оледенение сократилось в среднем на 85%. Абсолютное сокращение площади ледников было наибольшим в верховьях рек Чон-Хем и Чиндозын (см. табл. 5, рис. 2, в). Однако простое сравнение площадей ледников по районам оледенения недостаточно показательно, поскольку сами районы неоднородны, имеют разную протяжённость несущих оледенение горных гребней и раз-

ное число ледников. Более чётко характеризует произошедшие изменения использование интенсивности оледенения. Наибольшее уменьшение этого показателя произошло в смежных районах бассейнов р. Чон-Хем и левобережных притоков р. Шуй (см. рис. 2, в). Заметим, что механизмы сокращения ледников в этих двух районах несколько отличаются: если в бассейне р. Чон-Хем шёл распад долинных ледников и основное сокращение приходилось на участки ледниковых языков, то в бассейне левых притоков р. Шуй исчезло много (37) малых ледников, т.е. основная деградация оледенения происходила в пригребневой части хребтов. Это отражает изначально меньшее развитие здесь оледенения на фоне более аридных условий. Относительное сокращение ледников было максимальным для участков с наименьшими площадями ледников. Так, все районы, оледенение которых полностью исчезло, в максимум МЛП имели интенсивность оледенения 0,06 км²/км и менее. В 2010–2015 гг. сокращение ледников ускорилось, что характерно для ледников смежных районов Алтая [8] (рис. 4).

Участки сокращения ледников после максимума МЛП характеризуются сравнительно малой заозёрностью. Обнаружено всего 33 озера суммарной площадью 0,22 км², все они относятся к бассейну р. Хемчик. При этом площадь крупнейшего из озёр составляет всего 0,04 км². Таким образом, заозёрность моренных комплексов МЛП (отношение площади озёр к площади морен) – лишь 0,3%. Отсутствие крупных ледников приводит к тому, что среди выделенных озёр отсутствуют ледниково-подпрудные озёра, нет сейчас и приледниковых озёр. Вероятность катастрофических прорывных процессов на территории Шапшальского хребта из-за малых размеров ледников и выявленных особенностей озёр следует признать низкой.

Различия в условиях питания ледников между разными районами Шапшальского центра оледенения после максимума МЛП не только сохранились, но и стали более контрастно выраженными: если на крайнем северо-западе территории в бассейне р. Чуль-Ча граница питания поднялась только на 63 м, то на востоке, в бассейне р. Барлык, её подъём достигал 360 м. Такой сильный подъём границы питания для бассейна р. Барлык после максимума МЛП связан с почти полной деградацией здесь ледников,

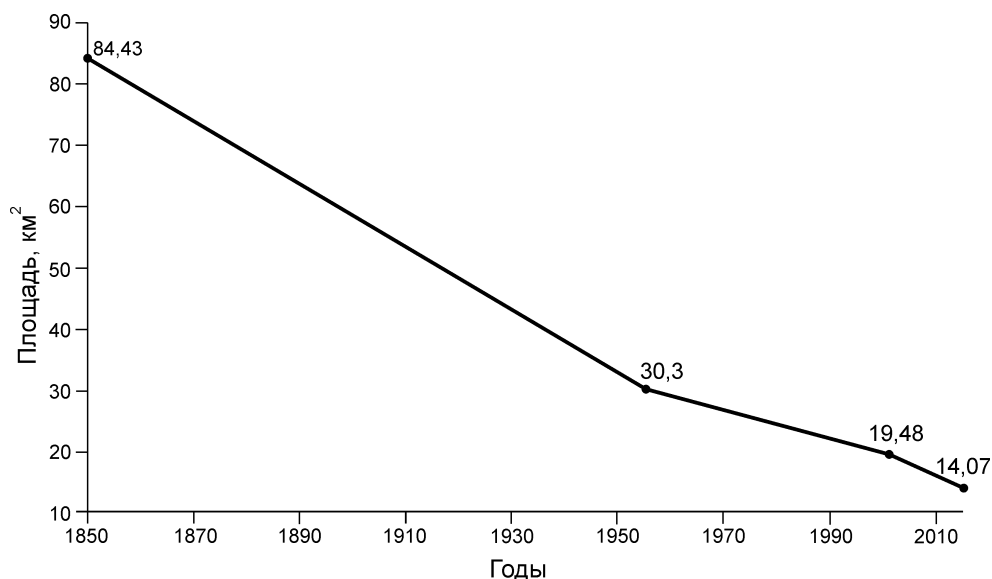


Рис. 4. Сокращение суммарной площади ледников Шапшальского центра с максимума малого ледникового периода по 2015 г.

Fig. 4. Reduction of the total glacier area of the Shapshal Center from the Little Ice Age maximum to 2015

причём исчезли низко расположенные каровые ледники, а сохранился ледник плоской вершины. Он находится на большей высоте (в настоящее время в высотном диапазоне 3577–3468 м над ур. моря) на южном пологом склоне горы Менхулик (3577,4 м), превышающей на 200–300 м высоту водораздельных гребней в бассейне р. Барлык. В максимум МЛП нижняя граница ледника опускалась до высоты 3310 м. Исчезнувшие после максимума МЛП ледники в бассейне р. Барлык были приурочены к более низким несущим гребням с высотами 3300–3380 м; при этом расчётная высота границы питания была в среднем всего на 30–100 м ниже высоты водораздела. Таким образом, достаточно было совсем небольшого повышения границы питания, чтобы ледники деградировали. За счёт своего существования в максимум МЛП данные ледники существенно снижали средневзвешенную по площади высоту фирновой границы для бассейна в целом, их исчезновение резко увеличило «вес» высоко расположенного плосковершинного ледника. Таким образом, величина скачкообразного подъёма средневзвешенной фирновой границы питания в бассейне р. Барлык не вполне отражает реальные изменения границы питания. У сохранившегося плосковершинного ледника подъём фирновой границы с максимума МЛП по настоящее время составил всего 90 м.

Динамику оледенения Шапшальского центра мы более детально исследовали на примере ледника Муштук (№ 78) – в настоящее время крупнейшего (0,90 км²). Были реконструированы его контуры по состоянию на максимум МЛП, 1955, 1989, 2001, 2010, 2016 и 2019 гг. (рис. 5). Анализ полученных реконструкций позволяет сделать вывод о сравнительно низких скоростях деградации ледника Муштук. Наиболее высокие скорости отступления языка ледника (табл. 6) имели место в последнее десятилетие XX в., после чего язык отступил на более крутой и затенённый участок, что вызвало замедление его сокращения. В то же время после 2010 г. сокращается не только язык ледника, но и участки в его средней части и даже в области аккумуляции, что послужило причиной ускорения потери ледником площади в последние годы, несмотря на замедление отступления его языка.

Результаты расчёта индекса баланса массы, выполненные на основе многолетних данных ГМС Тээли (рис. 6), позволяют выделить отчётливый негативный тренд, определяющий общее отступление ледника. На фоне данного тренда проявляются три интервала относительного улучшения условий питания ледника в 1965–1972, 1983–1992 и 2004–2011 гг., т.е. в среднем через каждые 20 лет. Недостаточное число временных срезов, использованных нами для выяв-

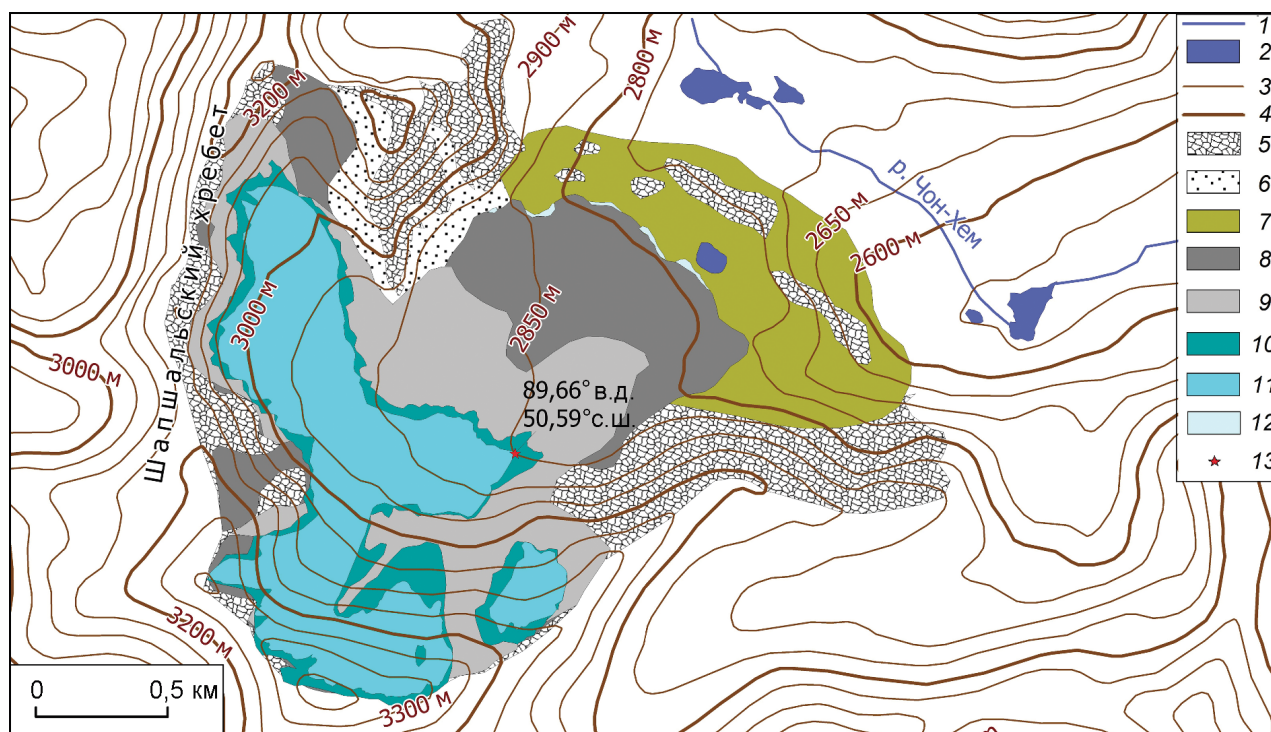


Рис. 5. Схема гляциогенного комплекса ледника Муштук и его сокращение после максимума малого ледникового периода:

1 – реки; 2 – озёра; 3 – изогипсы, проведённые через 50 м; 4 – изогипсы, проведённые через 200 м; 5 – скалы; 6 – осыпи; 7 – морены позднеголоценовой «исторической» стадии; участки сокращения ледника: 8 – в период с максимума малого ледникового периода по 1955 г.; 9 – в период с 1955 по 2001 г.; 10 – в период с 2001 по 2019 г.; 11 – ледник на 2019 г.; 12 – снежники; 13 – репер, маркирующий край ледника

Fig. 5. Schematic diagram of the glaciogenic complex of the Mushtuk Glacier and its reduction after the Little Ice Age maximum:

1 – rivers; 2 – lakes; 3 – isohypses drawn through 50 m; 4 – isohypses drawn through 200 m; 5 – rocks; 6 – talus; 7 – moraines of the late Holocene «historical» stage; areas of glacier reduction: 8 – during the period from the maximum of the Little Ice Age to 1955; 9 – during the period from 1955 to 2001; 10 – in the period from 2001 to 2019; 11 – glacier for 2019; 12 – snow patches; 13 – benchmark marking the edge of the glacier

ления динамики ледника, не позволяет определить наличие подобной 20-летней ритмичности в его поведении. Тем не менее, исходя из колебаний скоростей сокращения после 1989 г., можно предположить, что низкие скорости сокращения ледника в 2010–2016 гг. – реакция на некоторое увеличение индекса баланса массы в 2004–2011 гг., а время запаздывания реакции фронта ледника на подобные климатические колебания составляет около 5–6 лет.

По данным ГМС Тээли, с начала 1990-х по начало 2000-х годов средняя летняя температура выросла в среднем на 1,5 °С, затем она стабилизировалась. Подобное изменение летних температур характерно и для ГМС Мугур-Аксы. Исходя из некоторой приостановки потепления в последние полтора десятилетия, можно

предположить вероятность стабилизации климатических условий в исследуемом районе в ближайшие годы. Мы провели расчёты времени отклика ледника, чтобы спрогнозировать возможное время его стабилизации. При расчёте времени отклика максимальная расчётная толщина ледника составила 74 м при среднем значении 24 м; среднее значение индекса баланса массы, рассчитанное на языке ледника, составило –1,327 м в.э. в год; само время отклика получилось равным 8,6 лет. Таким образом, при гипотетической стабилизации климатических условий режим ледника может приблизиться к стационарному за время, укладываемое в диапазон рассчитанных по разным формулам значений времени отклика, причём более вероятно значение, близкое к девяти годам. Исходя из

Таблица 6. Отступление и сокращение площади ледника Муштук ΔF после максимума МЛП*

Временной интервал, годы	Общее отступление, м	Среднее отступление в год, м	ΔF , км ²	ΔF /год
1850–1955	398±11,5	3,8	0,56	0,0053
1955–1989	363±11,5	10,7	0,79	0,0161
1989–2001	160±45	13,3		
2001–2010	72,8±30	8,1	0,11	0,0141
2010–2016	30,0±20	5,0	0,17	0,0283
2016–2019	31,6±15	10,5	0,09	0,03

*Точность определения отступления края ледника для интервалов 2016–2019 гг. найдена как сумма пространственного разрешения снимков 2019 г. и точности GPS-привязки (± 5 м).

того, что ледник Муштук – один из крупнейших в Шапшальском центре, для остального массива ледников это время будет ещё более коротким.

Дискуссия

В оценках времени кульминации ледников МЛП и формирования соответствующей морены на Алтае нет однозначности. Согласно данным одних авторов [22], время наибольшего наступания ледников соответствовало XVII в., но большинство исследователей считают, что самое значительное наступание ледников относится к началу [23] или к середине XIX в. [8, 24, 25]. Время максимума МЛП на Алтае непосредственными наблюдениями не зафиксировано. Первые наблюдения положения края ледника сделаны Ф. Геблером в 1835 г. на Катунском леднике [26]. В 1835 г. ледник, возможно, ещё наступал. На это на основании геоморфологических данных указывал П.А. Окишев [27], причём, по его мнению, это наступление закончилось уже в ближайшие после этого годы, т.е. во второй половине 1830-х годов. В 1880 г. при посещении ледника Н.М. Ядринцевым ледник уже отступил от своего положения в 1835 г. на 350–380 м [26], а к 1895 г. край ледника отстоял от него на 384 м [27]. Таким образом, по крайней мере, для ледника Геблера известно, что его последнее наступание в ходе МЛП закончилось в интервале 1835–1880 гг., причём вероятнее всего около 1835 г.

За счёт малых размеров ледников Шапшальского центра их различия между собой по длине и площади невелики, поэтому можно предполо-

жить и приблизительно одинаковое время реакции на изменения климата. По этой же причине само время реакции должно быть сравнительно небольшим и нет основания предполагать, что их отступление началось позже, чем у крупного и инерционного Катунского ледника. Конечно, делать выводы на основе данных по одному леднику трудно. П.А. Окишев [27, с. 312] на основе исследования множества ледников Русского Алтая пришёл к выводу, что «последний стадийный гляциальный цикл у каждого из рассмотренных ледников и вообще у каждого конкретного ледника развивался с некоторыми отличиями от других, т.е. полного подобия в деталях процесса не было». Ещё один важный его вывод: «...всеобщность стадии XVII–XIX вв. и двукратная, в общем равномасштабная внутростадиальная подвижка ледников». Под последним подразумеваются в среднем примерно одинаковые размеры ледников в периоды подвижек начала XVII и середины XIX в.

Наиболее обоснована попытка увязать максимум МЛП на территории Шапшальского центра с данными по смежному с районом нашего исследования массиву Монгун-Тайга. На территории массива Монгун-Тайга были проведены реконструкции температуры и осадков на основе дендрохронологических данных. Реконструированные данные позволили провести расчёты индекса баланса массы на высоте реконструированной границы питания для долинных ледников массива. Переход индекса баланса массы в область отрицательных значений произошёл около 1845 г.; с учётом инерционности ледников кульминация ледников массива Монгун-Тайга была отнесена к десятилетию 1845–1855 гг. [8].

Для ледников Шапшальского центра оледенения период середины XIX в. мы примем за время кульминации МЛП, а условный год начала отступления ледников для расчёта скоростей их сокращения будет 1850 г. Согласно единственной известной к настоящему времени реконструкции ледников максимума МЛП Шапшальского центра оледенения [5], их площадь составляла 20,77 км². Как уже отмечалось, работа Е.Д. Донченко не охватывает полностью весь район нашего исследования, кроме того, он не проводил реконструкцию исчезнувших ледников. Тем не менее, возможно сопоставление результатов для тех районов, которые затронуты его реконструкцией. В качестве примера возьмём

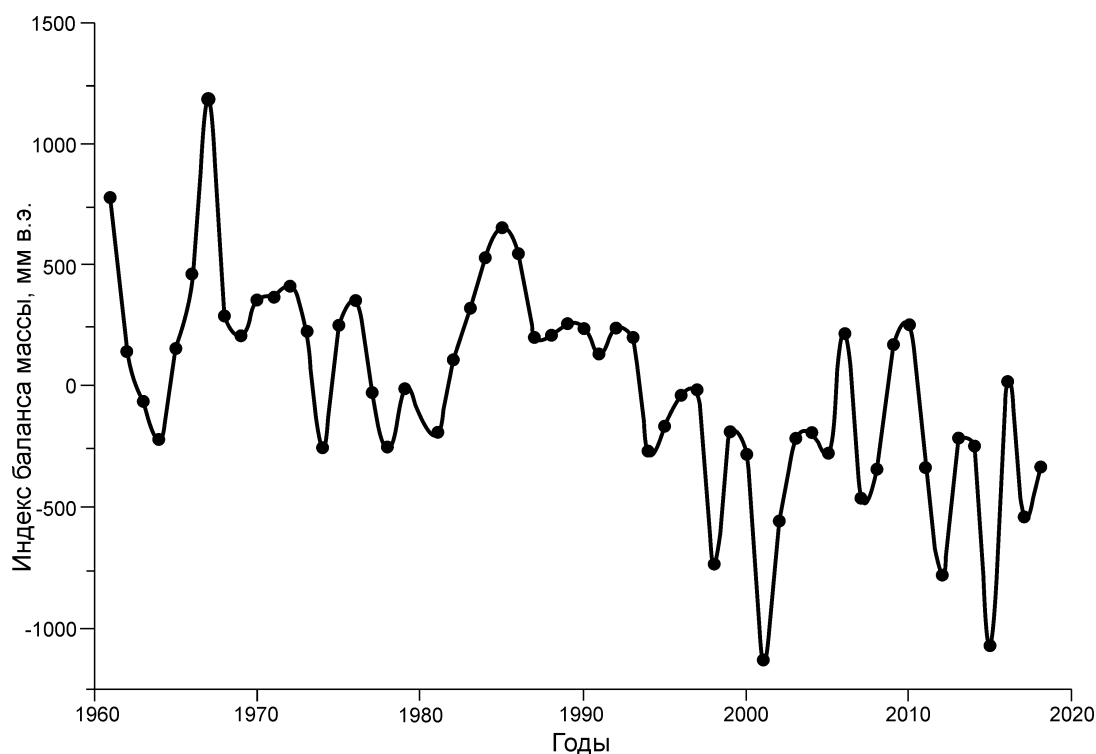


Рис. 6. Изменения индекса баланса массы на уровне границы питания ледника Муштук
Fig. 6. Changes in the mass balance index at the Equilibrium line altitude of the Mushtuk Glacier

верховья бассейна р. Чон-Хем (в нижней части бассейна реконструкции Е.Д. Донченко не проводились). Для этой территории в реконструкции Е.Д. Донченко для максимума МЛП было выделено пять ледников суммарной площадью 5,48 км². Нами для этой же территории реконструировано 18 ледников суммарной площадью 10,48 км². В целом, даже для тех ледников, по которым есть реконструкции Донченко, наши оценки площади несколько выше. Вероятно, это связано с разным исходным материалом: при работе с аэрофотоснимками неизбежны искажения площадей, кроме того, нет возможности использовать мультиспектральное изображение.

Восстановленные Е.Д. Донченко величины депрессии границы питания составляют 30–50 м. Это существенно меньше по сравнению с нашей реконструкцией, но прямое сравнение данных величин с нашими результатами опять-таки невозможно по тем же причинам — неполному охвату территории и неучёту исчезнувших ледников. Кроме того, Е.Д. Донченко рассчитывал депрессию фирновой границы относительно 1955 г., когда оледенение Шапшальского центра превышало современное по площади не

менее чем вдвое. По территории Русского Алтая известны оценки депрессии фирновой границы для наиболее крупных долинных ледников в интервале 65–75 м [27]. Столь большие отличия от нашей оценки для Шапшальского центра оледенения объясняются большей устойчивостью крупных долинных ледников к изменениям климата по сравнению с малыми ледниками. Следует также учитывать и разные методы расчёта: П.А. Окишев использовал формулу Л.А. Варданянца. Сокращение площадей ледников после максимума МЛП П.А. Окишев оценивал следующим образом: 8,6% у долинных ледников; 20,6% у карово-долинных; 34,4% у малых ледниковых форм. Последняя оценка вполне сопоставима с нашими данными, поскольку оледенение Шапшальского центра представлено малыми ледниками. Однако учтём, что для оценки современного состояния ледников П.А. Окишев приводил площади ледников по состоянию на 1980 г. В последние 40 лет, тем не менее, площади ледников сильно сократились.

Рассмотрение реконструкций ледников МЛП для отдельных узлов оледенения Алтая даёт достаточно пёструю картину. Ближайший к Шап-

шалльскому центру оледенения – массив Монгун-Тайга. По нашей оценке, сделанной для всей территории этого массива, ледники с максимума МЛП по 1995 г. уменьшились на 49,9% при подъёме фирновой границы на 135 м [28]. Оледенение хр. Чихачева, расположенного примерно в 70 км южнее Шапшальского центра, в период с максимума МЛП по 2011 г. сократилось на 56%. Смежные с ним массивы Монгун-Тайга Малая и Талдуайр испытали за тот же период сокращение на 74 и 61% соответственно [8]. Площадь ледников крупнейшего центра оледенения Алтая – Таван-Богдо-Ола уменьшилась с максимума МЛП по 2010 г. на 43% [29]. Площадь ледников Белухи в период с максимума МЛП по 2003 г. сократилась на 14,1% [30]. Для расположенных на территории Монголии (примерно к 130 км к югу от района нашего исследования) горных массивов Тургени-Нуру и Хархира было установлено сокращение площади ледников с максимума МЛП по 1991 г. на 56 и 31% при подъёме фирновой границы на 81 и 76 м соответственно [31]. На территории расположенного ещё южнее хр. Цамбагарав ледники к 2015 г. потеряли 47% площади [32].

Закономерности сокращения ледников аридной части Алтая после максимума МЛП рассмотрены в работе [8]. В целом прослеживается тенденция к росту относительного сокращения площади ледников с уменьшением первоначальной средней их площади, т.е. наибольшему сокращению подверглись центры оледенения с преобладанием малых ледников. Сокращение ледников Шапшальского центра оледенения вполне укладывается в данную закономерность. Оценки подъёма фирновой границы для разных центров оледенения аридной части Алтая варьируют в диапазоне 15–130 м. Таким образом, реконструированная нами величина 117 м располагается вблизи верхней границы данного интервала.

Для современного этапа сокращения ледников в этом регионе характерно ускорение отступления крупных ледников до 20–60 м/год в последнее десятилетие [29, 33]; при этом фронты малых ледников отступают главным образом со скоростью менее 10 м/год [33]. Реконструированные нами скорости сокращения ледника Муштук можно считать характерными для малых ледников региона. Для карового ледника Перетолчина площадью 0,34 км² (массив Мунку-Сардык, Восточный Саян) средняя толщина ледника путём использо-

вания формулы GlabTop была оценена примерно в 20 м; по результатам георадарных исследований средняя толщина также составила около 20 м [34], что близко к результатам наших расчётов для ледника Муштук. Радиолокационные исследования толщины ледников, проведённые С.А. Никитиным на Центральном Алтае [35], показали, что при средней толщине в диапазоне 40–90 м максимальная толщина ледников составила 76–235 м. Наши оценки максимальной толщины ледника Муштук меньше, чем для близких по размеру ледников Центрального Алтая в 1,1–1,6 раз, что, с учётом разности ороклиматических условий существования ледников и различия в использованных методах, можно считать приемлемой величиной.

Использованный нами подход к расчёту времени отклика ледника сравнительно прост для выполнения вычислений, но существует значительное разнообразие методов определения данной характеристики. Время отклика по формуле (3) оценено для пяти ледников Внутреннего Тянь-Шаня в интервале 152–247 лет [36]. Такое большое отличие от наших результатов не вызывает вопросов, если учесть, что ледники, по которым проведены расчёты, в 6–30 раз крупнее ледника Муштук по площади и имеют большую толщину. В работе [37] время отклика долинного ледника АХ010 в Гималаях длиной 1,57 км, площадью 0,57 км² и максимальной толщиной 86 м было оценено разными методами, в том числе и по формуле (3). Полученные результаты варьировали в диапазоне от 29, по формуле (3), до 212 лет. Это показывает, что надёжность полученных нами результатов достаточно трудно объективно оценить без дополнительных проверочных вычислений другими методами и без надёжного обоснования выбора наиболее предпочтительного для данного района метода. Поэтому наши оценки времени отклика ледника Муштук можно рассценивать как первую попытку сделать это для рассматриваемого района. Отметим, что данный вопрос требует отдельного исследования.

Выводы

1. Впервые реконструировано оледенение всего Шапшальского центра в период максимума МЛП. Выявленное сокращение суммарной площади ледников на 87% превышает сокраще-

ние для прочих центров оледенения Алтая. Причины этого — преобладание в его пределах малых ледников и дисперсность оледенения. Скорости сокращения площади ледников были наименьшими в 1955–2001 гг., а в период 2001–2015 гг. сокращение ускорилось.

2. Реконструировано сокращение крупнейшего ледника Шапшальского центра оледенения (Муштук) по шести временным срезам. Наиболее высокие скорости отступления ледника (13,3 м/год) отмечены в 1989–2001 гг. В 2001–2016 гг. скорости отступления ледника снизились в среднем в 2 раза, вероятно, за счёт выхода края ледника на более крутой и затенённый участок. При сравнительно низких скоростях отступления края ледника отмечено ускорение потери им площади. Изменения скорости сокращения площади ледника не вполне синхронны изменениям скорости его отступления; отмечено ускорение потери площади (10% сокращения ледника в интервале 2016–2019 гг. благодаря сокращению участков, расположенных выше ледникового языка).

3. Проведены расчёты индекса баланса массы ледника Муштук, а также его толщины вдоль осевой линии. Установлено резкое снижение значений индекса баланса массы в 1990-е годы и стабилизация значений на низком уровне с начала 2000-х годов. На основе расчётов получена оценка времени отклика ледника на изменения климата, составившая около 9 лет.

Благодарности. Исследование проведено при поддержке Российского Фонда Фундаментальных исследований, проект № 19-05-00535 А «Природные катастрофы и трансформация ландшафтов юго-восточного Алтая и северо-западной Монголии в период с максимума последнего оледенения».

Acknowledgments. The study was supported by the Russian Foundation for Basic Research, project № 19-05-00535 А «Natural disasters and landscape transformation of southeastern Altai and northwestern Mongolia during the period from the maximum of the last glaciation».

Литература

1. Каталог ледников СССР. Т. 16. Ангаро-Енисейский район. Вып. 1. Енисей. Ч. 4. Бассейн р. Кемчика. Л.: Гидрометеоздат, 1973. С. 40–63.
2. Скорняков В.А. Распределение средних многолетних модулей стока в бассейне верхнего Енисея // Метеорология и гидрология. 1957. № 8. С. 43–44.
3. Севастьянов В.В., Шантыкова Л.Н. Характеристика поля годовых сумм осадков в Горном Алтае по гляциоклиматическим показателям // Вестн. Томского гос. ун-та. 2001. Т. 274. С. 63–68.
4. Михайлов Н.И. Современное оледенение Шапшальского хребта (Восточный Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1961. № 3. С. 67–78.
5. Донченко Е.Д. Оледенение Шапшальского хребта и его динамика в историческое время (по результатам аэрофотосъёмки) // Гляциология Алтая. 1962. № II. С. 146–172.
6. Ганюшкин Д.А., Конькова О.С., Чистяков К.В., Екайкин А.А., Волков И.В., Банцев Д.В., Терехов А.В., Кунаева Е.П., Курочкин Ю.Н. Состояние Шапшальского центра оледенения (Восточный Алтай) в 2015 году // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 1. С. 38–57.
7. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center [Электронный ресурс]. URL: <https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission>

References

1. *Katalog lednikov SSSR*. USSR Glacier Inventory. V. 16. Is. 1. Pt. 4. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1973: 40–63. [In Russian].
2. Skorniyakov V.A. Distribution of average long-term runoff modules in the Upper Yenisei basin. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and Hydrology. 1957, 8: 43–44. [In Russian].
3. Sevast'yanov V.V., Shantyikova L.N. Characteristics of annual precipitation field in the Mountain Altai according to glaciological parameters. *Vestnik TGU*. Herald of the Tomsk State University. 2001, 274: 63–68. [In Russian].
4. Mikhailov N.I. Modern Glaciation of the Shapshalskiy Range (Eastern Altai). *Izvestiya AN SSSR. Ser. Geographicheskaya*. Bulletin of the Russian Academy of Sciences: Geography. 1961, 3: 67–78. [In Russian].
5. Donchenko E.D. Glaciation of the Shapshalsky Range and its dynamics in historical time (based on aerial photography results). *Glyatsiologiya Altaya*. Glaciology of Altai. 1962, II: 146–172. [In Russian].
6. Ganyushkin D.A., Konkova O.S., Chistyakov K.V., Ekaykin A.A., Volkov I.V., Bantsev D.V., Terekhov A.V., Kunaeva E.P., Kurochkin Y.N. The state of the Shapshalsky glacierization center (Eastern Altai) in 2015. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (1): 38–57. [In Russian].
7. Earth Resources Observation and Science (EROS) Center [online resource]. URL: <https://www.usgs.gov/centers/>

- srtn-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects. Дата обращения: 03.04.2018 г.
8. *Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and north-west Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum // *Environmental Earth Sciences*. 2015. V. 74. № 3. P. 1883–1904.
 9. *Chistyakov K.V., Ganiushkin D.A.* Glaciation and Thermokarst Phenomena and Natural Disasters in the Mountains of North-West Inner Asia // *Environmental Security of the European Cross-Border Energy Supply Infrastructure* / Eds.: Culshaw M.G., Osipov V., Booth S., Victorov A. Dordrecht: Springer Netherlands, 2015. P. 207–218.
 10. *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 // *Geography and Natural Resources*. 2018. V. 39. № 1. P. 63–72.
 11. *Loibl D., Lehmkuhl F., Griesinger J.* Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation // *Geomorphology*. 2014. V. 214. P. 22–39.
 12. *Kurowsky L.* Die Hohe der Schnee Grenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe // *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891. T. 5. С. 115–160. [In German].
 13. *Глазырин Г.Е.* Распределение и режим горных ледников. СПб: Гидрометеиздат, 1985. 181 с.
 14. *Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Зелепукина Е.С., Амосов М.И., Волков И.В., Глебова А.Б., Гузель Н.И., Журавлев С.А., Прудникова Т.Н., Пряхина Г.В.* Горный массив Монгун-Тайга / Под ред. К.В. Чистякова. СПб: Арт-Экспресс, 2012. 310 с.
 15. *Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Бueva М.В.* Изменчивость высотного положения фирновой линии на ледниках Алтае-Саянской горной страны и ее связь с климатическими параметрами // *Изв. РГО*. 2013. Т. 145. № 4. С. 45–53.
 16. *Krenke A.N.* Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 288 с.
 17. *Johannesson T., Raymond C.F., Waddington E.D.* A simple method for determining the response time of glaciers // *Glacier Fluctuations and Climatic Change* / Ed. J. Oerlemans. *Glaciology and Quaternary Geology book series (GQGE, V. 6)*. Dordrecht: Springer, 1989. P. 343–352.
 18. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry // *Cryosphere*. 2009. V. 3. № 2. P. 183–194.
 19. *Paul F., Linsbauer A.* Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtn-1-arc?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects (Retrieved 03.04.2018).
 8. *Ganiushkin D., Chistyakov K., Kunaeva E.* Fluctuation of glaciers in the southeast Russian Altai and northwest Mongolia Mountains since the Little Ice Age maximum. *Environmental Earth Sciences*. 2015, 74 (3): 1883–1904.
 9. *Chistyakov K.V., Ganiushkin D.A.* Glaciation and Thermokarst Phenomena and Natural Disasters in the Mountains of North-West Inner Asia. Eds.: Culshaw M., Osipov V., Booth S., Victorov A. *Environmental Security of the European Cross-Border Energy Supply Infrastructure*. NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. Springer, Dordrecht, 2015: 207–218.
 10. *Ganyushkin D.A., Kunaeva E.P., Chistyakov K.V., Volkov I.V.* Interpretation of glaciogenic complexes from satellite image of the Mongun-Taiga mountain range. *Geografiya i Prirodnye Resursy*. *Geography and Natural Resources*. 2018, 39 (1): 63–72.
 11. *Loibl D., Lehmkuhl F., Griesinger J.* Reconstructing glacier retreat since the Little Ice Age in SE Tibet by glacier mapping and equilibrium line altitude calculation. *Geomorphology*. 2014, 214: 22–39.
 12. *Kurowsky L.* Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraargorngruppe. *Pencks Geogr. Abhandlungen*. 1891, 5: 115–160.
 13. *Glazyrin G.E.* *Raspredelenie i rezhim gornyx lednikov*. Distribution and regime of mountain glaciers. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1985: 181 p. [In Russian].
 14. *Chistyakov K.V., Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Zelepukina E.S., Amosov M.I., Volkov I.V., Glebova A.B., Guzel' N.I., Zhuravlev S.A., Prudnikova T.N., Prjehina G.V.* *Gornyy massiv Mongun-Tajga*. Mongun-Taiga mountain massif. St.Petersburg: Art-Express, 2012: 310 p. [In Russian].
 15. *Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Bueva M.V.* Variability of the altitudinal position of firn line on the glaciers of Altai-Sayan mountain region and its connection with climatic parameters. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obschestva*. *Bulletin of the Russian Geographical Society*. 2013, 145 (4): 45–53. [In Russian].
 16. *Krenke A.N.* *Massoobmen v lednikovyykh sistemah na territorii SSSR*. Mass exchange in glacier systems on the USSR territory. Leningrad: Hydrometeoizdat, 1982: 288 p. [In Russian].
 17. *Johannesson T., Raymond C.F., Waddington E.D.* A simple method for determining the response time of glaciers. *Glaciology and Quaternary Geology book series (GQGE, V. 6)*. Dordrecht: Springer, 1989: 343–352.
 18. *Raper S.C.B., Braithwaite R.J.* Glacier volume response time and its links to climate and topography based on a conceptual model of glacier hypsometry. *Cryosphere*. 2009, 3 (2): 183–194.

- a DEM // Intern. Journal of Geographical Information Science. 2012. V. 26. № 7. P. 1173–1190.
20. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. 3rd edition. Oxford: Elsevier Science, 1994. 480 p.
 21. Maisch M., Haeblerli W. Interpretation geometrischer Parameter von Spätglazialgletschern im Gebiet Mittelbünden, Schweizer Alpen // Beiträge zur Quartär forschung in der Schweiz. Zürich, Switzerland: Schriftenr. Phys. Geogr. Univ. Zürich, 1982. P. 111–126.
 22. 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: Ин-т географии Сибири и Дальнего Востока, 1978. С. 127–138.
 23. Назаров А.Н., Мыглан В.С., Орлова Л.А., Овчинников И.Ю. Активность ледника Малый Актру (Центральный Алтай) и изменения границы леса в бассейне Актру за исторический период // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 1. С. 103–118.
 24. Адаменко М.Ф., Сюзаев А.А. Динамика климата на территории Горного Алтая в XV–XX веках по данным дендрохронологии // Вопросы горной гляциологии. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1977. С. 196–202.
 25. Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. 2012. V. 43. P. 74–93.
 26. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М.: Географгиз, 1949. 373 с.
 27. Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2011. 382 с.
 28. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Селиверстов Ю.П. Оледенение массива Монгун-Тайга (Внутренняя Азия) в максимум малой ледниковой эпохи и его эволюция // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. Геология, география. 1998. № 4 (28). С. 27–37.
 29. Ganyushkin D., Chistyakov K., Volkov I., Bantsev D., Kunaeva E., Andreeva T., Terekhov A., Otgonbayar D. Present glaciers of Tavan Bogd massif in the Altai Mountains, Central Asia, and their changes since the Little Ice Age // Geosciences. 2018. V. 8. № 11. 35 p.
 30. Нарожный Ю.К., Никитин С.А., Бородавко П.С. Ледники горного узла Белухи (Алтай): массообмен, динамика и распределение запасов льда // Материалы гляциол. исследований. 2006. Вып. 101. С. 117–127.
 31. Lehmkuhl F. Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains // Journ. of Asian Earth Sciences. 2012. V. 52. P. 12–20.
 19. Paul F., Linsbauer A. Modeling of glacier bed topography from glacier outlines, central branch lines, and a DEM. Intern. Journ. of Geographical Information Science. 2012, 26 (7): 1173–1190.
 20. Paterson W.S.B. The physics of glaciers. Oxford: Elsevier Science, 1994: 480 p.
 21. Maisch M., Haeblerli W. Interpretation geometrischer Parameter von Spätglazialgletschern im Gebiet Mittelbünden, Schweizer Alpen Zürich, Switzerland: Schriftenr. Phys. Geogr. Univ. Zürich., 1982: 111–126.
 22. Ivanovskii L.N., Panychev V.A. The Development and Age of Terminal Moraines of the XVII–XIX Centuries of Aktru Glaciers, Altai. *Protsessy sovremennogo rel'efoobrazovaniya v Sibiri*. Present Relief Formation Processes in Siberia. Irkutsk: In-t geografii Sibiri i Dal'nego Vostoka, 1978: 127–138. [In Russian].
 23. Nazarov A.N., Myglan V.S., Orlova L.A., Ovchinnikov I.Y. Activity of Maly Aktru Glacier (Central Altai) and changes tree line fluctuations in its basin for a historical period. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2016, 56 (1): 103–118. [In Russian].
 24. Adamenko M.F., Syubaev A.A. Climate dynamics in the territory of Mountain Altai in the XV–XX centuries on the basis of dendrochronological analysis. *Voprosy gornoj glyaciologii*. Questions of mountain glossiology. Tomsk: TSU, 1977: 196–202. [In Russian].
 25. Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop R.K., Rodnight H. Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology. *Quaternary Science Reviews*. 2012, 43: 74–93.
 26. Tronov M.V. *Ocherki oledeneniya Altaya*. Essays of the Altai glacierization. Moscow: Geografiz, 1949: 373 p. [In Russian].
 27. Okishev P.A. *Reljef i oledenenie Russkogo Altaja*. Relief and glaciation of the Russian Altai. Tomsk: Tomsk University Press, 2011: 382 p. [In Russian].
 28. Ganyushkin D.A., Moskalenko I.G., Seliverstov Yu.P. The glaciation of Mongun-Taiga massif OJIE (Inner Asia) in maximum of little glacial epoch and its evolution. *Vest. SPbGU. Ser. 7. Geologiya, geografiya*. Herald of the St. Petersburg University. Ser. 7. Geology, Geography. 1998, 4 (28): 27–37. [In Russian].
 29. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Andreeva T.A., Terekhov A.V., Otgonbayar D. Present Glaciers of Tavan Bogd Massif in the Altai Mountains, Central Asia, and Their Changes since the Little Ice Age. *Geosciences*. 2018, 8 (11): 414.
 30. Narozhny Yu.K., Nikitin S.A., Borodavko P.S. Glaciers of Belukha Massif (Altai): Mass balance, dynamics and distribution of ice. *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy*. Data of Glaciological Studies. 2006, 101: 117–127. [In Russian].
 31. Lehmkuhl F. Holocene glaciers in the Mongolian Altai: An example from the Turgen-Kharkhiraa Mountains. *Journ. of Asian Earth Sciences*. 2012, 52: 12–20.

32. Ганюшкин Д.А., Отгонбаяр Д., Чистяков К.В., Куняева Е.П., Волков И.В. Современное оледенение хребта Цамбагарав (Северо-Западная Монголия) и его изменение с максимума Малого ледникового периода // Лёд и Снег. 2016. Т. 56. № 4. С. 437–452.
33. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V. Present glaciers and their dynamics in the arid parts of the Altai mountains // Geosciences (Switzerland). 2017. V. 7 (4): 117.
34. Китов А.Д., Иванов Е.Н., Плюснин В.М., Гладков А.С., Лунина О.В., Серебряков Е.В., Афонькин А.М. Георадиолокационные исследования ледника Перетолчина (Южная Сибирь) // География и прир. ресурсы. 2018. № 1. С. 158–166.
35. Nikitin S.A., Vesnin A.V., Osipov A.V., Iglovskaya N.V. Результаты радиозондирования ледников Центрального Алтая (Северо-Чуйский и Южно-Чуйский хребты) // Материалы гляциологических исследований. 2000. № 88. С. 145–149.
36. Кутузов С.С. Изменение ледников внутреннего Тянь-Шаня за последние 150 лет : Автореф. дис. на соиск. учен. степ. канд. геогр. наук. М.: Ин-т географии РАН, 2009. 24 с.
37. Adhikari S., Marshall S.J., Huybrechts P. A comparison of different methods of evaluating glacier response characteristics: application to glacier AX010, Nepal Himalaya // The Cryosphere. Discussions. 2009. V. 3. № 3. P. 765–804.
32. Ganyushkin D.A., Otgonbayar D., Chistyakov K.V., Kunaeva E.P., Volkov I.V. Recent glacierization of the Tsambagarav ridge (North-Western Mongolia) and its changes since the Little Ice Age maximum. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2016, 56 (4): 437–452. [In Russian].
33. Ganyushkin D.A., Chistyakov K.V., Volkov I.V., Bantsev D.V., Kunaeva E.P., Terekhov A.V. Present glaciers and their dynamics in the arid parts of the Altai mountains. *Geosciences (Switzerland)*. 2017, 7 (4): 117.
34. Kitov A.D., Ivanov E.N., Plyusnin V.M., Gladkov A.S., Lunina O.V., Serebryakov E.V., Afon'kin A.M. Georadar Investigations of the Peretolchin Glacier (Southern Siberia). *Geografiya i prirodnye resursy. Geography and Natural Resources*. 2018, 39 (1): 56–63.
35. Nikitin S.A., Vesnin A.V., Osipov A.V., Iglovskaya N.V. Radiosounding Results of Central Altai Glaciers (the North Chuysky and the South Chuysky ranges). *Materialy Glyatsiologicheskikh Issledovaniy. Data of Glaciological Studies*. 2000, 88: 145–149. [In Russian].
36. Kutuzov S.S. *Izmenenie lednikov vnutrennego Tyan'-Shanya za poslednie 150 let*. Glaciers changes in the Interior Tien Shan over the past 150 years. PhD-tesis. Moscow: Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, 2009: 24 p. [In Russian].
37. Adhikari S., Marshall S.J., Huybrechts P. A comparison of different methods of evaluating glacier response characteristics: application to glacier AX010, Nepal Himalaya. *The Cryosphere. Discussions*. 2009, 3 (3): 765–804.