

Современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола

© 2013 г. **И.Г. Москаленко**, Д.А. Ганюшкин, К.В. Чистяков

Санкт-Петербургский государственный университет

Ganushkinspbgu@mail.ru

Статья принята к печати 16 апреля 2013 г.

Голоцен, поздний неоплейстоцен, реконструкция оледенения, современное оледенение.
Holocene, Late Neopleistocene, present glaciation, reconstruction of glaciation.

На основе полевых наблюдений и анализа аэрофотоснимков разных лет установлена динамика оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола с 1962 по 2011 г. По геоморфологическим признакам реконструированы размеры ледников в позднем неоплейстоцене и голоцене. В 2009–2011 гг. оледенение северного склона массива было представлено 12 ледниками, суммарная площадь которых составляла около 22 км². В максимум первого позднеплейстоценового оледенения суммарная площадь ледников превышала современную в 4 раза при депрессии фирновой границы 620 м. В максимум второго позднеплейстоценового оледенения площадь ледников была в 3 раза больше современной при депрессии фирновой границы 460 м. В историческую стадию площадь оледенения северного склона была примерно вдвое больше современной, а депрессия фирновой границы составляла 170 м. В малую ледниковую эпоху суммарная площадь ледников была приблизительно на 16 км² больше современной, а фирновая граница проходила на 125 м ниже современной. С максимума малой ледниковой эпохи по 1962 г. оледенение сократилось на 9,6 км², а фирновая граница поднялась на 50 м. В 1962–2002 гг. площадь оледенения уменьшилась на 3,2 км², в 2002–2009 гг. исчезло ещё 3 км² ледниковой поверхности.

Введение

Положение массива, его геоморфологические и климатические особенности. Массив Таван-Богдо-Ола находится в самом центре Алтая, вблизи соединения структур Горного и Монгольского Алтая и Саяно-Таннуольских хребтов. Главный водораздел массива представляет собой субширотный гребень, расположенный в месте сочленения находящегося западнее хр. Южный Алтай, восточнее — хр. Сайлюгем и протягивающегося перпендикулярно к югу хр. Монгольский Алтай. Высшая точка массива — гора Найрамдал (4374 м над ур. моря) — находится за пределами территории России. В северной части массива водораздельный гребень, по которому проходит государственная граница между Россией, Китаем и Монголией, достигает высоты 4117,6 м (гора Русский Шатер); ещё одна вершина — Таван-Богдо-Ола имеет высоту 4082 м. Хотя основные ледники отмечаются на юге массива, на северном склоне Таван-Богдо-Ола, в бассейне р. Аргамджи, сосредоточено значительное по масштабам оледенение разных типов.

Подножием северного склона массива служит восточная часть Бертекской котловины — Калгутинское понижение с преобладающими высотами 2220–2250 м. Днище впадины заболочено, уклоны не превышают 10 м/км. К южной окраине понижения приурочены мощные скопления рыхлых отложений, образующие пролювиальные конусы выноса и морены

лопастной формы. В интервале высот 2450–2600 м уклоны возрастают и местами достигают 200 м/км. На высотах 2600–3000 м на северном склоне массива наблюдаются сглаженные водораздельные пространства, расчленённые на глубину 100–150 м. Они веерообразно расходятся к верховьям пологими троговыми долинами рек Аргамджи-3, Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2, которые относятся к бассейну р. Калгуты. В междуречье Западного Аргамджи-2 и Аргамджи-3 до высоты 3250 м прослеживается поверхность выравнивания с развитым полигональным микрорельефом и проявлениями солифлюкции. С высоты 2900–3000 м уклоны резко возрастают и достигают 250–550 м/км.

Горный хребет, несущий оледенение северного склона массива, представляет собой вытянутый почти с запада на восток мало расчленённый горный гребень, протяжённостью примерно 18,5 км, высота которого возрастает от 3500–3600 м на западной периферии до 3800–4100 м на центральном участке между истоками рек Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2 (максимальная высота 4117,6 м) и снова снижается до 3500–3600 м на востоке. Экзарационные формы рельефа развиты незначительно. Так, троговые долины рек Аргамджи-3, Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2 берут начало в цирках с высотой днищ около 3000, 3250 и 2950 м соответственно. При этом первые два цирка заняты со-

временными ледниками. Кары немногочисленны, большинство из них врезаны слабо и скрыты современными ледниками. Они приурочены к высотам 3400–3800 м. В целом альпинотипный рельеф не характерен для северного склона массива.

Информации о климате массива немного. В Бертекской котловине среднегодовая температура изменяется от $-7,6$ до $-9,5$ °С, причём положительная средняя температура отмечается только с июня по сентябрь. Среднегодовое количество осадков в котловине (за период наблюдений 1960–1965 гг.) колеблется от 160 до 296 мм; 81–95% из них выпадает с апреля по октябрь [19, 20]. Согласно оценкам А.Г. Редькина [16], годовое количество осадков в высокогорье массива находится интервале 600–1000 мм.

Постановка проблемы

История исследования оледенения северного склона массива и степень его изученности. Первое подробное физико-географическое описание массива, его ледников и следов древнего оледенения сделано В.В. Сапожниковым, который посещал массив в 1897, 1905, 1906, 1908 и 1909 гг. и выделил на его северном склоне в бассейне р. Калгуты семь ледников [17]. В 1916 г. Б.В. и М.В. Троновы отметили виденные ранее В.В. Сапожниковым пять небольших ледников, длина которых составляла 1–2 км, ширина – 1 км; концы ледников находились на высоте около 2900 м, а снеговая линия проходила примерно на высоте 3150–3200 м [21]. В 1964 г. в верховьях р. Калгуты работал полевой отряд Томского государственного университета (ТГУ) под руководством В.С. Ревякина. Выделенные В.В. Сапожниковым и М.В. Троновым пять небольших ледников в верховьях р. Калгуты были объединены В.С. Ревякиным и П.А. Окишевым [13, 14] в один куполовидный ледник (№ 253 по КATALOGу ледников СССР). В это же время была проведена съёмка соседнего с запада долинного ледника (№ 254). Всего В.С. Ревякин и П.А. Окишев на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола выделили 18 ледников общей площадью 38,6 км². Результаты этих работ приведены в КATALOGе ледников СССР [5]. В 1984 г. здесь работал топографический отряд Алтайского государственного университета (АГУ), участники которого провели тахеометрические съёмки и маркировки ледников № 253 (северо-западная лопасть) и № 254 (обе лопасти). С 1990-х годов изучением оледенения этого массива занимаются сотрудники географического факультета АГУ Н.Н. Михайлов, А.Г. Редькин [6] и др.

До последнего времени схемы современного оледенения северного склона исследуемого массива

были недостаточно детальны. Это касается контуров ледников, разделения их на потоки и лопасти, детального описания. О древнем оледенении северного склона массива информации немного. Так, в работе А.Г. Редькина [16] описаны некоторые моренные комплексы в долине р. Западная Аргамджи-2. В статье Н.Н. Михайлова и О.В. Останина [8] приведена карта-схема динамики ледников северного склона массива с контурами ледников на середину XIX в. (реконструированных по моренным комплексам), на конец 1970-х (по литературным данным) и на конец 1990-х годов (по космическим снимкам). Отметим, что на указанной схеме большая часть ледников бассейна р. Аргамджи-2 показана как единый ледник, без учёта морфологических особенностей разных ледниковых потоков.

В 1999 г. сотрудники кафедры физической и эволюционной географии Санкт-Петербургского государственного университета под руководством проф. Ю.П. Селиверстова начали изучать современное и древнее оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола. Результат первого этапа работ – подробное описание оледенения северного склона массива, уточнение и дополнение существующих схем оледенения, составление КATALOGа ледников массива по состоянию на 2002 г. Полученные результаты обобщены в публикации [18].

Основу наших исследований составили полевые наблюдения в 1999–2011 гг. Мониторинг современного оледенения северного склона массива предусматривал: маршрутные наблюдения; GPS-привязки краёв ледников; заложение реперов у концов ледников и их отдельных лопастей; дешифрирование космических снимков. Информация о положении ледников в середине XX в. получена по результатам дешифрирования аэрофотоснимков от 24 августа 1962 г. и на основании использования литературных данных. Палеогляциологические реконструкции проводились по геоморфологическим признакам как при непосредственном наблюдении и высотных привязках ледниковых форм рельефа, так и при дешифрировании аэрофото- и космоснимков. Топографической основой схем оледенения служили карты масштаба 1:50 000.

Результаты исследований

Современное оледенение. По состоянию на 2009–2011 гг. на территории массива насчитывалось 12 ледников общей площадью 22,8 км² (табл. 1). Ледники северного склона массива протягиваются цепочкой с запада на восток и образуют почти непрерывный ряд. Большинство из них имеет единую



Рис. 1. Схема оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола:

1 – государственная граница; 2 – вершины; 3 – горные гребни; 4 – реки; 5 – фирновая линия; 6 – изогипса 3500 м; 7 – ледники по состоянию на 2009–2011 гг. и их номера

Fig. 1. Scheme of glaciation of the northern slope of Tavan-Boghd-Ola massif:

1 – state border; 2 – mountain peaks; 3 – mountain ranges; 4 – rivers; 5 – firn line; 6 – altitudinal level 3500 m; 7 – glaciers in 2009–2011 and their numbers

Таблица 1. Характеристика ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола на 2009–2011 гг.*

Номер ледника	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>H1</i>	<i>H2</i>	<i>Hf</i>	<i>A1</i>	<i>A2</i>
1	Склоновый	1,23	1875	3610	3275	3515	CCB	CCB
2		2,67	2648	3990	3140	3400		C
3	Переходный к склоновому	2,00	1975	4000	3100	—	C	
4	Висячий	0,29	1096	3901	3400			CCB
5	Переходный к склоновому	1,96	3646	4117	3030		C	
6	Склоновый	2,31	3110	4117	3130	3240	CCB	C
7		1,51	2244	4117	3100	3350	C	
8			1,09	1970	4117	3230	—	C3
9	Долинный	5,48	4630	4117	3055	3250	CCB	
10	Висячий	0,31	391	3925	3520	—	CB	B
11		0,37	713	3925	3370		C3	C3
12	Долинный	3,57	2944	3760	2880	3155	C	CC3
<i>Всего</i>		22,8						

*В таблицах 1–7: *S* – общая площадь ледника, км²; *L* – длина ледника, м; *H1* – высшая точка ледника, м; *H2* – низшая точка ледника, м; *Hf* – высота фирновой границы, м; *A1* – экспозиция области аккумуляции; *A2* – экспозиция области абляции. Экспозиции: С – северная, CCB – северо-северо-восточная, CC3 – северо-северо-западная, C3 – северо-западная, CB – северо-восточная, В – восточная. Прочерки означают, что фирновая граница на ледниках не выражена или не определяется.

область питания и объединяется в два комплекса (рис. 1): 1) ледники, которые берут своё начало у трапециевидного (3565,3 м) и пирамидального (3901,3 м) пиков; 2) ледники бассейна центральных и западных притоков р. Аргамджи-2. Два ледника, один из которых – крайний западный, а другой – крайний восточный, в указанном ряду имеют на 200–300 м сниженное горное обрамление и не входят в состав рассматриваемых комплексов.

Малая расчленённость рельефа, немногочисленность и слабая врезанность каров и цирков, небольшая глубина троговых долин северного склона массива – причины отсутствия здесь в настоящее

время каровых ледников и преобладания (по числу и суммарной площади) относительно маломощных склоновых ледников, существующих при малой концентрации снега за счёт высокого гипсометрического положения. К наиболее крупным относятся два долинных ледника – Аргамджи-2 западный (№ 9 на рис. 1) и Аргамджи-3 (№ 12). Средневзвешенная по площади ледников высота фирновой границы составляет 3285 м. Интересная особенность ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола – закономерное ухудшение условий их питания при движении с запада на восток, в результате чего на протяжении всего 15 км высота фирно-

вой границы на ледниках возрастает на 350–400 м. Это связано с положением орографической базы оледенения относительно направления движения влагонесущих потоков. При, в общем, неблагоприятном для выпадения осадков субширотном простирании основного несущего гребня восточная его часть оказывается в «ветровой тени» наиболее центральной высокой части массива и находящегося юго-западнее хр. Монгольский Алтай.

Геоморфологические свидетельства древних оледенений. Древние моренные комплексы, расположенные ниже современных ледников массива, свидетельствуют, что в прошлом масштабы оледенения северного склона существенно превышали современные. *Первая группа* моренных образований на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола представляет собой выдвигающиеся за пределы трогов в Бертекскую котловину моренные лопасти конусовидной формы. Морены имеют неровную, холмисто-западинную поверхность, испещрённую многочисленными термокарстовыми котловинами и озёрами. Моренно-подпрудные озёра не характерны, поскольку морены после выхода из долин в предгорья не образуют валов, а представляют собой площадные образования, сформировавшиеся при растекании ледниковых языков по плоской поверхности. Данные отложения по расположению, форме и происхождению схожи с конусами выноса и возникли в результате повышенной аккумуляции моренного материала при интенсивном «омертвлении» льда, имевшего, вероятно, за счёт растекания небольшую мощность. В наиболее глубоко врезанной долине р. Восточный Аргамджи-2 береговые морены прослеживаются на плечах трога до цирка с высотой днища 3250–3300 м. Подобные предгорные участки холмисто-моренного рельефа лопастной формы достаточно типичны для центральных районов Алтае-Саянской горной страны.

Второй моренный комплекс имеет вложенный по отношению к первому характер и представлен чётко выраженными моренными валами, которые не выходят за пределы долин. Поскольку ледники не достигали предгорий, существовали только ледники долинного типа. Береговые морены в долине р. Восточный Аргамджи-2 прослеживаются до цирка с отметками днища 2950–3000 м. Взаимное расположение троговых плеч, относящихся к первому и второму моренным комплексам, показывает, что мощность ледников последнего на северном склоне массива была меньше не более чем на 100 м, а в основном — на 50–70 м. Отметим также наличие на междуречье Аргамджи-3 и Западный Аргамджи-2 не менее трёх уровней нагорных террас, вероятно, от-

ражающих разный базис эрозии при различной мощности льда в непосредственно прилегающей к ним долине р. Аргамджи-2. Террасы разделены 10–20-метровыми уступами, маркированными многолетними снежниками и хорошо различимыми на аэрофото- и космоснимках.

Выделить на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола морены стадий сокращения ледников после образования морен второго комплекса трудно. Вероятно, это был быстрый процесс, который не сопровождался существенной стабилизацией, что и не позволило сформироваться моренным валам. Причины — относительно небольшая мощность ледников и неблагоприятные для их сохранения при потеплении геоморфологические особенности северного склона массива, среди которых — незначительное число каров, открытость и слабая врезанность долин. Интересно, что морены первого и второго комплексов в междуречье Аргамджи-3, Западный Аргамджи-2 и Восточный Аргамджи-2 на уплотнённых водораздельных поверхностях отсутствуют, несмотря на наличие здесь современных ледников и позднеголоценовых морен. Очевидно, на этих участках ледников не было или они имели небольшую мощность и мало повлияли на рельеф. Это было возможно при ещё меньшем, чем сейчас, расчленении рельефа на данных участках, т.е. слабоврезанные кары, занятые ледниками № 5–8, относятся к молодым образованиям.

Морены третьего комплекса распространены как в верховьях трогов, так и на водораздельных участках в непосредственной близости от современных ледников и подразделяются на морены двух стадий предположительно позднеголоценового возраста. Морены сближены и часто надвинуты друг на друга, слабо задернованы. Мощность их в 1,5–2 раза больше чем у морен первого и второго комплексов; при этом они нередко содержат ледяные ядра погребённых гляциальных льдов. Так, погребённый лёд в голоценовых моренах вскрыт ниже ледников № 3–5. Наиболее молодая, каменистая и незадернованная морена похоже относится к малой ледниковой эпохе. В третьем моренном комплексе она образует верхний ярус, который подстилается моренной подушкой более ранней стадии (вероятно, исторической). Ледники малой ледниковой эпохи при перекрытии ими морен предшествующих стадий не столько уничтожали последние, сколько погребали их под свежим моренным материалом, что и привело к созданию отмеченной двухъярусности позднеголоценовых комплексов.

Особенности древних ледников массива Таван-Богдо-Ола. По данным аэрофотоснимков 1962 г. нами было реконструировано оледенение данной террито-

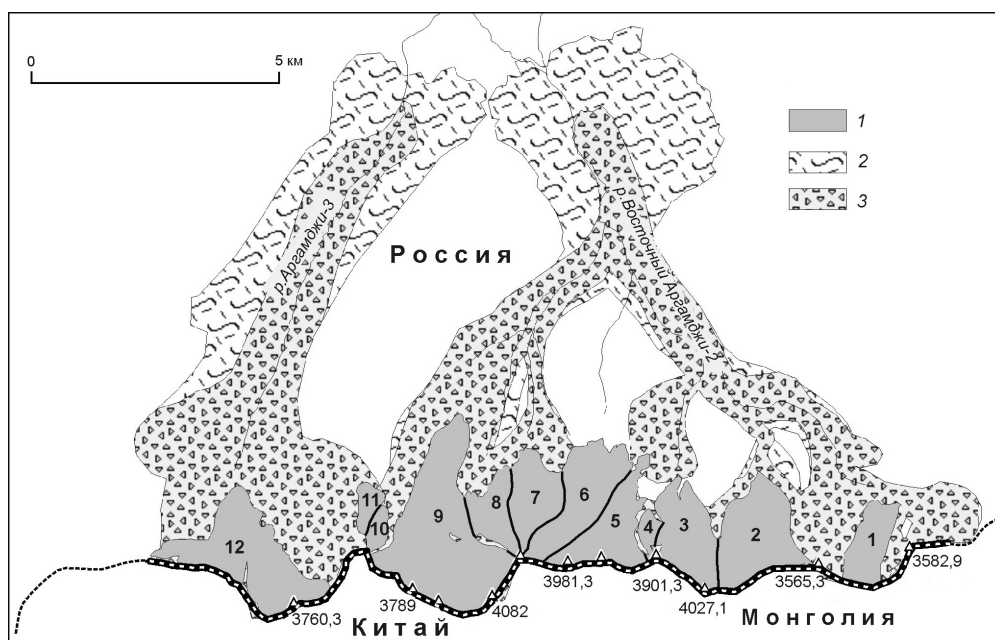


Рис. 2. Позднеплейстоценовое оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола:

1 – ледники в период формирования первого моренного комплекса; 2 – ледники в период формирования второго моренного комплекса; 3 – современное оледенение; остальные условные обозначения см. рис. 1

Fig. 2. Glaciers of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif in Late Neopleistocene:

1 – glaciers in the period of formation of the first moraine complex; 2 – glaciers in the period of formation of the second moraine complex; 3 – present glaciations; other map symbols are shown in Fig. 1

Таблица 2. Характеристика ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола в период формирования первого и второго моренного комплекса

Номер ледника	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>H1</i>	<i>H2</i>	<i>Hf</i>	<i>A1</i>
Первый моренный комплекс							
1	Переходный к предгорному	55,49	14,33	4117	2290	2790	С
2		32,73	12,63	3925	2260	2640	
Сумма и средневзвешенное значение		88,22				2735	
Второй моренный комплекс							
1	Долинный	44,44	12,65	4117	2430	2865	С
2		22,46	11,3	3925	2420	2740	
Сумма и средневзвешенное значение		66,90				2830	

рии для периодов формирования первого, второго и двух стадий третьего комплекса. Кроме того, мы имели подробные характеристики оледенения данного массива по состоянию на 2002 г., полученные по результатам наших собственных наблюдений. Суммарная площадь оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола в период формирования *первого моренного комплекса* составляла около 88 км², что почти в 4 раза больше современного (табл. 2, рис. 2). Ледниковые потоки объединялись в два ледника, депрессия фирновой границы составляла 550 м (расчёт по методу Куровского), депрессия нижней границы оледенения – 620 м. Согласно нашей реконструкции, в период формирования *второго моренного комплекса* площадь оледенения северного склона массива была равна примерно 67 км², средневзвешенная по площади депрессия фирновой границы – 460 м, депрессия нижней границы оледенения – 460 м.

В первую стадию *третьего комплекса* (рис. 3) на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола мы реконструировали девять ледников суммарной площадью около 44,6 км² (табл. 3). Все ледники входили в единый комплекс с общей областью питания. Ниже всего опускались концы долинных ледников. Кроме долинных ледников, существенную долю оледенения составляли ледники склонового типа. В период формирования морен второй стадии (малая ледниковая эпоха) ледники мало изменились, особенно склоновые, несколько больше отступили долинные ледники (см. рис. 3). В это время оледенение северного склона массива также было представлено девятью ледниками, но площадь их уменьшилась и составила 38,5 км² (табл. 4). Как и в первую стадию, количественно и по площади преобладали долинные ледники (около 70% площади оледенения), но немалую роль играли и ледники склонового типа.

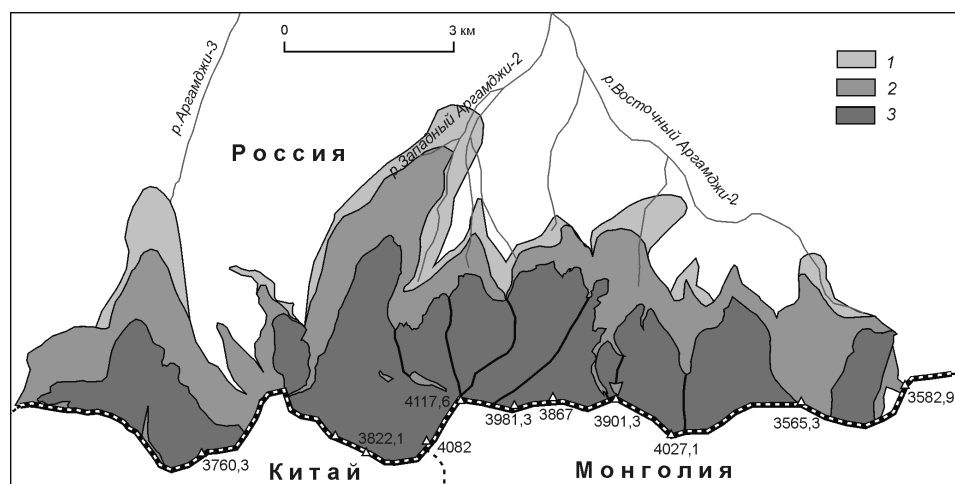


Рис. 3. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола в период формирования третьего моренного комплекса (поздний голоцен):

1 – ледники в историческую стадию; 2 – ледники в максимум малого ледникового периода; 3 – современное оледенение; остальные условные обозначения см. рис. 1

Fig. 3. Glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif in the period of formation of the third moraine complex (Late Holocene):

1 – glaciers of the historical stage; 2 – glaciers of the Little Ice Age; 3 – modern glaciations; other map symbols are shown in Fig. 1

Таблица 3. Характеристика ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола в историческую стадию оледенения

Номер ледника	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>H1</i>	<i>H2</i>	<i>Hf</i>	<i>A1</i>
1	Долинный	4,03	3,21	3650	2880	3211	C
2	Переходный к склоновому	4,2	3,19	4010	2990	3278	
3	Долинный	7,09	4,6	4117	2770	3173	
4	Склоновый	3,24	4,04	4117	2990	3188	
5		4,16	3,59	4117	2810	3202	
6	Долинный	11,34	7,08	4117	2720	3073	
7	Висячий	1	2,69	3925	3025	—	C3
8		0,53	1,58	3800	3095		
9	Долинный	9,05	5,06	3760	2715	2939	C
Сумма и средневзвешенное значение		44,64				3115	

Таблица 4. Сводная характеристика ледников массива Таван-Богдо-Ола в максимум малого ледникового периода

Номер ледника	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>H1</i>	<i>H2</i>	<i>Hf</i>	<i>A1</i>
1	Долинный	3,64	2,95	3650	2920	3239	CB
2	Переходный к склоновому	3,75	2,99	4010	2940	3296	C
3	Долинный	6,28	3,75	4117	2900	3229	CCB
4	Склоновый	2,95	3,83	4117	3040	3206	
5		3,62	2,91	4117	2955	3259	CC3
6	Долинный	9,19	6,12	4117	2780	3127	
7	Висячий	0,83	1,45	3925	3200	–	C3
8		0,53	1,58	3800	3095		3C3
9	Долинный	7,73	3,87	3760	2740	2969	CB
Сумма и средневзвешенное значение		38,52				3160	

В то же время каровые ледники отсутствовали, поскольку на площади массива Таван-Богдо-Ола кары были распространены незначительно, слабо врезаются и приурочены к верхним уровням, уже занятым в эту эпоху более крупными склоновыми и долинными ледниками. Нижний предел распространения

ледников на данной стадии – 2740 м, средневзвешенная депрессия фирновой границы для ледников массива Таван-Богдо-Ола – 125 м (относительно её положения в 2002–2011 гг.). Отметим тенденцию к повышению фирновой границы вдоль северного склона массива Таван-Богдо-Ола с запада на восток,

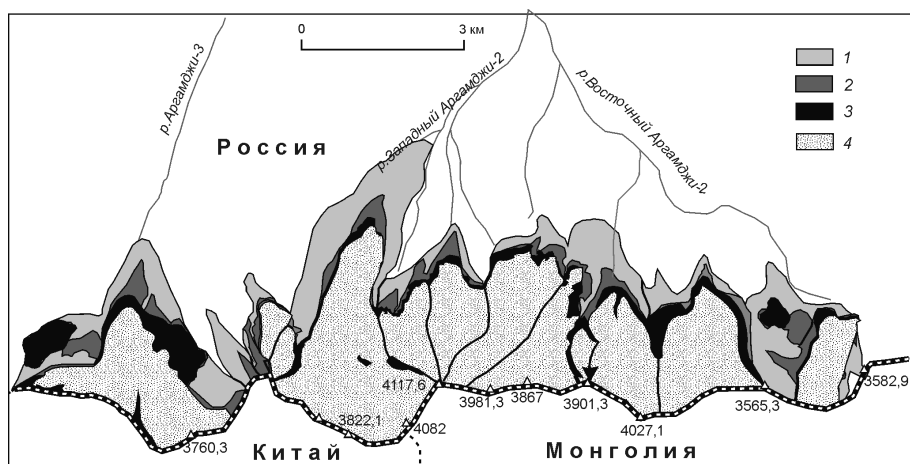


Рис. 4. Изменение оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола в период с максимума малого ледникового периода по 2009 г.: участки, освободившиеся от оледенения: 1 – с максимума малого ледникового периода по 1962 г.; 2 – с 1962 по 2002 г.; 3 – с 2002 по 2009 г.; 4 – современные ледники; остальные условные обозначения см. рис. 1

Fig. 4. Dynamics of the glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif from the maximum of the Little Ice Age to 2009: areas of deglaciation: 1 – from the maximum of the Little Ice Age to 1962; 2 – from 1962 to 2002; 3 – from 2002 to 2009; 4 – modern glaciers; other map symbols are shown in Fig. 1

наблюдающуюся и в настоящее время. Ныне разность положения фирновой границы между западной и восточной окраиной массива примерно на 100 м больше, чем в малую ледниковую эпоху, что, вероятно, связано с более благоприятными для ледников условиями увлажнения в ту эпоху.

Современная динамика ледников. Под современной динамикой ледников в данном случае мы понимаем этапы сокращения ледников после максимума малой ледниковой эпохи. Наиболее подробная информация есть для последних 50 лет (аэрофотоснимки, материалы других исследователей, собственные наблюдения с 1999 г.). Примерно для этого же периода у нас есть данные и по расположенному примерно в 150 км северо-восточнее массиву Монгун-Тайга. Особенно оледенения этого массива (малая энергия оледенения, незначительная мощность ледников, большая доля склоновых ледников, наличие комплексов ледников с единой зоной питания) и его геоморфологические характеристики (близкие значения абсолютной высоты – до 3970 м; крутые и короткие северные склоны со слабоврезанными долинами; большая высота северных подножий – около 2300 м) отличаются большим сходством с объектом нашего исследования, поэтому далее мы будем их сопоставлять.

Согласно нашей реконструкции, в период с предполагаемого максимума малой ледниковой эпохи по 1962 г. площадь оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола сократилась примерно на 9,6 км² (25%) (рис. 4, табл. 5). Площадь ледников массива Монгун-Тайга примерно за тот же период сократилась на 40%. Разные скорости деградации ледников указывают на большую устойчивость ледников массива Таван-Богдо-Ола, что связано с их большими размерами и более высоким гипсометрическим положением. Сильнее всего сократились долинные ледники (29% площади), которые распались или испытали

отчленение боковых протоков льда. В результате число ледников увеличилось с 9 до 16, возросло число висячих ледников, появились каровые ледники. Вследствие постепенного отступления краёв ледников от долин р. Восточный Аргамджи и её притоков продолжилась их трансформация из долинных ледников в склоновые. В то же время число собственно склоновых ледников сократилось меньше (всего на 11%) из-за изначально их более высокого гипсометрического положения. Нижняя граница распространения ледников за период с малой ледниковой эпохи поднялась всего на 40 м. Это связано с тем, что в малую ледниковую эпоху нижние части ледников занимали участки с незначительными уклонами. Расчётная высота фирновой границы выросла в среднем на 50 м.

В 2002 г. оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола было представлено 14 ледниками общей площадью 25,75 км² (табл. 6). С 1962 по 2002 г. площадь оледенения сократилась на 3,2 км² (11%), скорость деградации ледников (0,28 %/год) почти не увеличилась по сравнению с периодом максимума малой ледниковой эпохи (0,22 %/год). Площадь ледников массива Монгун-Тайга в почти аналогичный период 1965–1995 гг. сокращалась быстрее (0,5 %/год). Отметим, что ледники разных морфологических типов уменьшались приблизительно с одинаковой скоростью. Нижняя граница распространения ледников поднялась на 80 м (т.е. начали освобождаться от ледников более крутые склоны).

Значительное сходство в поведении ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола с ледниками массива Монгун-Тайга наблюдается в первое десятилетие XXI в. За 2002–2009 гг. площадь оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола сократилась на 3 км² (12% за 7 лет), ледники массива Монгун-Тайга в 1995–2008 гг. потеряли 19% площади. Причины такого ускорения деградации – брони-

Таблица 5. Сводная характеристика ледников массива Таван-Богдо-Ола по состоянию на 1962 г.*

Номер ледника	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>L</i>	<i>H1</i>	<i>H2</i>	<i>Hf</i>	<i>A1</i>
1	Склоновый	1,57	1,85	3610	3060	3440	CCB
N1	Карово-висячий	0,21	0,64	3410	3100	—	C
N2		0,2	0,56	3360	3060		CCB
2	Склоновый	3,45	2,87	3990	3070	3335	
3, 4	Долинный	2,79	2,84	4000	3035	3270	
5	Переходный к склоновому	2,3	3,74	4117	3000	—	C
6	Склоновый	2,57	3,4	4117	3080	3225	CCB
7, 8		3,13	2,79	4117	2970	3295	C
9	Долинный	5,94	4,88	4117	2955	3230	C3
10	Висячий	0,42	1,1	3925	3400	—	CB
11		0,45	1,11	3925	3330		C3
N3		0,15	1,21	3925	3410		
N4		0,07	0,61	3860	3540		
12	Долинный	4,97	3,52	3760	2780	3065	C
N5	Висячий	0,22	0,75	3260	3040	—	CB
N6	Каровый	0,43	1,13	3400	3170		BCB
<i>Всего</i>		28,87					

*Для удобства сопоставления ледников в 1962 г. с современными использовались номера, соответствующие современным ледникам (в некоторых случаях двум ледникам). Не существующие в настоящее время ледники обозначены индексами N.

Таблица 6. Сводная характеристика ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола на 2002 г.

Номер ледника	Морфологический тип	<i>S</i>	<i>S1</i>	<i>L</i>	<i>H1</i>	<i>H2</i>	<i>Hf</i>	<i>A1</i>	<i>A2</i>
1	Склоновый	1,28	0,32	1875	3610	3275	3495—3515	CCB	CC3
N2	Карово-висячий	0,18	0,05	540	3505	3030	3335		CCB
2	Склоновый	3,74	1,91	2976	3990	3130	3380—3400		C
3	Переходный к склоновому	1,60	0,46	1975	4000	3100	3280—3340		
4	Висячий	0,38	0,26	1259	3901	3350	3420	C	CCB
5	Переходный к склоновому	2,09	1,37	2453	4050	3030	—		
6	Склоновый	2,50	0,92	3110	4117	3120	3275—3350	CCB	C
7		1,57	0,56	2355	4117	3080	3350	C	
8		1,16	0,57	1962	4117	3220	2990—3300	C3	CC3
9	Долинный	5,61	3,15	4425	4117	3030	3235—3410		CCB
10	Висячий	0,37	0,37	588	3925	3500	—	CB	B
11		0,37	0,26	713	3925	3370		C3	C3
12	Долинный	4,42	0,46	2944	3760	2860	3025—3285	C	CC3
N6	Каровый	0,48	0,00	1040	3400	3080	—	CB	CB
Всего		25,75	10,66						

рование малых ледников или их трансформация в группы многолетних снежников (последнее отмечалось на двух маленьких каровых ледниках на восточной и западной периферии массива). Другие тренды — обнажение скал и ледоразделов на больших высотах и деградация ледников на высоких гипсометрических уровнях (рис. 5). По состоянию на 2002 г.

почти 40% площади ледников сократилось выше уровня средневзвешенной фирновой границы (3310 м). Вероятнее всего, данный процесс вызван дефицитом снега в 2006–2009 гг.

Отступление концов ледников для указанных массивов не вполне отражает общие тенденции изменения климата и оледенения в целом из-за инди-

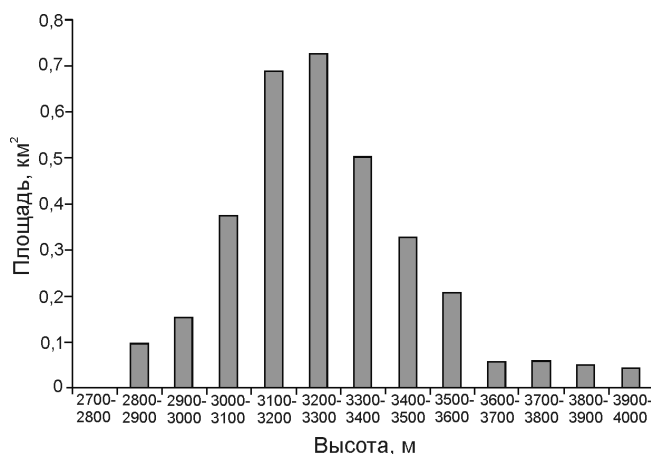


Рис. 5. Высотное распределение дегляциации северного склона массива Таван-Богдо-Ола за период 2002–2009 гг.
Fig. 5. Altitudinal distribution of deglaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola massif in 2002–2009

видуальных особенностей морфологии конкретных ледников (табл. 7 и 8). Так, склоновый ледник № 6 в 2006–2009 гг. почти не отступал, тогда как оба долинных ледника северного склона массива Таван-Богдо-Ола, напротив, увеличили темпы отступления. Распад ледникового комплекса северного склона массива и его разделение на отдельные ледники уже начались. При сохранении тенденций к деградации оледенения в ближайшие годы ледники № 2–4 (по Каталогу 2009 г.) отделятся от группы ледников вершины 4117,6 м (Русский Шатер), расположенной далее к западу.

На площади массива Таван-Богдо-Ола с 2009 г., как и массива Монгун-Тайга, отмечается изменение условий в более благоприятную для существования

ледников сторону. Так, в 2008/09 балансовый год были неоднократные летние снегопады с установлением временного снежного покрова до высот 2100–2200 м, а сезон абляции на ледниках продолжался лишь около месяца и имел прерывистый характер.

Обсуждение результатов

Основная проблема интерпретации результатов выполненных исследований – временная привязка палеогеографических реконструкций. Данных о датировке морен по массиву Таван-Богдо-Ола в настоящее время нет, что связано с незначительным распространением здесь органики и отсутствием в прошлом в долинах северного склона массива моренно-подпрудных озёр. Для решения проблемы хронологии реконструированных нами ледниковых стадий мы провели корреляцию ледниковых отложений с данными по горному массиву Монгун-Тайга. Полученные данные легли в основу написания данной статьи.

Вопрос числа четвертичных оледенений Алтая и их корреляции чрезвычайно сложен из-за множества существующих схем, отсутствия единства взглядов на время максимального распространения ледников региона в позднем неоплейстоцене, разной степени достоверности результатов датирования ледниковых отложений разными методами. Однако этот вопрос не относится к предмету нашего исследования. Согласно полученным данным, возраст морен первого и второго комплексов – поздненеоплейстоценовый. Похожие моренные образования отмечены и на северном склоне массива Монгун-Тайга, где морены более древнего (предгорного) комплекса, прослеживаясь на троговых плечах до цирков на

Таблица 7. Средняя скорость отступления ледников (ледниковых языков) массива Монгун-Тайга, м/год

Номер ледника	Морфологический тип	1952–1961	1961–1966	1966–1981	1981–1986	1986–1995	1995–2001	2001–2007	2007–2011
13	Долинный	4,2	2,4	6,5	5,0	8,7	4,0	8,3	8,5
14		6,7	5,2	13,4	12,8	19,0	27,5	2,25	4,5

Таблица 8. Средняя скорость отступления ледников (ледниковых языков) массива Таван-Богдо-Ола, м/год

Номер ледника	Морфологический тип	1984–2001	2001–2004	2004–2006	2006–2009	Средняя 2001–2009
2	Склоновый	–				12,4
6е		–	3,3	5,8	0,1	2,9
7		–				9,8
8б		–				2,6
9	Долинный	7,9	6,3	15,5	16,6	13
12		5,2	14,3	5	13,3	11

уровне около 3100 м, далее вместе с ними выклиниваются, а более низкие троговые плечи с моренами более молодого горно-долинного комплекса протягиваются до цирков на уровне 2600–2700 м.

Различия в высотных уровнях разновозрастных береговых морен связывают с эрозионной деятельностью (на фоне поднятия гор) в разделявший данные периоды тёплый интервал времени. В соответствии с этим первый и второй моренные комплексы по времени своего формирования относятся либо к разным мегастадиям (по терминологии П.А. Окишева [10]) единого оледенения, либо к отдельным оледенениям [22]. По нашему мнению, более предпочтительна точка зрения, согласно которой тёплый период, разделявший время формирования первого и второго комплексов, был межледниковьем. Данный интервал датируется нами для массива Монгун-Тайга примерно 55–25 тыс. л.н. Основанием для этого служат наши многочисленные находки на территории массива Монгун-Тайга древесины, погребённой моренами на высоте около 3000 м, с радиоуглеродным возрастом 58–43 тыс. л.н. [2, 23, 24] и находки А.С. Ревушкиным там же древесины возрастом 27–25 тыс. л.н. на высотах около 3300 м [12]. Современная верхняя граница леса в массиве Монгун-Тайга проходит на высоте около 2300 м. Расчёты показали, что при условии её смещения вверх в тёплую эпоху (55–25 тыс. л.н.) вероятность сохранения даже минимального оледенения на склонах главной вершины массива Монгун-Тайга крайне низка. Поскольку массив Таван-Богдо-Ола имеет большую высоту, сохранение небольших ледников в тот период более вероятно, но в любом случае оледенение было значительно меньше современного.

О.А. Раковец и Г.А. Шмидт рассчитали для массива в максимум второго (постмаксимального, катонского, чибитского) оледенения депрессию фирновой границы, равную 450 м [11]. Такую же величину приводит Н.Н. Михайлов [6–8], что не очень отличается от наших расчётов по депрессии фирновой границы для времени формирования первого моренного комплекса. В целом, для Алтая такие величины депрессии фирновой границы невелики. П.А. Окишев [10] оценивал депрессию фирновой границы для Алтая величиной 800–850 м для максимального позднеплейстоценового оледенения. Согласно Л.Н. Ивановскому [4], величина депрессии изменялась от 1000 м на западе Алтая до 600 м на востоке. Для массива Монгун-Тайга депрессия фирновой границы оле-

денения массива, по нашим данным, составляет 800 м, а для северного склона массива — от 250 до 560 м. Полученные нами незначительные величины депрессии объясняются неблагоприятным для развития оледенения рельефом северного склона массива — слабой врезанностью долин, имеющих при этом малую протяжённость, небольшим числом каров и цирков. Схожие причины незначительного развития современного оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола отмечал М.В. Тронов [21, с. 54].

Сравнивать полученные значения для периода формирования второго моренного комплекса северного склона Таван-Богдо-Ола с данными по другим районам Алтая трудно ввиду сильного разброса данных. Согласно В.П. Галахову и Р.М. Мухаметову [1], депрессия снеговой границы в максимум оледенения 18 тыс. л.н. в бассейне р. Чаган-Узун составила 330–350 м, а в бассейне р. Актру — от 120 до 500 м. По мнению П.А. Окишева, на Алтае в максимум второго мегастадиала она была равна 610–660 м [10]. Для массива Монгун-Тайга полученное нами средневзвешенное по площади значение депрессии фирновой границы для времени формирования моренных комплексов максимума горно-долинного оледенения составило 690 м, для ледников северного склона оно находится в диапазоне 260–400 м.

Слабая выраженность морен стадий сокращения ледников второго комплекса в долинах северного склона массива Таван-Богдо-Ола позволяет предположить скачкообразный характер отступления ледников к замыкающим трогам циркам. Отмеченные нами особенности орографии северного склона массива способствовали неустойчивости существовавших в позднем неоплейстоцене долинных ледников, быстро отступавших при неблагоприятных для ледников изменениях климата. Напротив, после отступления ледников в верховья трогов к подножиям крутого склона водораздельного гребня массива, края ледников занимали относительно выгодное и более устойчивое положение. Это, например, проявляется на современном этапе эволюции оледенения.

Присутствие эрозионных врезов в моренах второго комплекса обоих массивов позволяет предположить наличие тёплого этапа в голоцене, когда ледники существенно сокращались. Находки И.Г. Москаленко в массиве Монгун-Тайга древесины с радиоуглеродным возрастом 8140 ± 80 лет и календарным 9120 ± 110 лет (ЛУ-6949) в 340 м выше современной верхней границы леса, вероятно,

относятся к бореальному оптимуму голоцена. По нашим расчётам, при количестве осадков, равном современному, минимальный подъём фирновой границы в этот период относительно современной составил 270 м, что свидетельствует в пользу неогляциальной модели поведения ледников массива Монгун-Тайга в голоцене. Этот вывод, вероятно, можно распространить и на ледники массива Таван-Богдо-Ола. О более влажных и тёплых, чем современные, условиях в первой половине голоцена, по данным исследования [9], свидетельствуют находки комлевых частей *P. sibirica* в долине р. Восточный Мугур (массив Монгун-Тайга) в 300 м выше современной границы леса, датированных $10\,380 \pm 200$ лет (СОАН 8116) и 6260 ± 90 лет (СОАН 8117). Меньшие, чем сейчас, размеры ледников в массиве Монгун-Тайга в середине голоцена подтверждаются многочисленными датировками торфа, погребённых почв и древесины в интервале 5250–3610 л.н. [24].

Выраженность в составе третьего моренного комплекса, который мы предположительно относим к позднему голоцену, всего двух стадий, возможно, указывает на относительно слабое проявление так называемой аккемской стадии наступания ледников. Вероятно, её морены были перекрыты позднейшими наступаниями ледников. Об этом свидетельствуют наши находки выше современной верхней границы леса древесины с радиоуглеродным возрастом 3370 ± 70 лет и календарным 3610 ± 90 лет (ЛУ-6452). Ледники исторической стадии на территории обоих массивов, по всей видимости, наступали между временем приведённой выше датировки и относительно тёплым периодом, датированным нами в массиве Монгун-Тайга по образцам погребённого торфа: обр. ЛУ-6817 – радиоуглеродный возраст 1190 ± 60 лет, календарный – 1130 ± 80 cal BP лет; обр. ЛУ-6818 – соответственно 1280 ± 80 лет и 1200 ± 90 cal BP лет. Кульминация последнего похолодания (возможно, максимум малой ледниковой эпохи) на основании дендрохронологических данных, охватывающих период с 1670 г., отнесена нами к середине XIX в. [3].

Обобщая информацию о современном этапе эволюции оледенения, отметим, что реконструированное сокращение площади оледенения с максимума малой ледниковой эпохи по 2009 г. для северного склона массива Таван-Богдо-Ола составило около 40%, что несколько меньше сокращения ледников массива Монгун-Тайга за тот же период (примерно 59% с максимума малой ледниковой эпохи по 2008 г.). Следует учитывать, что оледене-

ние массива Таван-Богдо-Ола было представлено значительно более крупными ледниками (средняя площадь $3,28$ км²), чем оледенение массива Монгун-Тайга (средняя площадь $0,57$ км²). Крупные ледники ввиду своей инерционности более устойчивы к изменениям климата. Кроме того, ледники массива Таван-Богдо-Ола занимали более высокое гипсометрическое положение: нижний предел распространения ледников в малую ледниковую эпоху составлял 2740 м, что на 100 м выше, чем для ледников массива Монгун-Тайга. При этом рассчитанная депрессия фирновой границы для данного периода для обоих массивов приблизительно одинакова (около 120 м), что позволяет предположить схожие масштабы климатических изменений, характерных для того времени.

Сравнительно слабое, с учётом большой абсолютной высоты массива, развитие современных ледников – следствие как отмеченных ранее открытости и слабой врезанности долин при малом развитии каров и цирков, так и субширотной ориентировки, а также отсутствия разветвлённости несущего оледенение гребня, что не способствует перехвату влагонесущих потоков и выпадению осадков. Лишнее подтверждение этому – развитие приуроченных к субмеридианальному гребню крупных ледников западных и восточных склонов массива: Канас, Гранэ и Потанина (крупнейшего на Алтае).

Выводы

Современные особенности оледенения северного склона массива Таван-Богдо-Ола, динамика его ледников во второй половине XX в., а также характер оледенения в позднем неоплейстоцене и голоцене определяются, в первую очередь, орографией массива. Так, на северном склоне в настоящее время преобладают маломощные склоновые ледники, каровые ледники отсутствуют. Высота фирновой границы на ледниках и нижняя граница оледенения резко возрастают с запада на восток. Высокое гипсометрическое положение современных ледников обуславливает их относительную устойчивость к современным изменениям климата, однако в настоящее время незначительная мощность ледников способствует уменьшению их площадей из-за обнажения ледоразделов. Неблагоприятные для аккумуляции твёрдых осадков условия рельефа не позволяли развиваться на северном склоне массива в голоцене и позднем плейстоцене крупным ледникам; относительно невелика была и депрессия фирновой границы. В случае преобладания тёплых и сухих условий в

ближайшее десятилетие возможен распад единого ледникового комплекса северного склона массива Таван-Богдо-Ола на отдельные ледники с обособленными областями питания.

Литература

1. Галахов В.П., Мухаметов Р.М. Ледники Алтая. Новосибирск: изд. Сиб. предприятия РАН, 1999. 136 с.
2. Ганюшкин Д.А. Оледенение и климатические условия вюрмского мегамежстадиала массива Монгун-Тайга // Вестн. СПб. ун-та. Сер. 7. Геология, география. 1999. Вып. 3 (№ 21). С. 88–93.
3. Ганюшкин Д.А., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Колебания ледников массива Монгун-Тайга (Юго-Восточный Алтай) после максимума малой ледниковой эпохи // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 5–12.
4. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л.: Наука, 1967. 263 с.
5. Каталог ледников СССР: Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 1. Горный Алтай и Верхний Иртыш. Ч. 5. Бассейн р. Аргута. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 47 с.
6. Михайлов Н.Н. Еще раз к вопросу о позднеплейстоценовом оледенении Юго-Восточного Алтая и его дегляциации // Изв. Алтайского гос. ун-та. 2000. Вып. 3 (17). С. 43–55.
7. Михайлов Н.Н. Позднеплейстоценовое оледенение северо-запада Монгольского Алтая // Изв. РГО. 2002. Т. 134. Вып. 6. С. 34–42.
8. Михайлов Н.Н., Останин О.В. Ледники Южного и Монгольского Алтая и их изменения в XX веке // География и природопользование Сибири. 2002. Вып. 5. С. 3–20.
9. Назаров А.Н., Соломина О.Н., Мыглан В.С. Динамика верхней границы леса и ледников Центрального и Восточного Алтая в голоцене // ДАН. 2012. Т. 444. № 6. С. 671–675.
10. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: изд. Томского гос. ун-та, 1982. 210 с.
11. Раковец О.А., Шмидт Г.А. О четвертичных оледенениях Горного Алтая // Тр. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1963. Т. 22. С. 5–30.
12. Ревушкин А.С. О находке ископаемой древесины на хребте Монгун-Тайга (Юго-Западная Тува) // Изв. СО АН СССР. Сер. биол. 1979. Вып. 2. С. 46–47.
13. Ревякин В.С., Окишев П.А. Современное оледенение в верхней части бассейна р. Аргут // Гляциология Алтая. 1970. Вып. 6. С. 29–36.
14. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Алтае-Саянской горной системы за 150 лет // МГИ. 1986. Вып. 57. С. 95–99.
15. Ревякин В.С., Мухаметов Р.М. Динамика ледников Табын-Богдо-Ола // Гляциология Сибири. 1993. Вып. 4 (19). С. 83–92.
16. Редькин А.Г. Природные условия плоскогорья Укок в позднем плейстоцене — голоцене: Дис. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук. Барнаул: Алтайский гос. ун-т, 1998. 174 с.
17. Сапожников В.В. По Русскому и Монгольскому Алтаю. М.: Географгиз, 1949. 580 с.
18. Селиверстов Ю.П., Москаленко И.Г., Чистяков К.В. Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола и его динамика // Изв. РГО. 2003. Т. 135. Вып. 5. С. 1–16.
19. Справочник по климату СССР: Вып. 20. Ч. 2. Средне-многолетняя температура воздуха. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 405 с.
20. Справочник по климату СССР: Вып. 20. Ч. 3. Осадки и снежный покров. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 405 с.
21. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. Томск: Географгиз, 1949. 375 с.
22. Четвертичная система // Состояние изученности стратиграфии докембрия и фанерозоя России: Задачи дальнейших исследований. Постановления Межвед. стратиграфич. комитета и его постоянных комиссий. Вып. 38. СПб.: изд. ВСЕГЕИ, 2008. С. 115–127.
23. Чистяков К.В., Селиверстов Ю.П., Михайлов Н.Н., Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А. О находке ископаемых лиственничников в Юго-Западной Туве // Изв. РГО. 2000. Т. 132. Вып. 3. С. 68–76.
24. Чистяков К.В., Каледин Н.В., Москаленко И.Г., Ганюшкин Д.А., Глебова А.Б., Зеленукина Е.С., Хрущев С.А., Сыромятина М.В., Козачек А.В., Гаврилкина С.А., Севастьянов Д.В., Новиков С.А., Богатуров Д.С., Музалёв А.А., Амбурцев Р.А., Ступин Ю.А. Горы и люди: изменения ландшафтов и этносы внутриконтинентальных гор России. СПб.: изд. ВВМ, 2010. 438 с.

Summary

Dynamics of glaciation of the northern slope of Tavan-Bogdo-Ola in the period of 1962–2011 has been defined on basis of field observations and analysis of aerial photos. Glaciers of the first and of the second Late Neopleistocene glaciations, historical glacial stage and Little Ice Age (LIA) were reconstructed by geomorphologic methods. In 2009–2011 glaciation of the northern slope was represented by 12 glaciers with total area about 22 km². In the maximum of the first Late Neopleistocene glaciation the total area of the glaciers was 4 times larger than present, firn line depression was 620 m. In the maximum of the second glaciation it was 3 times larger than now, firn line depression was 460 m. In historical glacial stage the total area of glaciation was about 2 times larger than now, firn line depression was 170 m. In LIA the area of glaciation was 16 km² larger than now, the firn line was 125 m lower. From the maximum of the LIA till 1962 glaciers lost about 9.6 km² of its area, the level of firn line rose about 50 m. In 1962–2002 the loss of the glacial area was 3.2 km², in 2002–2009 — 3 km².