

УДК 551.89-4.036

DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-7-17-32

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ХРЕБТА ХАМАР-ДАБАН (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

### PALeogeography of the Sartan Glaciation of the Hamar-Daban Ridge (Southern Baikal Region)

**Ф. И. Еникеев,**Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН,  
г. Чита

srescht@mail.ru

**F. I. Enikeev,**Institute of Natural Resources, Ecology and Cryoagy SB RAS,  
Chita

На основе методов дистанционного выявления и пространственной фиксации ледниковых форм рельефа с последующим их геоморфологическим анализом установлены нижняя граница хионосферы, области питания, границы и параметры ледников максимальной фазы последнего позднеплейстоценового оледенения (МИС 2) горных районов Южного Прибайкалья и построена палеогеографическая карта. Объектом данного исследования являлась динамика экзогенных процессов в ходе развития криолитозоны в Южном Прибайкалье. Предмет исследования – ледниковые формы рельефа позднего неоплейстоцена хребта Хамар-Дабан.

Реконструкция ледников выполнена по абсолютным отметкам деструктивных и аккумулятивных следов с использованием топографических карт, аэрофото- и космических снимков. Палеогеографические построения осуществлены при помощи компьютерных программ Google Earth Pro и SAS.Planet.Release. Окончательная генерализация первичного материала проведена на топографической основе масштаба 1:500 000.

Полученные результаты позволили установить депрессию снежной границы в максимум последнего похолодания на 1300...1400 м по отношению к современной климатической и выявить особенности деформации нижней границы хионосферы. Реконструкция палеогеографической обстановки показала распространение простого и сложного (дендритового) типов горно-долинных ледников, а также сетчатого и горно-покровного оледенения на некоторых участках вершинного пояса гор. Установлено, что в районе максимальной депрессии снежной границы некоторые ледники достигали побережья Байкала, что могло способствовать разубоживанию вторичных ореолов и смещению россыпных месторождений полезных ископаемых.

На южном склоне хребта Хамар-Дабан снежная граница проходила на высоте 1800...2200 м, оледенение ограничивалось развитием каровых и карово-долинных ледников небольших размеров, способствуя формированию россыпей, далеко оторванных от коренных источников. Новые данные, полученные в результате исследования, являются важными в области палеогеографии и могут значительно повысить эффективность геологических работ при организации геохимических и шлиховых методов поиска полезных ископаемых.

**Ключевые слова:** поздний плейстоцен; оледенение; экзарация; морена; палеогляциология; снежная граница; хребет Хамар-Дабан; озеро Байкал; Южное Прибайкалье; палеогеографическая карта

Based on the methods of remote identification and spatial fixation of glacial relief forms with their subsequent geomorphological analysis, the lower boundary of the chionosphere, the glacier feeding areas, boundaries and glacier parameters of the maximum phase of the Last Glacial Maximum glaciers (MIS 2) of the mountainous regions of Southern Baikal region were established and a paleogeographic map was constructed. The object of this study was the dynamics of exogenous processes during the development of the permafrost zone in the Southern Baikal region. The subject of the study is the glacial landforms of the Late Neopleistocene of the Khamar-Daban ridge.

Glaciers were reconstructed using absolute marks of destructive and accumulative traces using topographic maps, aerial photographs and satellite images. Paleogeographic constructions were carried out using computer programs Google Earth Pro and SAS. Planet release. The final generalization of the primary material was carried out on a topographic basis on a scale of 1:500,000.

The results obtained made it possible to establish the depression of the snow boundary at the maximum of the last cooling at 1300...1400 m in relation to the current climatic and to reveal the features of deformation of the lower border of the chionosphere. The reconstruction of the paleogeographic situation showed the spread of simple and complex (dendritic) types of mountain-valley glaciers, as well as mesh and mountain-glaciation glaciers in some parts of the mountain top. It was established that in the region of the maximum depression of the snowy border, some glaciers reached the coast of Lake Baikal, which could contribute to dilution of secondary aureoles and the displacement of placer mineral deposits.

On the southern slope of the Khamar-Daban ridge, the snow boundary passed at an altitude of 1800...2200 m, and glaciation was limited to the development of only circus and circus-valley glaciers of small sizes, contributing to the formation of placers far removed from indigenous sources

**Key words:** Late Pleistocene; glaciation; glacial erosion; moraine; paleoglaciology; snow border; ridge Khamar-Daban; Lake Baikal; Southern Baikal Region; Paleogeographical map

**В**ведение. Споры о сроках, количестве и масштабах ледниковых периодов на территории Прибайкалья и Забайкалья позволяют исследованиям в данной области оставаться актуальными и находиться в мейнстриме современного климато-экологического мониторинга. Он включает исследования по динамике площадей ледников от позднего плейстоцена до современности в свете влияния глобальных климатических изменений и понимания климатических факторов, обусловливающих изменения баланса массы ледниковых образований [13; 15; 18; 20]. В то же время знания масштабов оледенения позволяют объективно картировать четвертичные отложения, отразить динамику экзогенных процессов и развития криолитозоны, изучить и учесть влияние многолетней мерзлоты на формирование геохимических и шлиховых ореолов при поисках полезных ископаемых, прогнозировать и выявить россыпные месторождения, оторванные от коренных источников. На площадях ледниковых покровов при формировании морен вторичные ореолы и россыпи разубоживаются, деформируются, сдвигаются или полностью отрываются от коренных источников в направлении движения ледовых масс. Учет этих факторов значительно повышает эффективность поисковых работ.

**Объект исследования** – динамика экзогенных процессов в процессе развития криолитозоны в Южном Прибайкалье.

**Предмет исследования** – ледниковые формы рельефа позднего неоплейстоцена хребта Хамар-Дабан.

Целью исследования являлось построение палеогеографической карты Южного Прибайкалья в максимальную фазу последнего оледенения в позднем неоплейстоцене.

Для выполнения цели данного исследования необходимо было решить следующие задачи:

- реконструировать и проанализировать пространственные ледниковые формы рельефа хребта Хамар-Дабан сартанского возраста;
- построить палеогеографическую карту Южного Прибайкалья в максимальную фазу последнего оледенения в позднем неоплейстоцене.

**Способ аргументации.** Автором использованы имеющиеся по этой территории результаты морфо- и геохронологических исследований, геологического картирования. Морфохронологическим критерием оценки возраста ледниковых образований является порядок краевых и конечных образований – от самого молодого, расположенного наиболее близкого к центру оледенения, до самых удаленных и более древних. Исходной (нулевой) точкой отсчета древних оледенений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) стали районы современного оледенения Байкало-Станового нагорья.

Многочисленные радиоуглеродные и термолюминесцентные даты, полученные из различных фациальных отложений Прибайкалья и Забайкалья коррелятных моренам во всех морфоструктурных подразделениях БРЗ, однозначно свидетельствуют о сартанском (МИС 2) возрасте последнего оледенения [8; 9; 11; 12]. Этот же возраст

конечных морен подтверждены методами оптически стимулированной люминесценции (OSL) и космогенных изотопов  $^{10}\text{Be}$  [16]. Результатами спорово-пыльцевого анализа керна параметрических скважин во впадинах БРЗ подтверждены ритмические климатические колебания, определившие динамику растительных сообществ юга Восточной Сибири [2].

**Методика и методы исследования.** Реконструкция ледниковых выполнена по абсолютным отметкам деструктивных и аккумулятивных следов с использованием топографических карт, аэрофото- и космических снимков (АФС и КС) крупных и средних масштабов в зависимости от размеров объекта гляциальной морфологии и степени его детализации. Палеогеографические построения осуществлены при помощи компьютерных программ Google Earth Pro и SAS.Planet. Release, позволяющих работать в режиме 3D с различной разрешающей способностью КС и с любой детальностью горизонтального се-

чения рельефа. Окончательная генерализация первичного материала проведена на топографической основе масштаба 1:500 000.

В исследовании применены картографический и геоморфологический методы, метод актуализма. Геоморфологический анализ основан на дистанционном выявлении и пространственной фиксации ледниковых форм рельефа.

**Степень научной разработанности темы исследования.** Межведомственным стратиграфическим совещанием, состоявшемся в г. Новосибирск в 1981 г., утверждены четыре эпохи оледенений в Прибайкалье и Забайкалье. Район данного исследования охватывает территорию Южного Прибайкалья (рис. 1). Следы древних оледенений хребта Хамар-Дабан впервые установлены П. А. Кропоткиным во второй половине XIX в., в дальнейшем сведения о наличии ледниковых форм и образований добавлялись при геологическом изучении территории [3; 5].

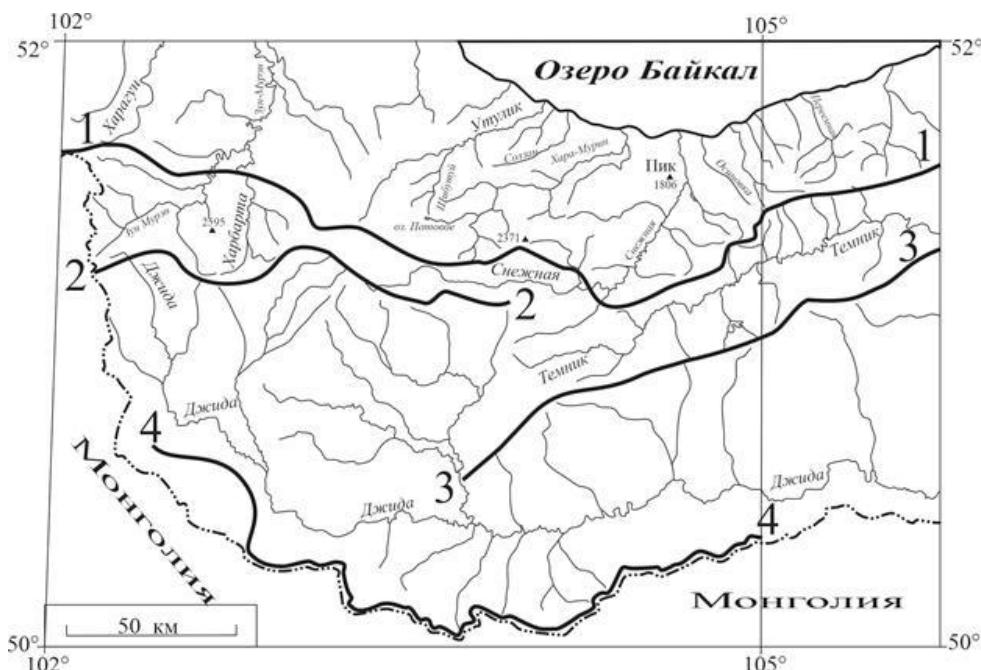


Рис. 1. Район исследования. Хребты: 1-1 – Хамар-Дабан; 2-2 – Хангарульский; 3-3 – Малый Хамар-Дабан; 4-4 – Джидинский / Fig. 1. Area under investigation. Ridges: 1-1 – Khamar-Daban; 2-2 – Khangarulsky; 3-3 – Minor Khamar-Daban; 4-4 – Dzhidinsky

Частичная реконструкция последнего оледенения в хребтах Прибайкалья выполнена Э. Ю. Осиповым с коллективом специалистов [14; 17], однако дискуссия о сроках последнего оледенения, количе-

стве и масштабах ледниковых периодов не прекращается [10], ряд исследователей вовсе отрицают возможность выдвижения ледников с хребта Хамар-Дабан на побережье Байкала [7].

**Выявленная новизна.** Для территории Южного Прибайкалья построена палеогеографическая карта, позволяющая наглядно увидеть и оценить масштабы позднеплейстоценового оледенения.

**Результаты исследования и их обсуждение.** В пределах хребтов Хамар-Дабан и Харангульский (см. рис. 1) из многих проявлений ледниковой деятельности, выраженных экзарационными и аккумулятивными формами рельефа, определены 36 опорных

участков, на которых реставрация ледников не представляет сложности. Типовые ледники характеризовали специфику гляциальной ситуации в связи с особенностями климата и орографии в прибрежной зоне на водоразделах низших порядков и их склонах, ограничивающих акваторию Байкала; на северном мегасклоне Хамар-Дабана; в вершинном поясе гор и на южных макросклонах хребтов. Результаты представлены в таблице.

*Типоморфные ледники сартанского оледенения Южного Прибайкалья /  
Tropomorphous glaciers of the Sartan glaciation in the Southern Baikal region*

№ п/п	Местоположение / Location		Абсолютные отметки, м / Absolute markings, m				Гляциоформы** / Glacial forms		
	ледник* / glacier	координаты / coordinates	водораз- дел / watershed	головной кар / main kar	конец ледника / glacier terminus	снеговая линия / snowline	экзара- ционные / exaration	аккумуля- тивные / accumula- tive	
Южный борт Байкальской впадины / Southern side of Baikal depression									
1	Бол. Мангутай (р. Утулик) / Bol. Mangutai (R. Utulik)	51°31'03" с. ш. 103°51'31" в. д.	1780... 1856	1420	960	1300...1400	+++	++	
2	Зимовейная (г. Травяни- стая) / Winter (Gravyanistaya town)	51°26'36" с. ш. 104°17'12" в. д.	1550	-	1050	1300	+	++	
3	Семиречка (г. Травянистая) / Semirechka (Gravyanistaya town)	51°27'08" с. ш. 104°17'30" в. д.	1550	1360	970	1250	+	+	
4	Пик (р. Снеж- ная) / Pik (river Snezhnaya)	51°22'05" с. ш. 104°36'10" в. д.	1520	1250 к. г. / г. г. ***	1040	1200	++	++	
5	Толбазиха (г. Березовая) / Tolbazikhha (Berezovaya)	51°21'22" с. ш. 104°43'51" в. д.	1552	1400 к. г. / r. g.	870	1100...1200	+++	+	
6	Висячий (р. Пере- емная) / Visyachiy (pereemnaya river)	51°31'52" с. ш. 105°15'48" в. д.	1490	1360	920	1200	++	+++	
7	Половинка / Polovinka	51°33'17" с. ш. 105°19'19" в. д.	1500...1630	1330 к. г. / r. g.	600	1200	+++	+++	
Северный мегасклон хребта Хамар-Дабан / Northern Khamar-Daban megaslope									
8	Бол. Салбак (р. Утулик) / Bol. Salbak (R. Utulik)	51°26'11" с. ш. 103°27'00" в. д.	1900...2275	1880 к. г. / r. g.	1130	1680	+++	+++	
9	Безымянный (р. Утулик) / Bezymyany (R. Utulik)	51°27'30" с. ш. 103°28'13" в. д.	1900...2020	1730	1310	1600...1500	+	++	

## Продолжение таблицы

10	Сухая (р. Утулик) / Sukhaya (R. Utulik)	51°19'23" с. ш. 103°32'03" в. д.	2090	1940	1270	1600...1700	++	++
11	Бабха (г. Солзан) / Babha (Solzan town)	51°25'19" с. ш. 103°54'40" в. д.	2132	1770 к. г. / г. г.	850	1300	++	++
12	Хара-Мурин / Khara-Murin	51°19'22" с. ш. 104°01'32" в. д.	2371	2050 выводной	710	1700	+++	+++
13	Безымянный (р. Ара-Буректай) / Nameless (r. Ara-Burektai)	51°12'54" с. ш. 104°40'27" в. д.	1800	1600 озеро	1000	1400...1500	+++	+++
14	Тит-Тит (ледник 12) / Titus-Titus (glacier 12)	51°15'57" с. ш. 104°06'60" в. д.	1900...2000	1750 к. г. / г. г.	приток	1600	++	+++
15	Селенгинка (р. Снежная) / Selenginka (river Snezhnaya)	51°17'58" с. ш. 104°41'07" в. д.	1820...2220	1700	580 озеро	1200... 1600	+++	+++
16	Безымянный (р. Снежная) / Bezymyany (river Snezhnaya)	51°14'25" с. ш. 104°31'27" в. д.	до 2050	1640...1770	970	1500	++	+++
17	Сахитун (р. Снежная) / Sakhitun (river Snezhnaya)	51°11'02" с. ш. 104°25'30" в. д.	2050	1800	1050	1600...1700	++	+
18	Осиновка (ст. Выдрино) / Osinovka (station Vydrino)	51°23'55" с. ш. 104°44'21" в. д.	2175	1500	490	1100...1200	++	+++
19	Осиновка (ст. Осиновка) / Osinovka (station Osinovka)	51°32'07" с. ш. 105°23'19" в. д.	1500...1935	1530 озеро	690	1200...1300	+++	+++
20	Ключи (р. Мишиха) / Klyuchi (R. Mishikha)	51°30'30" с. ш. 105°26'12" в. д.	1600...1935	1580 озера	960 озера	1300...1350	+++	+++

## Осевая часть хребта Хамар-Дабан / Khamar-Daban axial region

21	Харагун (прав. верховье) / Kharagun (left upper reaches)	51°27'27" с. ш. 102°23'49" в. д.	2100...2220	2000	1640	1900	++	++
22	Прав. Харебяты / Prav. Kharibaty	51°26'53" с. ш. 102°09'09" в. д.	2500...2758	2300	1750	2100	++	+++
23	Харагун (лев. верховье) / Haragun (right upper course)	51°26'59" с. ш. 102°12'01" в. д.	2500...2758	2250 к. г. / г. г.	2009 озера	2200	+++	++
24	Безымянный (г. 2595 м) / Bezymyany (mountain 2595 m)	51°14'16" с. ш. 102°38'08" в. д.	2595	2130 к. г. / г. г.	1400	1900	+++	+++
25	Ханула (переметный) / Khanula (saddle)	51°08'12" с. ш. 103°57'18" в. д.	2080...2371	2020 озера	1270 озера	1700...1800	+	+++
26	Курта-Гол (р. Снежная) / Kurta-Gol (river Snezhnaya)	51°10'16" с. ш. 104°45'21" в. д.	2000...2070	1720 озера	1100 озера	1500...1600	+++	++

## Южный мегасклон хребта Хамар-Дабан / Khamar-Daban southern megaslope

27	Субутуй (р. Снежная) / Subutuy (river Snezhnaya)	51°06'58" с. ш. 103°33'17" в. д.	2396	2090 выводной	1370 озера	1800...1900	+	+++
----	--	-------------------------------------	------	------------------	---------------	-------------	---	-----

Окончание таблицы

№ п/п	Местоположение / Location		Абсолютные отметки, м / Absolute markings, m				Гляциоформы** / Glacial forms		
	ледник* / glacier	координаты / coordinates	водораз- дел / watershed	головной кар / main kar	конец ледника / glacier terminus	снеговая линия / snowline	экзара- ционные / exaration	аккумуля- тивные / accumula- tive	
28	Мал. Субутай (р. Снежная) / Small. Subutay (river Snezhnaya)	51°06'36" с. ш. 103°27'36" в. д.	2200...2364	2200	1580	1900...2000	+	+++	
29	Хара-Нур (р. Убур- Хан) / Khara-Nur (r. Ubur-Khan)	51°18'11" с. ш. 105°25'1" в. д.	2000...2104	1860 озеро	1060 озеро	1500...1600	+++	+++ озера	
30	Абадуй (р. Темник) / Abaduy (r. Temnik)	51°16'49" с. ш. 105°18'07" в. д.	2000...2316	2010 озера	1200 озера	1650...1700	+++	+++ озера	
Хребет Хангарульский / Khangarulsky ridge									
31	Умхэй-Гол / (3 ледничка) / Umkhey-Gol / (3 glaciers)	51°08'35" с. ш. 102°00'20" в. д.	2400...2550	2150	1900..2000	2200	+	++	
32	Уляндир (р. Хар- барта) / Ulyandir (R. Harbart)	51°14'28" с. ш. 102°52'43" в. д.	2623	2200	1300	1900	+	+++	
33	Прав. Уляндир (р. Харбтарта) / Right. Ulyandir (R. Harbart)	51°14'12" с. ш. 102°57'13" в. д.	2000...2510	2100 озера	1460 озера	1820	+++	+++	
34	Биту-Джида (р. Джида) / Bitu Jida (R. Dzhida)	51°04'14" с. ш. 102°11'09" в. д.	2636	2300	1750	2100	+	++	
35	Exa-Худуй (р. Зун-Мурэн) / Ekha-Khuduy (r. Zun-Muren)	51°09'18" с. ш. 102°22'23" в. д.	2384	2160	1710	2000	+	+	
36	Намду (р. Джида) / Namdu (R. Dzhida)	51°01'39" с. ш. 103°13'48" в. д.	2250	выводной	1650	2000...2100	+	+	

## Примечание / Notes:

\* – название палеоледника по наименованию долины, горы и других географических объектов;

\*\* – полуколичественная оценка сохранности ледниковых форм рельефа:

+ – приемлемое (отдельные пункты);

++ – достаточное (разобщенная последовательность объектов);

+++ – максимальное («отпечаток» ледника);

\*\*\*\*к. г. – каменный глетчер /

\* – paleoglacier bearing the name of a valley, mountain or other geographical features;

\*\* – semi-quantity evaluation of preservation of relief glacier forms:

+ – acceptable (separate points);

++ – sufficient (disengaged object sequence);

+++ – maximal (glacier “footprint”);

\*\*\*\* r. g. – rock glacier

Учитывая, что кары последнего оледенения распределены в широком диапазоне высот как в меридиональном (1250...2250 м), так и широтном (1720...2300 м) направлени-

ях, для получения общей картины оледенения на первом этапе исследования определен характер снеговой границы (рис. 2).

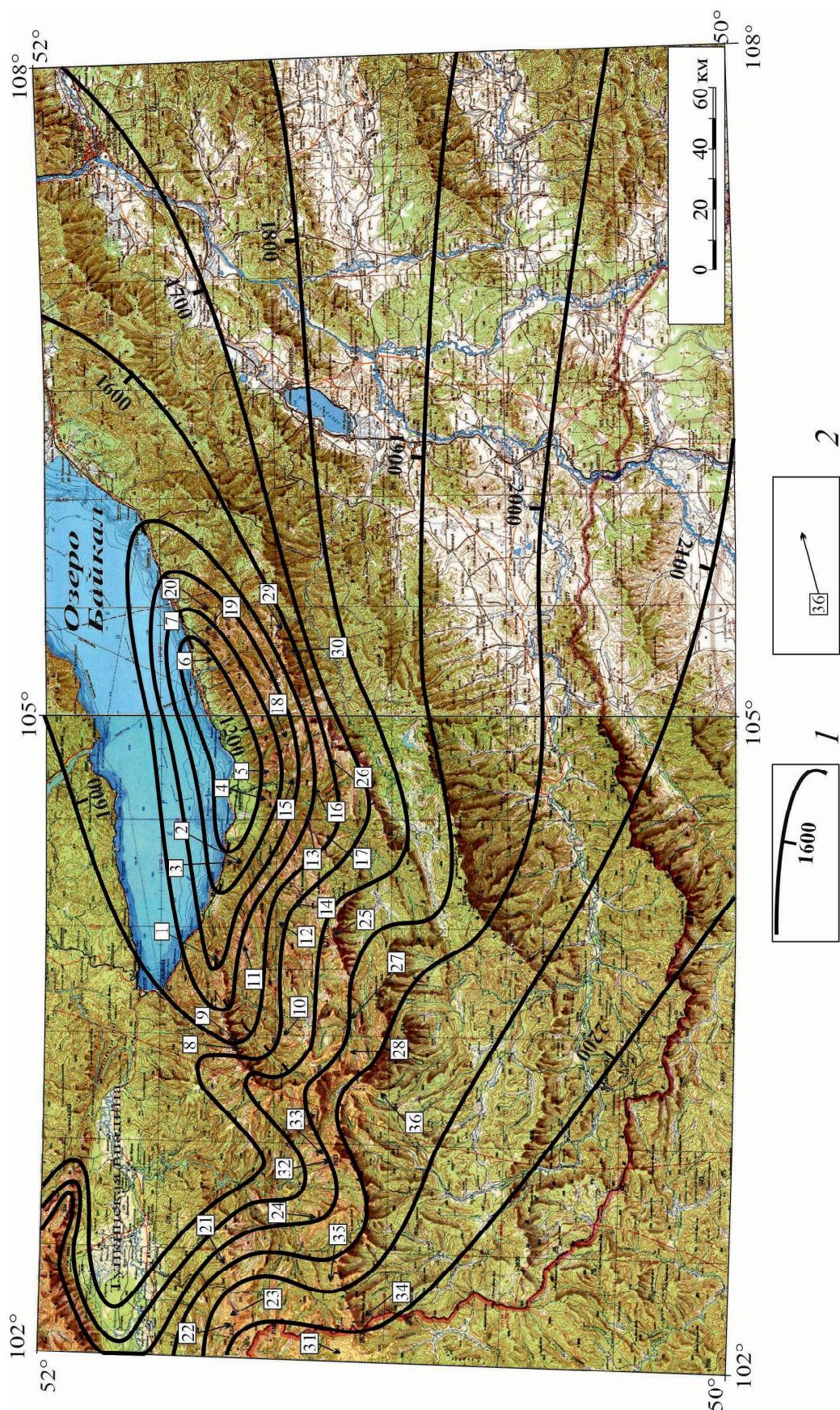


Рис. 2. Снеговая граница сартанского оледенения Южного Прибайкалья: 1 – изохроны, цифра – абсолютная отметка, м;  
2 – местоположение и номер опорного ледника (см. таблицу) / Fig. 2. Sartan glaciation snow line in Southern Baikal region:  
1 – isochrons, numeral – absolute point, m; 2 – location and number of the reference glacier (Table)

В основную фазу похолодания линия пересечения нижней границы хионосферы с рельефом оконтурила территории с положительным балансом твердых атмосферных осадков. Устойчивый снеговой покров определил области питания ледников. За пределами горных сооружений изолинии климатической (теоретической) снеговой границы восстановлены с использованием материалов исследования сопредельных территорий [19].

Специфика климата, орографии, своеобразное поведение нижней границы хионосферы и разнообразная экспозиция склонов водоразделов второго порядка, окружающих крупные речные системы, позволили условно выделить несколько зон без четких границ, однако контрастных по условиям формирования ледников (рис. 3).

Первая зона характеризуется особенностями оледенения в ближайшем горном обрамлении южного побережья Байкала. Здесь отмечается максимальная депрессия орографической снеговой границы, минимальные значения которой прослеживаются от приусьевых частей долин рек Безымянная и Утулик на западе до приусьевых частей долин Переемная и Осиновка. Граница области питания многочисленных каровых и карово-долинных ледников располагается в интервале 1100...1200 м над уровнем моря (н.у.м.).

Опорный для предгорного ландшафта оз. Байкал каровый ледник Пик, длиной приблизительно 1,2 км, находился на северном склоне северного отрога горы Пик в несовершенном каре с наклонным дном, в котором на высоте 1300 м н.у.м. располагается современный каменный глетчер длиной 0,4 км (см. таблицу, ледник № 4). Аналогичные ледники находились в четырех карах в верховье долины р. Толбазиха, восточнее приусьевой части р. Снежная (ледник № 5). Кары разной степени совершенства: от выработанных кресловидной формы с чашеобразным дном, часто занятым озером, до воронкообразных со слабо выработанным наклонным днищем. В некоторых наблюдаются каменные глетчеры. Конечные морены и контурные валы выражены слабо. В западной части байкальского побережья наиболее низкое положение снеговой границы подчеркивается несколькими каровыми ледниками северного склона горы Мангутай с опорным глетчером в верши-

не долины р. Большой Мангутай (см. таблицу, ледник № 1), ледниками Семиречка (№ 3) и Зимовейная (№ 2). Оба последних ледника весьма небольшие с несовершенными карами в виде воронкообразных расширений. При этом в вершине долины Зимовейная на склоне южной экспозиции, вероятно, располагался не ледник, а снежник, обеспечивший мореноподобные лавинно-каменные скопления в тальвеге долины на высоте 1050 м н.у.м.

Максимальные по выразительности моренные формы оставил ледник Висячий (см. таблицу, ледник № 6), стекавший по безымянному нижнему правому притоку р. Переемная. Гряды береговой и контурной морен совместно с конечным валом создают эффект «отпечатка ледника». Нагорный конец правой береговой гряды заканчивается на уплощенной поверхности форберга (пьедмонт) на высоте 1200...1210 м н.у.м., фиксируя положение былой орографической снеговой границы. На левом борту долины проксимальный конец береговой гряды оканчивается на высоте 1150 м, так как выше по долине наклон склона превышает угол естественного откоса (более 30°). Столь же эффектные следы оставил «дендроридный» ледник Половинка (см. таблицу, ледник № 7). Повышенная, по сравнению с ранее описанными ледниками, площадь питания вывела язык ледника до средней части подгорного шлейфа байкальского побережья. Идентичный по размерам глетчер, оставивший также гляциальные формы, соответствующие понятию «отпечаток ледника», располагался в соседней долине (р. Осиновка). Они совместно с другими более мелкими ледниками, со столь же наглядными гляциогенными формами рельефа, ограничивают восточное окончание прибрежной зоны.

Вершина практически каждой небольшой долины или распадка, расчленяющих южный борт озера Байкал и начинающихся на высотах свыше 1200...1300 м н.у.м., имеет следы гляциальных или нивационных процессов, активно проявившихся в эпоху сартанского похолодания. Созданные ими кары разной степени совершенства или воронкообразные расширения, а также различные генетические типы морен отчетливо выражены в рельефе и однозначно дешифрируются на АФС и КС.

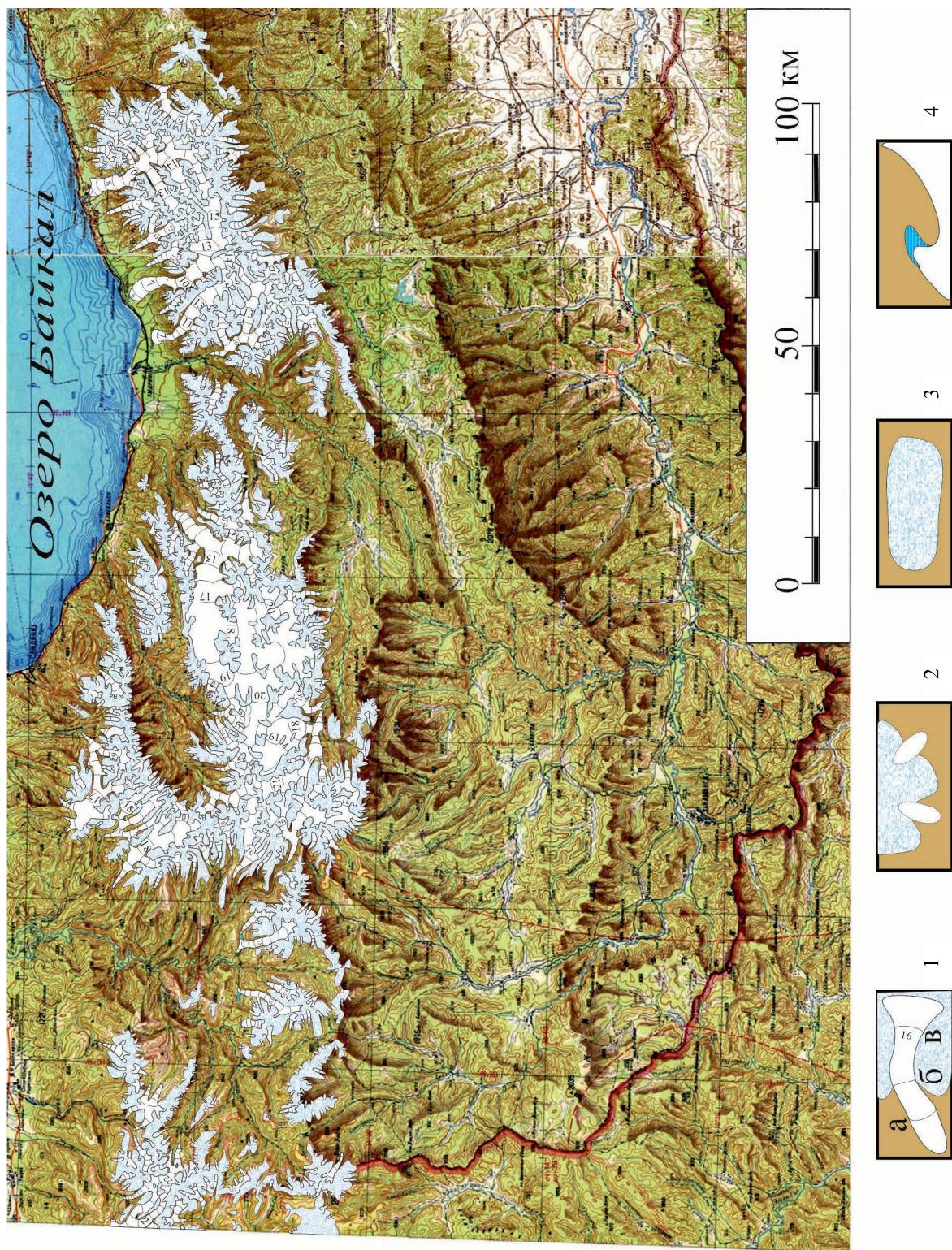


Рис. 3. Палеогеографическая карта сартанского оледенения хребта Хамар-Дабан:  
1 – ледник и характер изолинии поверхности ледника кратные 100 м: а – область абляции; б – фирновая граница, в – область питания ледника; 2 – снежники; 3 – снеговая граница; 4 – ледниково-подпрудное озеро / Fig. 3. Paleogeographical map of the Sartan glaciation of the Khamar-Daban ridge: 1 – glacier and character of glacier surface isoline have a multiplicity of 100 m: а – ablation area; б – firn edge; в – glacier nourishment area; 2 – snow patch; 3 – snow line; 4 – ice-dam lake

Вторая зона характеризует особенности оледенения на северном мегасклоне хребта Хамар-Дабан. От Тункинской впадины в западной части она прослеживается на восток до водораздела долин р. Переемная и р. Левая Мишиха. Основным отличительным признаком этой зоны является самый высокий градиент изохрон в меридиональном направлении (см. рис. 2). Различная ориентировка отрогов хребта, увеличение высоты рельефа на юг и резкое повышение нижней границы хионосферы в том же направлении создают разнообразные условия оледенения как с севера на юг, так и с запада на восток (см. рис. 3).

Ледники Большой Сабак (№ 8) и Безымянный (№ 9) располагались на склоне южной экспозиции левого водораздела долины р. Утулик, который является северной дугой огромной кольцевой морфоструктуры, объединяющей верхние части бассейнов рек Утулик и Хара-Мурин. Ледники небольшие, длиной 2,0 и 6,5 км соответственно, что обусловлено большой крутизной склона, его экспозицией и, как следствие, ограниченной областью питания. На более пологих северных склонах горной гряды ледники протяженные, а местами являются выводными небольшого горно-покровного ледника, занимавшего междуречье Большая Быстрая – Безымянная – Утулик (см. рис. 3). Несмотря на понижение высот водораздельной горной гряды к Байкалу, следы ледниковой и нивациональной деятельности в верховьях долин левых притоков реки Утулик (пади Корнилова, Голая, Спусковая, Мясникова) прослеживаются вплоть до горы Мангутай (ледник № 1).

Простой ледник Сухая (№ 10) левого притока р. Шибутий (бассейн р. Утулик) имеет четкую границу, разделяющую области питания и абляции в интервале 1600...1700 м н.у.м., где аккумулятивная гряда проксимально переходит в борозду сглаживания. Западнее по долине Шибутия находился выводной ледник обширного горно-покровного оледенения, занимавшего уплощенные водораздельные пространства вокруг озера Патовое. Об этом свидетельствует отсутствие каров в верховье трога, а также в вершинах всех ледниковых долин, начинающихся с этого водораздельного пространства. Северо-восточнее на междуречье Утулик-Солзан располагался самостоятельный центр оледенения (см. рис. 3). Несмотря на относительно невысокие отметки горных вершин (2075 м, г. Чернушка), этот

центр возник в результате резкого понижения орографической снеговой границы в сторону байкальского побережья (см. рис. 2). Влияние локальных причин отчетливо проявилось в размерах ледников. Относительно протяженные ледники приурочены к склонам северной экспозиции, из которых ледник Бабха (№ 11) достигал длины 13 км.

Самым крупным в Южном Прибайкалье является выводной ледник Хара-Мурин (№ 12). Вниз по долине ледник заканчивался у устья левого притока р. Сайбат практически в контуре первой (прибайкальской) зоны. В верховье он дренировал горно-покровное оледенение, занимавшее обширные водораздельные пространства хр. Хамар-Дабан. В контуре второй зоны, относящейся к мегасклону Хамар-Дабана, ледник оставил многочисленные «свежие» следы экзарационной деятельности. В районе устьев притоков Дзымаха, Нарин-Гол и Тит-Тит склоны на высоту 700...750 м от днища трога изборождены экзарационными рвами, ступенями и ложбинами, ориентированными по направлению движения ледника. Напротив устья Нарин-Гола верхняя кромка деструктивного воздействия на коренной склон проходит на высоте 1700 м. Именно отсюда начинается вал береговой морены, который, отражая положение поверхности льда в области абляции, понижается вниз по долине, затекая в правые лога и распадки, не затронутые оледенением.

Далее на восток эту зону характеризуют ледники № 13–18. Ледник Тит-Тит, являясь правым притоком сложного ледника Хара-Мурин, имеет хорошо выраженную береговую морену, начинающуюся на высоте снеговой границы 1620 м. Ледники № 13, 16 и 17 левых и правых притоков долины р. Снежная, с концевыми отметками 1000, 970 и 1050 м соответственно, служат доказательством, что в магистральной долине в эпоху сартанского оледенения ледника не было. Дендритовидный ледник Осиновка (№ 18) Хамар-Дабанского мегасклона пересек первую зону и сформировал на прибрежном шлейфе у поселка Выдрино конечно-моренный комплекс булавовидной формы с характерным эскеровым рельефом.

Особое значение имеет дендритовидный в плане с элементами сетчатого типа ледник Селенгинка (№ 15), расположенный в правом нижнем притоке р. Снежная. Кары многочисленных притоков хорошо выработа-

ны, кресловидной формы и с чашеобразным днищем, часто занятым озером и/или каменным глетчером. Снеговая граница от 1200 м в устьевой части долины поднимается до 1600 м н.у.м. в верховье. Столь резкое поднятие нижней границы хионосферы в южном направлении вызвано глубокой депрессией снеговой границы на южном побережье Байкала. Это обусловлено как глобальными особенностями переноса воздушных масс, так и региональными и локальными условиями их перехвата. Хорошо сохранившийся конечно-моренный комплекс с цунговым озером Соболиное (650 м) в устьевой части долины Селенгинка также служит доказательством, что в самой долине р. Снежная ледника не было.

Исключительной сохранности экзарационные и аккумулятивные мезоформы рельефа ледников Осиновка (№ 19) и Ключи (№ 20) позволяют реставрировать гляциальную обстановку восточной периферии второй зоны.

Третья зона, приуроченная к водораздельным пространствам хребта Хамар-Дабан, отличается от остальных высоким положением орографической и климатической снеговой границы – от 2200 м на западе до 1500...1600 м н.у.м на востоке. Такая асимметрия обусловлена перехватом влаги воздушных масс западного переноса хребтами Восточного Саяна (см. рис. 2). Значительная высота снеговой границы на западной оконечности хребта Хамар-Дабан привела к возникновению оледенения только в разобщенных центрах, приуроченных к горным узлам, достигавшим нижней границы хионосферы. Ледники № 21–23 (см. таблицу) расположены на склонах горного массива (2758 м) на междуречье левых притоков р. Иркут Харибяты – Харагун. Ледники протяженностью 1,5...3,8 км со средне (№ 21) и хорошо выработанными карами (№ 22), с каровыми озерами и озером конечного типа (№ 23). С юго-западной стороны этого горного массива верховья долин Харибяты, Большой Ургэдэй, Шиткан-Гол были заняты переметными ледниками, стекавшими по долинам до отметок тальвегов 1380 м на северо-запад и 1720 м и 1650 м на юго-восток. Орографическая снеговая граница проходила в интервале высот 2100...2200 м.

Далее на восток между долинами р. Ехэ-Хундуй и Харбтарта купольно-кольцевая морфоструктура с центральным возвышением (высота 2595 м) представляет собой

изолированный центр оледенения с центробежно ориентированными трогами. На северном склоне горы ледник № 24, длиной 5,4 км, выработал глубокий кар с наклонным днищем и современным каменным глетчером. Язык ледника, растекавшийся на подгорном пьедестале, сформировал симметричную конечную морену овощной формы (1,8×2,0 км) с концентрическими грядами. Снеговая граница на склонах северной экспозиции располагалась в интервале 1900 м, а на склоне южной экспозиции поднималась до 2100 м н.у.м.

Параметры переметного ледника Ханула (№ 25), находившегося в вершине левого притока Зун-Цаган-Чулутай бассейна р. Снежная и в вершине р. Зун-Байга (бассейн р. Хара-Мурин) фиксируют понижение снеговой границы до высоты 1700...1800 м н.у.м. (см. рис. 2). Еще более низкое положение орографической снеговой границы 1500...1600 м отмечается на водоразделе хребта Хамар-Дабан в верховьях правых притоков долины р. Снежная (ледник Курта-Гол, № 26).

Четвертая зона выделяется как противопоставление северному мегасклону Хамар-Дабана. Узкая зона склонов южной экспозиции подчеркнута только редкой цепочкой небольших долинных ледников, чередующихся с большим количеством снежников. Морфологические признаки гляциальной и нивационной деятельности отмечаются в самых вершинах падей, распадков и ложбин. Только в верховье долины р. Снежная дешифрируются хорошо выраженные конечные морены с береговыми валами, подпруживающими озера типа «ласточкино гнездо» на высоте до 260 м (оз. Запрудное) над тальвегом долины (ледники № 27, 28). Сравнительно внушиительные размеры конечной морены ледника Субутуй (№ 27) объясняются тем, что к южному склону относится только нижняя часть сложного переметного ледника, дренирующего по нескольким каналам лед обширного горно-покровного оледенения уплощенной поверхности вершинного пояса (см. рис. 3). Ледник Малый Субутуй (№ 28), длиной 10 км, территориально относится к южному мегасклону Хамар-Дабана. Однако сама ледниковая долина ориентирована строго на восток, а область питания соединяется с обширным полем оледенения осевой части хребта. Типично долинными и независящими от центра водораздельного оледенения

являются ледники левых притоков р. Снежная восточнее ледника № 25 и левых притоков долины р. Темник. У восточной оконечности Хамар-Дабана, где снеговая граница опускается до уровня 1700...1500 м, общую гляциальную обстановку южного склона характеризуют параметры ледников Хара-Нур (№ 29) и Абадуй (№ 30). Оба ледника оставили береговые валы с подпруженными озерами типа «ласточкино гнездо».

Ледники южного склона хр. Харангульский (№ 31, 34, 36) в большей степени были подвержены локальному экспозиционному влиянию. Кроме того, они находились под региональным влиянием сухого малоснежного Центрально-Азиатского антициклонального климата. Ледники № 32, 33, 35 отражали гляциальную обстановку, сложившуюся на склоне северной экспозиции.

Обращает на себя внимание глубокая депрессия снеговой границы у южного побережья Байкала. Климатическая снеговая граница на юге Прибайкалья и Забайкалья по траверсу Хамар-Дабан – Быстринский Голец – Голец Сохондо (Южное Забайкалье) проходила на высоте 1900...2000 м над уровнем моря [19]. Таким образом, величина понижения достигала 800...900 м на расстоянии 40...45 км в меридиональном направлении. Это обусловлено комплексом причин: а) глобального характера (влияние западного влагопереноса); б) регионального характера (высота и ориентировка хребтов обеспечивает перехват влажных воздушных масс); в) локального, обусловленного северной экспозицией мегасклона хр. Хамар-Дабан.

Существенное влияние на распределение осадков, питающих ледники, оказывало озеро Байкал. Огромный водоем с колоссальной теплоемкостью воздействовал на многие климатические факторы: влажность, температуру воздуха, годовое распределение атмосферных осадков и др. Обширная акватория, непосредственно ограниченная высокими горами, приводила к формированию фронтогенеза вдоль южного побережья, который обеспечивал дополнительное питание ледников твердыми осадками. Эта аномалия в распределении температуры воздуха и осадков по высоте и латерали в какой-то мере прослеживается и в настоящее время [6]. О том, что такое явление не является уникальным можно судить по Кузнецкому Алатау, где современные ледники лежат примерно

на 1000...1200 м ниже климатической снеговой линии [1; 4].

Отсутствие явных следов ледниковой деятельности на хр. Малый Хамар-Дабан свидетельствует о прохождении климатической снеговой границы выше максимальных отметок водораздельных вершин (г. Армак, 2097 м). На расположенным еще южнее, вдоль государственной границы, Джидинском хребте – высшая отметка гора Сарь-диг-Ула (2027 м) – воронкообразная ложбина в верховье долины р. Цэджэ на склоне северной экспозиции не имеет следов ледниковой деятельности. Ее формирование, вероятно, является результатом нивационных процессов. Однако явных следов лавинной обработки склона и накоплений обломочного материала снежно-каменных лавин также нет. Возможно, что данное характерное образование является реликтом более древнего оледенения, когда депрессия снеговой границы была ниже, чем в сартанское время.

Полное отсутствие даже незначительных следов ледниковой деятельности в вершинном ярусе горных сооружений, расположенных южнее хр. Хамар-Дабан вплоть до низкогорно-равнинных областей Северной Монголии, свидетельствует о прохождении на этой территории нижней границы хионосферы существенно выше 2000-метровой отметки. Климатическая снеговая граница, установленная исследованиями зарубежных специалистов на сопредельных северных территориях Китая и Монголии, также располагается в интервале высот 2100...2200 м [19]. Она полностью совпадает с нижней границей хионосферы рассматриваемой территории.

При реставрации ледников и анализе высот, на которых установлены снеговые границы, выясняется, что достаточно часто фирновая граница на ледниках в глубоких долинах проходит ниже орографической снеговой линии на 100 м и более. Это обусловлено «тениевым» эффектом расчлененного рельефа и влиянием обширных ледовых масс, выполнивших роль «холодильника», понижающего среднемноголетнюю температуру приземного воздуха.

Повсеместно симбиоз каровых ледников с нивационными проявлениями четко трассирует положение снеговой линии в периферийных частях горных сооружений и центров оледенений, имеющих небольшую площадь.

Плановый рисунок центров оледенений, оконтуренных снеговой линией, отражает взаимодействие двух глобальных климатических процессов – западного атмосферного тепломассопереноса и сухого климата Центральной Азии. Дополнительным фактором регионального плана является перехват влаги воздушных масс высокими хребтами Восточных Саян, вследствие чего западная часть хребта Хамар-Дабан характеризовалась дефицитом атмосферных осадков, главным образом в зимний период года, и, как следствие, высоким положением снеговой границы. Центральную и восточную часть хребта Восточно-Саянский барьер не экранировал от западного переноса, да и дополнительное влияние на перераспределение и увеличение осадков оказывал Байкал. Понижение в широтном направлении нижней границы хионосферы отразилось и в конфигурации площадей оледенения. С запада на восток разобщенные небольшие по площади центры, приуроченные к самым высоким водоразделам, сливаясь и расширяясь, образовывали огромный очаг оледенения, моделированный особенностями орографии и разделенный на две части долиной р. Снежная (см. рис. 3).

Западнее устья р. Снежная по долинам рек Хара-Мурин, Салзан, Утулик ледники заканчивались в горах на разном расстоянии от побережья в зависимости от морфологии долин, положения снеговой границы и наличия высокогорных ступеней положительных морфоструктур. Восточнее долины р. Снежная обширная область питания, низкое положение снеговой границы, узкие долины и высокие отметки водораздела хребта Хамар-Дабан и его самое близкое положение к Байкалу создали условия для формирования ледников, выходящих языковой частью на прибайкальские аккумулятивные равнины. Обширные и булавовидные в плане конечно-моренные комплексы образовали ледники Осиновка (№ 18), Выдринная и Переемная. Остальные ледники с ограниченной областью питания в своем большинстве заканчивались у подножья высокой тектонической ступени, ограничивающей южный борт Байкала (см. рис. 3).

Некоторые сложности возникли с реставрацией ледника по долине р. Переемная. В устьевой части конечный комплекс, четко очерченный береговыми и контурными

грядами, всего один, а не два разновозрастных, как в ряде долин байкальского побережья. Проксимально у выхода из гор имеется еще один невыразительный конечный вал без береговых морен, однако он, вероятнее всего, стадиальной природы и образовался под высоким и крутым тектоническим уступом при деградации ледника. Если в верховье Переемной (падь Немский Ключ) конечный вал с концевым озером ( $51^{\circ}22'43''$  с. ш.  $105^{\circ}13'33''$  в. д.) связан с максимальной fazой сартанского оледенения, это также может свидетельствовать о том, что сартанский ледник по долине Переемной не выходил из пределов горного сооружения. Вместе с тем не исключено, что озерная подпруда не ледниковая, а возникла в результате горного обвала из ниши крутого и скалистого левого склона. На это может указывать отсутствие на этом же уровне концевых образований в соседних идентичных долинах притоков р. Переемная. Таким образом, конечно-моренной ансамбль и хорошо выраженные протяженные, дендривидные в плане, троги с висячими карнизы без моренных скоплений у основания указывают на развитие большого и сложного ледника, достигавшего побережья Байкала в рассматриваемый период оледенения, как это отражено в работе Э. Ю. Осипова и О. М. Хлыстова [17].

**Заключение.** В результате исследования оконтурены площади ледниковых покровов Южного Прибайкалья и реконструированы площади питания ледников хребта Хамар-Дабан в эпоху сартанского оледенения (МИС 2).

Геоморфологический анализ ледниковых образований, восстановленных дистанционными методами с использованием материалов геологической съемки масштаба 1:200 000 и результатов научных исследований различных организаций в горных районах Южного Прибайкалья и хребте Хамар-Дабан показал следующие особенности сартанского оледенения исследуемой территории:

- региональное понижение климатической снеговой границы происходило до уровня 1900...2000 м по сравнению с современной, проходящей на высоте 3200...3300 м;
- особенности искривления снеговой границы обусловлены орографическими условиями территории и влиянием хребта Хамар-Дабан на северо-западный перенос атмосферных осадков;

– на глубокую депрессию нижней границы хионосферы до уровня 1200 м на южном побережье Байкала действовали местные факторы;

- максимальное развитие оледенения отмечено на северном склоне хребта Хамар-Дабан с выходом ледников на южное побережье озера, что вполне могло способствовать разубоживанию вторичных ореолов и смещению россыпей;
- очевидное снижение интенсивности оледенения в горных сооружениях происходило в южном и юго-западном направлениях, не благоприятствуя формированию возможных россыпей, далеко оторванных от коренных источников;

– мощность ледника Хара-Мурин по разнице между изолиниями поверхности льда и тальвега долины в поперечном разрезе, возможно, достигала 700...750 м;

– по морфологии оледенение Южного Прибайкалья являлось горно-долинным сетчатым с несколькими участками горно-покровного оледенения на уплощенных поверхностях вершинного пояса горных сооружений.

Полученные в результате исследования новые данные необходимо учитывать при проектировании геохимических и шлиховых методов поисков полезных ископаемых на данной территории.

### Список литературы

---

1. Адаменко М. М. Динамика оледенения и климата Тигертышского горного узла (юг Кузнецкого Алатау) в поздненеоплейстоцен-голоценовое время: автореф. дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.25. Томск, 2014. 45 с.
2. Безрукова Е. В., Кулагина Н. В., Летунова П. П., Шестакова О. Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 739–749.
3. Галкин В. И. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал // Материалы по геологии мезо-кайнозойских отложений Восточной Сибири. Иркутск, 1963. Вып. 3. С. 50–60.
4. Долгушин Л. Д., Осипова Г. Б. Ледники. М.: Мысль, 1989. 447 с.
5. Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. М.: АН СССР, 1952. 191 с.
6. Ермакова О. Д. Региональные особенности атмосферных осадков зимнего периода на северном макросклоне хребта Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) // Известия Самарского научного центра Академии наук. 2010. Т. 12, № 1-5. С. 1379–1382.
7. Ивановский Л. Н. Псевдоледниковые формы рельефа по долине реки Выдриной (Южное Прибайкалье) // География и природные ресурсы. 2006. № 4. С. 161–167.
8. Инешин Е. М. Динамика развития ледниковых обстановок и заселение человеком Байкало-Патомского нагорья в плейстоцене – раннем голоцене (новые данные по гляциологии) // Известия Лаборатории древних технологий. 2003. № 1. С. 50–57.
9. Колман С. М., Купцов В. М., Джойнс Г. А., Картер С. Дж. Радиоуглеродное датирование Байкальских осадков // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 10-11. С. 68–77.
10. Кононов Е. Е. Древние оледенения Прибайкалья // Вестник Иркутского государственного технического института. 2014. № 10. С. 91–98.
11. Кривоногов С. К. Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене: автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук: 25.00.01. Иркутск, 2010. 31 с.
12. Мац В. Д., Покатилов А. Г. Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе озера Байкал // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. 1976. № 3. С. 133–139.
13. Михайлов А. Е., Клевцов Е. В., Осипов Э. Ю. Дистанционное зондирование ледников Восточного Саяна по Данным Landsat // Интерэкско Гео-Сибирь. 2018. Т. 1, № 4. С. 52–55.
14. Осипов Э. Ю., Грачев М. А., Мац В. Д. Реконструкция горных ледников последнего плейстоценового оледенения в северо-западной части Баргузинского хребта (Северное Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 7. С. 652–663.
15. Осипова О. П., Осипов Э. Ю., Василенко О. В. Циркуляционные процессы в атмосфере и режим осадков теплого периода в ледниковой зоне Кодара // XIII Сибирское совещание и школа молодых ученых по климатоэкологическому мониторингу: сб. ст. / под. ред. М. В. Кабанова. Томск: Аграф-Пресс, 2019. С. 100–101.
16. Margold M., Jansen J. D., Gurinov A. L., Codilean A. T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N. V., Mifsud Ch. Extensive glaciations in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. 2016. Vol. 132. P. 161–174.

17. Osipov E. Y., Khlystov O. M. Glaciers and melt water flux Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology*. 2010. Vol. 294. P. 4–15.
18. Osipova O. P., Osipov E. Y. Atmospheric circulation processes and precipitation regime in the northern part of the Baikal mountain region // *Russian Meteorology and Hydrology*. 2019. T. 44, № 10. C. 695–703.
19. Shi Yafeng. Glaciers and glacial geomorphology in China // *Quaternary Geology and Environment in China*. Beijing: Science Press, 1991. P. 16–27.
20. Stepanova O. G., Osipov E. Y., Kononov E. E., Vorobyeva S. S., Vershinin K. E., Fedotov A. P., Trunova V. A., Kalinkin P. N., Vorobyeva E. E., Rastigeev S. A., Parkhomchuk E. V. Glacier dynamics in the Southern part of East Siberia (Russia) from the final part of the LGM to the present based on from biogeochemical proxies from bottom sediments of proglacial lakes // *Quaternary International*. 2019. Vol. 524. P. 4–12.

---

## References

---

1. Adamenko M. M. *Dinamika oledeneniya i klimata Tigertyshskogo gornogo uzla (yug Kuznetskogo Alatau) v pozdneopleystotsen-golotsenovoye vremya: avtoref. dis. ... kand. geogr. nauk: 25.00.25* (Dynamics of glaciation and climate of the Tigertysh mountain knot (south of the Kuznetsk Alatau) in the late Neopleistocene-Holocene time: abstract dis. ... cand. geogr. sciences: 25.00.25). Tomsk, 2014. 45 p.
2. Bezrukova E. V., Kulagina N. V., Letunova P. P., Shestakova O. N. *Geologiya i geofizika* (Geology and geophysics), 1999, vol. 40, no. 5, pp. 739–749.
3. Galkin V. I. *Materialy po geologii mezo-kaynozoyskikh otlozheniy Vostochnoy Sibiri* (Materials on the geology of the Meso-Cenozoic deposits of Eastern Siberia). Irkutsk, 1963, is. 3, pp. 50–60.
4. Dolgushin L. D., Osipova G. B. *Leidniki* (Glaciers). Moscow: Mysl, 1989. 447 p.
5. Dumitashko N. V. *Geomorfologiya i paleogeografiya Baykalskoy gornoj oblasti* (Geomorphology and paleogeography of the Baikal mountain region). Moscow: AN SSSR, 1952. 191 p.
6. Ermakova O. D. *Izvestiya Samarskogo nauchnogo tsentra Akademii nauk* (News of the Samara Scientific Center of the Academy of Sciences), 2010, vol. 12, no. 1-5, pp. 1379–1382.
7. Ivanovskiy L. N. *Geografiya i prirodnyye resursy* (Geography and natural resources), 2006, no. 4, pp. 161–167.
8. Ineshin E. M. *Izvestiya Laboratori drevykh tekhnologii* (Bulletin of the Laboratory of Ancient Technologies), 2003, no. 1, pp. 50–57.
9. Kolman S. M., Kuptsov V. M., Joyns G. A., Carter S. J. *Geologiya i geofizika* (Geology and Geophysics), 1993, vol. 34, no. 10-11, pp. 68–77.
10. Kononov E. E. *Vestnik Irkutskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo instituta* (Bulletin of the Irkutsk State Technical Institute), 2014, no. 10, pp. 91–98.
11. Krivonogov S. K. *Osadkonakopleniye vo vpadinakh Baykalskoy riftovoy zony v pozdnem pleystotsene i golotsene: avtoref. dis. ... d-ra geol.-miner. nauk: 25.00.01* (Sediment accumulation in the depressions of the Baikal rift zone in the Late Pleistocene and Holocene: abstract dis. ... dr. geol.-miner. sciences: 25.00.01). Irkutsk, 2010. 31 p.
12. Mats V. D., Pokatilov A. G. *Izvestiya Akademii nauk SSSR. Seriya geograficheskaya* (Bulletin of the Academy of Sciences of the USSR. Geographic series), 1976, no. 3, pp. 133–139.
13. Mikhailov A. E., Klevtsov E. V., Osipov E. Yu. *Interekspo Geo-Sibir* (Interexpo Geo-Siberia), 2018, vol. 1, no. 4, pp. 52–55.
14. Osipov E. Yu., Grachev M. A., Mats V. D. *Geologiya i geofizika* (Geology and geophysics), 2003, vol. 44, no. 7, pp. 652–663.
15. Osipova O. P., Osipov E. Yu., Vasilenko O. V. *XIII Sibirskoye soveshchaniye i shkola molodykh uchenykh po klimato-ekologicheskому monitoringu: sb. st.* (XIII Siberian meeting and school of young scientists on climate and environmental monitoring: collected articles) / ed. M. V. Kabanov. Tomsk: Agraf-Press, 2019, pp. 100–101.
16. Margold M., Jansen J. D., Gurinov A. L., Codilean A. T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N. V., Mifsud Ch. *Quaternary Science Reviews* (Quaternary Science Reviews), 2016, vol. 132, pp. 161–174.
17. Osipov E. Yu., Khlystov O. M. *Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology* (Paleogeography. Paleoclimatology. Paleoecology), 2010, vol. 294, pp. 4–15.
18. Osipova O. P., Osipov E. Y. *Russian Meteorology and Hydrology* (Russian Meteorology and Hydrology), 2019, vol. 44, no. 10, pp. 695–703.
19. Shi Yafeng. *Quaternary Geology and Environment in China* (Quaternary Geology and Environment in China). Beijing: Science Press, 1991, pp. 16–27.
20. Stepanova O. G., Osipov E. Y., Kononov E. E., Vorobyeva S. S., Vershinin K. E., Fedotov A. P., Trunova V. A., Kalinkin P. N., Vorobyeva E. E., Rastigeev S. A., Parkhomchuk E. V. *Quaternary International* (Quaternary International), 2019, vol. 524, pp. 4–12.

Работа выполнена по проекту IX.137.1.1  
(№ государственной регистрации AAAA-A17-117011210078-9)

**Коротко об авторе** \_\_\_\_\_ **Briefly about the author**

**Еникеев Фарид Исхакович**, д-р геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия. Область научных интересов: мелко- и среднемасштабное гидро- и геологическое картирование, геология кайнозойских отложений, палеогеография, криология, россыпьобразование  
srescht@mail.ru

**Farid Enikeev**, doctor of geol.-mineralogical sciences, leading scientific researcher, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia. Sphere of scientific interests: medium-scale hydro- and geological mapping, Cenozoic sediment geology, paleogeography, cryology, placer formation

**Сведения о корреспондирующем авторе** \_\_\_\_\_

**Решетова Светлана Александровна**, ст. науч. сотрудник лаборатории Геохимии и рудогенеза, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия.  
srescht@mail.ru

**Svetlana Reshetova**, senior scientific, researcher of the Laboratory of Geochemistry and Ore Genesis, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

**Образец цитирования** \_\_\_\_\_

**Еникеев Ф. И. Палеогеография Сартанского оледенения хребта Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) // Вестник Забайкальского государственного университета. 2020. Т. 26, № 7. С. 17–32. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-7-17-32.**

**Enikeev F. Paleogeography of the Sartan Glaciation of the Hamar-Daban Ridge (Southern Baikal Region) // Transbaikal State University Journal, 2020, vol. 26, no. 7, pp. 17–32. DOI: 10.21209/2227-9245-2020-26-7-17-32.**

Статья поступила в редакцию: 05.06.2020 г.  
Статья принята к публикации: 27.07.2020 г.