

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.89-4.036

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ГОРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ МУЙСКОЙ ВПАДИНЫ (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Ф.И. Еникеев

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия

В пределах горного обрамления Муйской впадины (Северное Забайкалье) преимущественно дистанционными исследованиями гляциогенных форм рельефа и их абсолютных высот установлены нижняя граница хионосферы, области питания ледников, границы и параметры ледников максимальной фазы последнего позднеплейстоценового оледенения. Эти исследования включали: а) дешифрирование аэрофото- и космоснимков; б) выявление типоморфных ледников с максимальным количеством сохранившихся деструктивных и аккумулятивных гляциогенных форм; в) идентификацию ледников разобщенных центров оледенения; г) построение палеогеографической карты сартанского оледенения (МИС-2) используя, как базовую, топографическую основу масштаба 1:500 000. Полученные результаты позволили установить депрессию снеговой границы в максимум последнего похолодания на 1 300–1 400 м по отношению к современной климатической. Выявлены особенности деформации нижней границы хионосферы. Реконструкция палеогеографической обстановки показала распространение простого и сложного (дендритового) типа горно-долинных ледников, а также сетчатого и горно-покровного оледенения на некоторых участках вершинного пояса гор.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, оледенение, экзарация, морена, палеогляциология, снеговая граница, Муйская впадина, Северное Забайкалье.

Краткая история изучения и постановка проблемы

Район исследования охватывает территорию листа О-50-В Северного Забайкалья в среднем течении р. Витим (рис. 1).

Следы древних оледенений в Забайкалье и Прибайкалье установлены П.А. Кропоткиным во второй половине XIX в. [Кропоткин, 1867]. Он был первым исследователем Восточной Сибири, высказавшим мнение о широком развитии покровного оледенения. Согласно его докладу в «Британской ассоциации поощрения наук», высоты с абсолютными отметками свыше 900 м подвергались оледенению как в Сибири, так и в соседней Монголии [Kropotkin, 1894]. В дальнейшем упоминания о признаках оледенения в этом районе, а также описание следов экзарационной и аккумулятивной деятельности ледников четвертичного периода встречаются в публикациях многих исследователей Прибайкалья и Забайкалья [Обручев, 1929; 1938; Думитрашко, 1952; Галкин, 1961 и др.].

В.А. Обручевым в 1929 г. составлена первая стратиграфическая схема четвертичных отложений Прибайкалья и Забайкалья. Она на многие годы являлась основной и оставалась базовой при совершенствовании ее последующими исследованиями. В предложенной схеме выделены ледниковые образования первой (максимальной) эпохи оледенения

(Q_{II}) и ледниковые образования второй эпохи оледенения (Q_{III}). В третьем томе монографии «Геология Сибири», изданном в 1938 г., обращает на себя внимание иллюстрация «Карта максимального оледенения Сибири», на которой все горные сооружения вокруг Байкала находятся под ледниковыми щитами горно-покровного оледенения. И это при превалирующем на то время мнении климатологов и геологов о невозможности развития покровных оледенений в Сибири из-за малого количества твердых осадков и резко континентального климата [Воейков, 1881; Суслов, 1954]. Отрицалась даже возможность формирования горно-долинных ледников Байкало-Станового нагорья [Мейстер, 1910]. Вывод о значительных масштабах древних оледенений доминировал и в последующих работах В.А. Обручева. Аналогичных взглядов придерживаются многие исследователи, несмотря на принципиальные отличия во взглядах как на возрастные, так и генетические составляющие стратиграфических уровней предложенной схемы расчленения четвертичных отложений.

Впоследствии специалистами различных научных и производственных подразделений составлены многочисленные региональные стратиграфические схемы, которые отличались от первой последовательно возрастающей детальностью расчленения неоген-четвертичных отложений [Корнутова, Хотина, 1967; Равский, 1972; Стратиграфия... 1976; 1981;

Карасев, 2002 и др.]. В конечном итоге многолетними исследованиями установлены, а Межведомственным стратиграфическим совещанием утверждены

четыре эпохи оледенений в Прибайкалье и Забайкалье. Стратиграфическая схема опубликована в [Стратиграфия СССР, 1984].

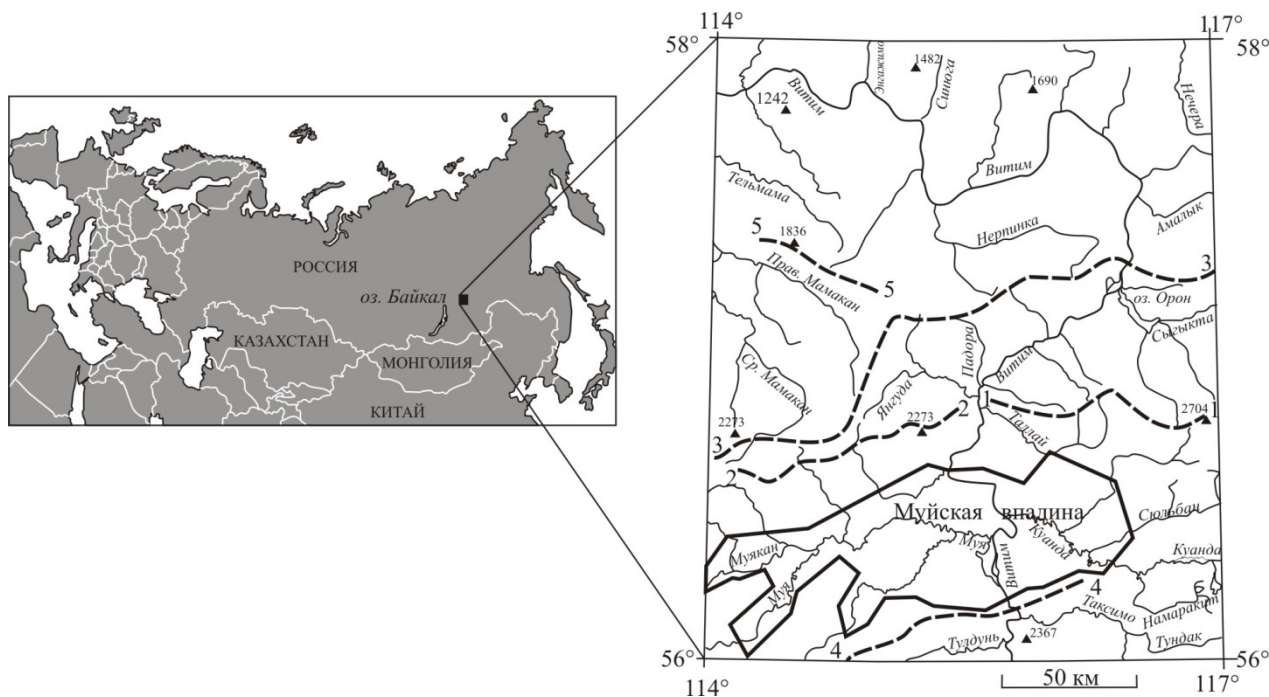


Рис. 1. Область исследования, лист О-50-В

Хребты: 1 – Кодар, 2 – Северо-Муйский, 3 – Делюн-Уранский, 4 – Южно-Муйский, 5 – Аглан-Ян

Fig. 1. Area under investigation

Ridges: 1 – Kodar, 2 – Severo-Muyskiy, 3 – Delyun-Uranskiy, 4 – Yuzhno-Muyskiy, 5 – Aglan-Yan

Кардинальное изменение взглядов на количество и масштаб оледенений Прибайкалья и Забайкалья возникло после опубликования материалов исследования четвертичных отложений Прибайкалья с использованием радиоуглеродного датирования. Необходимо иметь в виду, что к этому времени на юге Восточной Сибири, включая Забайкалье и Прибайкалье, два конечно-моренных комплекса, отчетливо выраженные в рельефе, увязывались с оледенениями в среднем и верхнем плейстоцене (Q_{II} и Q_{III}). На этом основывалось стратиграфическое расчленение четвертичных отложений при проведении геолого-съёмочных работ специалистами геологических управлений Иркутской, Читинской областей и Бурятской автономной республики, а также Всесоюзного аэрогеологического треста Мингео СССР. На всех изданных по этой территории геологических картах среднего и мелкого масштаба показаны ледниковые отложения среднего и верхнего плейстоцена.

Радиоуглеродные даты, полученные из межледниковых горизонтов в долинах рек Тья, Фролиха, Рель, показали, что эти два ледниковых горизонта относятся к оледенениям только позднего неоплейстоцена (муруктинское – Q_{III}^2 и сартанское – Q_{III}^4)

[Мац, Покатилов, 1976]. Также из древесного материала межледниковых отложений Чарской впадины в интервале 41,1–73 м, вскрытых скважиной глубиной 1 180 м, Х.А. Арслановым определена радиоуглеродная дата $38\,210 \pm 870$ лет (ЛУ 977) [Еникеев, 1986]. В дальнейшем огромное количество радиоуглеродных дат подтвердили, что последнее оледенение охватывало значительные части горных сооружений Байкало-Станового нагорья [Кривоногов, 2010].

Современные исследования с целью определения абсолютного возраста ледниковых валунов методом оптически стимулированной люминесценции (OSL) и космогенных изотопов ^{10}Be проводились зарубежными специалистами на конечной морене ледника Сыгыкта (район оз. Орон) и в 10 пунктах Чарской впадины. Полученные даты легли в интервале $10,0 \pm 0,8$ – $22,8 \pm 1,4$ тыс. лет [Margold et al., 2016; 2018]. Эти данные дополнительно подтвердили выполненные ранее палеогеографические реконструкции [Еникеев, 1986; 2006]. Ледник в долине р. Сыгыкта в максимальную фазу сартанского оледенения имел протяженность до 150 км.

Тем не менее до настоящего времени не ослабевает дискуссия о сроках последнего оледенения, ко-

личестве ледниковых периодов и, главным образом, масштабах каждого из них. В частности, некоторые испытатели природы отрицают возможность выдвижения ледников Хамар-Дабана на побережье Байкала [Ивановский, 2006]. Одним из последних сообщений по проблемам гляциологии, рассматривающих характер последнего оледенения в хребтах Прибайкалья, являются работы Э.Ю. Осипова с коллективом специалистов [Осипов, Грачев, Мац, 2003; Osipov, Khlystov, 2010]. Несмотря на итоговый характер решения проблемы сартанского оледенения Байкальской рифтовой зоны, следует согласиться с утверждением Е.Е. Кононова, что «в многочисленных публикациях описано большое разнообразие ледниковых форм рельефа и ледниковых отложений в горном обрамлении Байкала, а также на участках байкальского побережья, <...> но до сих пор нет единого мнения по многим аспектам древних оледенений» [Кононов, 2014, с. 91].

Цель данного исследования – построение палеогеографической карты максимальной фазы последнего в позднем плейстоцене оледенения горного обрамления Муйской впадины, основанное главным образом на методах дистанционного выявления и латеральной интерполяции ледниковых форм рельефа с последующим геоморфологическим анализом. Используются также публикации о морфо- и геохронологии, результатах научно-практических исследований и материалы геологического картирования.

Методы и способы исследования

Время оледенения. Каждая палеогляциологическая реконструкция базируется не только на определении пространственных параметров оледенения, но и на выяснении хронологических рамок. Традиционная хронология основана на взаимоотношениях ледниковых образований с перигляциальными и межледниковыми отложениями, а также на методах абсолютного датирования. При использовании дистанционных методов исследований доминантное значение приобретает анализ степени сохранности микро- и мезоформ гляциального рельефа, находящихся под интенсивным воздействием денудационных процессов послеледниковья.

Горные хребты и их отроги на территории листа О-50-В изобилуют формами рельефа ледниковой генерации, главными из которых являются кары. Принадлежность кара к последнему оледенению определяется в основном по трем морфологическим признакам. Это «свежесть» нивационных и экзарационных форм, наличие карового озера и / или современного каменного глетчера. В условиях максимального склонового транзита продуктов выветривания в крутосклонном, глубоком и крайне ограни-

ченном пространстве сохранность карового, как правило, небольшого озера свидетельствует об его возникновении в недалеком прошлом. Наличие каменного глетчера, который даже в современных условиях при незначительном понижении климатической снеговой границы может преобразоваться в каровый ледник, также свидетельствует о происхождении или модификации кара в период последнего криохрона. Аналогичную динамику криогенно-гляциальных процессов можно наблюдать в районах современного оледенения на хребте Кодар при анализе разновысотных ледниковых цирков [Еникеев, Старышко, 2014; Еникеев, 2017]. Таким образом, выделение высотного каменно-глетчерового пояса в вертикальной поясности горных систем позволяет определить принадлежность кара к ледникам последнего глобального похолодания в конце неоплейстоцена.

В области абляции небольшие озера типа «ласточкино гнездо», приуроченные к крутым склонам ледниковых долин и подпруженные береговым валом, сохранились в первозданном виде, хотя находятся под интенсивным воздействием склоновых процессов. На севере Забайкалья по наблюдениям в области муруктинского оледенения (МИС 4) озера, подвешенные береговыми моренными грядами на склонах ледниковых долин, встречаются крайне редко и только на пологих склонах. Многие компенсированы осадками или дренированы. Эти сведения в комплексе с другими признаками дают возможность возрастной оценки оледенения.

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, естественно, более древних. Исходной (нулевой) точкой отсчета древних оледенений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) являются районы современного оледенения Байкало-Станового нагорья.

Многочисленные радиоуглеродные и термolumинесцентные даты, полученные из различных фациальных отложений коррелятных морен во всех морфоструктурных подразделениях БРЗ, однозначно свидетельствуют о сартанском (МИС 2) возрасте последнего оледенения Прибайкалья и Забайкалья [Мац, Покатилов, 1976; Еникеев, 1986; Колман и др., 1993; Инешин, 2003; Кривоногов, 2010]. Этот же возраст конечных морен подтвержден методами оптически стимулированной люминесценции (OSL) и космогенных изотопов ^{10}Be [Margold et al., 2016].

Выявление ритмических климатических колебаний, определивших динамику растительных сообществ юга Восточной Сибири, основано на результатах спорово-пыльцевого анализа керн параметрических скважин во впадинах БРЗ [Безрукова и др., 1999; Еникеев, Старышко, 2009]. Крупно- и средне-

периодные изменения климата различной продолжительности, установленные палинологией, позволяют соотнести последнее оледенение Прибайкалья и Забайкалья с глубоким похолоданием в конце позднего неоплейстоцена.

Воссоздание ледника. Основой реставрации бывшего оледенения является выявление морфологически выраженных следов деструктивного и аккумулятивного воздействия ледников на доледниковый рельеф [Щукин, 1960; Райс, 1980; Еникеев, Старышко, 2009].

В области питания ледника экзарационная деятельность ледовых масс отчетливо проявилась созданием мезо- и микроформ рельефа: кары, трог, курчавые скалы, «бараньи лбы», нунатаки, рвы, желоба, выемки, борозды сглаживания, шлифованные коренные склоны, конфлюэнтные ступени, висячие трог на участках перетока льда в соседние долины, плечи трога и др.

Для восстановления горного ледника и определения уровня заполнения долины льдом абсолютные отметки большинства экзарационных форм используются по формуле «не ниже». Наиболее близко совпадают с поверхностью реставрируемого ледника продольная граница между нивационной и экзарационной частями склона трога (плечо), а также верхняя граница шлифовки коренного склона. Достоверной и практически контролирующей поверхность ледника является борозда сглаживания, часто выраженная в виде границы между шлифованным склоном и нависающим над ним или даже имеющим обратный уклон скалистым обвальным (нивационным) бортом ледниковой долины. Довольно близко совпадает с поверхностью льда бывшего магистрального ледника высотная отметка дна висячего бортового кара, не имеющего троговой составляющей. Достаточно надежно определяется ледниковая поверхность в высоких седловинах, по которым осуществлялся переток льда переметного или сетчатого ледника минимальной мощности.

В области абляции протяженные аккумулятивные гряды контролируют положение поверхности ледника в долинах. Они довольно часто несут информацию, отвечающую понятию «отпечаток ледника». Это главным образом береговые и контурные морены. Кардинальное отличие береговой и боковой морены связано с условиями формирования. Боковая субгляциальная морена возникает в результате воздействия ледника на доледниковые отложения склона долины и чаще всего на коренной склон. После деградации материал боковой морены оползает на дно трога, формируя валоподобные скопления обломочного материала (мерзлотный крип), или залегает относительно маломощным слоем на пологих склонах ледниковых долин. Текстура, структура и состав ее практически не отличаются от основной (донной) морены. Береговая морена – образование абляцион-

ной природы и формируется на границе склона с ледником, имеющим в области таяния выпуклую поверхность. Аккумуляция терригенного материала, поступающего с тающего ледника, воздействие талых вод и маргинального потока существенно изменяют вещественный и качественный состав морены. Обломочный материал, как правило, окатанный и в значительной степени промыт от мелкой и тонкой фракции. Кроме того важным показателем является полное отсутствие гляциодинамических структур, характерных для субгляциальной морены.

После деградации оледенения отложения береговых морен приобретают облик узкой и протяженной гряды, контролирующей бывшее положение края ледника. В силу своего генезиса нагорный (проксимальный) конец аккумулятивной гряды располагается на границе области питания и абляции ледника и отражает высотное положение орографической снеговой линии, если на этом участке крутизна склона меньше угла естественного откоса. Грядово- и бугристо-западинный рельеф конечно-моренного комплекса, довольно часто подчеркнутого контурным валом, разительно отличается от морфологии окружающей территории и не представляет сложности в идентификации при дешифрировании аэрофото- и космических снимков. Конечные и краевые образования служат основным показателем максимального продвижения ледника в перигляциальную зону.

В пределах глубоко и резко расчлененного рельефа при больших уклонах тальвега долин сохранность конечных морен минимальна или вовсе исключена. В этих условиях для определения высоты снеговой границы и масштабов оледенений особую ценность представляют соседние распадки и долины, где в той или иной мере присутствуют элементы краевых и конечных форм приемлемой сохранности. Это позволяет в рассматриваемой ландшафтной зоне интерполировать возможное положение конца бывшего ледника, исходя из ситуации в сопредельных долинах.

В перигляциальной зоне важным источником реставрации палеогеографических особенностей и определения некоторых параметров ледниковых языков имеют эрозионные формы: ярусные и эпигенетические долины, спиллвеи, омоложенные участки склонов, возникшие в результате воздействия маргинального потока и при стоке из озер, подпруженных ледниками, и т.д. [Еникеев, Старышко, 2009].

Определение положения палеоснеговой границы. Для восстановления общей картины оледенения необходимо определение высотного положения древней снеговой границы (линии). Она очерчивает область питания ледника, согласно которой осуществляется пространственная и коррелятивная связь разновозрастных ледниковых образований как с гляциальной обстановкой в сопредельных долинах, так и с разобщенными в пространстве положитель-

ными морфоструктурами (хребты, горные узлы, мо-надноки). Устанавливается путем последовательного приближения сверху по наблюдениям минимальных высот гор, гольцов, монадноков и других компактных положительных морфоструктур, на вершинах которых только наметились деструктивные следы ледников – так называемый метод вершин, или метод Партча и Брюкнера. Цепочка ледниковых мини-каров и нивационных воронкообразных расширений, приуроченная к периферийным частям ундулирующих хребтов и их отрогов, отчетливо подчеркивает высоту снеговой границы. К прямым признакам, позволяющим восстановить высоту орографической снеговой границы, относится положение нагорного конца гряды береговой морены на склоне леднико-вой долины. Согласно условиям формирования аккумулятивной гряды, ее проксимальный конец напрямую связан с линией, разделяющей области питания и абляции ледника, и отвечает высотному положению его фирно-ледяной границы. На этом уровне меняется морфология поверхности ледника – от вогнутой в области питания к выпуклой в области абляции.

Принципиальным является выяснение величины глобальной, региональной и локальной депрессии снеговой границы, обусловленной как климатическими факторами, так и орографией горных сооружений, высотами их водоразделов и фронтальных уступов, а также ориентацией в пространстве и экспозицией склона [Еникеев, 2006].

Количественные показатели параметров оледенения и высотного положения снеговой границы в абсолютных отметках устанавливаются по долинам и распадам, где наблюдаются наиболее сохранившиеся и яркие следы деструктивной и аккумулятивной деятельности ледников. Типоморфные (опорные) ледники

выявляются по возможности во всех основных ландшафтных подразделениях, что обеспечивает их равномерное распределение по площади оледенения.

Процесс восстановления ледников по абсолютным отметкам деструктивных и аккумулятивных следов требует использования топографических карт, аэрофото- и космических снимков крупных и средних масштабов в зависимости от размеров объекта гляциальной морфологии и степени его детализации. Палеогеографические построения существенно облегчаются при использовании компьютерных программ Google Earth Pro и SAS.Planet.Release, позволяющих работать в системе 3D с различной разрешающей способностью космоснимков и с любой детальностью горизонтального сечения рельефа.

В связи с большой площадью рассматриваемых территорий окончательная генерализация первичного материала проведена на топооснове масштаба 1:500 000.

Результаты исследования

Конечным результатом исследования является построение палеогеографической карты сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины. В пределах хребтов Кодар, Северо-Муйский, Делюн-Уранский, Южно-Муйский, Аглан-Ян и разобщенных горных массивов из многих проявлений ледниковой деятельности, выраженных экзарационными и аккумулятивными формами рельефа, определены 25 опорных участков, на которых реставрация ледника не представляет сложности (таблица, рис. 2). Типовые ледники характеризовали специфику гляциальной ситуации в связи с особенностями климата и орографии в долинах, на водоразделах различных порядков и их склонах (таблица).

Типоморфные ледники сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины

Typomorphic glaciers of the Sartan glaciation of the mountain framing of the Mui depression

№	Местоположение		Абсолютные отметки, м				Гляциоформы**	
	Ледник*	Координаты	Водораздел	Головной кар	Конец ледника	Снеговая линия	Экзарационные	Аккумулятивные
1	Правая Черная (р. Витим)	57°41'05" с.ш. 116°42'04" в.д.	1 764	переметный	980	1 300–1 400	++	+++
2	Кипятная (р. Витим)	57°34'41" с.ш. 116°43'05" в.д.	1 813	переметный	500	1 300–1 400	+++	+++
3	Лабазный (р. Витим)	57°12'06" с.ш. 116°35'41" в.д.	2 103	1 610 озеро, к.г.	490	1 300–1 400	+++	+++
4	Жуя (вершина долины)	57°52'30" с.ш. 115°58'12" в.д.	1 690	переметный	1 050	1 200–1 300	+++	+++
5	Бутуя Маскит (р. Прав. Мамакан)	57°12'13" с.ш. 114°51'55" в.д.	1 810	переметный	1 190	1 200–1 300	++	+++
6	Тельмама (р. Мамакан)	57°23'15" с.ш. 114°31'45" в.д.	1 836	1 580 озеро, к.г.	850	1 200–1 300	+++	+++
7	Нерпинка (р. Витим)	57°17'42" с.ш. 116°05'28" в.д.	1 845	1 400 озеро, к.г.	1 000	1 300–1 400	+++	+++
8	Орловка (р. Нерпинка)	57°11'45" с.ш. 115°34'59" в.д.	1 850	переметный	720	1 400	+++	+++

№	Местоположение		Абсолютные отметки, м				Гляциоформы**	
	Ледник*	Координаты	Водораздел	Головной кар	Конец ледника	Снеговая линия	Экзарационные	Аккумулятивные
9	Падора (р. Витим)	56°59'51" с.ш. 115°37'24" в.д.	2 062	1 570 озеро, к.г.	700	1 400	+++	+++
10	Безымянный (р. Прав. Мамакан)	57°14'33" с.ш. 114°10'29" в.д.	1 865	1 520 озеро, к.г.	890	1 300–1 400	+++	+++
11	Якра (р. Прав. Мамакан)	57°03'15" с.ш. 114°34'18" в.д.	1 730	1 390 озеро	1 120	1 300–1 400	+++	+++
12	Дяля (р. Ср. Мамакан)	56°49'33" с.ш. 114°24'57" в.д.	1 974	1 780 озеро	1 030	1 400–1 500	+++	++
13	Бол. Кочё (р. Янгуда)	56°48'39" с.ш. 115°18'08" в.д.	2 273	1 700 к.г.	910	1 400–1 500	+++	+++
14	Парама (р. Витим)	56°41'10" с.ш. 114°51'21" в.д.	2 138	1 750 озеро, к.г.	1 000	1 500	+++	+++
15	Сунуёкит (р. Ирбо)	56°33'20" с.ш. 114°10'23" в.д.	2 437	1 900 озеро, к.г.	900	1 500–1 600	+++	+++
16	Безымянный (оз. Орон)	57°04'13" с.ш. 116°25'44" в.д.	1 850	1 550 к.г.	1 040	1 400	+++	+++
17	Чипокто (р. Сюльбан)	56°32'04" с.ш. 116°43'47" в.д.	2 255	переметный	1 130	1 700	+	+++
18	Безымянный (р. Таллай)	56°49'06" с.ш. 115°47'09" в.д.	1 912	1 500 к.г.	1 150	1 400	++	++
19	Безымянный (р. Витим)	56°43'06" с.ш. 115°40'57" в.д.	1 959	1 650	1 310	1 500	+++	++
20	Каменный (р. Витим)	56°37'50" с.ш. 115°43'41" в.д.	1 989	1 730	1 230	1 500–1 600	++	+
21	Делинда (р. Муя)	56°08'06" с.ш. 114°04'32" в.д.	2 214	2 020	1 130	1 700	+++	++
22	Мудирикан (р. Муя)	56°06'39" с.ш. 114°40'28" в.д.	2 100	1 660	1 330	1 700	++	++
23	Стрелка (р. Тулдуь)	56°07'38" с.ш. 115°24'13" в.д.	2 134	1 530	1 080	1 600–1 700	++	++
24	Безымянный (р. Таксимо)	56°11'18" с.ш. 115°55'32" в.д.	1 943	1 600 к.г.	1 100	1 600–1 700	++	++
25	Безымянный (р. Тундак)	56°05'51" с.ш. 116°45'15" в.д.	2 150	1 830	1 260	1 700	++	++

Примечание: * – 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.

Note: * – the name of the paleo-glacier by name of the valley, mountains and other geographical objects; ** – semi-quantitative assessment of the preservation of glacial landforms: + – acceptable (individual items); ++ – sufficient (disconnected sequence of objects); +++ – maximum ("imprint" of the glacier); к.г. – stone glacier.

Учитывая, что на рассматриваемой территории кары последнего оледенения распределены в широком диапазоне высот как в меридиональном, так и широтном направлениях (от 1 100 до 2 150 м над уровнем моря), для получения общей картины оледенения становится необходимым выяснение характера нижней границы хионосферы в эпоху последнего глобального похолодания (см. рис. 2).

В максимальную фазу последнего оледенения линия пересечения нижней границы хионосферы с рельефом оконтуривала площади, имеющие положительный баланс твердых атмосферных осадков. Устойчивый снеговой покров определял области питания ледников. За пределами горных сооружений изолинии климатической (теоретической) снеговой границы восстановлены с использованием материалов исследования сопредельных территорий [Еникеев, 2006].

Особенности климата, орографии и разнообразная экспозиция склонов водоразделов определили своеобразное поведение нижней границы хионосферы (рис. 2). В региональном плане отмечается ее повышение от 1 200 м над уровнем моря в северо-западной части территории до 1 800 м в юго-восточной. В том же направлении увеличиваются высоты горных сооружений от 1 000–1 200 до 2 500–2 700 м. Опережающий рост высоты местности по сравнению с повышением снеговой границы обусловил резкое увеличение области питания. Она охватила весь хребет Кодар и его отроги (рис. 3).

Современные знания о климате Забайкалья, сложившиеся в 1960–1970-е гг., свидетельствуют, что фактическое количество осадков, рассчитанное по вертикальному градиенту от предгорных метеостанций, на высотах 2 500–2 600 м составля-

ет 800–1 000 мм/год. Из них более половины – твердые, так как период с температурой воздуха ниже 0°C на этой высоте продолжается 10 месяцев в году.

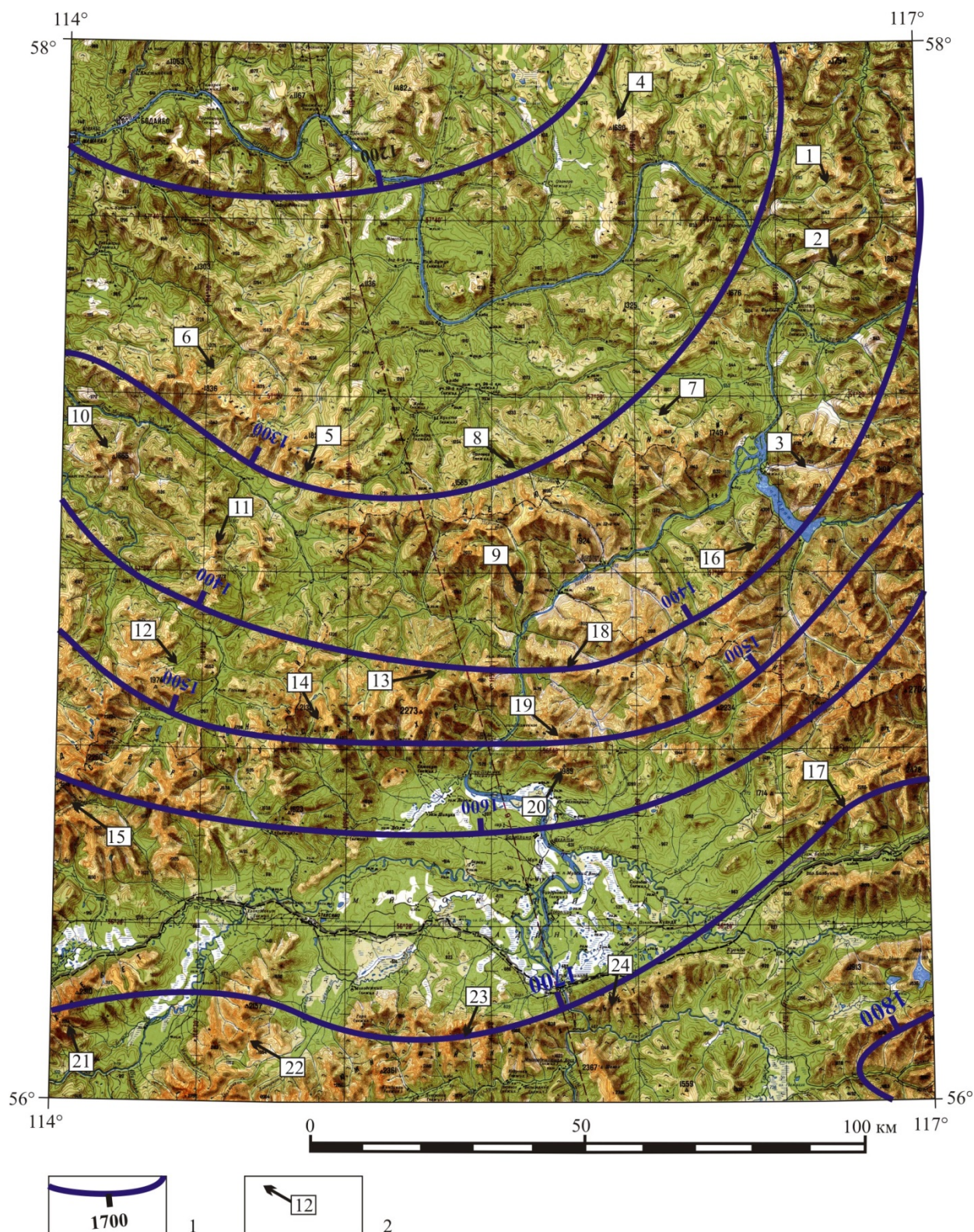


Рис. 2. Снеговая граница сартанского оледенения в среднем течении р. Витим (лист О-50-В)

1 – Изохион, цифра – абс. отметка, м; 2 – место и номер типоморфного ледника (см. таблицу)

Fig. 2. Sartan glaciation snow line in middle course Vitim River.

1 – Isochions, numeral – absolute point, m; 2 – Location and number of the typomorphic glacier (see table)

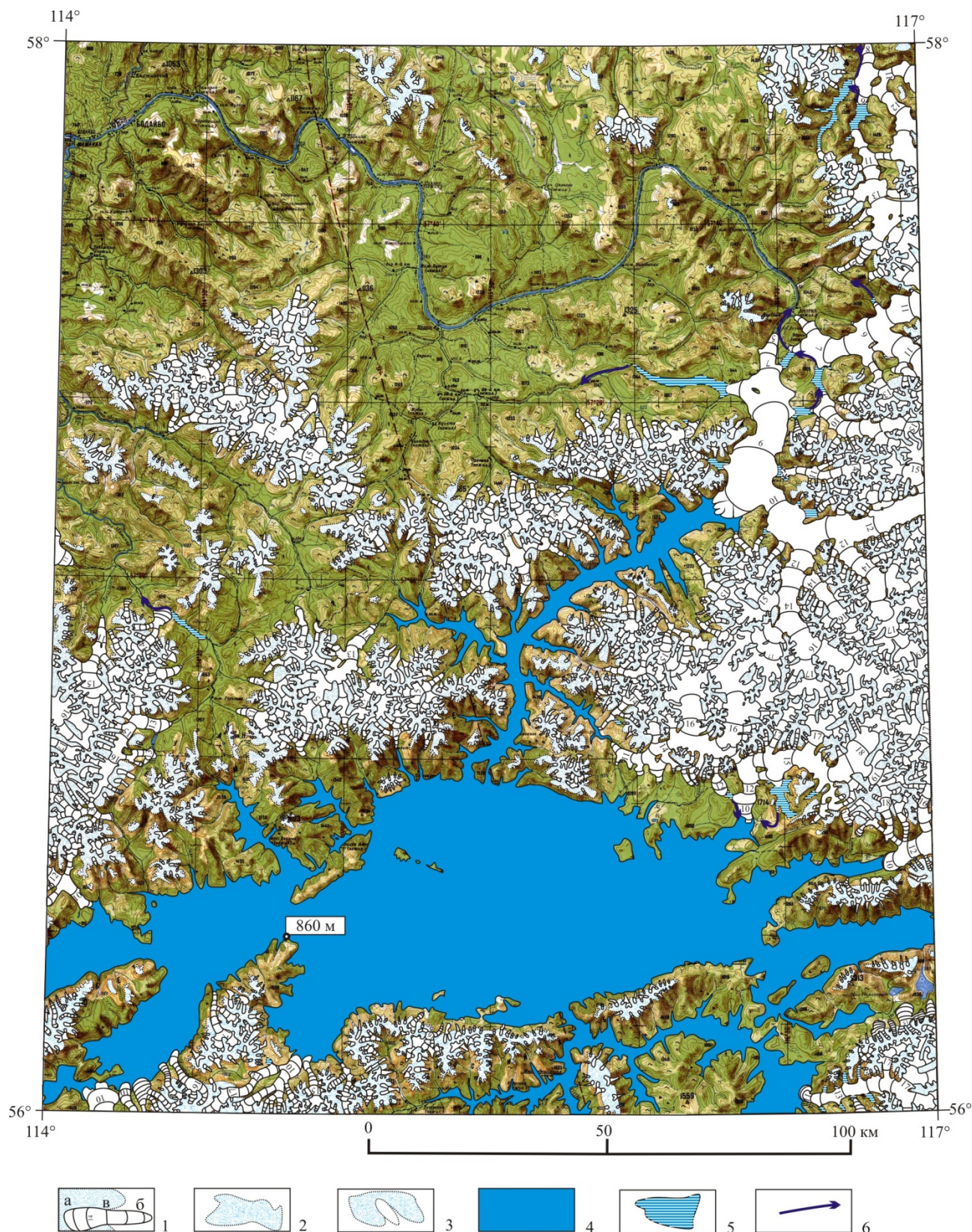


Рис. 3. Палеогеографическая карта сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины

1 – ледник и изолинии поверхности ледника кратные 100: а – изолинии в области питания; б – в области абляции; в – фирновая линия; 2 – область питания; 3 – снежник; 4 – ледниково-подпрудное озеро палеоВитим; 5 – подпрудные озера; 6 – сток из подпрудных озер

Fig. 3. Paleogeographical map of the Sartan glaciation of the Mountain frame of the Mui depression

1 – Glacier and character of glacier surface isolate have a multiplicity of 100: a – ablation area; b – firn edge; c – glacier nourishment area; 2 – Snow patch; 3 – Snow line; 4 – Glacial-dammedlake PaleoVitim; 5 – Ice-damlake; 6 – Water outflow from dammed lakes

Очевидно, что и в сартанское время существовала такая закономерность. Депрессия палеоснеговой границы на 1 300–1 500 м и более по сравнению с современной климатической, равной 3 100 м, и продолжительный период с отрицательной среднегодовой температурой воздуха приводили к существенному увеличению снегового питания [Еникеев, Старишко, 2009]. На это указывают и характер оледенения, преимущественно сетчатый, и размеры ледников – до 150 км длиной (долина р. Сыгыкта).

В северо-западном направлении оледенением были охвачены разобщенные горные сооружения, превышающие высоту снеговой границы. На самых северных окраинах, где высота гор соизмерима с высотой снеговой границы, оледенение привело к формированию небольших карово-долинных, каровых ледников при преимущественном распространении снежников в ложбинах вершинного пояса гор (рис. 3). В частности, на горном массиве (г. 1 482 м) по правобережью Витима (междуречье Синюга – Энгажимо) возник изолированный район оледенения (рис. 1, 3). Снеговая граница проходила на высоте 1 200 м (рис. 2). Оледенение проявилось весьма слабо: каровые ледники, снежники в нивационных карах в основном на подветренных склонах восточной экспозиции. Район характеризовался низким положением снеговой границы и слабым питанием твердыми осадками. По этой причине ледники оставили невыразительные аккумулятивные образования, затруднившие выбор опорного ледника для данного района оледенения. И в настоящее время незначительные снежные накопления концентрируются, в основном, на подветренных склонах, активизируя морозный забой, который придает современную контрастность былым серповидным нивационным карам. О незначительном снегонакоплении в северо-западной части территории свидетельствует и развитие криогенных процессов с формированием лестницы нагорных террас (3–4 ступени) на водораздельных вершинах междуречья Бисяги – Витим (г. 1 242 м).

Обсуждение

Выяснение положения нижней границы хионосферы имеет принципиальное значение для латеральной корреляции следов оледенения при составлении палеогеографической карты (см. рис. 3).

Повсеместно симбиоз каровых ледников с нивационными проявлениями четко трассирует снеговую границу в периферийных частях горных сооружений, а также центры оледенений, имеющие небольшую площадь. При реставрации ледников и анализе высот, на которых установлены снеговые границы, выясняется, что довольно часто фирновая граница на ледниках в глубоких долинах проходит ниже оро-

графической снеговой линии на 100 и более метров. Это обусловлено экспозицией мегасклонов хребтов, «теневым» эффектом расчлененного рельефа и влиянием обширных ледовых масс, выполнявших роль «холодильника», понижающего среднесуточную температуру приземного воздуха.

Ярко выраженный экспозиционный фактор, влияющий на положение орографической снеговой границы, можно рассмотреть на примере широтно ориентированного восточного окончания Южно-Муйского хребта по правобережью Витима. Осевая линия крутосклонного хребта от высоты 1 920 м достаточно плавно понижается на восток, к сквозной долине Куанды, до абсолютной отметки 933 м. Весьма слабо разработанные цирки южного более пологого склона со слабыми накоплениями моренного материала прослеживаются в верховьях распадков, ограниченных водоразделами, имеющими отметки свыше 1 700–1 750 м. В то же время на затененном и очень крутом северном склоне типичные кресловидные кары, постепенно теряя признаки совершенства, прослеживаются в восточном направлении до участков, где отметки водораздела понижаются до 1 400 м. Ледники этого склона по крутым и коротким трогообразным ложбинам спускались до уровня подпрудного водоема (860 м). Таким образом, фирновая граница ледников южного склона располагалась на уровне 1 700 м или несколько ниже, а северного – 1 300 м. Величина локальной деформации снеговой границы у крутосклонных хребтов широтной ориентации могла достигать 400 м. В других горных районах экспозиционное влияние на положение орографической границы не превышало 200 м, да и сказывалось оно на достаточно узком пространстве (в пределах конкретного элементарного ландшафта).

В высокогорных районах с альпинотипным рельефом, как на хребте Кодар, глубокие долины и высокие борта трогов создавали теневой эффект, способствующий понижению температуры приземного воздуха. Положение фирновой границы оказывалось на 100–200 м ниже орографической.

Очевидно, что все детали искривления нижней границы хионосферы, обусловленные локальными причинами, можно показать на палеокартах масштаба 1:200 000 и крупнее. В силу генерализации рельефа на картах масштаба 1:500 000 многие элементы морфоскульптур, характер границ ледников и аномалии в положении снеговых границ, вызванные локальными причинами, показать невозможно. По этой причине на предлагаемой карте изохионы отражают деформации снеговой границы, обусловленные преимущественно региональными причинами.

Обращает на себя внимание огромное озеро палеоВитим, образовавшееся в результате перегораживания ледником Сыгыкта долины р. Витим (рис. 3).

Ледовая плотина высотой свыше 647 м над урезом реки и мощностью льда более 830 м (поверхность ледника 1 000 м, уровень озера Орон – 353 м, а его глубина 185 м), перекрыв сток реки на север, привела к образованию ледниково-подпрудного озера, подъем уровня которого стабилизировался на отметке 860 м. На этой высоте открывался канал стока на юг через континентальный водораздел в Амурскую систему рек (р. Нерча). В настоящее время здесь наблюдается спиллвей протяженностью более 10 км с выработанным сухим руслом шириной от 280 до 410 м и реликтовым озерцом Сон. Абразионно-аккумулятивный уровень береговой переработки существовавшего водоема отчетливо прослеживается на северных склонах Южно-Муйского хребта, на склонах бывших заливов по долинам рек Сюльбан, Куанда, Намаракит, на склонах горы Шаман (2 347 м) и далее на юг за пределами описываемой территории. Положение долины Сыгыкты от истоков до устья в осевой части хребта Кодар (высоты от 2 000 до 3 100 м) при депрессии снеговой границы в последнее похолодание до 1 500–1 700 м над уровнем моря обеспечивало быстрое формирование ледника и его высокую активность. Об этом свидетельствует также отсутствие в 100-километровом трое Сыгыкта стадияльных морен, когда во всех других ледниковых долинах Северного Забайкалья их количество не менее шести. Вероятно, все они формировались в устьевой части долины и были размывы поверхностным стоком. На это, в частности, указывает бифуркация русла Витима в контуре языкового бассейна, перегруженного рыхлыми отложениями ледникового транзита. Высокие отметки области питания на всей ледосборной площади ледника Сыгыкта задерживали его деградацию в завершающую стадию оледенения. По этой причине продолжительность существования озерных условий в бассейне Витима соизмерима с длительностью эпохи сартанского оледенения. Временной интервал, продолжительностью не менее 14 тыс. лет подтверждается радиоуглеродными определениями возраста органики (пни, щепы, труха) в подошве озерных осадков (24 725±770 лет, СОАН-2979. М.М. Федоров, 1994 г. Росгеолфонд) и возрастом обломка лиственницы из

кровли озерных суглинков (10 955±400 лет, ИМ СОАН-97) [Еникеев, Старышко, 2009].

Заключение

Использование методов палеогляциологии, родившейся во второй половине прошлого столетия на стыке гляциологии, гляциальной геоморфологии и четвертичной геологии, решает многие проблемы древнего оледенения. Геоморфологический анализ гляциогенных образований, установленных преимущественно дистанционными методами, с использованием материалов геологической съемки масштаба 1:200 000 и результатов исследований горного обрамления Муйской впадины позволили определить депрессию снеговой границы в максимум последнего похолодания на 1 300–1 400 м по отношению к современной климатической. Выявлено изменение кривизны нижней границы хionoсферы в зависимости от климатических особенностей и физико-географических условий территории и определены площади питания ледников. Реконструированы пространственные границы и параметры ледников в эпоху сартанского оледенения (МИС 2).

По морфологии оледенение Северного Прибайкалья – горно-долинное и сетчатое с несколькими участками горно-покровного, приуроченного к уплощенным поверхностям вершинного пояса горных сооружений. Разница между изолиниями поверхности льда и тальвега долины в поперечном разрезе позволяет повсеместно определить мощность ледника, которая может достигать 1 000 м (ледник Сыгыкта).

Палеогеографическая карта сартанского оледенения горного обрамления Муйской впадины, в построении которой базовой основой являлась топографическая карта масштаба 1:500 000, показывает, что интенсивному оледенению подверглись в основном хребты южной и юго-восточной территории листа О-50-В.

Работа выполнена по проекту IX.137.1.1 (№ госрегистрации АААА-А17-117011210078-9).

ЛИТЕРАТУРА

- Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 5. С. 739–749.
- Воейков А.И. Климатические условия ледниковых явлений, настоящих и прошедших // Записки Минералогического общества. 1881. Сер. 2. Ч. 16. С. 21–90.
- Галкин В.И. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал // Труды Восточно-Сибирского геологического института. 1961. Вып. 3. С. 50–60.
- Думитрашко Н.В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области // Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. М.: Изд. АН СССР, 1952. 191 с.
- Еникеев Ф.И. Обстановка осадконакопления Чарской впадины в позднем плейстоцене, голоцене // Вопросы геологии и металлогении Читинской области: сб. науч. тр. М.: Геол. фонд РСФСР, 1986. С. 37–48.
- Еникеев Ф.И. Депрессии снеговых границ плейстоценовых оледенений Восточного Забайкалья // Геоморфология. 2006. № 3. С. 56–65.

- Еникеев Ф.И.** Каровые озера Восточного Забайкалья // География и природные ресурсы. 2017. № 2. С. 124–134.
- Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.** Гляциальный морфогенез и россыпеобразование Восточного Забайкалья. Чита : ЧитГУ, 2009. 370 с.
- Еникеев Ф.И., Старышко В.Е.** Ледники хребта Кодар (Северное Забайкалье) // География и природные ресурсы. 2014. № 1. С. 107–117.
- Ивановский Л.Н.** Псевдолодниковые формы рельефа в долине реки Выдриной (Южное Прибайкалье) // География и природные ресурсы. 2006. № 4. С. 161–167.
- Инешин Е.М.** Динамика развития ледниковых обстановок и заселение человеком Байкало-Патомского нагорья в плейстоцене–раннем голоцене // Палеоэкология. Каменный век. Иркутск : Изд-во ИрГТУ, 2003. С. 50–57.
- Карасев В.В.** Кайнозой Забайкалья. Чита : Читагеолсъемка, 2002. 128 с.
- 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.
- Кривоногов С.К.** Осадконакопление во впадинах Байкальской рифтовой зоны в позднем плейстоцене и голоцене : автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск, 2010. 31 с.
- Кононов Е.Е.** Древнее оледенение Прибайкалья // Вестник Иркутского государственного технического института. 2014. № 10. С. 91–98.
- Корнутова Е.И., Хотина Е.Б.** Верхнеплейстоценовые и плейстоценовые отложения Забайкалья // Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. М. : Недра, 1967. Вып. 6. С. 175–176.
- Кропоткин П.А.** Поездка в Окинский караул // Записки Сибирского отделения РГО. 1867. Кн. IX. С. 1–94.
- Мац В.Д., Покатилов А.Г.** Стратиграфия четвертичных отложений в береговой полосе озера Байкал // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 3. С. 133–139.
- Мейстер А.К.** Средневитимская горная страна // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Ленский район. Пг., 1910. Вып. 7. С. 1–37.
- Обручев В.А.** Геология Сибири. Т. III: Мезозой и кайнозой. М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1938. 1357 с.
- Обручев В.А.** Селенгинская Даурия. Орографический и геологический очерк. Л. : Изд-во Троицкосавск. отд. РГО, 1929. 209 с.
- Осипов Э.Ю., Грачев М.А., Мац В.Д.** Реконструкция горных ледников последнего плейстоценового оледенения в северо-западной части Баргузинского хребта // Геология и геофизика. 2003. № 7, Т. 44. С. 652–663.
- Равский Э.И.** Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М. : Наука, 1972. 336 с.
- Райс Р. Дж.** Основы геоморфологии. М. : Прогресс, 1980. 574 с.
- Стратиграфия** кайнозойских отложений Западного Забайкалья. Улан-Удэ : БФ СО СССР, 1976. 124 с.
- Стратиграфия** позднекайнозойских отложений Байкальской рифтовой зоны // Морфоструктура и стратиграфия кайнозойских отложений Прибайкалья / Д.Б. Базаров, А.Б. Иметхенов, И.Н. Резанов, В.В. Савинова и др. Улан-Удэ, 1981. С. 3–22.
- Стратиграфия СССР.** Четвертичная система / гл. ред. В.Н. Верещагин. Л. : Недра, 1984. 31 с.
- Суслов С.П.** Физическая география СССР. Азиатская часть. М. : Гос. учеб.-пед. изд-во Министерства просвещения РСФСР, 1954. 712 с.
- Щукин И.С.** Общая геоморфология. М. : МГУ, 1960. Т. 1. 615 с.
- Margold M., Jansen J.D., Gurinov A.L., Codilean A.T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N.V., Mifsud Ch.** Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum // Quaternary Science Reviews. 2016. № 132. P. 161–174.
- Margold M., Jansen J.D., Codilean A.T., Preusser F., Gurinov A.L., Fujioka T., Fink D.** Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years // Quaternary Science Reviews. 2018. № 187. P. 41–61.
- Osipov E.Y., Khlystov O.M.** Glaciers and meltwater flux Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoenvironment. 2010. 294. P. 4–15.
- Kropotkin P.A.** The glaciation of Asia // Rep. of the 63 meeting of the Brit. Assoc. of the Adv. of Sc. London, 1894. P. 774–775.

Авторы:

Еникеев Фарид Исакович, доктор геолого-минералогических наук, ведущий научный сотрудник, Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, Чита, Россия.

E-mail: enikeev_geolog@mail.ru

Geosphere Research, 2018, 3, 58–70. DOI: 10.17223/25421379/8/6

F.I. Enikeev

Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia

PALEO GEOGRAPHY OF THE LAST GLACIATION OF THE MOUNTAIN FRAME OF THE MUI DEPRESSION (NORTHERN TRANSBAIKALIA)

The purpose of the present research was to create a paleogeographical map of the maximum phase of the last glaciation in the late Pleistocene (MIS 2) of the Northern Transbaikalia region, mainly based on methods of remote identification and spatial registration of glacial relief forms followed by geomorphological analysis. The research comprised the following: interpretation of aerial photos and satellite images; identification of typomorphic glaciers with the maximum amount of preserved destructive and accumulative glaciogenic forms; identification of glaciers of disengaged glaciation centres; three dimensional modeling of the obtained results; and creation of paleogeographical 1:500000 scale map of the Sartan glaciation. The result of the conducted research of the mountain frame of the Mui depression (Northern Transbaikalia) was the establishment of the lower chionosphere boundary, glacier nourishment regions, boundaries, and parameters of glaciers belonging to the maximum phase of the last Late-Pleistocene glaciation. It was determined that snow line depression during the peak of the last cooling period was 1300–1400 m in relation to the modern climatic snow line. The paper

takes a look at the peculiarities of deformations of the lower chionosphere boundary. The lowest minimum level was observed in the north-western outskirts of the territory under consideration. The greatest decrease in relation to the paleoclimatic snow line, which stretched to the elevation of 1600–1700 m, was at 400–500 m. The positive extremum was located on the watershed of the westernmost end of the Udokan ridge and exceeded the paleoclimatic snow line by 100–200 m. Anomalous extremums are conditioned by global climatic, regional orographic, and local reasons (slope exposure).

Reconstruction of the paleogeographical environment has revealed the spread of simple and complex (dendrite) types of ridge-and-valley glaciers, as well as reticular and plateau glaciation at various parts of mountain peaks.

Keywords: Late Pleistocene, glaciation, exaration, moraine, paleoglaciology, snow border, Muya depression, Northern Transbaikalia

References

- Bezrukova E.V., Kulagina N.V., Letunova P.P., Shestakova O.N. *Napravlennost' izmeneniy rastitel'nosti i klimata Baykal'skogo regiona za posledniye 5 millionov let* [Trends in the changes of plant communities and climate of the Baikal region within the past 5 million years] // *Geologiya i Geofizika*. 1999. V. 40. Is. 5. pp. 739–749. In Russian.
- Voyeikov A.I. *Klimaticheskie usloviya lednikovyyh yavleniy, nastoyashchih i proshedshih* [Climatic conditions of the present and former glacial conditions] // *Zap. Mineral. Obshchestva*. 1881. ser. 2, ch. 16. pp. 21–90. In Russian.
- Galkin V.I. *K voprosu o haraktere oledeneniya na poberezh'e oz. Bajkal* [On the questions of glaciation on the coast of Lake Baikal] // *Trudy Vost.-Sib. geol. in-ta*, 1963. Vyp. 3. pp. 50–60. In Russian.
- Dumitrashko N.V. *Geomorfologiya i paleogeografiya Bajkal'skoy gornoj oblasti Materialy po geomorf. i paleogeografii SSSR*. [Geomorphology and paleogeography of the Baikal mountainous region. Publishing house of the Academy of Sciences]. Izd. AN SSSR, 1952. 191p. In Russian.
- Enikeev F.I. *Obstanovka osadkonakopleniya CHarskoy vpadiny v pozdnem plejstocene, golocene. Sb. nauch. tr.: Voprosy geologii i metallogenii Chitinskoj oblasti* [Precipitation environment in the Chara depression in late Pleistocene and Holocene. Collection of research papers] // Moscow : Geol. fond RSFSR, 1986. pp. 37–48. In Russian.
- Enikeev F.I. *Depressii snegovyyh granic plejstocenovyh oledeneniij Vostochnogo Zabajkal'ya* [Paleosnowline depressions of Pleistocene glaciations in the Eastern part of Transbaikalia] // *Geomorfologiya*. 2006, № 3. pp. 56–65. In Russian.
- Enikeev F.I. *Karovye ozera Vostochnogo Zabajkal'ya* [Cirque lakes of the Eastern Transbaikalia] // *Geography and Natural Resources*. 2017. № 2. pp. 124–134. In Russian.
- Enikeev F.I., Starishko V.E. *Glyacial'nyj morfogenez i rossypeobrazovanie Vostochnogo* [Zabajka-l'ya Glacial morphogenesis and placer formation in the Eastern Transbaikalia]. Chita: ChitGU, 2009. 370 p. In Russian.
- Enikeev F.I., Starishko V.E. *Ledniki hrebta Kodar (Severnoe Zabajkal'e)* [Glaciers of the Khodar ridge (Northern Transbaikalia)] // *Geography and Natural Resources*. 2014. № 1 pp. 107–117. In Russian.
- Ivanovsky L.N. *Psevdolednikovye formy rel'efa v doline reki Vydrinoj (Yuzhnoe Pribajkal'e)* [Pseudo-glacial forms of relief in the Vidrino river valley (Southern Baikal region)] // *Geografiya i prirodnye resursy*. 2006. № 4. pp. 161–167. In Russian.
- Ineshin Y.M. *Dinamika razvitiya lednikovyyh obstanovok i zaselenie chelovekom Bajkalo-Patomskogo nagor'ya v plejstocen-rannem golocene* [Dynamics of the development of glacial environment and population of the Baikal-Patomskoye plateau in Pleistocene and early Holocene age] // *Paleoekologiya. Kamennyj vek*. Irkutsk: Izd-vo IrGTU. 2003. pp. 50–57. In Russian.
- Karasyov V.V. *Kajnozoy Zabajkal'ya* [Cenozoic period of Transbaikalia]. Chita: FGUP «Chitageols»emka». 2002. 128 p. In Russian.
- Kolman S.M., Kuptsov V.M., Joice G.A., Carter S.G. *Radiouglerodnoe datirovanie Bajkal'skih osadkov* [Radiocarbon dating of the Baikal precipitation] // *Geologiya i Geofizika*. 1993. T. 34. № 10–11. pp. 68–77. In Russian.
- Krivanogov S.K. *Osadkonakoplenie vo vpadinah Bajkal'skoy riftovoj zony v pozdnem plejstocene i golocene* [Deposition of precipitation in the depressions of the Baikal Rift zone in late Pleistocene and Holocene periods]: Avtoref. dis. ... dok. geol.-miner. nauk. Irkutsk. 2010. 31 p. In Russian.
- Kononov Y.Y. *Drevnee oledenenie Pribajkal'ya* [Ancient glaciation of the Baikal region] // *Vestnik Irkutskogo gosudarstvennogo tekhnicheskogo instituta*. 2014. pp. 91–98. In Russian.
- Kortunova Y.I., Khotina Y.B. *Verhnepliocenovyje i plejstocenovyje otlozheniya Zabajkal'ya* [Upper Pliocene and Pleistocene deposits of Transbaikalia] // *Materialy po chetvertichnoj geologii i geomorfologii*. Vyp. 6. Moscow : Nedra. 1967. pp. 175–176. In Russian.
- Kropotkin P.A. *Poezdka v Okinskij karaul* [Trip to Okinsk outpost] // *Zap. Sib. otd. RGO*. 1867. kn. IX. pp. 1–94. In Russian.
- Matz V.D., Pokatilov A.G. *Stratigrafiya chetvertichnyh otlozhenij v beregovoj polose ozera Bajkal* [Stratigraphy of quaternary deposits in the coastal region of Lake Baikal] // *Izv. AN SSSR. Ser. Geol.* 1976. №3. pp. 133–139. In Russian.
- Meister A.K. *Srednevitimskaya gornaya strana* [Middle-Vitim mountain region] // *Geologicheskie issledovaniya v zolotonosnyh oblastyah Sibiri. Lenskij rajon*. Vyp. 7. Pg. 1910. pp. 1–37. In Russian.
- Obruchev V.A. *Selenginskaya Dauriya* [Selenga Dauria]. Orograficheskij i geologicheskij ocherk. Leningrad : Izdatel'stvo Troickosavsk. otd. RGO. 1929. 209 p. In Russian.
- Obruchev V.A. *Geologiya Sibiri* [Geology of Siberia]. Tom III. Mezozoy i kajnozoy. Moscow, Leningrad : Izd. AN SSSR. 1938. 1357 p. In Russian.
- Osipov E.Y., Grachyov M.A., Matz V.D. *Rekonstrukciya gornyyh lednikov poslednego plejstocenovogo oledeneniya v severo-zapadnoj chasti Barguzinskogo hrebta* [Reconstruction of mountainous glaciers of the last Pleistocene glaciation in the north-western part of the Barguzin ridge] // *Russian Geology and Geophysics*. 2003, № 7, T. 44. pp. 652–663. In Russian.
- Ravsky E.I. *Osadkonakoplenie i klimaty Vnutrennej Azii v antropogene* [Deposition of sediments and climates of the Inner Asia in the Anthropogene]. Moscow : Nauka, 1972. 336 p. In Russian.
- Rise R.G. *Osnovy geomorfologii* [Basics of geomorphology]. Moscow : Progress. 1980. 574 p. In Russian.
- Bazarov D.B., Antoschenko-Olenev I.V., Rezanov I.N., Yerbayeva M.A., Yendrikhin A.S., Zelensky Ye.Ye., Hlistov P.A. *Stratigrafiya kajnozoyjskih otlozhenij Zapadnogo Zabajkal'ya* [Stratigraphy of the Cenozoic deposits the western Transbaikalia and adjacent regions]. Ulan-Ude : BF SO SSSR. 1976. 124 pp. 5–70. In Russian.
- Bazarov D.B., Imethenov A.B., Rezanov I.N., Savinova V.V., etc. *Stratigrafiya pozdnokajnozoyjskih otlozhenij Bajkal'skoy riftovoj zony / Morfostruktura i stratigrafiya kajnozoyjskih otlozhenij Pribajkal'ya* [Stratigraphy of late Cenozoic deposits of the Baikal Rift Zone. Morphological structure and stratigraphy of the Cenozoic deposits of the Baikal region]. Ulan-Ude. 1981. pp. 3–22. In Russian.

Vereschagin V.N. (Ed). *Stratigrafiya SSSR. Chetvertichnaya sistema* [Stratigraphy of the USSR] / Gl. red. V.N. Vereshchagin. Leningrad : Nedra. 1984. 31 p. In Russian.

Suslov S.P. *Fizicheskaya geografiya SSSR. Aziatskaya chast'* [Physical geography of the USSR. Asian region]. Moscow : Gos. uchebn.-pedagog. Izd-vo Mini-sterstva prosveshcheniya RSFSR. 1954. 712 p. In Russian.

Schukin I.S. *Obshchaya geomorfologiya* [General geomorphology]. T. 1. Moscow : MGU. 1960. 615 p. In Russian.

Margold M., Jansen J. D., Gurinov A.L., Codilean A.T., Fink D., Preusser F., Reznichenko N.V., Mifsud Ch. Extensive glaciation in Transbaikalia, Siberia, at the Last Glacial Maximum // *Quaternary Science Reviews*. 2016. 132, pp. 161–174.

Margold M., Jansen J. D., Codilean A.T., Preusser F., Gurinov A.L., Fujioka T, Fink D. Repeated megafloods from glacial Lake Vitim, Siberia, to the Arctic Ocean over the past 60,000 years // *Quaternary Science Reviews*. 2018. 187. pp.41–61.

Osipov E.Y., Khlystov O.M. Glaciers and meltwater flux Lake Baikal during the Last Glacial Maximum // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. 2010. 294. pp. 4–15.

Kropotkin P.A. The glaciation of Asia / P.A. Kropotkin // *Rep. of the 63 meeting of the Brit. Assoc. of the Adv. of Sc. London*, 1894. pp. 774–775.

Authors:

Enikeev Farid I., Dr. Sci. (Geol.-Miner.), Leading Researcher, Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS, Chita, Russia.

E-mail: enikeev_geolog@mail.ru