

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

УДК 551.435.4(-925.16)

ОСОБЕННОСТИ ДЕПРЕССИИ СНЕГОВОЙ ГРАНИЦЫ САРТАНСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Ф.И. Еникеев

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



На основе метода Партча и Брюкнера, применяя материалы геологической съемки масштаба 1:200 000 и результаты исследований, полученные научными организациями, на территории Прибайкалья восстановлен характер снеговой границы в максимальную фазу сартанского оледенения.

Ключевые слова: поздний плейстоцен, кары, снеговая линия, экзарация, морена, реконструкция, палеогляциология, Прибайкалье.

Введение

На юге Восточной Сибири помимо протяженных и кулисообразных горных сооружений Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), также простираются изолированные хребты, горные узлы, массивы и возвышающиеся над нагорьями и плоскогорьями монады. На многих из них сохранились следы гляциальной деятельности. Последовательная цепь конечных и краевых образований повсеместно оконтуривает высокие горные сооружения с альпинотипным рельефом. В пределах большинства хребтов отмечаются ледниковые кары высокой степени совершенства с кресловидным днищем и остатками береговых и конечных морен. По мере удаления от центров оледенения и снижения высот ундулирующих водоразделов наблюдаются слабо развитые следы ледниковой экзарации или снежной эрозии в виде несовершенных каров с наклонным днищем, лавиносборных чаш, воронко- и блюдцеобразных расширений в вершинах распадков, контролирующих положение бывшей орографической снеговой границы.

Область исследования включает Прибайкалье, кроме самой юго-западной части (Тункинская депрессия с горным обрамлением), а также западную и северо-западную части Восточного Забайкалья (рис. 1). Целью настоящего исследования являлось определение величины депрессии и характера деформаций нижней границы хионосферы для последующего построения палеогеографической карты, отвечающей максимальной фазе сартанского оледенения данной территории, что в дальнейшем позволит объединить в единое поле палеогеографические реконструкции последнего оледенения Прибайкалья и Восточного Забайкалья [Еникеев, 2006; Еникеев, Старышко, 2009].

Современное состояние вопроса

Особенности ледникового морфогенеза. Для латеральных построений палеогеографической обстановки сартанского оледенения позднего неоплейстоцена (MIS 2) необходимо восстановить нижнюю границу хионосферы в максимальную фазу похолодания. Она является верхним пределом высотных поясов географических зон и четко очерчивает границы области питания ледников. Возникшие разобщенные центры оледенений в зависимости от площади и высоты местности определяют тип оледенения, активность ледников, их размеры, положение в рельефе и способствуют пространственной увязке одновозрастных гляциогенных форм рельефа.

Палеогляциальная обстановка конкретного горного сооружения определяется комплексом натуральных наблюдений, лабораторных анализов, с абсолютной и относительной датировкой ледниковых и приледниковых отложений. Экстраполяция ее на соседние положительные морфоструктуры осуществляется достаточно надежно путем использования выявленных орографических снеговых границ сартанского оледенения. Дополнительным фактором высотной поясности, способствующим выяснению площади оледенения, служит зона современных каменных глетчеров. Нижний предел их распространения совпадает, за редким исключением, с палеоснеговой границей [Еникеев, Старышко, 2009]. Выпадают из этого правила каменные глетчеры, приуроченные не к карам, а располагающиеся в днищах долин у подножий высоких скал. Как правило, в зоне жестких мерзлотных условий обвалившиеся массы со временем приобретают облик «натечных» образований, обусловленных мерзлотным крипом.

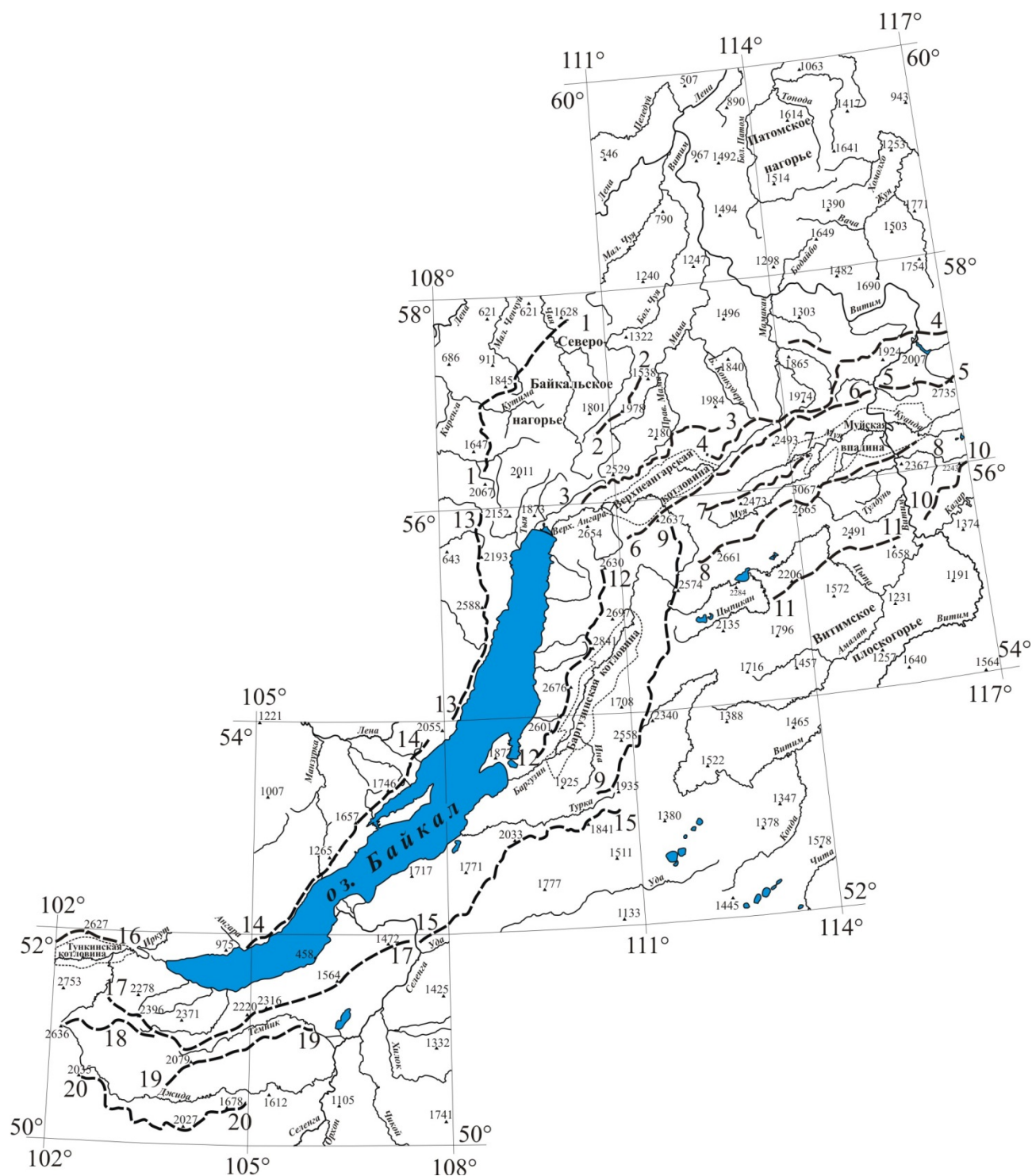


Рис. 1. Орогидрографическая схема Прибайкалья

Хребты: 1 – Аkitкан, 2 – Сынныр, 3 – Верхнеангарский, 4 – Делон-Уранский, 5 – Кодар, 6 – Северо-Муйский, 7 – Муяканский, 8 – Южно-Муйский, 9 – Икатский, 10 – Каларский, 11 – горы Бабанты, 12 – Баргузинский, 13 – Байкальский, 14 – Приморский, 15 – Улан Бургасы, 16 – Тункинские Гольцы, 17 – Хамар-Дабан, 18 – Хангарульский, 19 – Малый Хамар-Дабан, 20 – Джидинский. Цифры: абсолютная отметка высоты местности, м; угловые координаты разграфки топооснов масштаба 1:500 000, градусы

Fig. 1. Orographical and hydrographic scheme of the Baikal region

Ridges: 1 – Akitkan, 2 – Synnyr, 3 – Verkhneangarsky, 4 – Delyun-Uransky, 5 – Kodar, 6 – North Muysky, 7 – Muyakansky, 8 – South Muysky, 9 – Ikatsky, 10 – Kalarsky, 11 – Babanty mountains, 12 – Barguzinsky, 13 – Baikalsky, 14 – Primorsky, 15 – Ulan-Burgasy, 16 – Tunkinskie Gol'tsy, 17 – Khamar-Daban, 18 – Kharangulsky, 19 – Maly Khamar-Daban, 20 – Dzhidinsky. Number: absolute mark of the terrain height, in meters; angular coordinates of the layout of topographic bases of scale 1: 500,000, in degrees

Характерной особенностью каменных глетчеров является своеобразный микрорельеф поверхности. В верхней части наблюдаются параллельные продольные гряды, повторяющие изгибы каменного глетчера, которые ниже сменяются поперечными валами в виде концентрических дуг, обращенных выпуклостью вниз по уклону. По этому «флюидалному» рисунку каменные глетчеры прекрасно дешифрируются на аэро-, фото- и космоснимках (АФС и КС). С поверхности они сложены крупными остроугольным обломками. Вниз по разрезу увеличивается количество дресвы и щебня. В основании залегает обломочный материал, сцементированный льдом, с ледяными горизонтами мощностью 5–10 м или мощное ядро из чистого льда [Еникеев, Старышко, 2014]. Фронтальный уступ каменных глетчеров имеет высоту в несколько десятков метров. В редких случаях она превышает 100 м. Протяженность каменно-глыбовых «натечных» образований не более 1,5–2,0 км (хр. Верхнеангарский, долина руч. Подкаменный, 56°11'15"с.ш. 111°02'10"в.д.).

Формальное использование отметок днищ ледниковых каров и цирков для оценки уровня древней снеговой границы лишено оснований. При анализе особенностей вертикального распространения каров выяснилось, что в рассматриваемых горных сооружениях их положение обусловлено высотой горного массива и не связано со снеговой границей [Еникеев, 2017]. Кроме того, в глубоких карах вследствие «теневого» эффекта кресловидные днища часто располагаются на сотни метров ниже снеговой границы. В то же время кары с наименьшими отметками проявляют тенденцию к снижению в направлениях северных румбов согласно понижению как рельефа, так и орографической снеговой границы былой эпохи. Эта закономерность свидетельствует об их тесной связи с глобальным, региональными и локальными депрессиями нижней границы хионосферы. Она проявляется как от южных широт Прибайкалья и Забайкалья в северном направлении, так и в пределах конкретного горного массива.

В Прибайкалье, как и в Восточном Забайкалье, не существует проблемы ярусности каров. В частности, в пределах центральной части Баргузинского хребта, на междуречье Светлая – Фролиха – Томпуда – Улюгна, вершинная поверхность находится в интервале высот 2 400–2 630 м. Базисная поверхность, построенная по тальвегам долин 3–4 порядков, достигает высоты 1 200–1 400 м над уровнем моря (у. м.). Таким образом, разница в их положении составит в среднем 1 000–1 400 м. Учитывая, что мощность льда в трогах достигала 500–600 м, высота склонов выше поверхности ледника не превысит 400–900 м. При глубине каров 400–500 м разместить в этом интервале высот даже второй ярус каров не представляется возможным. Статистический анализ, прове-

денный в хребтах восточной части БРЗ, показывает, что высотное расположение каров по азимутальным секторам находится в тесной связи с морфоструктурными особенностями горных сооружений и во многом отвечает нормальному закону распределения, поэтому здесь не выделяются каровые ярусы разных оледенений неоплейстоцена [Еникеев, 2017].

Специфичный характер оледенения, близкий по типу горно-покровному, отмечается на реликтовых поверхностях выравнивания, приуроченных к водораздельным частям хр. Хамар-Дабан, северной оконечности Байкальского хребта (междуречье Тья – Кунерма – Окунайка), район схождения хребтов Аkitкан – Верхнеангарский – Сынныр и др. с высотными отметками от 1 500–1 700 до 2 000–2 400 м (рис. 1). Слабая доледниковая расчлененность рельефа обусловила формирование на них ледниковых покровов, «шапок», ледоемов. Выработка и развитие каров осуществлялись по периферии уплощенных поверхностей, также на нунатаках и гребнях, возвышающихся над льдом. В относительно низких горах, высотой менее 1 400–1 200 м, с округлыми водоразделами и пологими склонами ледниковые кары редки. Чаще развиты несовершенные кары с покатым днищем, ниши, воронко- и чашеобразные расширения нивальной природы. Возникновение их обусловлено особенностями климата и влиянием отрицательных экстремумов в динамике нижней границы хионосферы.

Методы и способы восстановления палеоснеговой границы

Одним из основных способов восстановления высоты орографической снеговой границы явилось последовательное приближение к ней сверху с выявлением минимальных высот гор, на вершинах которых только наметились деструктивные следы былых ледников, так называемый метод вершин, или метод Партча и Брюкнера [Щукин, 1960]. Очевидно, что чем меньше размер карово-долинного ледника с выраженными в рельефе экзарационными и аккумулятивными формами, тем точнее определяется положение орографической снеговой границы. В этих случаях отмечается наибольшее совпадение высоты снеговой границы, проконтролированной методами Брюкнера, Куровского и Гефера [Калесник, 1963]. Особенно высокой оказалась сходимости натурных и расчетных данных для простых, небольших, прямолинейных, с неглубоким трогом и сравнительно выдержанной шириной горно-долинных миниледников с однообразным уклоном ложа. Как правило, они были приурочены к относительно пологим, слабо ступенчатым или ровным мегасклонам хребтов. Внутренняя динамика их жизнедеятельности зависела только от глобальных климатических факторов, а

слабая расчлененность макросклона хребта снижала эффект затененности [Еникеев, 2006; Еникеев, Старышко, 2009].

Дополнительно для выявления конфигурации границы области питания ледников используются гляциальные миникары, нивальные блюдце- и воронкообразные расширения в вершинах распадков, приуроченных к периферийным частям хребтов и их отрогов. Они подчеркивают и дополняют плановый рисунок снеговой границы.

К прямым признакам, позволяющим восстановить высоту орографической снеговой границы, относится положение нагорного конца гряды береговой морены на склоне ледниковой долины с наклоном меньше угла естественного откоса. Согласно условиям формирования аккумулятивной гряды, ее проксимальный конец напрямую связан с линией, разделяющей области питания и абляции ледника, и отвечает высотному положению фирно-ледяной границы. На этом уровне меняется морфология поверхности ледника – от вогнутой в области питания к выпуклой в области абляции. В отрогах с крутыми бортами фрагменты береговой морены, сохранившиеся на неровностях склона, используются, как правило, по формуле «не ниже».

Количественные показатели высотного положения снеговой границы в абсолютных отметках устанавливаются по долинам и распадкам, где наблюдаются наиболее сохранившиеся и яркие следы деструктивной деятельности ледников. Опорными являются наиболее низко расположенные, но хорошо выработанные кары. К ним относятся совершенные кары с высокой скальной нагорной стенкой, кресловидным днищем с отчетливым коренным или моренным ригелем, с каровым озером и каменным глетчером. Принадлежность кара к последнему оледенению определяется в основном по трем морфологическим признакам. Это «свежесть» нивальных и экзарационных форм, наличие карового озера и (или) современного каменного глетчера. В условиях максимального склонового транзита продуктов выветривания в крутосклонном, глубоком и крайне ограниченном 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].

Таким образом, количественные показатели высотного положения снеговой границы в абсолютных отметках устанавливаются по долинам и распадкам, где наблюдаются наиболее сохранившиеся следы деструктивной и аккумулятивной деятельности ледников. При этом выделение высотного каменно-глетчерового пояса в вертикальной поясности горных систем позволяет определить не только положение снеговой границы, но и принадлежность кара ко времени последнего глобального похолодания в конце неоплейстоцена (морфохронология).

Процесс восстановления нижней границы хиосферы по абсолютным отметкам деструктивных и аккумулятивных следов ледниковой деятельности требует использования топографических карт, АФС и КС крупных и средних масштабов в зависимости от размера 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 КС 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

Принципиальным является определение величины глобальной, региональной и локальной депрессий 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 (рис. 2).

Отмечается глубокая депрессия снеговой границы у южного побережья Байкала. Климатическая снеговая граница на юге Прибайкалья и Забайкалья по traversу Хамар-Дабан – Быстринский Голец – Голец Сохондо (Южное Забайкалье) проходила на высоте 1 900–2 000 м над у. м. [Еникеев, Старышко, 2009; Shi Yafeng, 1991]. Таким образом, величина понижения на этом участке достигала 800–900 м на расстоянии 40–45 км в меридиональном направлении. Это обусловлено комплексом причин:

- а) глобального характера – влияние западного влагопереноса;
- б) регионального, когда высота и ориентация хребтов обеспечивают перехват влажных воздушных масс;
- в) локального, обусловленного северной экспозицией мегасклона хр. Хамар-Дабан.

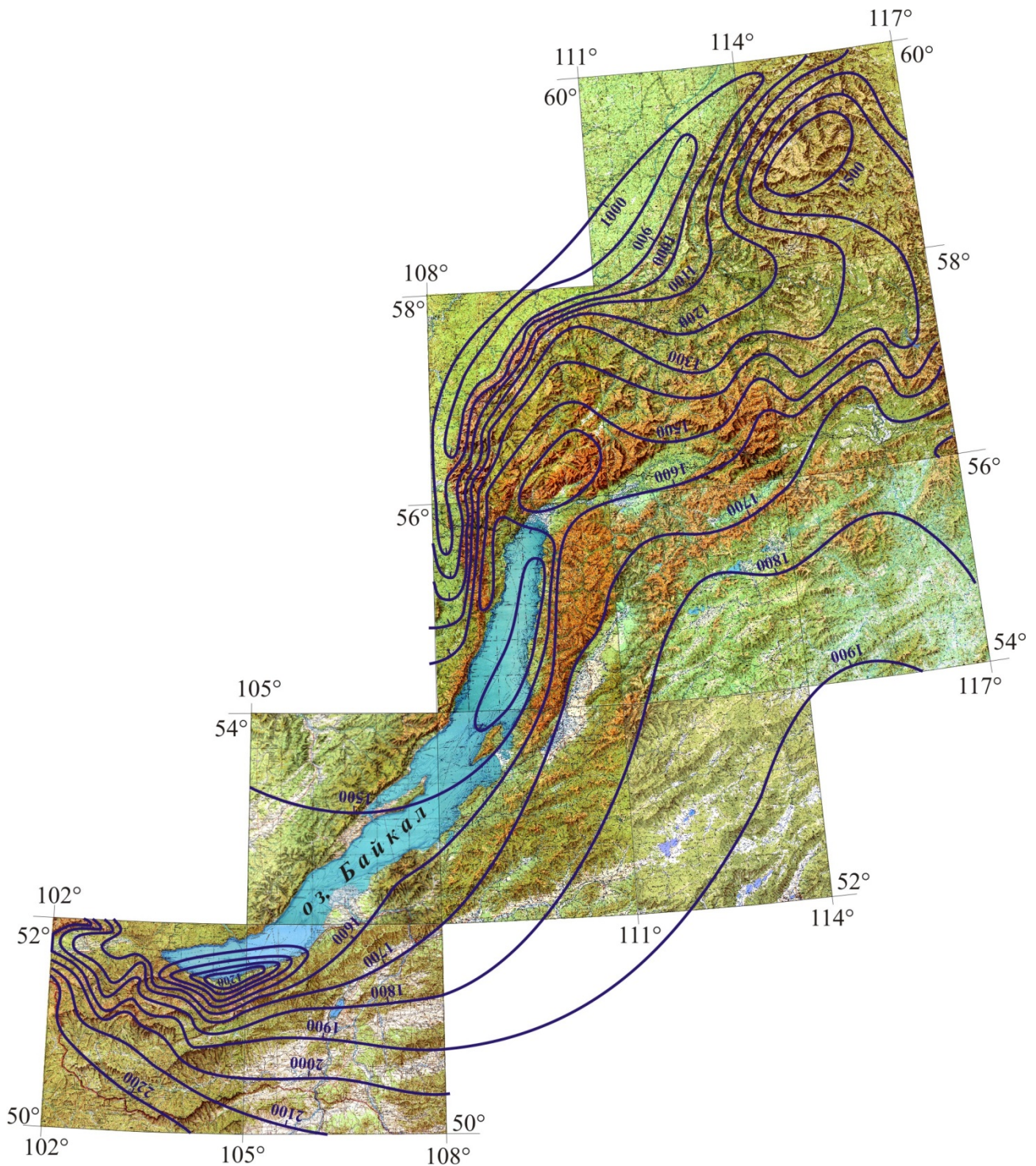


Рис. 2. Изохионы снеговой границы сартанского оледенения

Изохионы, цифры – абсолютные отметки, м

Fig. 2. Isochions snow line of the Sartan Glaciation

Isochions, numeral – absolute point, m

Существенное влияние на распределение осадков, питающих ледники, оказывало оз. Байкал. Огромный водоем с колоссальной теплоемкостью воздействовал на многие климатические факторы: влажность, температуру воздуха, годовое распре-

ление 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 [Ермакова, 2010]. О том, что такое явление не является уникальным, можно судить по Кузнецкому Алатау, где современные ледники лежат примерно на 1 000–1 200 м ниже климатической снеговой линии [Долгушин, Осипова, 1989; Адаменко, 2014].

Отсутствие явных следов ледниковой деятельности на хр. Малый Хамар-Дабан свидетельствует о прохождении климатической снеговой границы выше максимальных отметок водораздельных вершин (гора Армак, 2 097 м). На расположенном еще южнее, вдоль государственной границы, Джидинском хребте абсолютная отметка горы Сарьдиг-Ула составляет 2 027 м (см. рис. 1). На склоне северной экспозиции нет явных следов ледниковой деятельности. Воронкообразная ложбина в верховье долины р. Цэджэ сформировалась, вероятно, в результате нивальных процессов. Однако явных следов обработки склона снежно-каменными лавинами и накоплений обломочного материала также не наблюдается. Не исключено, что это характерное образование может являться 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 2 000-метровой отметки. Климатическая снеговая граница, установленная исследованиями зарубежных специалистов на сопредельных северных территориях Китая и Монголии, также располагается в интервале высот 2 100–2 200 м [Shi Yafeng, 1991]. Она полностью совпадает с нижней границей хионосферы рассматриваемой территории.

Еще более глубокий отрицательный экстремум отмечается вдоль западной границы Станового нагорья (см. рис. 2). Он узкой полосой прослеживается от подножья Байкальского хребта на север, далее вдоль основания западного склона хр. Аkitкан и северо-западного клифа Северо-Байкальского и Патомского нагорий (см. рис. 1, 2). Здесь депрессия снеговой границы достигает абсолютных отметок 900–1 000 м над у. м.

Природа столь значительного отрицательного экстремума обусловлена как глобальными причинами, связанными с перехватом западного переноса атмосферной влаги, так и региональными – орографическими. Этому способствовала северная ориентация нешироких, но высоких хребтов Байкальского (до 2 588 м над у. м.) и Аkitкана (2 067 м), отделяющих западные и северо-западные границы Стано-

вого нагорья от мелкопочечного рельефа Предбайкальской впадины. Узкая депрессионная ложбина постепенно повышается в южном направлении, выклиниваясь на высоте 1 300–1 400 м в верховье бассейна р. Улькан (см. рис. 2). Непосредственно от депрессионного минимума на восток нижняя граница хионосферы круто поднимается к оси Байкальского хребта, в вершинном поясе которого, ближе к восточному склону, достигает высоты 1 500 и более метров. В том же направлении отмечается дальнейшее, но плавное, увеличение высоты снеговой границы как с запада на восток, от 1 700 м над у. м. вдоль северо-восточного борта Баргузинской впадины до 1 800 и более метров в районе озер Орон и Баунт, так и с севера на юг – от 1 600 м над у. м. в юго-западной части Верхнеангарской котловины до 1 800 м над у. м. и выше на Витимском плоскогорье. В этих направлениях возрастает аридизация атмосферы, обусловленная сухим климатом северного Китая и Монголии (северная периферия Гобийского антициклона). Уменьшение атмосферной влаги приводило к крайне незначительным накоплениям снега. Даже на юго-восточном склоне хребта Мал. Каптон с высотами до 2 135 м, ограничивающего с юго-востока Ципиканскую впадину, наблюдаются только нивальные ниши в виде слабо оформленных блюдцеобразных расширений в верховьях рек Чинакан и Алакар.

Активные криогенные процессы, наблюдающиеся и в настоящее время, способствовали возникновению 5–8 уровней нагорных террас. Интенсивное курумообразование, как правило, обусловлено отсутствием устойчивого и достаточно мощного снежного покрова. В вершинах коротких ложбин, пересекающих противоположный крутой северо-западный склон этого хребта, отмечается серия небольших воронкообразных каров без выработанного днища с небольшими накоплениями моренного материала вниз по ложбине до отметки 1 550 м. Положение этих слабо развитых экзарационных форм рельефа контролируется высотой водораздельных отметок 1 950–2 000 и более метров. Если абсолютная высота водораздела менее этих значений, то гляциогенные микро- и мезоформы рельефа не наблюдаются. Разница в характере и положении деструктивных элементов рельефа на противоположных склонах хр. Мал. Каптон отражает локальную депрессию снеговой границы до 100–200 м, обусловленную «теневым» эффектом и экспозицией склона.

Далее на юг отдельные вершины водораздельных пространств Витимского плоскогорья высотой 1 630–1 846 м над у. м. не имеют следов ни ледниковой, ни нивальной деятельности. Здесь климатическая снеговая линия располагалась в интервале 1 800–1 900 м. Ее положение согласуется с высотой орографической палеоснеговой границы, равной

1 900–2 000 м, на горном массиве Сохондо (2 500,5 м) и Быстринском Гольце (2 519 м), находящихся южнее – ближе к северной границе Монголии [Еникеев, 2006; Еникеев, Старышко, 2009].

Перед северо-западным клифом Патомского нагорья глубокий минимум депрессии снеговой границы продолжается на юго-запад вдоль западного подножья хр. Аkitкан. Особенности климата, орографии и разнообразная экспозиция склонов водоразделов определили своеобразное поведение нижней границы хионосферы (рис. 2). В региональном плане отмечается ее повышение от 900 м над у. м. на северо-западном фланге нагорья до 1 500–1 600 м – в центральной части. В том же направлении, практически совпадая с нижней границей хионосферы, увеличиваются высоты водораздельных пространств от 1 000–1 100 м на западном клифе до вершины горы 1 641 м, расположенной на междуречье Мал. Чипикет – Тонодо – Бол. Чипикет. Это увеличение достигает максимума в центральной части Патомского нагорья. Здесь оформился частично изолированный положительный экстремум высотой до 1 500–1 600 м над у. м. На этой площади большинство водораздельных сопков высотой 1 500 м и выше не имеют следов ледниковой деятельности и отсутствуют эрратические валуны максимального оледенения (MIS 8), россыпь которых установлена даже на левобережье р. Лена [Нагорья, 1974; Еникеев, Старышко, 2009]. А на юго-восточном склоне центрального массива (гора 1 641 м) отмечаются весьма незначительные следы воздействия бывшего ледника на коренной субстрат (см. рис. 1). Ледниковая долина не имеет даже кара, вместо которого отмечается воронкообразное расширение в вершине распада, свидетельствующее о крайне ограниченной площади снежного питания бывшего ледничка. Аналогичная ситуация отмечается во всех вершинах долин, центробежно ориентированных к этой высоте. Вместе с тем выработанные кары на северных и западных окраинах нагорья, расположенные на высоте, соответственно, 880 и 850 м над у. м., обладают классическими экзарационными формами и содержат каровое озеро или каменный глетчер.

В пределах Северо-Байкальского нагорья самый северный кар находится на северном склоне высоты с отметкой 1 496 м, расположенной на междуречье Витим – Мама – Конкудера. В пределах этого горного массива кары приурочены только к его северному макросклону и отражают влияние «теневого» эффекта. В остальных направлениях в вершинах радиально ориентированных распадков отмечаются нивальные кары со снежниками (восточный склон) или полностью отсутствуют следы ледниковой деятельности (склоны южной экспозиции). Все эти признаки совместно с 4–5 уровнями нагорных террас свидетельствуют о малой мощности снегового покрова,

незначительной площади снежного питания ледников и практическом совпадении высоты снеговой границы с отметками водораздельных пространств.

В южном и юго-восточном направлении нижняя граница хионосферы достаточно быстро повышается до высоты 1 200–1 300 м над у. м. В те же стороны увеличивается высота водоразделов Северо-Байкальского нагорья (см. рис. 2). Далее на юг до северных отрогов Верхнеангарского хребта высота снеговой границы повышается до 1 300–1 400 м над у. м. Однако опережающее увеличение абсолютных отметок хребтов приводит к существенному расширению площади питания ледников. Еще южнее нижняя граница хионосферы поднимается до отметок свыше 1 600 м над у. м. Здесь высота хребтов Делюн-Уранский, Северо-Муйский и Муяканский достигает отметок 2 200–2 500 м. Столь существенное повышение рельефа над нижней границей хионосферы привело к широкому распространению области круглогодичного снежного покрова, охватывавшего все элементы хребтов практически до нижних частей макросклонов.

Повсеместно локальное влияние на депрессию снеговой границы оказывает экспозиция склона. Такое явление наиболее характерно для высоких горных сооружений и хребтов, ориентированных субширотно. Величина понижения, по сравнению с таковыми на склонах южной экспозиции, чаще всего составляет 150–200 м. Показать ее изолиниями на картах масштаба 1:500 000 не представляется возможным.

Заключение

Использование методов палеогляциологии, родившейся во второй половине прошлого столетия на стыке гляциологии, гляциальной геоморфологии и четвертичной геологии, решает многие проблемы в восстановлении древнего оледенения. Геоморфологический анализ гляциогенных образований, установленных преимущественно дистанционными методами, с использованием материалов геологической съемки масштаба 1:200 000 и результатов исследований, проведенных научными организациями, позволил определить депрессию снеговой границы в максимум последнего похолодания в среднем на 1 300–1 400 м по отношению к современной климатической. Выявлено изменение кривизны нижней границы хионосферы в зависимости от климатических особенностей и физико-географических условий территории. Реконструирована нижняя граница хионосферы эпохи сартанского криохрона (MIS 2). Ее пересечение с рельефом местности очерчивает площади питания ледников, оказывающие влияние на их размеры, активность, и способствует возрастной и латеральной увязке деструктивных и аккумулятивных ледниковых образований как в Прибайкалье, так и в горных районах юга Восточной Сибири.

Реставрированная орографическая снеговая граница максимальной фазы сартанской эпохи позднеплейстоценового оледенения оконтуривала площади, имеющие положительный баланс твердых атмосферных осадков. Устойчивый снежный покров определял области питания ледников. Из них наиболее крупные охватывали водораздельные пространства и склоны хребтов Байкальского, Баргузинского, Верхнеангарского, Делюн-Уранского, Северо-Муйского, Южно-Муйского, Каларского и Кодара.

Выявленные закономерности деформации снеговой границы, обусловленные глобальными, региональными и локальными причинами, позволяют проводить достоверные и (или) предварительные корреляции аккумулятивных и экзарационных форм рельефа разобщенных горных сооружений обширных пространств Азиатского континента.

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

ЛИТЕРАТУРА

- Адаменко М.М. Динамика оледенения и климата Тигертышского горного узла (юг Кузнецкого Алатау) в позднеплейстоцено-голоценовое время : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Томск, 2014. 25 с.
- Долгушин Л.Д., Осипова Г.Б. Ледники. М. : Мысль, 1989. 447 с.
- Еникеев Ф.И. Депрессия 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.
- Ермакова О.Д. Региональные особенности атмосферных осадков зимнего периода на северном макросклоне хребта Хамар-Дабан (Южное Прибайкалье) // Известия Самарского научного центра. 2010. Т. 2, № 1 (5). С. 1379–1382.
- Калесник С.В. Очерки гляциологии. М. : Географиз, 1963. 551 с.
- Нагорья Прибайкалья и Забайкалья (история развития рельефа Сибири и Дальнего Востока). М. : Наука, 1974. 359 с.
- Щукин И.С. Общая геоморфология. М. : МГУ, 1960. Т. 1. 615 с.
- Shi Yafeng. Glaciers and glacial geomorphology in China // Quaternary Geology and Environment in China. Science Press, Beijing, China, 1991. P. 16–27.

Авторы:

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

Geosphere Research, 2020, 4, 33–41. DOI: 10.17223/25421379/17/3

F.I. Enikeev

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

PECULIAR PROPERTIES OF THE SNOW LINE DEPRESSION IN THE BAIKAL REGION DURING THE SARTAN STAGE OF THE LATE PLEISTOCENE GLACIATION

On the basis of remote sensing methods by the Partch and Brueckner method, using materials from geological surveys with a scale of 1: 200,000 and research results obtained by scientific organizations, the nature of the snow boundary in the maximum phase of the Sartan glaciation in the territory of the Baikal region was restored. The principal moment of the reconstructions was the determination of the magnitude of the global, regional and local depressions of the snow boundary, due to both climatic factors and the orography of mountain structures, the heights of their watersheds and frontal scarps, as well as the orientation in space and the exposure of slopes. By the absolute marks of destructive and accumulative traces of glacial activity using topographic maps, aerial and satellite images of large and medium scales, depending on the size of the glacial morphology object and the degree of its detailing, the lower boundary of the chionosphere has been established. Its intersection with the terrain outlines the areas of glacier feeding, influencing their size, activity, and contributes to the age and lateral linking of destructive and accumulative glacial formations both in the Baikal region and in the mountainous regions of southern Eastern Siberia. The depression of the orographic snow boundary was established on average by 1300–1400 m in relation to the modern climatic one. On the southern coast of Lake Baikal (up to 1200 m above sea level) and at the base of the western cliff of the Stanovoy Upland (up to 900 m), its negative extremes are revealed, and on the Patom Upland, Vitim plateau and in the western part of the ridge. Khamar-Daban - positive. As a result of the restoration of the orographic snow boundary of the maximum phase of the Sartan glaciation, areas with a positive balance of solid atmospheric precipitation within the studied area were outlined. Stable snow cover in this area determined the areas of glacier feeding. The largest of them covered watershed areas and slopes of ridges: Baikalsky, Barguzinsky, Verkhneangarsky, Delyun-Urinsky, Severo-Muisky, Yuzhno-Muisky, Kalarsky and Kodar ridge. The revealed patterns of deformation of the lower boundary of the chionosphere were determined by global, regional and local climatic features of the Baikal region. All paleogeographic constructions were carried out using the computer programs Google Earth Pro and SAS. Planet. Release. Due to the large area of the considered territories, the final generalization of the primary material was carried out on a topographic basis on a scale of 1: 500,000.

Keywords: Late Pleistocene, cirque, snow line, exaration, moraine, reconstruction, Paleoglaciology, Baikal Region.

References

- Adamenko M.M. *Dinamika oledeneniya i klimat gornogo uzla Tigertysh (yug Kuznetskogo Alatau) v pozdnem pleystotsen-golotsenovom vremeni*. [Dynamics of glaciation and climate of the Tigertysh mountain node (south of the Kuznetsk Alatau) in the Late Pleistocene-Holocene time]. PhD thesis, Tomsk, 2014. 25 p. In Russian.
- Dolgushin L.D., Osipova G.B. *Ledniki* [Glaciers]. Moscow : Publ. house Thought, 1989. 447 p. In Russian.
- Enikeev F.I. *Depressii snegovykh granic pleystocenovykh oledeneniya Vostochnogo Zabaykal'ya* [Paleosnowline depressions of Pleistocene glaciations in the Eastern part of Transbaikalia] // *Geomorfologiya*. 2006, No 3. pp. 56–65. In Russian.
- Enikeev F.I. *Ozera Vostochnogo Zabaykal'ya* [Lakes of Eastern Transbaikalia] // *Geography and Natural Resources*, 2017. No 2, pp. 124–134. In Russian.
- Enikeev F.I., Saryshko V.E. *Glyacial'nyy morfogenez i rosspeobrazovanie Vostochnogo Zabaykal'ya* [Glacial morphogenesis and placer formation in the Eastern Transbaikalia]. Chita: ChitGU, 2009. 370 p. In Russian.
- Enikeev F.I., Saryshko V.E. *Ledniki hrebta Kodar (Severnoe Zabaykal'e)* [Glaciers of the Kodar ridge (Northern Transbaikalia)] // *Geography and Natural Resources*. 2014. No 1. pp. 107–117. In Russian.
- Ermakova O.D. *Regionalnyye osobennosti osadkov v zimniy period na severnom makrosklone Khamar-Dabankogo khrebta (Yuzhnoe Priбайkal'ya)* [Regional features of precipitation during the winter period on the northern macroslope of the Khamar-Daban ridge (Southern Baikal region)] // *Proceedings of the Samara Scientific Center*. 2010. T. 1, No 1 (5), pp. 1379–1382. In Russian.
- Kalesnik S.V. *Ocherki po glyatsiologii* [Essays on glaciology]. Moscow: Geografiz, 1963. 551 p. In Russian.
- Nagor'ya Priбайkal'ya i Zabaykal'ya (istoriya razvitiya rel'yefa Sibiri i Dal'nego Vostoka) [The highlands of the Baikal and Transbaikalia (history of the development of the relief of Siberia and the Far East)]. Moscow: Nauka, 1974. 359 p. In Russian.
- Schukin I.S. *Obshchaya geomorfologiya*. [General geomorphology]. T. 1. Moscow: MGU. 1960. 615 p. In Russian.
- Shi Yafeng. *Glaciers and glacial geomorphology in China* // *Quaternary Geology and Environment in China*. Science Press, Beijing, China, 1991. pp.16–27.

Autor:

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