

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.435.4(235.223)

© 1993 г. А. В. МАЦЕРА

РЕЛЬЕФООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ОЛЕДЕНЕНИЯ
ВОСТОЧНОГО САЯНА

Сведения о ледниковой истории Восточного Саяна, влиянии ледников на рельеф, количестве самостоятельных оледенений пока еще недостаточны. Разные исследователи выделяют от одного до шести оледенений [1—5]. Наиболее полная характеристика ледникового рельефа, условий питания и движения ледников содержится в работе М. Г. Гросвальда, выделяющего три оледенения [2, 3].

В 1975—1985 гг. автор проводил изучение рельефа и четвертичных отложений центральных районов Восточного Саяна (Саяно-Тувинское нагорье) при крупномасштабном комплексном геологическом картографировании. Получены дополнительные данные о характере оледенения, рельефообразующей роли ледников, возможности сохранения доледниковых отложений, проведен анализ пыльцевых спектров из подбазальтовых и ледниковых отложений. Результаты исследований позволяют говорить лишь о позднеплейстоценовой ледниковой эпохе. Ледниковый рельеф проявлен ярко, образует единый комплекс. Обобщенные границы площади ледникового рельефа и точки отбора проб на спорово-пыльцевой анализ показаны на рис. 1. В общем, эти границы совпадают с более детальными границами на карте позднеплейстоценового оледенения, составленной М. Г. Гросвальдом и В. Н. Орлянкиным [3].

Оледенение покрывало хребты Крыжина, Удинский, Большой Саян, примыкающие к ним поднятия и восточную часть Тоджинской котловины. На главных водораздельных поднятиях (абс. высота 2200 м и более) ледники создали комплекс горноледниковых форм: каров, пиков, острых гребней, ледниковых долин. Глубокая ледниковая переработка рельефа наблюдается в районах сочленения впадин и поднятий, в днищах впадин. Здесь развит беспорядочно-холмистый экзарационный рельеф, встречаются друмлины, ледниковые ложбины. На обширных выровненных междуречьях с абс. высотами 2000—2200 м экзарация незначительна, проявлена в виде полировки и штриховки коренных пород. Уверенно восстанавливаются фрагменты ярусного палеорельефа и древних долин. В разорванном чехле маломощных моренных отложений преобладают валуны местных пород. Так, в поле развития известняков доминируют окатанные обломки известняков, а в поле развития базальтов — обломки базальтов. На узких вытянутых междуречьях и во впадинах такой закономерности не наблюдается.

Так как питание оледенения было связано с северо-западным приносом осадков через Тоджинскую котловину, долины рек Казыр и Кизир, основная масса льдов зарождалась на ограничивающих котловину с востока поднятиях. Движение спускавшихся в котловину льдов, видимо, определялось уклонами рельефа, неравномерностью толщины покрова, наличием останцовых возвышен-

ностей. Например, в верховьях р. Азас ориентировка ледниковых шрамов, ложбин на поверхности базальтов говорит об общем западном направлении движения льдов, и здесь же в районе одиночного поднятия Бош-Тайга форма бараньих лбов и друмлинов указывает на локальные восточные перемещения. Хорошим индикатором общего направления движения льдов в Тоджинской котловине является разнос обломков базальтов, образующих междуречье верховьев рек Хамсара и Бий-Хем. Они широко распространены западнее междуречья и практически отсутствуют восточней.

Изучение верхней границы ледниковой полировки рельефа, развитой на абс. высотах от 2000 до 2600 м, показывает, что оледенение имело сетчато-древовидный характер. Лишь в Тоджинской котловине был развит покров, над которым возвышались нунатаки. Поверхность покрова, видимо, понижалась в западном направлении. Так, на плоских вершинных поверхностях вулканов Дерби и Шивит (истоки рек Супр, Бий-Хем) на абс. высотах 2500—2700 м следов экзарации, экзотических валунов не встречено. Сейчас это поверхности интенсивного выветривания, покрытые глыбово-щебнистым элювием. Также не несут следов ледниковой обработки вершины расположенного западней хр. Улуг-Арга, поднятия Хап-Тайга (абс. высота 2400—2600 м). Северо-западнее, в бассейнах рек Киж-Хем, Бедий следы интенсивной экзарации, многочисленные экзотические валуны наблюдаются до высот ~1900 м, а выше встречаются редко, иногда отсутствуют совсем. Поэтому автор не может согласиться с выводами М. Г. Гросвальда о том, что Тоджинская котловина была покрыта мощным ледяным куполом, растекавшимся на окружающие поднятия [2, 3]. С давлением растекавшихся против уклонов рельефа с запада на восток льдов М. Г. Гросвальд связывает образование сквозных долин (долин прорыва), пересекающих хр. Большой Саян в субширотном направлении. Полевые исследования показали, что, как правило, это долины III порядка (шириной до 2 км), образующие с притоками и разделяющими их поднятиями единую геоморфологическую систему. Сейчас они либо используются истоками рек восточных и западных склонов хребта, либо образуют перевальные палеодолины. Такие палеодолины широко развиты в Восточном Саяне не только на площади развития ледников, а и за ее пределами. На хр. Большой Саян рассматриваемые палеодолины везде имеют одинаковые высоты (1800—1900 м) и морфологию. В одной из них между истоками рек Бий-Хем и Тисса (перевал Сариктан-Дабан) лежат базальты, извержение которых произошло примерно 600 тыс. лет назад. Перекрываемые базальтами сероцветные валунно-галечные отложения содержат пыльцу широколиственных растений [6]. Поэтому возраст палеодолины определяется как плиоцен-раннеплейстоценовый.

Аккумулятивный ледниковый рельеф представлен беспорядочно разбросанными холмами основной морены, а также грядами стадияльных береговых и конечных морен. Основная морена развита по долинам рек в зоне альпийского рельефа и плащом перекрывает межгорные впадины. Стадияльные морены представлены грядами высотой до 30 м, шириной 40—50 м. Их положение, морфология указывают, что в последнюю стадию оледенения существовали отдельные горно-долинные ледники протяженностью до 10—15 км. Спускаясь по крупным долинам, ледники лопастями заходили в долины-притоки. Среди водно-ледникового рельефа преимущественно распространены грядово-ячеистые озы. Камовые холмы, озерно-ледниковые террасы встречаются редко. Это можно связать со спецификой их образования на равнинах в условиях длительного существования глыб «мертвого» льда, запрудных бассейнов. Для горных районов более характерен проточный режим талых вод, формирующих озовые гряды. Видимо, лишь в краевых районах оледенения были распространены подпрудные озера типа Дархатского [3]. В стадию деградации оледенения отдельные ледяные глыбы, сохранившиеся на междуречьях и в палеодолинах, одновременно служили источником обильных талых вод и предохраняли покрываемые ими участки

от эрозии. Их положение в последующем определило направление послеледникового стока и широкое развитие в зоне бывшего оледенения участков отмерших долин (в том числе и сквозных), речных перехватов, существование которых трудно объяснить тектоникой. Для неледниковых районов Восточного Саяна речные перехваты и отмершие палеодолины не характерны. Речная сеть здесь развивается унаследованно, фрагменты древних долин сохраняются либо в верховьях, либо по бортам современных долин.

Особенностью четвертичной истории Восточного Саяна является базальтовый вулканизм. Выделяются фазы извержений ~600 тыс. и 160 тыс лет назад [6]. Изучение текстурных особенностей перекрываемых базальтами отложений, анализ пыльцевых спектров из этих отложений позволили сделать вывод, что следы оледенения появляются только позже 160 тыс. лет назад. Ниже приводятся описания ряда разрезов в пользу этого вывода.

В одном из разрезов в 4 км выше устья р. Соруг (приток р. Хамсары), описанном впервые М. Г. Гросвальдом, перекрытые мореной лавы налегают на сероцветные валунно-галечниковые отложения с ожелезненным песчано-гравийным заполнителем (разрез 1 на рис. 1) [2]. Длинные оси обломков ориентированы субгоризонтально. М. Г. Гросвальд считает эти отложения флювиогляциальными, среднеплейстоценовыми. Видимо, это же обнажение позволило Б. А. Борисову [5] выделить в Восточном Саяне второе раннеплейстоценовое соругское оледенение, которое вошло в Унифицированную региональную стратиграфическую схему четвертичных отложений Алтае-Саянской обл. [8]. В последнее время река сильнее подмыла обнажение, и сейчас у самого уреза воды сероцветные подбазальтовые отложения перекрывают ярко-красную суглинисто-дресвяную кору выветривания гранитов, постепенно переходящую в ненарушенные граниты. Результаты спорово-пыльцевых анализов показывают, что в дресвяных и нижних горизонтах сероцветных отложений сохранились пыльцевые спектры сосново-кедровых лесов с примесью березы, тсуги, дуба, липы, вяза, граба, ореха. Содержание широколиственных колеблется в пределах 2—8%.

Обнажение подбазальтовых отложений, дополняющее описанное и являющееся более полным, расположено в 500 м вверх по течению р. Соруг (разрез 2 на рис. 1). Здесь в 30-метровом обрыве правого борта реки под базальтами и подстилающими их сероцветными валунно-галечниковыми отложениями, идентичными описанным, залегают пестроцветные глины, алевролиты и подстилающие их выветрелые красновато-желтые галечники с песчаным заполнителем. Глины и галечники содержат богатый пыльцевой спектр широколиственных, экзотических хвойных и листопадных растений тургайской флоры (определения Е. М. Малаевой, МГУ), которая существовала в олигоценно-миоценовое время. В нижних горизонтах сероцветных отложений пыльца экзотических растений пропадает, но в значительных количествах (до 30—40%) сохраняется пыльца широколиственных: дуба, бука, вяза, ореха, липы, ольхи. Вверх по разрезу постепенно возрастает количество пыльцы обыкновенной и сибирской сосен, ели, березы, лиственницы, пихты. У контакта с базальтами доминирует пыльца сосен (до 80—90%). Пыльца широколиственных растений сохраняется в единичных зернах. Пыльцевой спектр из сероцветных отложений сходен со спектром из подбазальтовой толщи на перевале Сариктан-Дабан, где, как отмечено выше, извержение базальтов произошло ~600 тыс. лет назад.

Отложения, содержащие более «холодные» пыльцевые спектры, встречаются под более молодыми лавами в районе вулканов Плоский—Дерби-Тайга в пяти пунктах (истоки р. Бий-Хем). Во всех случаях это песчаные, валунно-галечниковые отложения с примесью туфогенного материала. В трех обнажениях они имеют грубую косую слоистость, в двух — горизонтальную. Отложения содержат сходные между собой по видовому составу и процентному содержанию пыльцевые спектры, характеризующие сосново-березовые леса с примесью ели, пихты. По сравнению с раннеплейстоценовыми спектрами количество пыльцы берез

увеличивается с 1—5 до 10—35%. Количество пыльцы травянистых растений во всех спектрах не превышает 5—10%.

В качестве опорного приведем разрез по р. Шишпак-Холь-Танма, являющейся первым крупным левым притоком р. Азае (разрез 4 на рис. 1). У южного подножия горы Хап-Тайга река каньоном прорезает базальты, перекрытые моренными отложениями. Под базальтами находятся спекшиеся отложения — неокатанные обломки базальтов более ранней генерации, хорошо окатанная галька кварцитов, гранитоидов, гнейсов. Заполнитель — песчано-гравийный с пепловой составляющей. В толще встречаются прослои и линзы косослоистых разномерных полимиктовых песков. Мощность прослоев до 50 м. Базальты и подстилающие их отложения заполняют относительное понижение между поднятием Хап-Тайга и хр. Улуг-Арга. Видимо, подбазальтовые отложения накопились после начала вулканической деятельности в подгорных шлейфах водно-грязевого, пролювиально-делювиального происхождения. В них содержится пыльцевой спектр следующего состава: древесные формы — 90%, травянистые растения — 5—9%, споры — 1—5%. Древесная растительность представлена сосной обыкновенной и сибирской — 60—80%, березой древесной и кустарниковой — 3—15%, ольхой, ивой — по 3—5%, присутствуют единичные зерна лиственницы, ели, кедрового стланика, вяза, лещины (последние скорее всего переотложены, так как в других подобных спектрах они не встречаются). Травянистая растительность представлена разнотравьем, злаками, полынью. Споры — мхами, папоротниками, плаунами. Радиотермолюминесцентная датировка обожженной части подбазальтовых отложений р. Шошпак-Холь-Танма дает время отжига и, следовательно, извержения базальтов около 160 тыс. лет назад. И только после извержения этих базальтов началось накопление моренных отложений.

Накопления, заключенные между базальтами разных фаз извержений, встречены в правом борту р. Бий-Хем, в 6 км ниже его истока из оз. Кара-Балык. Горизонтально-слоистая толща мощностью 5 м состоит из спекшихся галечниково-гравелитовых отложений с супесчаным заполнителем. В них наблюдаются прослои аргиллинизированных глин мощностью 5—10 см. Толща содержит пыльцу сосново-березовых лесов без примесей пыльцы широколиственных растений.

Таковыми же видовым и процентным соотношением растительности характеризуются спорово-пыльцевые спектры из современных отложений и вскрытых шурфами верхних (до 2 м) горизонтов ледниковых отложений. Это позволяет сделать два вывода. Первый — о большой способности проникновения пыльцы в рыхлые отложения вместе с атмосферными осадками. Тем более, что для рыхлых отложений вообще характерен суспензионный перенос вещества из верхних горизонтов в нижние (лессиваж). Второй — о сходстве климатических и палеогеографических условий в момент извержения базальтов второй фазы с современными.

Отложения типа описанных подбазальтовых довольно широко распространены вокруг вулканов Дерби, Шивит, Приозерный, в истоках рек Азас и Бий-Хем. Во всех случаях в них присутствуют неокатанные, плохо окатанные обломки базальтов и хорошо окатанная галька кварца, валуны гранитоидов, цементированные пепловым, аргиллитоподобным материалом. М. Г. Гросвальд считает эти отложения «туфоморной» раннеплейстоценового оледенения, названного шивитским [2]. Изучение цемента туфоморены под электронным микроскопом не позволило достоверно диагностировать в нем глинистые минералы. Рентгеноструктурный анализ позволяет говорить лишь о присутствии неупорядоченных смешанослойных минералов, образовавшихся, видимо, за счет разложения пеплового материала (определение Л. Г. Ракшинской, МГУ). Скорее всего описываемые отложения образованы водно-грязевыми потоками вокруг вулканических построек в среднеплейстоценовое время, так как они содержат пыльцу сосново-березовых лесов.

Кроме описанных разрезов с базальтами встречена серия обнажений, свидетельствующих, на взгляд автора, об одном оледенении и незначительном

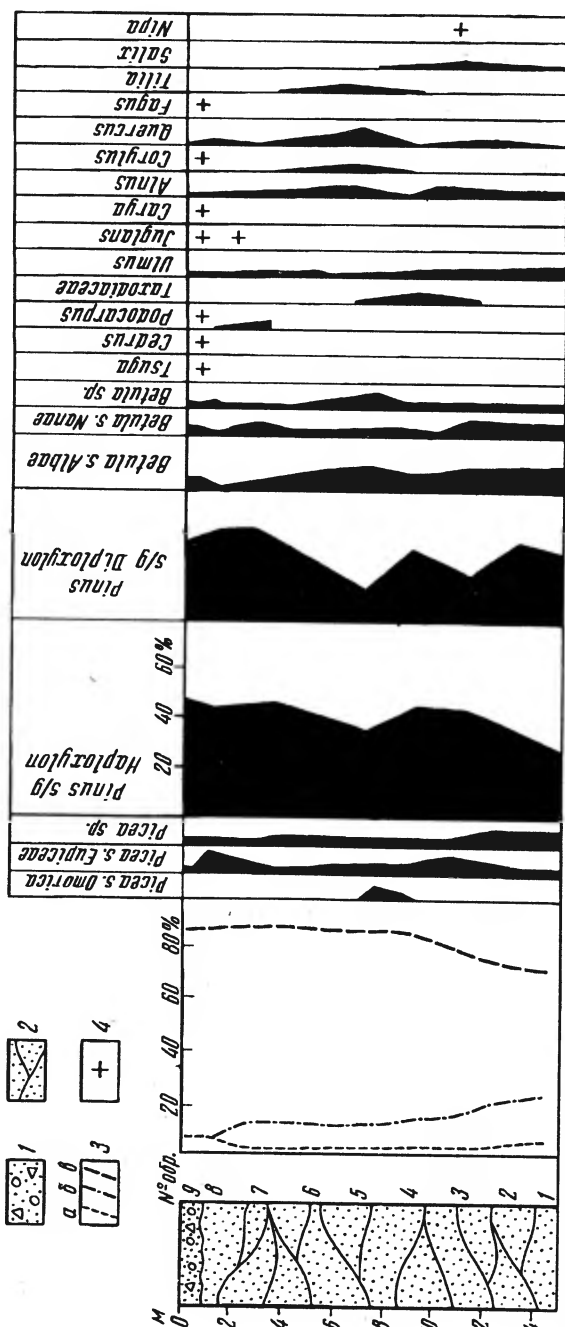


Рис. 2. Пыльцевая диаграмма разреза перекрытых флювиогляциальными отложениями песков в долине р. Сорог

1 — флювиогляциальные супеси; 2 — мелкозернистые кососложистые пески; 3 — процентное содержание кососложистые пески; 4 — наличие пыльцы в единичных зернах пыльцы древесных растений; — — — — — наличие пыльцы в единичных зернах

ледниковым выпавиванием даже рыхлых отложений в условиях небольших уклонов выровненного рельефа. В 8 км выше устья р. Соруг в левом борту наблюдается выклинивание потока базальтов, перекрывающих толщу серых песчано-галечниковых отложений, в которых развита мелкая косая, местами волнистая слоистость. Галька хорошо окатана. Сами базальты перекрыты супесчано-галечниковыми светло-коричневыми флювиогляциальными отложениями. За пределами лавового потока они ложатся непосредственно на подбазальтовые пески. В 5 км выше по течению реки эти же флювиогляциальные супеси перекрывают пепельно-серые хорошо отмытые мелкозернистые пески с косослоистой текстурой (разрез 3 на рис. 1). Полученный из песков пылецевой спектр характеризует сосновые леса с представителями широколиственной и вечнозеленой растительности (рис. 2). Позтому отложения имеют возраст не моложе позднеплейстоценового—раннеплейстоценового. Супеси также содержат в незначительном количестве пыльцу широколиственной и вечнозеленой флоры. Это связано с местным переотложением пыльцы из подстилающих песков. В пределах выровненных междуречий иногда сами ледниковые отложения содержат неокатанные выветрелые обломки, красные пластичные глины. Вероятней всего, это продукты ближнего одноразового переотложения кор выветривания.

История оледенений отражается в первую очередь в строении и количестве речных террас. Для Восточного Саяна исследователями, изучавшими долины северных, северо-восточных (бассейн Бирюсы) [7] и западного (бассейн Верхнего Енисея) районов [9, 10] выделяется одинаковое число террас, имеющих близкие высоты. Так, в бассейнах рек Бий-Хем, Кизир, Бирюса выделяются 90—120, 18—25 и 8—10-метровая террасы. Но интерпретация их возраста очень различна. В долине р. Бирюса С. С. Осадчий описывает 100—120-метровую террасу как эоплейстоценовую. Ее возраст доказывается наличием пыльцы сосново-еловых и березовых лесов с примесью орешника, тсуги, дуба, клена. А. Ф. Ямских считает, что равная ей по высоте терраса в долине р. Бий-Хем, по-видимому, соответствует среднеплейстоценовому, максимальному оледенению. Следующую 50—80-метровую террасу С. С. Осадчий относит к раннеплейстоценовому времени, А. Ф. Ямских такую террасу связывает с первой фазой позднеплейстоценового оледенения, а М. Г. Гросвальд [2] считает ее среднеплейстоценовой флювиогляциальной. Видимо, такую же террасу в долине р. Кизир Л. С. Миляева [1] коррелирует со среднеплейстоценовым оледенением; 35—45, 18—25 и 8—10-метровые террасы С. С. Осадчий считает позднеплейстоценовыми, сформированными в ледниковое время. А. Ф. Ямских связывает 35—45-метровую террасу со второй фазой позднеплейстоценового оледенения, формирование 18—25-метровой террасы относит к позднему плейстоцену — раннему голоцену. По радиоуглеродным данным, ее возраст определяется в 10560 ± 110 лет, что отвечает окончанию позднеплейстоценового оледенения Восточного Саяна [4]. Сходные террасы высотой 20 м наблюдаются на площади бывшего оледенения по долинам рек Бий-Хем, Улуг-Баш, Биче-Баш, Бедий, Чойган-Хем. Во всех случаях террасы выработаны во флювиогляциальных отложениях. Таким образом, по мнению автора, для достоверной датировки террас и их корреляции с ледниковьями и межледниковьями доказательств пока нет.

Следами среднеплейстоценового, максимального оледенения М. Г. Гросвальд считает эрратические валуны, расположенные полосой на водоразделах рек Чаваш, Систиг-Хем перед внешней западной границей ледниковых образований последнего оледенения, и экзарационные формы, размытые моренные образования, также развитые за пределами площади последнего оледенения, обладающего «свежим» экзарационным и аккумулятивным рельефом [2]. Но и валуны, и размытый ледниковый рельеф можно отнести к максимальной стадии позднеплейстоценового оледенения, выделяемого, как азасское. Не всегда перед фронтом льда после его отступления остаются конечные морены. Во многих карах, занятых перелетающими фирновыми полями, небольшими ледниками, можно наблюдать, что при их частичном сокращении в течение лета на месте фирна остаются

только валунно-галечниковые отложения. Повсеместно также распространены снежники, после стаивания которых остаются поля хорошо отмытых валунов — валунные мостовые. Внешняя граница оледенения, видимо, тоже может фиксироваться полосами отмытых водно-ледниковых валунов и галечников, как это наблюдается на междуречье Чаваш—Систиг-Хем. В другом районе, в верховьях р. Кара-Бурень, ледниковые отложения и формы рельефа исчезают постепенно. Конечные морены либо выражены одиночными разобщенными грядами высотой 5—10 м, шириной до 30 м, либо не наблюдаются вообще, а происходит постепенное выполаживание холмистого, волнистого микрорельефа основной морены. Видимо, такие границы связаны с районами развития пассивных периферических ледников.

При изучении литературы по оледенению Восточного Саяна наблюдается следующая закономерность: о двух-трех оледенениях пишут исследователи западной границы распространения ледников, а исследователи восточных границ доказывают существование только одного оледенения, состоящего из двух фаз наступления льдов [4, 6]. Если сравнить абсолютную высоту конечно-моренных образований западных и восточных границ оледенения, то можно увидеть, что на запад льды спускались до 900 м в Тоджинской котловине и до 500—600 м в долине р. Кизир, а на востоке граница конечно-моренных образований проходит на высотах от 1400 до 2000 м. Естественно, что западная граница была более динамичной и сильнее реагировала на колебания климата. Поэтому здесь многочисленны разобщенные гряды береговых и конечных морен, относимых к разным оледенениям.

Заключение

Можно представить следующую схему развития оледенения Восточного Саяна. Несмотря на несомненное чередование ледниковой и межледниковой в плейстоцене крупное оледенение возникло здесь только к позднему плейстоцену, позднее 160 тыс. лет назад. Возможно, что к этому времени сочетание климатических и орогенных факторов стало благоприятным для развития крупных ледников. Граница максимального распространения ледников, видимо, раннезырянского (муруктинского) ледниковья фиксируется валунами на междуречьях, «замытыми» экзарационными формами рельефа в долине р. Ка-Хем, фрагментами флювиогляциальных террас — всеми теми отложениями, которые ошибочно отнесены к ка-хемскому, или улуг-хемскому (среднеплейстоценовому) оледенению Восточного Саяна. В каргинское потепление ледники сокращались, но, видимо, не исчезали совсем. В позднезырянское (сартанское) время произошло новое наступление льдов. Территория их распространения хорошо изучена (азасское оледенение). Стадиальные и береговые морены указывают на два цикла его развития. В голоцене в Восточном Саяне происходит интенсивное морозо-солифлюкционное, гравитационное преобразование рельефа, активизируются речная эрозия, накопление комплекса склоновых и водных отложений.

По геологическим и геоморфологическим данным, в Восточном Саяне достоверно выделяются только позднеплейстоценовые оледенения. Следов более древних оледенений, выделенных в Региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Алтае-Саянской области [8], не обнаружено.

Наличие под ледниковыми отложениями на выровненных поверхностях и под базальтовыми лавами более древних накоплений позволяет ожидать сохранения древних россыпей.

1. Алтае-Саянская горная область//История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 415 с.
2. *Гросвальд М. Г.* Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М.: Наука, 1965. 155 с.
3. *Гросвальд М. Г.* Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера//Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. С. 152—171.
4. *Олюшин В. Н.* Неотектоника и оледенение Восточного Саяна. М.: Наука, 1965. 127 с.
5. *Борисов В. А., Минина Е. А.* Плейстоценовые оледенения Алтае-Саянской области, их корреляция и реконструкция//Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 217—223.
6. *Куликов О. А., Мацера А. В.* История четвертичного вулканизма Восточного Саяна//Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1987. № 4. С. 70—76.
7. *Осадчий С. С.* Условия россыпеобразования в Восточном Саяне. Новосибирск: Наука, 1984. 69 с.
8. Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем докембрия, палеозоя и четвертичной системы Средней Сибири. Ч. III. Новосибирск, 1979; Ленинград, 1983.
9. *Ямских А. Ф.* К вопросу о хронологии образования террас Енисея в пределах Саяно-Тувинской горной области//Корреляция новейших отложений Севера Евразии. Л.: Изд-во АН СССР. 1971. С. 109—110.
10. *Ямских А. Ф.* Палеогеографические условия Тоджинской котловины в голоцене//Природные условия и ресурсы Юга Средней Сибири. Красноярск: Красноярск. пед. ин-т, 1983. С. 3—19.

Московская сельскохозяйственная
академия им. К. А. Тимирязева

Поступила в редакцию
31.07.90

RELIEF-FORMING ROLE OF GLACIATION IN THE EASTERN SAYAN

A. V. MATSERA

S u m m a r y

At the Pliocene-Pleistocene boundary a cooling of climate resulted in that the broad-leaved forests were replaced by coniferous-birch ones; climatic fluctuations during the Quaternary did not show in species composition. Only the Late Pleistocene glaciations can be identified beyond any doubt. Glacial deposits overlay older loose formations on planation surfaces, therefore old placers would be also expected to conserve under the till.

УДК 551.435

© 1993 г. Г. Н. ПШЕНИН, Р. Е. ПЕРЕСЛЕГИНА

СТРУКТУРНЫЙ БЕДЛЕНД — УСЛОВИЯ ЕГО ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ

Бедленд принадлежит к тому редкому типу морфологических ландшафтов, который характеризуется, с одной стороны, яркой индивидуальностью и несхожестью с другими типами рельефа, с другой — полной идентичностью участков бедленда, расположенных в самых разных районах мира. Считается, что бедленд распространен в засушливых районах с малым количеством осадков (до 200 мм/год), неравномерностью склонового и руслового стока, отсутствием растительного покрова и характерен для предгорий или низкогорий, сложенных рыхлыми глинистыми и суглинистыми отложениями. Однако бедленд давно был описан в областях с далеко не аридными условиями, а также на породах, отнюдь не отличающихся слабой прочностью. Так, он был описан на Среднерусской и Приволжской возвышенностях, на Таймыре [1, 2 и др.] и даже на моренах Аляски.