

УДК 551.311.243:550.93

А. С. ЕНДРИХИНСКИЙ

ВЫСОКИЕ ПЕДИМЕНТЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Характеризуются особенности распространения и истории развития региональной эрозионно-денудационной поверхности выравнивания — уровня высоких педиментов и коррелятных отложений, датированных в целом поздним неогеном и эоплейстоценом. В геоморфологическом аспекте рассмотрена проблема границы между неогеновым и антропогеновым периодами. Показано значение геоморфологического уровня высоких педиментов для определения нижней возрастной границы эоплейстоцена.

Анализ геоморфологических уровней — морских, озерных и речных террас, поверхностей выравнивания и др. — является одним из эффективных методов неотектоники и геоморфологии. Он позволяет решать ряд вопросов теоретического и прикладного характера: выяснять особенности морфоструктурного плана исследуемой территории, производить корреляцию новейших осадочных формаций, выделять этапы исторического развития рельефа, прогнозировать экзогенные месторождения полезных ископаемых. Применение названного метода на территории Байкальской рифтовой зоны в ходе комплексных исследований способствовало унификации и консолидации многих научных представлений об истории геологического развития зоны в кайнозое. При этом, разумеется, существует еще обширный круг региональных научных проблем, находящихся ныне на стадии постановки или решения. В их числе — проблема своеобразных геоморфологических уровней, занимающих в рельефе Байкальской рифтовой зоны промежуточное положение между исходной (дорифтовой) поверхностью выравнивания мел-палеогенового возраста, с одной стороны, и сложным комплексом эрозионно-денудационных и аккумулятивных уровней плейстоцен-голоценового возраста — с другой.

Следует заметить, что такие, назовем их пока «промежуточными», геоморфологические уровни, большей частью эрозионно-денудационного происхождения, в отдельных районах Байкальской рифтовой зоны (особенно на территории Станового нагорья) довольно многочисленны и на региональных профилях образуют сложный ступенчатый ряд в интервале абс. высот от 1000 до 2500 м. При дешифрировании аэрофотоснимков и в ходе аэровизуальных и наземных наблюдений многие фрагменты высоких уровней были определены как тектонические ступени резко деформированной вершинной (исходной?) поверхности горных хребтов. Другая часть промежуточных уровней в отмеченном интервале абс. высот представлена незначительными по площади террасовидными ступенями или миниатюрными крутонаклоненными педиментами, имеющими локальное распространение и связанными, по-видимому, с эпизодическими (межцикловыми) стадиями планации. Определение возраста таких уровней обычно весьма затруднительно¹.

В комплексе промежуточных геоморфологических уровней Байкальской рифтовой зоны и на территории соседних с ней районов (бассейны рек Селенги, Витима, Олекмы, Чуи, Чаи, Киренги, в верховьях Лены и Ангара), в интервале абс. высот от 800—1000 до 1500—1700 м, многие исследователи выделяли и описывали широкие пологонаклоненные тер-

¹ Не исключено, что некоторые из ступеней на склонах горных хребтов в указанном интервале высот представляют собой комплекс нагорных террас.

расовидные ступени типа придолинных педиментов и террасо-увалов, или даже обширные (типа монгольских «бэлей») педиментированные подножия средневысотных возвышенностей с характерными для них ландшафтами «островных гор» и форбергов (Думитрашко, 1952; Флоренсов, 1960; Логачев и др., 1964; Базаров, 1968; Золотарев, 1974; Замараев и др. 1976). В ряде случаев исследователи отметили сочленение придолинных педиментов с наиболее высокими террасами Ангара, Витима, Селенги, Лены (Коржуев, 1959; Мирчинк, 1960; Тимофеев, 1963; Ендрихинский, 1968). Описаны также красноцветные элювиально-делювиальные и аллювиально-пролювиальные отложения, распространенные в указанном интервале абс. высот и датируемые названными выше и другими исследователями либо второй половиной плиоцена, либо плиоцен-эоплейстоценовым и эоплейстоценовым временем (Базаров, 1968; Казакевич, Реввердатто, 1972; Ендрихинский, 1974, и др.). К аллювиально-пролювиальным отложениям, залегающим на придолинных педиментах (в некоторых периферийных районах Байкальской рифтовой зоны), нередко приурочены золотоносные россыпи (Григорьева, 1958; Киселева, 1968; Ендрихинский, 1970, и др.).

Важной особенностью придолинных педиментов и террасо-увалов является наличие высоких и нередко крутых уступов на фаше этих террасовидных ступеней, простирающихся вдоль современных речных тальвегов. Так, при прослеживании описываемого уровня высоких педиментов вдоль юго-восточной окраины Байкальской рифтовой зоны (в бассейнах Селенги и Витима) нами отмечена высота уступов, варьирующая от 100—150 до 250—300 м. В подножии уступов, зафиксировавших глубокое эрозийное расчленение уровня педиментов, залегают обычно мощные толщй песков баунтовской свиты верхнего эоплейстоцена — нижнего плейстоцена и вложенные в них более молодые отложения.

За пределами юго-восточной периферии рифтовой зоны превышение высоких педиментов над тальвегами речных долин уменьшается до 20—30 м, при этом площадь их распространения значительно увеличивается. Так, в бассейнах рек Зазы, Холоя, Конды и верховьев Уды обширные педименты и связанные с ними «островные горы» создают своеобразный геоморфологический ландшафт, который можно было бы определить как типичный педиплен («Еравнинский педиплен»). Здесь следует заметить, что в зоне впадин забайкальского типа, где речные долины по простираию в общем совпадают с межгорными прогибами, уровень высоких педиментов (заметно деформированный на отдельных участках) становится весьма характерным элементом рельефа как речных долин, так и межгорных впадин. Именно на бортах впадин забайкальского типа высокие педименты выглядят как настоящие бэлы, хотя они имеют здесь размеры несколько меньшие, нежели в Монголии. Красноцветные элювиально-делювиальные и пролювиальные отложения, залегающие на высоких педиментах Чикойско-Хилокской, Итанцинской, Удинской, Иволгинской впадин, в ряде мест погребены отложениями кривоярской свиты верхнего эоплейстоцена — нижнего плейстоцена (Флоренсов, 1960; Базаров, 1968). Таким образом, в отличие от высоких педиментов юго-восточной периферии Байкальской рифтовой зоны, испытавших во второй половине эоплейстоцена значительное поднятие и глубокое эрозийное расчленение, в некоторых впадинах забайкальского типа плиоценовая поверхность выравнивания была вовлечена, наоборот, в погружение и частично перекрыта толщй плейстоценовых песков.

Здесь мы подошли, наконец, к детальному рассмотрению особенностей развития и распространения высоких педиментов в проксимальной части Байкальской рифтовой зоны, по линии межгорных впадин: Тункинской — Байкальской — Верхне-Ангарской — Муйско-Куандинской — Чарской. В первой из названных впадин высокие педименты отсутствуют. Отложения, которые можно было бы считать коррелятными этому уров-

ню и синхронными времени его формирования (в целом по зоне плиоцен—эоплейстоцен), в Тункинской и Южно-Байкальской впадинах «... закрыты накоплениями более позднего времени, но появляются из-под них по краям и на перемычках между впадинами, например, ановская, или «охристая», свита западного склона Еловского отрога» (Логачев, 1974, стр. 114). Судя по преобладанию в составе охристой молассы отложений речного, пролювиального и озерного происхождения, а также по их значительной мощности (до 500—800 м), вряд ли можно предполагать, что в конце неогена — начале антропогена в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны были развиты обширные педименты. Интенсивное заполнение Тункинской и Южно-Байкальской впадин молассоидными отложениями в это время не сопровождалось педиментацией на их бортах и по крупным речным долинам (как это было, например, в бассейнах Селенги и Витима). Широкое развитие педиментов в районах Восточного Саяна и Хамар-Дабана, как показывают материалы Л. С. Миляевой (1969), Н. А. Логачева (1974), И. В. Антощенко-Оленева (1975) и других исследователей, происходило главным образом в переходное время от палеогена к неогену, когда проявились первые фазы рифтогенеза, а в межгорных впадинах шло накопление отложений угленосной формации. В ходе педиментации в это время появились всхолмленные денудационные равнины, окруженные среднегорными массивами и останцовыми грядами. Наиболее обширной среди них была равнина на месте современного Окинского плоскогорья. В миоцене денудационные равнины отдельных районов Восточного Саяна и Хамар-Дабана испытали значительное эрозионное расчленение, а затем были погребены под мощными покровами базальтов.

В Среднебайкальской и Северо-Байкальской впадинах и в их горном обрамлении отложения второй половины плиоцена и эоплейстоцена распространены сравнительно более широко, чем в Южно-Байкальской и Тункинской впадинах. Однако размещение их непосредственно на уровне высоких педиментов фиксируется главным образом в Северо-Байкальской впадине и в соседнем с ней Западном Прибайкалье. Так, в районе между поселками Нижнеангарск и Северо-Байкальск существенно красноцветные элювиально-делювиальные отложения залегают на поверхности Тыйского плато, на абс. высоте 1050—1100 м. Аналогичные отложения, датированные второй половиной плиоцена («дзоэоплейстоценовые»), обнаружены на денудационном низкогорье о. Ольхон, близ с. Харанцы, на абс. высоте 470—480 м (Замараев и др., 1976). Средне-поздне-эоплейстоценовый возраст, определенный по результатам спорово-пыльцевого анализа и по остаткам мелких млекопитающих, имеют красные суглинки с дресвой и щебнем, вскрытые в районе с. Байкальского в цоколе террасы высотой 20—22 м (Белова, 1975). К отложениям эоплейстоценового возраста В. В. Ламакин (1959) относил галечно-песчаные отложения 120-метровой террасы на мысе Валукал, на профиле которого четко выделяется ступень типичного высокого педимента (рис. 1). В описанных и в ряде других случаях верхне-неогеновые красноцветные отложения распространены, как правило, в районах зрелого реликтового эрозионно-денудационного рельефа, испытавшего в плейстоцене и голоцене интенсивные тектонические деформации и в значительной степени преобразованного новым режимом рельефообразующих процессов. При этом в пределах Байкальской впадины наблюдается заметное снижение уровня высоких педиментов от 1000—1100 м в ее северной части до 450—500 м в средней и, возможно, южной частях. В пределах последних обнаружены лишь фрагменты эоплейстоценовых охристых толщ, коррелятный которым эрозионно-денудационный рельеф пока еще не установлен.

Все большее число террасовидных ступеней типа высоких педиментов прослеживается в направлении с юго-запада на северо-восток на территории Станового нагорья. Подобно мысу Валукал в Северо-Байкаль-



Рис. 1. Восточное побережье оз. Байкал. Высокий педимент на мысе Валукаш
Фото А. С. Ендрихинского. Август 1975 г.

ской впадине (этому своего рода морфотипу высоких педиментов) реликтовые террасовидные ступени с эрозионно-денудационными поверхностями спорадически рассеяны на бортах Верхнеангарской впадины и нередко сливаются с уровнем древних сквозных долин на Баргузинском, Северо-Муйском, Делюн-Уранском и Верхнеангарском хребтах (в интервале абс. высот от 800—1000 до 1200—1500 м). В Муйско-Куандинской впадине ландшафт высоких педиментов и островных гор (с абс. высотой базисной поверхности 1100—1200 м) существует в ее северо-восточной части, на правобережье Витима. По данным Г. Ф. Лунгерсгаузена и А. И. Музиса (1968) и по результатам наших исследований, возраст базисной поверхности определен как средне-позднеэоплейстоценовый.

На территории Станового нагорья, восточнее 112° в. д., связь уровней высоких педиментов и древних сквозных долин становится все более очевидной, определяя тем самым единство эрозионных и денудационных процессов, создавших в одном цикле региональную поверхность выравнивания. При этом следует заметить, что на Становом нагорье реликтовый эрозионно-денудационный рельеф уровня высоких педиментов по сравнению с районами Северного Прибайкалья представляется менее зрелым. Это можно объяснить некоторым отставанием (или сравнительно более поздним началом) эрозионно-денудационного цикла, завершившегося в Саян-Хамардабанском районе рифтовой зоны в первой половине миоцена, а в Прибайкальском районе — в конце плиоцена. Судя по незначительному распространению на Становом нагорье (в бассейнах рек Верхней Ангары, Муи, Куанды, но за исключением межгорных впадин) отложений, подобных осадочным образованиям красноцветной формации или охристой молассы, можно предположить, что цикл формирования рассматриваемого эрозионно-денудационного уровня здесь имел место в эоплейстоцене в целом. В восточной части Станового нагорья, по данным Д. В. Лопатина (1972), формирование уровня высоких педиментов, расположенных ныне на абс. высоте от 1400 до 1800 м, происходило уже в позднем эоплейстоцене.

Отправной момент поэтапного и нарастающего эрозионного расчленения уровня высоких педиментов (т. е. начало нового эрозионно-дену-

дационного цикла) совпал, по-видимому, с ранними стадиями формирования охристой молассы Прибайкалья, а точнее говоря, с первой половиной эоплейстоцена. Одновременно в ряде мест Прибайкалья и Забайкалья продолжалось еще формирование красноцветных образований, содержащих остатки чикойского-хапровского и итанцинского-таманского фаунистических комплексов нижнего и среднего эоплейстоцена (Базаров, 1968; Белова, 1975). В Южно-Байкальской впадине в это время накапливались отложения аносовской свиты, а в Северо-Байкальской впадине — аллювиально-пролювиальные отложения тошkinsкой толщи². Одновозрастными с ними могут считаться осадочные образования витимской свиты в Бодайбинском районе Байкало-Патомского нагорья (Казакевич, Ревердатто, 1972) и отложения чининской свиты на Витимском плоскогорье, погребенные в бассейне р. Амалата под молодыми базальтами (Ендрихинский, 1970). В Западном Прибайкалье, в бассейне верхнего течения Лены, глубокое врезание речной сети — до 100—150 м — произошло, по мнению Н. А. Логачева (1974), в середине плиоцена — начале эоплейстоцена. О. М. Адаменко, Р. С. Адаменко и А. А. Кульчицкий, уточняя возраст манзурского аллювия, выполняющего древние долины глубокого врезания и содержащего многочисленные остатки моллюсков, остракод и млекопитающих хапровского и в основном таманского комплексов, предполагают, что столь глубокое эрозионное врезание здесь было в конце среднего плиоцена (Замараев и др., 1976).

В западной половине Станового нагорья и на левобережье верхнего и среднего течения Витима эрозионное расчленение уровня высоких педиментов началось в конце эоплейстоцена — начале плейстоцена, с одновременным интенсивным погружением межгорных впадин — Ципиканской, Алакарской, Верхне-Ципинской, Баунтовской, Бамбуйской (Григорьева, 1958; Ендрихинский, 1968). Древние сквозные долины на Верхнеангарском, Делюн-Уранском, Северо-Муйском и Южно-Муйском хребтах, тальвеги которых ныне расположены на абс. высоте 1000—1200 м, были переуглублены до 100—150 м, а затем выполнены нижнеплейстоценовыми аллювиальными и коллювиальными отложениями (рис. 2). В восточной половине Станового нагорья, в бассейнах рек Калара, Куанды, Чары и на левобережье среднего течения Олекмы, эрозионное расчленение уровня высоких педиментов происходило главным образом в раннем плейстоцене (Павловский, 1932; Киселева, 1968; Лунгерсгаузен, Музис, 1968; Лопатин, 1972). Примечательным явлением этого времени было накопление песчаных отложений, известных почти во всех межгорных впадинах. Преимущественно песчаные отложения мощностью 100—150 м установлены также в нескольких разрезах переуглубленных сквозных долин.

Вследствие новой фазы дифференцированных тектонических движений, обусловившей еще большее погружение крупных межгорных прогибов — Верхнеангарского, Муйско-Куандинского, Чарского, а также оформление большого числа новых впадин (Верхнемуйской, Бамбуйской, Токкинской и др.), началась перестройка речной сети в бассейнах верхнего течения Лены, Баргузина, Верхней Ангары, Чаи, Чуи, Мама, Мамакана, Ципы, Бамбуйки, Муи, Куанды, Калара. Большинство древних сквозных долин на хребтах Станового нагорья, составляющих вместе с высокими педиментами единый эрозионно-денудационный уровень, вследствие перестройки речной сети появились именно в это время — в конце эоплейстоцена — начале плейстоцена. При этом в направлении с запада на восток их появление все более запаздывает.

В середине плейстоцена на большей части территории Байкальской рифтовой зоны и соседних районов уровень высоких педиментов приоб-

² Тошkinsкая толща выделяется нами впервые по результатам комплексного изучения (совместно с В. А. Беловой) подгорного аллювиально-пролювиального шлейфа в районе пос. Нижнеангарска (урочища Тошка и Душканы).

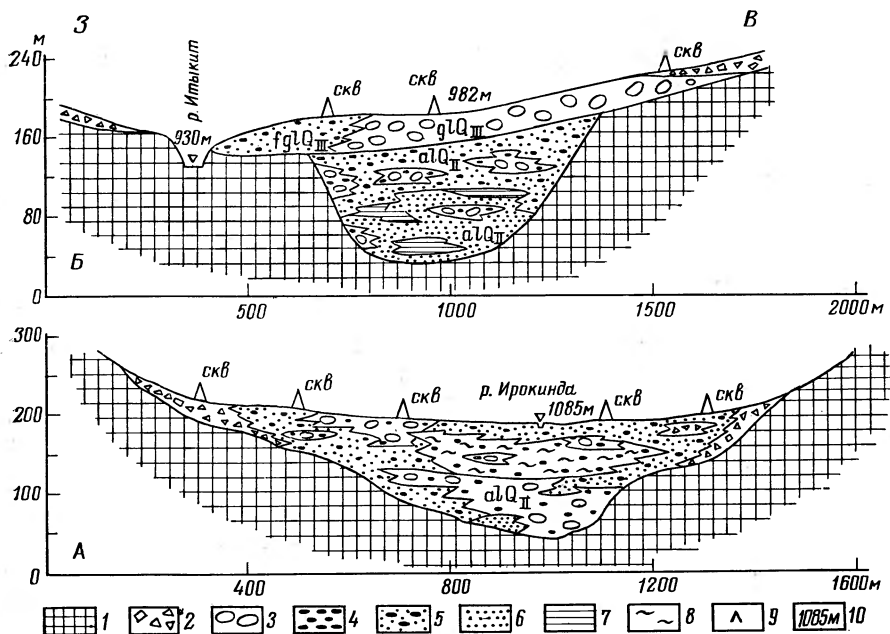


Рис. 2. Древние сквозные долины Южно-Муйского (А) и Северо-Муйского (Б) хребтов Станового нагорья

1 — докембрийские кристаллические породы; 2 — коллювиальные и склоновые грубообломочные отложения; 3 — валуны в аллювиальных и водно-ледниковых отложениях; 4 — галечник в аллювиальных и водно-ледниковых отложениях; 5 — галечно-песчаные отложения; 6 — пески; 7 — озерные алевриты и алевритовые пески; 8 — глинисто-алевритовые отложения; 9 — буровые скважины; 10 — абс. отметки. Составил А. С. Ендрихинский по материалам буровых работ Бурятского геологического управления (1977 г.)

рел близкие к современному морфологический облик и положение в рельефе. Данное обстоятельство позволило многим исследователям сделать вывод о том, что на рубеже среднего и позднего плейстоцена (по стандартной стратиграфической шкале) почти на всей территории Прибайкалья и Забайкалья произошла активизация новейших тектонических движений. Однако последовательность событий новейшей геологической истории показывает, что региональная активизация в различных частях Байкальской рифтовой зоны проявилась не одновременно и охватила период от середины плиоцена до середины плейстоцена (или даже современной эпохи). Таким образом, говорить об автономии и единовременности фазы активизации в Прибайкалье и Забайкалье именно на рубеже среднего и позднего плейстоцена, по-видимому, нет никаких оснований. В связи с этим наиболее рациональным представляется предположение Н. А. Флоренсова (1962) о выделении в новейшей геологической истории региона продолжительного орогенного этапа — «новобайкальского», охватывающего последние 3—4 млн. лет, в течение которого сложились морфоструктуры современной Байкальской рифтовой зоны (Логачев, 1974). Миграция же рельефообразующих процессов, как и ландшафтов высоких педиментов, по территории рифтовой зоны с юго-запада на северо-восток, обусловившая скользящий во времени характер сравнительно однотипных событий, находит объяснение в представлениях В. П. Солоненко о перемещении в указанном направлении фронта рифтогенеза (Солоненко и др., 1966).

Эти представления весьма важны для установления границы между неогеновым и четвертичным периодами. В аспекте этой проблемы Прибайкалье представляется как автономная структурно-фациальная зона, отличающаяся от других районов Сибири весьма своеобразными особенностями развития в позднем кайнозое (прежде всего рифтогенезом) и

находящаяся на значительном удалении от Средиземноморской и Северо-сибирской стратотипических областей. На этом основании вряд ли можно считать обоснованным мнение ряда исследователей о схожести и гомотаксальности геологических событий Байкальской рифтовой зоны и континентальных окраин Евразии, расположенных в различных природных (палеогеографических) зонах северного полушария. На территории Прибайкалья и Забайкалья в кайнозой не было морских трансгрессий и регрессий, регион не испытал также покровного или «полупокровного» оледенения в плейстоцене; маловероятным представляется развитие здесь даже в наиболее холодные эпохи антропогена ландшафтов типа «холодных степей» или «тундро-степей», реконструированных и описанных в ряде работ последних двух десятилетий.

Важным условием успешного решения поставленной проблемы в геоморфологическом аспекте является поиск таких элементов рельефа и коррелятных им осадочных комплексов, которые можно было бы считать индикаторами искомого геохронологического рубежа. Как показано в настоящей работе, одним из таких индикаторов являются широко распространенный на территории Прибайкалья и Забайкалья региональный геоморфологический уровень высоких педиментов и коррелятные ему осадочные образования. Изучение этого сложного объекта позволило установить значительный временной диапазон его развития, совпадающий с разными стадиями орогенного этапа формирования Саяно-Байкальской горной области. Какая же из этих стадий отмечает здесь рубеж между «третичным» и «четвертичным» периодами? Где в истории высоких педиментов тот момент, с которого они приобрели иной, качественно новый режим развития? Видимо, таким моментом должно считаться начало расчленения педиментов.

По мнению Н. А. Логачева (1974), нижнюю границу антропогена местной стратиграфической шкалы можно проводить по подошве осадочных толщ красноцветной формации, условно включая ее в нижний ярус эоплейстоцена и сопоставляя с началом палеомагнитной эпохи Гаусса — 3,32 млн. лет. Такое положение границы соответствует одному из вариантов, предложенному группой исследователей ГИН АН СССР (Громов и др., 1965). Однако изучение особенностей распространения красноцветов в Прибайкалье и Забайкалье показывает, что они встречаются преимущественно на уровне высоких педиментов, уже существовавших до эпохи красноцветного выветривания. В последние годы появились данные о среднеплиоценовом возрасте красноцветов (Замараев и др., 1976), что еще более усиливает сомнение в принадлежности их только к эоплейстоцену. По нашему мнению, красноцветная формация завершает этап формирования уровня высоких педиментов в Прибайкалье, своеобразный рельеф которого во второй половине плиоцена (в сочетании с семигумидным климатом и благоприятным гидрогеологическим режимом на отдельных участках региона) способствовал образованию преимущественно делювиальных, коллювиальных и элювиальных отложений. Что же касается Станового нагорья, то здесь уровень высоких педиментов, как было отмечено выше, ко времени эпохи красноземного выветривания еще не сформировался и рельеф нагорья характеризовался, по-видимому, довольно контрастными ландшафтами.

Явно новое качество палеоландшафты Байкальской рифтовой зоны приобрели в эпоху формирования охристых молассовых свит — ановской, манзурской, тошкинской, чининской, витимской и, возможно, хангильской. Их среднэоплейстоценовый возраст, по схеме ГИН АН СССР, несомненен. Они коррелятны формам раннего и достаточно интенсивного эрозионного расчленения уровня высоких педиментов. Не исключено, что именно охристая моласса отмечает (в отличие от «благополучно» развивавшихся красноцветных покровов) начало новобайкальского орогенного этапа на территории рифтовой зоны. На это указывает ее пестрый фа-

циальный состав, большой набор генетических типов отложений, признаки перстративного накопления и переотложения, малое количество остатков фауны, значительные мощности свит. Уверенный вывод о том, что «отложения охристой свиты коррелятны началу позднекайнозойского орогенеза», сделали ранее С. М. Замараев и др. (1976) по результатам исследований в Западном Прибайкалье. При этом время завершения накопления охристой молассы названные исследователи определяют по остаткам поздне-таманской фауны мелких млекопитающих как поздне-апшеронское, т. е. близкое к рубежу палеомагнитных эпох Матуямы и Брюнеса — 0,69 млн. лет. С этим же рубежом совпадает, как известно, граница эоплейстоцена и плейстоцена по схеме В. И. Громова и др. (1965), принятая в системе Министерства геологии СССР в качестве нижней возрастной границы четвертичной системы (Ганешин, Зубаков, 1977).

Вместе с тем существует еще один вариант нижней границы квартёра (1,79 млн. лет — под основанием апшерона и калабрия), предложенный в 1972 г. Международным геологическим конгрессом в Канаде. Таманский, или поздневиллафранкский, фаунистический комплекс, соответствующий апшеронскому горизонту эоплейстоцена, имеет своим аналогом в Прибайкалье и Забайкалье итанцинский комплекс (Громов и др., 1965). На территории Байкальской рифтовой зоны в это время шло формирование верхней половины охристой молассы, а в Восточном Саяне, Хамар-Дабане и Удокане проявился интенсивный вулканизм (Лопатин, 1972; Логачев, 1974; Антощенко-Оленев, 1975). Судя по напряженности и масштабам процессов активизации, уровень высоких педиментов в это время был сильно деформирован, а в ряде мест испытал значительную экстензивную деструкцию. Однако развитие этих процессов, как указывалось выше, началось еще на ранних стадиях формирования охристой молассы. Следовательно, предложенный вариант нижней границы квартёра вряд ли приемлем в условиях Байкальской рифтовой зоны. Столь же спорным он представляется и в некоторых других районах СССР (Горецкий, 1977).

Подводя итоги, можно сделать вывод о том, что геоморфологический уровень высоких педиментов представляет собой обширное поле поисков по одной из кардинальных проблем региональной геохронологии. Обилие опорных разрезов верхне-неогеновых и эоплейстоценовых отложений на территории Байкальской рифтовой зоны позволяет считать ее стратотипической внутриконтинентальной областью, геологическое развитие которой в кайнозое, может быть, аналогично развитию других районов Центральноазиатского горного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Антощенко-Оленев И. В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Базаров Д. Б. Четвертичные отложения и основные этапы развития рельефа Селенгинского среднегорья. Улан-Удэ, Бурятское книжн. изд-во, 1968.
- Белова В. А. История развития растительности котловин Байкальской рифтовой зоны. М., «Наука», 1975.
- Ганешин Г. С., Зубаков В. А. А нужно ли понижать плиоцен-плейстоценовую границу? «Сов. геология», № 1, 1977.
- Горецкий Г. И. О критериях определения границы между неогеном и антропогеном. В кн. «Пограничные горизонты между неогеном и антропогеном». Минск, «Наука и техника», 1977.
- Григорьева А. И. Молодые тектонические движения и их роль в развитии рельефа и формирования россыпей на примере центральной части Баргузинской тайги. «Тр. ЦНИГРИ», вып. 25, кн. 2, 1958.
- Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Никифорова К. В., Равский Э. И. Схема корреляции антропогеновых отложений Северной Евразии. В кн. «Корреляция антропогеновых отложений Северной Евразии». М., «Наука», 1965.
- Думитрашко Н. В. Геоморфология и палеогеография Байкальской горной области. «Тр. Ин-та геогр. АН СССР», т. 55, вып. 9, 1952.

- Ендрихинский А. С. Геоморфология и неотектоника Витимского плоскогорья. В кн. «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока», т. 2. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Ендрихинский А. С. О литогенетических особенностях антропогенных отложений Витимского плоскогорья. «Геол. и геофизика», № 9, 1970.
- Ендрихинский А. С. Витимское плоскогорье. В кн. «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья». М., «Наука», 1974.
- Замаев С. М., Адаменко О. М., Рязанов Г. В., Кульчицкий А. А., Адаменко Р. С., Викентьева Н. М. Структура и история развития Предбайкальского предгорного прогиба. М., «Наука», 1976.
- Золотарев А. Г. Поверхности выравнивания южной части Средне-Сибирского плоскогорья и некоторые вопросы развития рельефа юга Восточной Сибири. В кн. «Проблемы поверхностей выравнивания». М., «Наука», 1964.
- Золотарев А. Г. Рельеф и новейшая структура Байкало-Патомского нагорья. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Казакевич Ю. П., Ревердатто М. В. Ленский золотоносный район. Т. 2. Геология кайнозойских отложений и типы золотоносных россыпей. М., «Недра», 1972.
- Киселева З. Н. История развития рельефа и формирования неоген-четвертичных отложений в междуречье Олекмы и Калара. «Изв. Забайкальск. фил. Географ. о-ва СССР», т. IV, вып. 1, Чита, 1968.
- Коржуев С. С. Геоморфология долины средней Лены и прилегающих районов. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Ламкин В. В. О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала. В кн. «Стратиграфическая шкала четвертичных отложений СССР и принципы их корреляции с зарубежными». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Логачев Н. А. Саяно-Байкальское становое нагорье. В кн. «Нагорья Прибайкалья и Забайкалья». М., «Наука», 1974.
- Логачев Н. А., Ломоносова Т. К., Климанова В. М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1964.
- Лопатин Д. В. Геоморфология восточной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1972.
- Лунгерсгаузен Г. Ф., Музис А. И. Этапы развития Кодаро-Удоканской горной страны (Северное Забайкалье). В кн. «Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока», т. 2. Новосибирск, «Наука», 1968.
- Миляев Л. С. Восточный Саян. В кн. «Алтае-Саянская горная область». М., «Наука», 1969.
- Мирчинк С. Г. К стратиграфии четвертичных отложений в долинах рек Витима и Бодайбо. «Тр. ЦНИГРИ», вып. 30, 1960.
- Павловский Е. В. К послетретичной истории части долины р. Калара и ее притока р. Кетемяхты (бассейн Витима). «Тр. Комис. по изуч. четвертичного периода», т. 2. Л., Изд-во АН СССР, 1932.
- Солоненко В. П., Тресков А. А., Курушин Р. А., Мишарина Л. А., Павлов О. В., Пшеников К. В., Солоненко М. А., Фомина Е. В., Хилько С. Д. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М., «Наука», 1966.
- Тимофеев Д. А. Поверхности выравнивания Алдан-Олекминского междуречья (Южная Якутия). «Землеведение», нов. сер., т. 6 (46), Изд-во МГУ, 1963.
- Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960.
- Флоренсов Н. А. О мезозойско-кайнозойской структуре Прибайкалья. В кн. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1962.

Институт земной коры
СО АН СССР

Поступила в редакцию
9.I.1978

HIGH PEDIMENTS OF THE BAIKALIAN RIFT ZONE

A. S. ENDRIKHINSKY

Summary

The paper describes special features of distribution and evolution history of the regional erosional planation surface (high pediments level) and correlative deposits dated in general from Late Pliocene and Eopleistocene. A problem of Neogene — Anthropogene boundary is discussed from geomorphological point of view. A significance of high pediments level is shown for the determination of lower limit of Eopleistocene.