

© 2011 г. Д.В. ЛОПАТИН, Т.М. СКОВИТИНА

ДЕНУДАЦИОННЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ПРИОЛЬХОНЬЯ (ст. 2. МЕЛКОСОПОЧНИК)¹

Мелкосопочные геоморфологические ландшафты возникают обычно на поверхности пенеппена, вступающего в начальную стадию тектонической активизации, в условиях сухостепного, полупустынного или пустынного климата. Характерными примерами возникновения таких ландшафтов являются мелкосопочник Казахского активизированного пенеппена, гобийский рельеф Монголии и др. Мелкосопочники всегда ассоциируются с безводной сухой внутриконтинентальной геоморфологической провинцией. Поэтому особенно необычно видеть подобный рельеф, опаленный солнцем и промытый суховеями, на берегах и островах Байкала – самого большого пресноводного озера мира. Но природа Байкальской впадины и прилегающих территорий чрезвычайно разнообразна. На его берегах соседствуют различные природные комплексы: от влажных южно-таежных ландшафтов Танхойского берега, образно называемых “сибирскими субтропиками”, до сухих степей Приольхонья. Именно здесь возникли условия для образования мелкосопочных геоморфологических ландшафтов трех морфогенетических типов: *водораздельного, склонового (эрозионно-денудационного) и приречного (эрозионного)*.

Мелкосопочные ландшафты Западного Прибайкалья охватывают южную часть и северо-западный склон о-ва Ольхон, западное побережье Байкала – Приморский хребет и острова залива Малое море, Тажеранские степи, Анга-Сарминское и Озерско-Анга-Бугульдейское междуречья Приольхонья. Необходимым условием возникновения здесь малоамплитудного резко дифференцированного денудационного рельефа явилось стабильное положение данного морфоструктурного блока в кайнозой с развитием разновозрастных поверхностей выравнивания [1], наличие сохранившихся в виде отдельных ступеней рельефа обнаженных пород фундамента раннепалеозойского возраста [2] разной устойчивости к выветриванию и размыву, а также аридный климат.

Водораздельный мелкосопочник встречается фрагментарно на поверхностях выравнивания и представляет собой скопление мелких сопок с одним общим уровнем вершин, некогда представлявшим наиболее древнюю (верхнюю по положению в рельефе) поверхность выравнивания с отметками абс. выс. 720–800 м. Сопки имеют причудливые очертания и относительные высоты 10–15 м. Они напоминают руины замков, крепостных стен, доисторических животных. Этот рельеф так и называют – “руинным”. Склоны “башен” и “крепостных стен” – денудационных останцов – прямые, а у основания слегка вогнутые. Там, где смыкаются шлейфы подножий, образуются западины. Довольно часто между самими останцами можно наблюдать бессточные понижения, возникающие в результате совокупного воздействия карста, аккумуляции и дефляции (рис. 1).

На активность дефляции как важного фактора выноса мелкозема указывают отрицательные формы рельефа на бескарбонатных породах, почвенные выдувы, отсутствие мелкозема в малых бессточных коллекторах. В местах расположения единичных останцов часто наблюдаются выровненные слабонаклонные пьедестальные поверхности, обращенные друг к другу. Это несомненное доказательство того, что мы имеем дело с формирующимися педиментами. Типичный пример этого процесса представлен на рис. 2.

¹Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-09-00397 и № 08-05-98098).



Рис. 1. Мелкосопочник водоразделов. Приольхонский блок – междуречье р. Анги и пролива Ольхонские ворота (зарисовка с натуры Д.В. Лопатина, компьютерная обработка Н.В. Тирских)

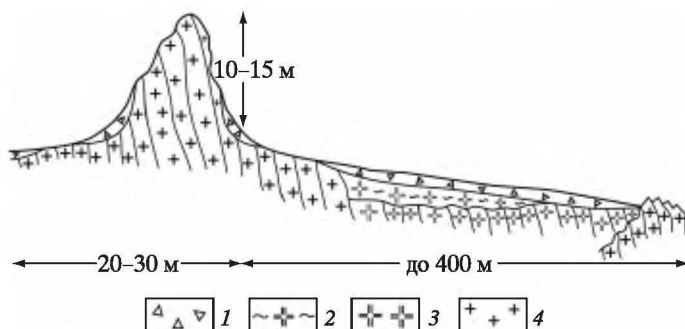


Рис. 2. Разрез водораздельной поверхности выравнивания с мелкосопочником

1 – дресвяный делювий, 2 – аллитные коры выветривания, 3 – химически измененные породы основания кор выветривания, 4 – коренные породы

На педиментах (в их нижних частях) в погребенном виде встречаются базальные горизонты глинистых кор выветривания мощностью 0,3–1,2 м, по поверхности которых происходит достаточно интенсивный делювиальный перенос дресвяно-щебнистого материала. В местах схождения педиментов плоскостной снос трансформируется в линейный, направленный вдоль подножий сходящихся педиментов. Именно здесь коры выветривания отсутствуют, а на поверхность выступают щетки коренных пород.

Механизм формирования мелкосопочника водоразделов представляется нам следующим. Как видно на рис. 2, коры выветривания здесь маломощны, но не исключено, что во время эпох корообразования мощность их была намного больше. Об этом свидетельствуют их аллитный состав и повышенные мощности, вскрываемые в разрезе на мысе Будун о-ва Ольхон. Подкорový рельеф коренных пород много сложнее такового дневной поверхности. В процессе эволюции ландшафта Западного Прибайкалья на протяжении позднего кайнозоя в условиях проявления новейших движений и изменений климата в активную фазу формирования Байкальской впадины условия корообразования были нарушены и поверхности выравнивания начали эродироваться. Вынос рыхлого материала стал преобладать над корообразованием. Ввиду аридизации климата, преобладающими агентами денудации стали плоскостной снос и дефляция. В первую очередь денудации подверглись дезинтегрированные горные породы. Все более отчетливо стал выступать расчлененный подкорový рельеф, который начал нивелироваться боковой денудационной планацией. В результате этого мы видим руинный рельеф на месте водораздельных поверхностей выравнивания верхнего уровня.

Процесс разрушения первичного выровненного рельефа мел–палеогенового возраста продолжался длительное время. Руинные останцы разрушались и нивелировались, образуя педименты. По мере общего снижения поверхности и приближения ее уровня к базальным горизонтам кор выветривания обнажались все новые и новые неровности устойчивых к химическому выветриванию пород. Поверхность, практически

не меняя своего морфологического облика, продолжала прогрессивно снижаться параллельно самой себе.

Таким образом, мелкосопочник водоразделов, выраженный в виде руинного рельефа, возник в результате обнажения подкорового рельефа и его срезания путем боковой денудации и дефляции. В настоящее же время мы видим баланс разрушения, переноса и выноса мелкозема, что стимулирует консервацию первозданного облика рельефа. Вероятно, такой рельеф будет сохраняться до тех пор, пока не будут снесены все коры выветривания.

Мелкосопочник водоразделов распространен также в верховьях долин Крестовской и Широкой (бассейн оз. Байкал) в районе Озерского геоморфологического ландшафта, а также в других местах локализации водораздельного денудационного уровня [3].

Мелкосопочник приречных эрозионно-денудационных склонов. Впервые данный тип геоморфологического ландшафта был описан Г.Е. Быковым в 1932 г. [4]. Автор именовал его “приречным мелкосопочником”. В дальнейшем вместо этого термина З.А. Сваричевской в 1965 г. был предложен другой термин “мелкосопочник склонов”, наиболее полно определяющий эрозионно-денудационную природу этого типа рельефа [5]. Тем самым, подчеркивалась связь мелкосопочника не столько со склонами долин, сколько с денудационными склонами. Под мелкосопочником склонов в самом общем виде надо понимать мелкосопочный рельеф, возникший вследствие эрозионного расчленения какого-либо склона системой ветвящихся логов с преобладанием делювиально-пролювиальных процессов. В Приольхонье участки таких мелкосопочников развиты на бортах антецедентных долин рек Бугульдейки, Анги, Сармы и на склонах о-ва Ольхон северной экспозиции. При этом высота сопков здесь всегда ниже расчлененной поверхности среднего уровня денудационного выравнивания (педиплена). Мелкие лога, создающие мелкосопочник склонов, круто падают к основным магистральным логом и имеют малую область питания. Регрессивно развиваясь, они разрушают выровненные поверхности междуречья.

Неповторимое своеобразие Ольхон-Приольхонского мелкосопочника склонов обусловлено заложением магистральных логов вдоль простираения чередующихся горных пород с разной степенью устойчивости к денудации, а их притоков – малых логов – вкрест простираения последних. В результате морфологический облик мелкосопочного ландшафта становится продольно-ячеистым, с глубиной расчленения не более 30–40 м. Он хорошо виден на прилагаемом перспективном аэрофотоснимке (рис. 3). При наземной фотосъемке его геоморфологические черты выступают более выпукло (рис. 4).

Мелкосопочники иногда прислонены к крупным останцовым сопкам, которые являются отпрепарированными интрузивными массивами. Для них типично наличие дуговых и кольцевых разломов. Для мелкосопочников склонов не характерен руинный рельеф,

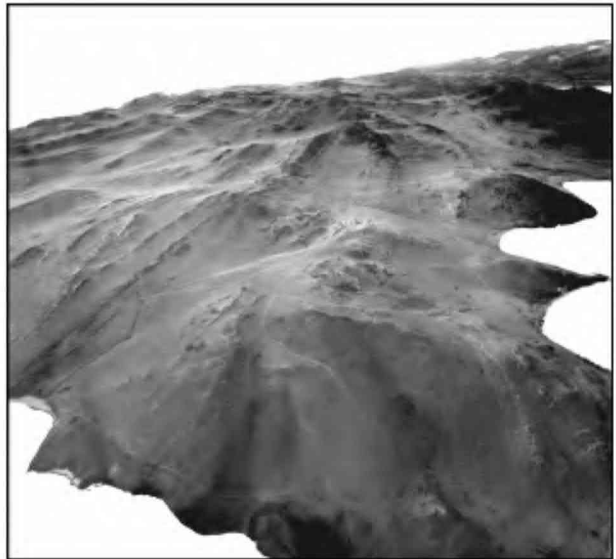


Рис. 3. Мелкосопочник склонов в перспективной проекции (аэрофотоснимок А.А. Рагозина и Д.В. Лопатина). Приольхонский блок Анга-Сарминского междуречья, склон к пос. Сахюртэ в районе пролива Ольхонские ворота



Рис. 4. Мелкосопочник склонов урочища Тог (фрагмент склона с рис. 3, фото Т.М. Сквитиной)



Рис. 5. Мелкосопочник склонов урочища Нутгей (фото Т.М. Сквитиной)

хотя в отдельных случаях, когда контакты материнских горных пород слишком различны по своим физико-химическим свойствам, “руины” все же можно наблюдать и на крутых склонах (рис. 5).

Эрозионный мелкосопочник. Этот тип рельефа тесно связан с эрозионной препарировкой разломных зон и тектонических трещин. Он, конечно, является модификацией предыдущего типа, но различие морфологических черт заставляют выделить его для Приольхонья особо. Необходимость в этом возникла лишь для обращения внимания на тот факт, что подобные ландшафты могут формироваться не только в процессе отступления склона параллельно самому себе или экспонирования подкорового рельефа, что стимулируется понижением базиса эрозии, но и на крутых склонах, возникших в результате глубинной и боковой эрозии. Эрозионный мелкосопочник не имеет в описываемом регионе господствующего распространения и соответствует начальной стадии образования мелкосопочника склонов.

Область распространения такого мелкосопочника совпадает с контурами разломной зоны Маломорско-Бугульдейского грабена. Он локализуется в долинах рек Кучелга, Горхон, Мал. Бугульдейка, в районе поселков Еланцы и Петрово. Первоначально, по-видимому, на его месте была выровненная слабоболнистая поверхность с отдельными выступающими над ней массивами. После незначительного изменения базиса эрозии, эта поверхность подверглась эрозионному расчленению и на ней сформировались призматические грядово-останцовые формы, разделенные долинами рек и суходолов преимущественно ящикообразной формы: с крутыми, иногда отвесными бортами и широкими плоскими днищами. Перепады высот рельефа достигают здесь 50–100 м. На вершинах призматических сопков сохранились фрагменты древних выровненных поверхностей и останцы аллювиальных покровов манзурской гидросети, разрушенной новейшими движениями во время позднего неоплейстоцен–голоценового импульса горообразования необайкальского этапа деструктивного орогенеза [1, 6, 7].

Хотя нужно отметить, что существует и другая точка зрения на происхождение в Маломорско-Бугульдейской зоне “долин рек и суходолов преимущественно ящикообразной формы”. Согласно ей, это мелкие грабены, почти перпендикулярно ориентированные к основным сдвиговым зонам Приольхонья и сформированные по механизму “пулл-апарг” в кайнозойское время [8].

Обсуждение результатов

На основании рассмотренных примеров мелкосопочного рельефа можно сделать некоторые общие замечания. Для *эрозионного мелкосопочника* характерны крупные холмы-блоки призматической формы со склонами, гофрированными пролювиальными лотками, и с водораздельными поверхностями, неровности которых связаны с селективной денудацией горных пород разной прочности, с фрагментами древних террас и поверхностей выравнивания. Этот тип рельефа приурочен к зоне новейших деформаций, разделяющих Приморский хребет и собственно Приольхонье.

Для *мелкосопочника склонов* типичны разномасштабные сопки, чередующиеся с понижениями, иногда расположенными как бы в шахматном порядке. Тем не менее, главным морфогенерирующим фактором их развития является линейная эрозия, расчленяющая склон на “лотки” и гребни разного размера. Препарировка структурных черт субстрата играет роль осложняющего элемента, придающего неповторимую специфику и красоту ландшафту, что наиболее типично для мелкосопочника Приольхонья.

Формирование водораздельного мелкосопочника является совокупным результатом откапывания неровностей подкорового рельефа, педиментации склонов, развития карста и дефляции. Заметный след, хотя и не доминирующий, здесь оставляет селективная денудация. В условиях подавленности линейной эрозии мы имеем грядово-руинный рельеф.

Взаимосвязь механизмов формирования трех охарактеризованных типов мелкосопочных ландшафтов очевидна. На первых этапах деформации поверхностей выравнивания возникают два типа: мелкосопочник водоразделов (за счет действия механизма откапывания подкорового рельефа) и эрозионный, или причерный мелкосопочник (развивающийся вдоль вновь закладываемых магистральных долин и логов). В результате регрессивной эрозии и ветвления последних на все большее количество притоков формируется мелкосопочник склонов. Особенности гетерогенного субстрата являются осложняющим фактором. На начальных этапах территория приобретает облик увалов, как это наблюдается в Лено-Сарминском междуречье Приморского хребта. При длительности процесса без вмешательства интенсивных тектонических движений возникает рельеф, который мы видим на о-ве Ольхон и в Приольхонье.

Удивляет только одно, как при таком активном денудационном рельефообразовании могли сохраниться (пусть фрагментарно) аллитные коры выветривания? Этот феномен можно рассматривать как геоморфологический парадокс!

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лопатин Д.В., Томилов Б.В. Возраст Байкала // Вестн. СПбГУ. 2004. Вып. 7. № 1. С. 58–65.
2. Библикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U–Pb, Sm–Nd, Pb–Pb и K–Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
3. Лопатин Д.В., Сквитина Т.М. Ярусное строение рельефа Приольхонья и о-ва Ольхон в геоморфологической структуре Западного Прибайкалья // Геоморфология. 2008. № 4. С. 83–91.
4. Быков Г.Е. Формы рельефа Атбасарского района (Казахстан) // Изв. ГГО. 1932. Т. 64. № 1. С. 64–72.
5. Сваричевская З.А. Геоморфология Казахстана и Средней Азии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965. 296 с.
6. Флоренсов Н.А. К проблеме механизмов горообразования во Внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3–14.
7. Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: Изд-во СО РАН (филиал ГЕО), 2001. 252 с.
8. Сквитина Т.М., Федоровский В.С. Раннепалеозойские коллизионные структуры в современном рельефе Ольхонского региона // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 9. С. 903–915.

DENUDATION MORPHOLITHOGENESIS OF THE PRIOL'KHONIE (PAPER 2. LOW HILL LANDSCAPE)

D.V. LOPATIN, T.M. SKOVITINA

Summary

Mechanisms of the three types of low hill landscape (LH) are described. *LH of watersheds* is forming by exhumation processes, which wash out the crust of weathering on the planation surfaces and denude the inequalities of paleo relief. Karst, deflation, sheet wash and pediments formation are important parts of this process. Formation of *slope LH* is well described in literature. *Streamside LH* rises due to water erosion under the conditions of little basis changes. Prismatic shape of the hills is its characteristic feature. Selective denudation of heterogeneous substrate complicates all three relief types.

УДК 551.4.331.3(-925.51)

© 2011 г. И.С. НОВИКОВ

ДРЕВНИЕ ГРЯЗЕВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ЮЖНОГО ЛЕВАНТА¹

Введение

Левант, или Восточное Средиземноморье, можно подразделить на северный (Ливан и Сирия, бывшие подмандатные территории Франции) и южный (Израиль и Иордания, бывшие подмандатные территории Великобритании). Наши исследования были посвящены древнему грязевому вулканизму Южного Леванта (рис. 1). Древние грязевые вулканы в настоящее время в научной литературе практически не описаны, в то время как современным формам посвящено множество публикаций. Современный грязевый вулканизм – специфический геологический процесс, широко проявляющийся в краевых частях мезозойских и кайнозойских нефтегазоносных осадочных бассейнов при их деформациях в ходе новейшей тектонической активизации [1]. Суть процесса сводится к перераспределению осадочных масс и содержимого коллекторов при развитии аномально высоких пластовых давлений, сопровождающемуся выбросом на поверхность дезинтегрированных пород, воды, газа и редко – нефти. Формы рельефа, возникающие при этом на поверхности, иногда напоминают вулканические постройки – отсюда и соответствующее название. Грязевулканические отложения в отдельных формах могут достигать 300–400 м мощности, а их объем превышать 1 км³ [2]. Аналогично нормальным вулканическим постройкам в зависимости от вязкости извергаемого материала выделяются конусовидные грязевые вулканы и грязевые плато – “сопочные поля” [3].

Сходство с настоящими вулканами усугубляется еще и периодическим воспламенением газовых выбросов в жерлах грязевых вулканов, причем в современных формах нередко наблюдается достаточно длительное и многократное горение выбрасываемых газов. При этом прилегающие к факелу породы подвергаются нагреву до температур, значительно превышающих 1000 °С. В результате интенсивного прогрева формируются значительные объемы термально преобразованных пород. Процессы грязевого вулканизма достаточно широко распространены по всему миру: они описаны как в Средиземноморье, так и в примыкающих к нему Прикаспийском и Причерноморском

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 08-05-90405-Укр-а).