

12. Лебедева Е.В. О некоторых формах флювиального рельефа Южной Африки и специфике их развития в условиях изменения природных обстановок // Геоморфология. 2010. № 4. С. 58–71.
13. Физико-географический атлас мира. М.: ГУГК, 1964. 298 с.
14. Уфимцев Г.Ф. Аридные горы // Геоморфология. 2006. № 2. С. 21–33.

Ин-т географии РАН

Поступила в редакцию
26.01.2010

PLANATION SURFACES IN THE SOUTHERN AFRICA: EVOLUTION AND PRESERVATION

E.V. LEBEDEVA

Summary

There are numerous fragments of planation surfaces in the Southern Africa; some of them had been buried and then exhumed. Decrepit old age of watersheds contrasts with young incisions, which break their integrity. Erosion is most intensive along the margins of the young risings, where buried planation surfaces are predominantly disclosed. Within the largest areas of planation surfaces planation processes continue and the destruction of remnants is taking place under strong physical and chemical weathering, desquamation, corrosion, gravitational processes, and deflation. The uppermost parts of the surfaces (>3000 m above sea level) undergo nivation. Within the accumulative parts of the surfaces eolian processes are predominant under arid conditions, swamp development – due to overmoistening.

УДК 551.435.8(571.53)

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

ДЕНУДАЦИОННЫЙ МОРФОЛИТОГЕНЕЗ ПРИОЛЬХОНЬЯ (СТ. 1. КАРСТОВО-ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ)¹

Проявление в рельефе литоморфных свойств субстрата

При проведении геоморфологических исследований на какой-либо территории (в большей степени это касается геоморфологических ландшафтов с преобладанием денудационных процессов в условиях малоамплитудного рельефа) необходимо уделять достаточное внимание рассмотрению взаимосвязи морфологии поверхности с ее материальной субстанцией – структурой комплексов земной коры, вступающих в контакт с гидро- и атмосферой. Сам субстрат не в состоянии создавать те или иные формы рельефа, но через особенности своего внутреннего строения он может влиять на типические черты ландшафта. Субстрат, таким образом, является своеобразным экраном морфологического спектакля между двумя антагонистическими силами – особенностями структуры земной коры и воздействием окислительных и денудационных процессов гидро- и атмосферы [1]. В силовом поле экзоконтакта возникают все экзодинамические процессы. И, в зависимости от вещественного состава субстрата, в одних случаях мы видим карстовый морфолитогенез, в других – куполовидные выступы интрузивных тел, а в третьих – мелкосопочник, развивающийся на разнотелостных осадочных или кристаллических породах, т.е. в природе наблюдается большое разнообразие выражения в рельефе различных свойств субстрата. По способу влияния их можно объединить в три главные группы: а) литоморфную, б) палеотектоническую и в) тектонофизическую.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 09-05-00397 и № 08-05098098 (Сибирь)).

Приольхонье и остров Ольхон в Западном Прибайкалье в этом отношении являются уникальными памятниками природы. Здесь особенно разнообразны денудационные формы рельефа, часто объединяющиеся в живописные геоморфологические ландшафты: активно развивающиеся, реликтовые и ископаемые формы карстового рельефа; руинно-останцовый денудационный рельеф; причудливые бухтовые берега и острова Малого моря; нерукотворные мраморные мостовые с почти идеально плоской поверхностью (рис. 1А) или россыпи гигантских валунов, образовавшихся в процессе десквамации (рис. 1Б), и многое другое. Все это заставляет восхищаться и восторгаться не только забредшего сюда туриста, но и выдавшего виды исследователя.

Под *литоморфными свойствами субстрата* мы понимаем способность вещества горных пород в процессе разрушения первичной геологической структуры к созданию той или иной формы рельефа или целого морфологического ландшафта со структурными чертами материнской горной породы. Например, способность карбонатов к неравно-

мерному растворению создает карстовый рельеф. Разная степень устойчивости горных пород к механическому разрушению в условиях аридного и семиаридного климата способствует созданию мелкосопочника в низкогорьях или склоновых бедлендов на платообразных равнинах. Физико-химическая неоднородность материнских пород при химическом выветривании и формировании глинистых кор создает резко расчлененную поверхность подкорового рельефа, который может быть отпрепарирован в результате последующего смыва или выдувания продуктов выветривания.

Под *палеотектоническими условиями* влияния субстрата на рельефообразование предполагается препарировка эрозионными процессами трещиноватости и тектонической раздробленности материнских пород. Например, по рисунку гидросети можно уверенно судить о тектонотипе субстрата.

Под *тектоническими свойствами субстрата* при рассмотрении влияния его на рельефообразование понимается способность эндодинамических сил влиять на морфологию поверхности Земли через степень жесткости деформирующихся слоев ли-



Рис. 1. Денудационные формы рельефа Приольхонья
 А – мраморная мостовая в днище долины-грабена между хр. Томота и Хора-Нюрачан, Б – живописный сад камней, составленный крупными (до 3 м в диаметре) останцами выветривания на поверхности Бирхинского габброидного массива

тосферы и образовывать в одних случаях изгибовые, а в других – разрывные дислокации. Примерами могут служить, соответственно, Олхинский флексурный склон (у пос. Бол. Луг) одноименного плоскогорья, куэстовый рельеф моноклиналей и Обручевский сбросовый уступ. Например, разный тип тектонических деформаций западного и восточного склонов в системе впадин и хребтов Прибайкалья способствовал созданию асимметрии рельефа, в том числе и Байкальской впадины.

Все эти рельефообразующие свойства субстрата характерны и для Приольхонья, рельеф которого во многом развивается за счет денудационной препарировки пород и структурных форм метаморфического комплекса раннепалеозойского возраста [2]. Но целью нашей работы является рассмотрение свойств карстующихся пород в связи с унаследованно развивающимся рельефом под воздействием гипергенных и денудационных процессов.

Карстово-денудационный рельеф

Карстовый рельеф в Приольхонье остается до сих пор малоизученным, хотя общие сведения о карсте как геологическом явлении достаточно хорошо освещены в работах В.А. Обручева, Ю.А. Гинчука, Г.А. Покатилова, Г.А. Дымского, Т.С. Михайлова, Н.И. Шапетило, Ю.П. Блохина, Л.К. Бабкина, Е.П. Бессолицына, Л.Д. Комарова, А.С. Кульчицкого и обобщены Г.П. Вологодским в его бесценной монографии [3]. Она по-прежнему остается единственной фундаментальной сводкой по карстовым процессам огромной территории, охватывающей регионы Прибайкалья, Иркутского амфитеатра, Ангаро-Ленского плато и Саянских гор. Но и этот труд в большей степени освещает геологические вопросы карстования (возрастные характеристики и формы проявления карста, сопутствующие полезные ископаемые, инженерно-геологическую оценку территорий) и в меньшей степени затрагивает вопросы геоморфологии, взаимодействие карста с процессами денудации. Новые работы последних лет Ю.Б. Тржцинского с соавторами, А.Г. Филиппова, В.Н. Попова, А.М. Фадеева, Р.А. Цыкина и многих других авторов в большей степени касаются практического использования карста, тематически разрознены и не описывают собственно карстовый рельеф. В рамках данной статьи мы попытаемся восполнить этот недостаток, опираясь на литературные данные, опыт личных наблюдений авторов и различные фондовые источники. В работе мы не ставим цель освещения карстовых процессов, а стремимся показать лишь особенности влияния карста на субэаральный рельеф.

К типично карстовым можно отнести незначительное количество форм голого карста: поноры, карстовые пещеры, шахты, провалы, воронки. Все же остальное разнообразие форм развивается в парагенетической связи с другими процессами: селективной денудацией, эрозией, суффозией, тектоникой, дефляцией и др. В условиях законсервированного денудационного рельефа Приольхонья и о-ва Ольхон морфогенез имеет карстово-денудационный характер.

Карстующиеся породы исследуемой территории представлены метакarbonатами нижнепалеозойского метаморфического комплекса: мраморами и мраморными меланжами [4], кальцифирами и доломитовыми известняками, а Прибайкалья в целом – доломитами и известняками голоустенской и улунтуйской свит байкальской серии позднего рифея и раннего кембрия [5], обнажающимися в предгорьях Олхинского плоскогорья.

Карстующиеся породы слагают днище Маломорско-Бугульдейского грабена и чередуются с гранитогнейсами и мигматитами, образуя палеотектоническую череполосицу складчатого комплекса в междуречье Бугульдейки и Анги и в районе пролива Ольхонские ворота. Такая структура субстрата обусловила специфику рельефообразования, подчинив простирающие положительные и отрицательные формы мезорельефа этого участка денудационно-тектоническим условиям. Карстующиеся породы со-

средоточены также в контактной зоне самого крупного в Приольхонье Бирхинского (Озерского) габброидного массива. В бассейне малых рек падей Крестовской и Широкой наблюдается небольшой блок карстующихся пород, на котором тоже формируется морфологический ландшафт денудационно-карстовой депрессии.

В восточносибирском регионе нам известны три эпохи карстообразования: средний кембрий, ранний мезозой (поздний триас) и кайнозой [3]. Кайнозойская эпоха включала три фазы: первая связана с процессом позднего мел-палеогенового выравнивания рельефа и образования кор выветривания; вторая протекала в условиях слабого горообразования в раннюю стадию байкальского орогенеза (P_3-N_1); третья, самая молодая фаза, соответствующая позднему этапу горообразования, продолжается и сейчас. Карстовый рельеф, который мы наблюдаем сегодня, связан именно с этой фазой морфогенеза [6].

В настоящей работе мы не затрагиваем вопросы карстообразования как геологического процесса ни в среднем кембрии, ни в мезозое. Нас в большей степени интересует сам рельеф и роль карста в его формировании, то есть влияние на морфологию поверхности следующих динамических стадий кайнозойского карстообразования, как то: а) активного формирования, б) стабилизационной, в) денудационного сглаживания и, в меньшей степени, г) отмирания (устанавливается лишь по косвенным ландшафтными признакам).

К первой группе относятся формы голого, активно формирующегося карста: поноры, колодцы, пещеры и провальные воронки. Ко второй – воронки и котловины, находящиеся в начальной стадии заполнения рыхлыми наносами, в эту же группу входят карстовые долины и озера. Третью группу составляют западины и бессточные понижения, а четвертую – полости, выявляемые при специальном изучении “аномальных пятен” на аэрофото- и космоснимках, а также при помощи геофизических методов.

Влияние активного карстообразования на морфогенез

Формы активного карста приурочены к долинам, дренирующим днище Маломорско-Бугульдейского грабена, отделяющего Приольхонский блок от Приморского хребта.

Слепая долина с карстовыми воронками и понорами исследована нами северовосточнее временного водотока с многообещающим названием Амур (правый приток р. Анги). Ручей берет начало из карстовых источников у заимки Попова. Его долина имеет ящикообразный поперечный профиль с шириной и высотой крутых бортов 20–30 м. Днище долины неровное, с множеством лишенных растительности небольших понижений и карстовыми воронками, частично уже занесенными склоновым материалом. В днище наблюдаются фрагменты аллювиальных накоплений, свидетельствующих об активности флювиальных процессов в долине в периоды весенних паводков, когда поноры еще закупорены льдом. В летний период водотоки фиксируются лишь в долинах боковых притоков. Заканчивается долина слепым участком, утыкающимся в крутой склон 5–6 м высотой, обрамляющий большую эрозионную нишу ($50 \times 100 \text{ м}^2$) с зияющим понором 0.6–1.2 м в поперечнике. Русло р. Амур уходит в понор, который имеет наклон $30-45^\circ$ (аз. $4-5^\circ$ СВ) вниз по течению реки. Вблизи Анги водоток снова выходит на поверхность, где наблюдается в виде нескольких слабо минерализованных малобитных источников. Множество поноров имеется в долине р. Таловки, дренирующей днище Маломорско-Бугульдейской долины-грабена, и в обширном карстовом урочище Озера.

В рельефе данного урочища, расположенного в карстовом поле в бассейне ручья Крестовского и пади Широкой, встречаются все формы активного карста: минерализованные источники, слепые и мешковидные долины, запечатанные льдом поноры и крупные наледи, развивающиеся в зимнее время. Реки и ручьи в этом урочище лишь в средних фрагментах долин имеют поверхностный сток, а на остальных участках

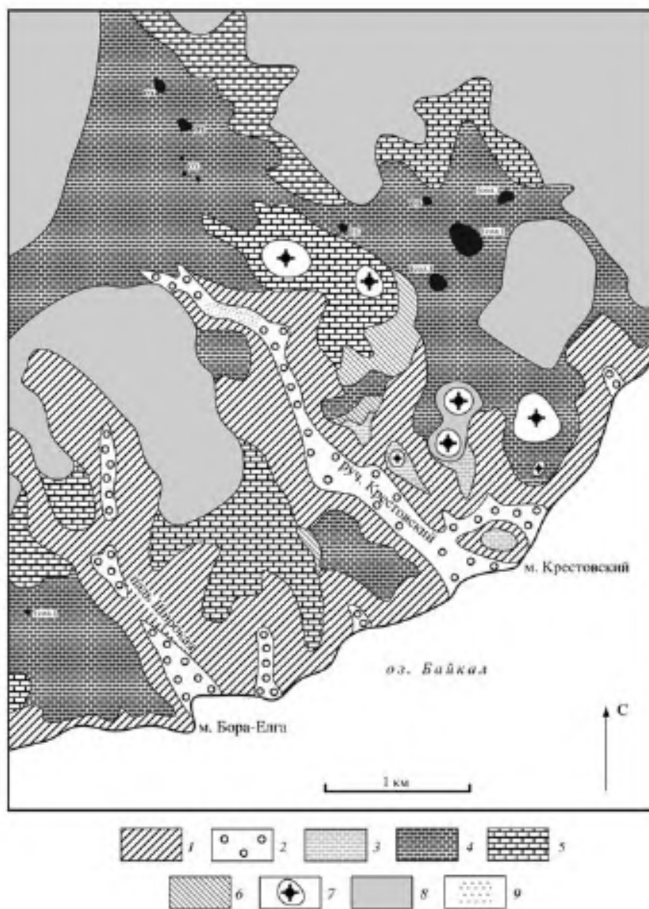


Рис. 2. Геоморфологическая схема урочища Озера
Рельеф, связанный с современным уровнем Байкала: 1 – склоны абразионно-тектонические и эрозионно-тектонические, привязанные к современному уровню оз. Байкал, 2 – пролювиально-аллювиальный аккумулятивный комплекс днищ долин. Рельеф, связанный с карстово-денудационными процессами. Карстово-денудационный: 3 – низкий комплекс донных террас (600–620 м), 4 – средний водораздельный уровень (650–680 м), 5 – высокий водораздельный уровень с коническими и купольными останцами (680–710 м); 6 – денудационные склоны между уровнями денудационно-карстовой планации; 7 – карстово-денудационные останцы конической и купольной формы; 8 – крупносочный рельеф на некарстующихся породах; 9 – наледи, связанные с выходами карстовых вод

большую часть времени текут под землей, а поверхностный сток наблюдается только в весенние паводки. Общая геоморфологическая обстановка урочища представлена на прилагаемой схеме (рис. 2).

Колодцы и пещеры – характерные элементы морфологического ландшафта степного Приольхонья. Подробные сведения о них имеются в работах П.П. Хороших и В.И. Беяка (1955–1970 гг.), в трудах Г.Б. Вологодского [3], они упоминаются во множестве научных и популярных журнальных и газетных сообщений. Но все данные публикации касаются проблем пещер, а не карстово-денудационного рельефа поверхности.

Короткие пещеры субгоризонтального заложения длиной от 3.5 до 17 м являются наиболее простыми образованиями перечисленного ряда. Картограммы, содержащиеся в вышеназванных работах и в фондах, свидетельствуют о широком распространении пещер на байкальских и маломорских берегах, а также на склонах Приморского хребта. На участках с выровненным рельефом вблизи крутых склонов берегов Байкала отмечены колодцы.

Характерным примером пещер может быть Узурская, расположенная на северной оконечности о-ва Ольхон вблизи побережья Байкала. Она образовалась вдоль субвертикально падающего пласта доломитовых мраморов, длина ее хода 6.5 м, максимальная высота 1.7 м и ширина до 1.4 м. Остатки материальной культуры, найденные впервые нами в 1969 г., показали, что пещера была населена рыбаками, жившими там

с конца позднего неоплейстоцена [7]. Пещер, подобных Узурской, в Приольхонье и на о-ве Ольхон много: например, Мечта (Хариктинская), Ая, Рядовая и др. Их протяженность превышает несколько сотен метров, они достаточно хорошо известны и описаны в литературе, поэтому их специальное изучение не входило в задачу наших исследований.

Кроме этих форм, на отвесных берегах оз. Байкал во множестве находятся пещеры-чаши, “ворота”, кекуры, связанные с волноприбойной деятельностью в поле развития карбонатов.

Провалы представлены воронками конической формы. Они встречаются в карстовых урочищах Озера и Тажеранские степи и описаны в монографии Г.П. Вологодского [3]. В дополнение к этому нам удалось изучить крупный цилиндрический провал, расположенный на правом берегу безымянной пади между долинами Крестовской и Бирхин в красной части Озерской депрессии около бровки склона, контролирующего Обручевским сбросом. Провал имеет округлые очертания и достигает 50 м в диаметре и глубины 15–18 м. На его дне на скоплении глыб мраморов, не прикрытых почвенным покровом, произрастают лиственницы 100–120-летнего возраста. Также было изучено много других неизвестных прежде провалов разнообразной формы. Борты многих из них осыпаются, они приобретают вид воронок и заполняются склоновым и эоловым материалом.

Влияние стабилизационной стадии карстообразования на облик рельефа

Комплексы форм этой динамической стадии развития карста образовали два уникальных геоморфологических ландшафта: урочища Озера и Тажеранские степи (рис. 2, 3).

В урочище Озера представлены все формы активного, пассивного и древнего карста, но преобладающим является зрелый карст, образующий крупную карстово-депрессионную донную ступень, вытянутую на 7 км вдоль уступа Обручевского сброса в районе бассейнов падей Улан-Ганта, Широкой и Крестовской и имеющую ширину до 3–3.5 км. Днище депрессии очень неровное, его абс. высоты 600–700 м. Морфологически это подобие “оплавленного” бедленда: неровности бессточных котловин с солеными озерами и мелких сопков сглажены карстовыми и эоловыми процессами. Борты депрессии возвышаются над днищем на 150–200 м и образуют прерывистые барьеры, достаточно условно разделяющие всю котловину на три площадки между современными врезами падей Крестовской и Широкой: Верхнекрестовскую, Нижнекрестовскую и Улан-Гантскую. Кроме того, формы рельефа объединяются в три разноуровневые карстово-денудационные ступени, разделенные денудационными уступами: а) низкий террасово-долинный комплекс с абс. высотами 600–620 м, б) средний водораздельный уровень с абс. высотами 650–680 м с карстовыми котловинами соленых озер, в) высокий водораздельный уровень с абс. высотами 680–710 м. Последний осложнен коническими и купольными формами останцового рельефа (рис. 2).

Донные уровни поля заливами внедряются в борты водораздельного уровня плоскогорья Приольхонья [8], образуя сквозные карстово-эрозионные проходы к Маломорско-Бугульдейскому грабену. Цепочки озер среднего уровня располагаются вдоль долиноподобных понижений внутри поля, повторяя рисунок древней гидросети. Все это позволяет предположить, что данный геоморфологический ландшафт сформировался в период развития поздненеогенового педиплена и стратиграфических перерывов осадконакопления в плиоценовую и неоплейстоценовую фазы выравнивания рельефа. Тот факт, что поверхность карстово-денудационного рельефа подрезается Обручевским сбросом и открыта к Байкалу, позволяет заключить, что в период до активизации сбросовых процессов в позднем неоплейстоцене в связи с образованием

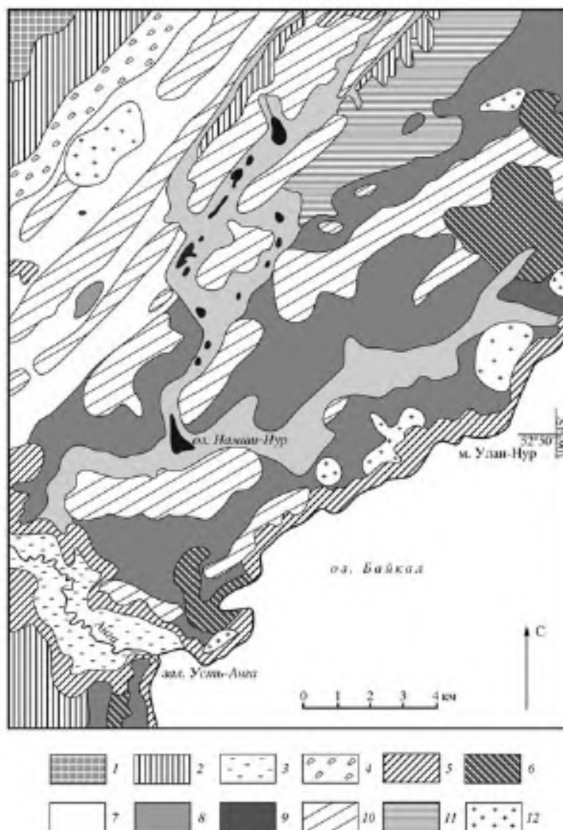


Рис. 3. Геоморфологическая схема урочища Тажеранские степи

1 – поверхность выравнивания Приморского хребта, деформированная новейшими движениями; 2 – склоны, сформированные новейшими движениями; 3 – голоценовый комплекс террас и болот аккумулятивного дна низовой долины р. Анги; 4 – шлейфы подножий склона Приморского хребта; склоны: 5 – абразионно-тектонические с эрозийным ложковым расчленением, 6 – эрозийные водосборных воронок гидросети, привязанной к трансгрессивному уровню оз. Байкал (поздний неоплейстоцен); карстово-денудационные ложбины: 7 – базисного уровня денудации, 8 – надбазисного уровня денудации; мелкосопочник: 9 – на деформированной поверхности неогенового педиплена, 10 – линейно-ориентированный на гнейсах и мигматитах раннепалеозойского возраста; 11 – неогеновый педиплен с руинным рельефом; 12 – конические или куполовидные формы препарировки интрузивных тел раннепалеозойского возраста

глубоководной озерной ванны Байкала [4] этот геоморфологический ансамбль распространяется и далее на восток.

Урочище Тажеранские степи расположено между долиной р. Анги в ее нижнем течении и проливом Ольхонские ворота. Линейную ориентировку низких водораздельных гряд и долинообразных понижений-желобов обеспечивает чередование гнейсов и кальцифиров. Здесь формируется резко дифференцированный, ориентированный по простиранию складок и субсогласных с ними разломов литоморфный и палеотектонический рельеф.

Карст ядер пологих складок обусловил формирование обращенного рельефа. В осевых частях складок образовались долинообразные понижения с цепочками содовых озер, а вдоль крыльев складок – водораздельные гряды. Денудационно-эоловые агенты способствовали созданию вдоль водораздельных линий мелкосопочника. Общий вид морфологического ландшафта можно охарактеризовать как денудационно-карстово-тектонический, развивающийся на неогеновой поверхности выравнивания.

Структура рельефа отображена на прилагаемой геоморфологической схеме (рис. 3). На ней отчетливо различимы два типа рельефа: денудационно-карстово-тектонический и типичный денудационный. Первый тяготеет к Маломорско-Бугульдейскому грабену [8] и представлен узкими параллельными грядами мелкосопочника, разделенными такими же узкими карстово-денудационными долинами. Второй тип рельефа образован тремя уровнями поверхностей выравнивания: *верхний* (водораздельный) представлен отпрепарированными раннепалеозойскими интрузиями; *средний* – остаточным мелкосопочником мел-палеогеновой поверхности выравнивания.

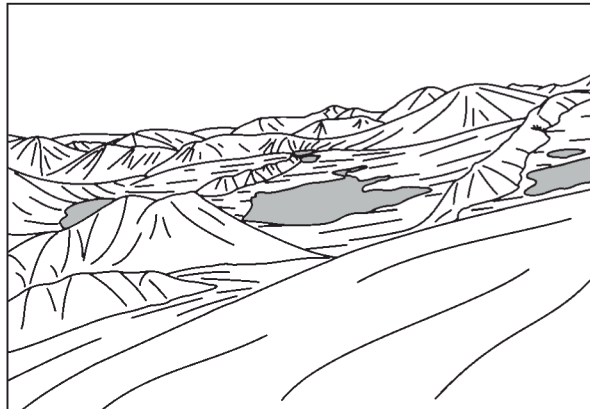


Рис. 4. Денудационно-карстовый рельеф урочища Тажеранские степи. Отчетливо видно сочетание мелкосопочника и котловин с содовыми озерами

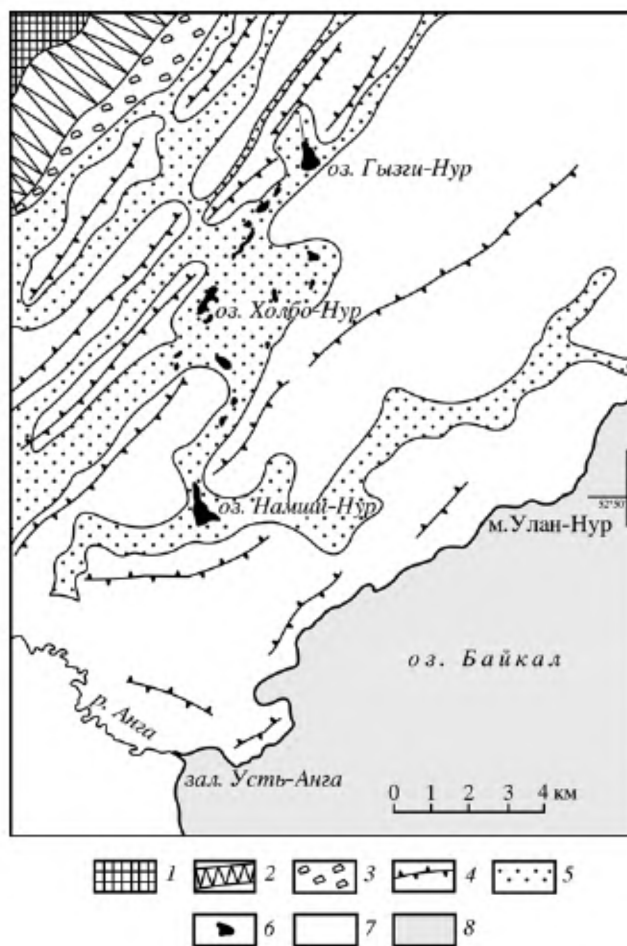


Рис. 5. Схема размещения карстово-денудационного выработанного рельефа Заангинского Приорья
 1 – поверхность выравнивания Приморского хребта, деформированная новейшими движениями, 2 – тектонический склон Приморского хребта, 3 – подгорный шлейф, 4 – оси водоразделов, 5 – карстово-денудационный рельеф, 6 – ванны содовых озер, 7 – денудационный рельеф Приорья, 8 – акватория оз. Байкал

нивания; *нижний* – карстово-денудационными долинами. Оба рассмотренных типа рельефа сближает их полная литоморфная и палеотектоническая связь со структурой субстрата.

Карстово-денудационные долины образуют живописный ландшафт – сочетание озерных котловин и мелкосопочника (рис. 4). Здесь сосредоточено большинство содовых озер Приольхонья. Размеры их в разные сезоны года и в течение многолетних циклов сильно варьируют и зависят от количества выпадаемых осадков. В редкие пловниальные периоды они достигают нескольких километров в диаметре, а в засушливые эпохи распадаются на небольшие водоемы, не превышающие 350–400 м длиной. Глубина их также непостоянна и в межень не превышает 3 м. Илстые осадки высыхающих днищ подвергаются дефляции, которая вместе со склоновыми процессами и карстом является ведущим фактором рельефообразования.

На склонах озерных котловин и карстово-денудационных ложбин (межозерных перемычек) наблюдаются террасообразные ступени, поколь которых перекрыт илстыми осадками. Высота бровок ступеней над озерными ваннами варьирует от 10 до 18 м: днища ванн располагаются на высотах 595–610 м, а террасоподобный уровень – на абс. высотах 610–630 м. Поверхность последнего наклонена к понижениям рельефа и сочленяется с более крутыми делювиальными склонами на высотах порядка 700–710 м. По-видимому, и в этом карстово-денудационном комплексе структура рельефа близка аналогичной в районе Озерского геоморфологического ландшафта. На рис. 5 в обобщенном виде представлена орографическая схема, на которой отображена структура карстово-денудационного рельефа Заангинского Приольхонья. Отчетливо видны два вышеописанных типа рельефа и новейшее тектоническое соотношение Приольхонского блока с Приморским хребтом.

Таким образом, рассмотренные закономерности строения карстово-денудационного рельефа Приольхонья позволяют говорить о двух (Тажеранский участок) или трех (Озерский участок) уровнях карстово-денудационной планиции. Их возраст укладывается в ритмы выравнивания рельефа плиоцена (разделяющего два кайнозойских этапа горообразования) и раннего неоплейстоцена – время формирования долинных педиментов, опирающихся на толщу манзурского аллювия [9].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Флоренсов Н.А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 238 с.
2. *Бибикова 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. Ленингр. отделение, 1990. С. 170–183.
3. *Вологодский Г.П.* Карст Иркутского амфитеатра. М.: Наука, 1975. 124 с.
4. *Федоровский В.С., Добржинецкая Л.Ф., Молчанова Т.В., Лихачев А.Б.* Новый тип меланжа (Байкал, Ольхонский регион) // Геотектоника. 1993. № 4. С. 30–45.
5. *Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Постников А.А. и др.* Северный сегмент Палеоазиатского океана в неопротерозе: история седиментогенеза и геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 60–79.
6. *Нагорья Прибайкалья и Забайкалья.* М.: Наука, 1974. 359 с.
7. *Адаменко Р.С., Кульчицкий А.А., Иваньев Л.Н.* Узурское пещерное месторождение фауны млекопитающих на Ольхоне // Геол. и гидрологич. исслед. озер Средней Сибири. Иркутск: ПИН СОАН, 1973. С. 43–44.
8. *Лопатин Д.В., Скочитина Т.М.* Ярусное строение рельефа Приольхонья и о. Ольхон в геоморфологической структуре Западного Прибайкалья // Геоморфология. 2008. № 4. С. 83–91.
9. *Лопатин Д.В., Томилов Б.В.* Возраст Байкала // Вестн. СПбГУ. 2004. № 1(7). С. 58–65.

Санкт-Петербургский госуниверситет,
ИЗК СО РАН, Иркутск

Поступила в редакцию
27.05.2009

**DENUDATION MORPHOLITHOGENESIS OF THE PRIOL'KHONIE
(PAPER I. KARST-DENUDATION RELIEF)**

D.V. LOPATIN, T.M. SKOVITINA

Summary

The Priol'khonie area is neotectonically neutral block of the Baikal basin. Under the conditions of semiarid climate karst-denudation processes play the important role in its development.

Relief structure of Ozersky and Tazheransky areas is thoroughly described. It is conformed completely to the Early Paleozoic substrate structure, but is complicated by three levels of karst-denudation surfaces: low – with absolute heights 600–620 m, middle – 650–680 m, and high – 680–710 m. In Tazheransky area two upper levels merge in the result of recent denudation processes. Stepped relief of the Priol'khonie correlates well with regional patterns of the whole range and basin system of the Pribaikalie.

УДК 551.4(1/9)+551.248.2(–925.51)

© 2011 г. И.С. НОВИКОВ

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И НЕОТЕКТОНИКА ЮЖНОГО ЛЕВАНТА¹

Введение

В широком смысле Левант (от франц. *Levant* или итал. *Levante* – Восток) – историческое название территории, примыкающей к восточной части Средиземного моря, входившей в состав Османской империи. Изучая древнюю грязевулканическую провинцию, расположенную в пределах Израиля и Иордании [1, 2], мы подробно ознакомились с геоморфологическим строением данной территории, интересной тем, что ее современный рельеф представляет собой крайне молодое образование, возникшее в позднем кайнозое в ходе складчатых и разрывных деформаций мел–палеогеновой шельфовой равнины.

Геолого-геоморфологическая изученность рассматриваемого региона достаточно высока. На территорию Израиля с захватом прилегающих районов соседних государств составлено несколько генераций геологических карт м-ба 1 : 200 000–1 : 250 000 [3, 4]. Кроме того, территория Израиля на 50% покрыта опубликованными геологическими картами м-ба 1 : 50 000. Геологическая карта Иордании м-ба 1 : 250 000 была составлена геологической службой ФРГ [5] в 1960-е гг., а поскольку Западный берег реки Иордан на момент составления находился под Иорданской юрисдикцией, он также изображен на данной карте.

С 1980-х гг. на территории Иордании силами Геологического управления Министерства природных ресурсов страны проводится геологическая съемка м-ба 1 : 50 000, которая к 2009 г. охватила около 25% территории. Весь рассматриваемый регион также покрыт масштабным рядом стандартных топографических карт советского образца от 1 : 1000000 до 1 : 50 000, что значительно облегчает его геоморфологическое изучение.

Все свои исследования автор проводил в тесном взаимодействии с Е. Вапником (Университет им. Бен-Гуриона, Беэр Шева, Израиль) и Э.В. Сокол (ИГиМ СО РАН, Новосибирск, Россия). Неоценимую помощь в получении труднодоступной геологической информации оказали А. Гилат и Дж.К. Холл (Геологическая служба Израиля). Всем им автор глубоко признателен.

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