

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛИТОГЕНЕЗА КАРСТОВЫХ БЕРЕГОВ КАМСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Введение

По истечении полувека после введения в строй первого на Каме водохранилища вопросы об интенсивности и особенностях переработки карстовых берегов вновь встают перед строителями, геологами, гидрогеологами, геоморфологами и другими специалистами, участвующими в проектировании и возведении объектов на карстоопасных участках побережий. Сегодня в Пермском крае осуществляется несколько крупных федеральных и региональных программ развития новых производств и жилищного строительства в нижней (приплотинной) части Камского водохранилища, территориально относящейся к Пермской агломерации – одному из ведущих центров социально-экономического развития на Урале.

Обстоятельством, осложняющим реализацию планов по освоению новых территорий и не способствующим снижению существующих при этом рисков (в том числе экономических), является широкое распространение растворимых горных пород в береговой зоне – территории сосредоточения различных интересов жителей региона, органов муниципальной, районной и городской власти. В настоящее время в пригородной зоне краевого центра прибрежные территории являются наиболее перспективными участками для привлечения инвестиций в сферу туризма, рекреации и индивидуального жилищного строительства.

Как свидетельствуют результаты исследований по изучению парагенезисов “карст – овражная эрозия” [1, 2], “карст – подтопление” [3, 4], “карст – абразия” [5], карстовые (закарстованные) берега требуют к себе самого пристального внимания, поскольку могут являться источником возникновения экологической напряженности и далее – чрезвычайных ситуаций.

Актуальной в общенаучном плане и важной при решении ряда практических задач, связанных со строительством берегозащитных сооружений, является также проблема морфолитогенеза подводных частей береговых склонов, представленных растворимыми горными породами. Определенные успехи геоморфологов в изучении особенностей формирования прибрежных отмелей и берегов в целом, сложенных рыхлыми отложениями, практически не отразились на состоянии вопроса об абразионной моделировке прибрежных карстовых массивов.

Второй вопрос, который также может быть решен в результате получения новых знаний о переработке карстовых берегов, – выявление их наносообразующего потенциала. До сих пор сведений об объемах рыхлого нерастворимого вещества, поступающего в водоемы в результате переработки таких берегов, в отечественной литературе представлено не было.

Общая характеристика карстовых берегов

Развитие и распространение карстовых процессов на берегах Камского водохранилища, как уже было отмечено выше, приурочено к нижней части камского плеса, а также Чусовскому и Сылвинскому заливам (рис. 1). Узость долины Камы на этом участке водоема является прямым следствием тектонической активности структуры Краснокамско-Полазненского вала, в результате которой на дневную поверхность оказались выведенными кунгурские отложения нижней перми. Карстующиеся породы

кунгура представлены здесь в основном гипсами и ангидритами иренского горизонта и в большинстве случаев стратиграфически соответствуют трем верхним гипсовым пачкам: лунежской, демидковской и шалашнинской. Мощные толщи этих отложений обнажаются в макроизлучинах речных долин, встречаясь попеременно на правом и левом берегах водоема. Около половины протяженности таких склонов локализуется в долине р. Чусовой, другая их часть примерно поровну распределяется между долинами Камы и Сылвы. По последним данным [5], общая протяженность гипсовых берегов Камского водохранилища составляет 116 км, т.е. 9.8% от его периметра.

Часть водоема, на берегах которого получили распространение растворимые породы (гипсы, известняки, доломиты), входит в состав трех карстовых районов Пермского Предуралья – Полазнинско-Шалашнинского, Нижнесыльвинского и Кунгуро-Иренского [6]. По характеру и степени закарстованности береговая зона неоднородна, что в основных чертах отражает качественную и количественную изменчивость геолого-геоморфологических условий развития процесса в районах.

В *Полазнинско-Шалашнинском районе* карстованию подвержены преимущественно гипсо-ангидритовые пачки иренского горизонта, чередующиеся с карбонатными породами. На большей части территории района интенсивно карстующиеся сульфаты перекрыты трещиноватыми терригенно-карбонатными отложениями соликамского горизонта мощностью до 20–50 м.

На правобережье камской долины самая высокая плотность карстовых воронок отмечается на участках наиболее близкого расположения гипсо-ангидритовых отложений к дневной поверхности. В прибрежной зоне в районе с. Хохловка плотность карстовых форм местами составляет от 1–5 до 15–20 шт/км².

В левобережной части камского плеса в окрестностях п. Полазна плотность воронок составляет около 30 шт/км², к северу происходит снижение значений показателя до 5–10 шт/км². По мере удаления от водохранилища его значения также уменьшаются до 1 шт/км² и менее.

В районе Чусовского мыса сульфатные породы перекрыты довольно мощной (до 50 м) толщей плитчатых известняков, мергелей и доломитов. Камская часть побережья – это высокие абразионные берега с выходами терригенно-карбонатных или гипсовых отложений, перекрытых карстовой брекчией. На отдельных участках вдоль берега здесь встречаются поля воронок с высокой плотностью форм – до 100 шт/км². По мере удаления от речных долин интенсивность карстопроявления обычно уменьшается.

Около половины длины береговой линии со стороны Чусовского залива представлено высокими крутосклонными участками выходов гипсов и ангидритов. Другая половина – фрагменты абрадируемых надпойменных террас песчаного или глинистого состава, местами переходящих в низкие берега затопления (так называемые “нейтральные” берега).

Плотность карстовых воронок в береговой зоне Чусовского залива редко достигает 30 шт/км² и чаще всего колеблется в пределах 5–10 шт/км². Увеличение плотности карстовых форм до 50–70 шт/км² отмечается лишь в его средней правобережной части.

В вершине залива берег на значительном протяжении представляет собой стену отвесных сильно трещиноватых гипсовых скал с многочисленными береговыми карстовыми формами (пещерами, нишами, блоками отседания). Средняя плотность воронок в прибрежной части – 5–10 шт/км².

Нижнесыльвинский район в своих границах соответствует наиболее погруженной северной части Уфимского вала. На поверхность здесь также как и в Полазнинско-Шалашнинском районе выходят отложения иренского и соликамского горизонтов. Первые представлены гипсами и приурочены в основном к нижним и средним частям бортов речных долин.

Район охватывает оба берега Сыльвинского залива в его нижней, наиболее прямолинейной части. Правый берег на всем протяжении, кроме вершин нескольких излучин,

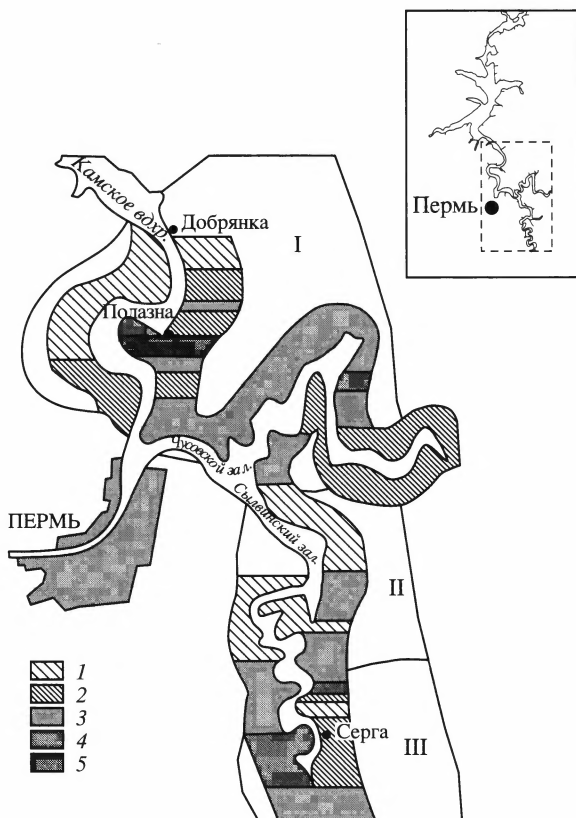


Рис. 1. Плотность карстовых и карстово-суффозионных форм в береговой зоне Камского водохранилища, шт/км²

1 – <1, 2 – 1–10, 3 – 11–50, 4 – 51–100, 5 – 101–200.

Карстовые районы: I – Полазнинско-Шалашнинский, II – Нижнесылвинский, III – Кунгуро-Иренский

представлен высокими коренными уступами. Левый берег в морфологическом и морфометрическом отношении менее однороден. Крутые уступы терригенно-карбонатных отложений иногда замещаются фрагментами абразионных уступов, представленных суглинками, и участками низких берегов затопления. Из карстовых форм наиболее широко представлены воронки. Их плотность в пределах прибрежной зоны крайне неоднородна – от 0 до 10 шт/км² в левобережной части и до 10–50 шт/км² в правобережной.

Кунгуро-Иренский район включает в себя оба берега вершины Сылвинского залива. Наибольшая протяженность береговой линии приходится на высокие интенсивно закарстованные гипсовые берега. Меньшей интенсивностью развития процесса характеризуются известняково-доломитовые отложения, встречающиеся в разрезах иренского горизонта. По сравнению с Нижнесылвинским районом пораженность берегов карстом здесь значительно выше. Более 50% их длины приходится на участки с плотностью форм 10–50 шт/км² и около 20% – с плотностью 50–100 шт/км².

Как показывают наблюдения последних лет, процесс активного карстопроявления в береговой

зоне водохранилища в настоящее время продолжается. Свежие карстовые провалы ежегодно появляются на склонах долины Камы, по берегам Чусовского и Сылвинского заливов. Как и в первые десятилетия функционирования водоема, практически ежегодно происходят отседания крупных блоков, а трещины бортового отпора и волноприбойные ниши и сегодня являются ведущими морфологическими элементами карстовых берегов.

Переформирование берегов

Для понимания роли карстового процесса в переработке берегов Камского водохранилища и установления взаимосвязей между различными геодинамическими процессами и явлениями следует иметь в виду, что берега карстовых районов могут быть представлены не только растворимыми породами, но и другими отложениями, характерными для некарстовых территорий.

По данным стационарных наблюдений средняя скорость разрушения берегов, сложенных известняками и гипсами, самая низкая среди всех пород, представленных в

Темпы переработки берегов Камского водохранилища в пределах карстовых районов за период с 1985 по 1998 гг. [5]

Литологический состав	Геоморфологическое положение	Средняя величина		Максимальная величина	
		скорость разрушения берегового уступа, м/год	объем разрушения, м³/м пог.×год	скорость разрушения берегового уступа, м/год	объем разрушения, м³/м пог.×год
Пески	I–II нпт	0.7	10.9	2.2	31.9
Суглинки, супеси	II нпт	1.3	13.6	4.2	44.1
Переслаивание песков и суглинков	II нпт	0.6	4.8	0.8	6.4
Мергели, известняки	коренной склон	0.3	3.6	6.5	71.8
Гипсы, в т.ч. перекрытые терригенно-карбонатными отложениями	коренной склон	0.3	2.8	4.2	39.9

береговых обнажениях (таблица), а средняя величина объема гипсов, поступающих в водоем в результате переработки берегов, в 3–5 раз меньше объема материала других литологических разностей, питающих прибрежную и глубоководную зону водоема наносами.

Своеобразие условий и процессов переформирования гипсовых берегов определяется, прежде всего, морфолого-морфометрическими характеристиками склонов, а также практически полным отсутствием у них прибрежных отмелей [7]. Основными процессами, моделирующими надводную и подводную часть берегового склона (ПБС), являются карст и абразия. Деятельность других процессов (оползнеобразования, аккумуляции наносов, выветривания), определяющих общую направленность морфолито-генеза береговой зоны и прилегающей к ней части глубоководной зоны акватории, для гипсовых берегов играет второстепенную роль.

Абразионно-карстовый тип переформирования гипсовых берегов является главным и наиболее распространенным типом их экзодинамической моделировки. Специфической особенностью переформирования таких берегов служит взаимодействие процессов выщелачивания и механического ветроволнового воздействия на горные породы. В приурезовой зоне среди всех видов карстовых форм наибольшим распространением пользуются ниши выщелачивания. В результате подрезки ими склонов происходят обвалы глыб или отседания крупных блоков (рис. 2). Как правило, отседанию блока предшествует долговременная стабильность гипсового берега. Сорвавшись почти по вертикали, блок либо разрушается, образуя при этом вывал обломочного материала в акваторию водоема, либо сохраняется какое-то время прислоненным к плоскости срыва в ненарушенном состоянии.

Одной из особенностей формирования ниш выщелачивания в иренских гипсах является примерно двукратное увеличение их глубины за каждый год развития. При этом ее основной прирост происходит в самой верхней части ниш и непосредственно под сводом. Другая особенность подготовительного периода обрушения карстовых берегов – это приуроченность наиболее глубоких ниш к участкам берегов, не превышающих по высоте 10–15 м. С возрастанием высоты берега наблюдается последовательное уменьшение максимальной глубины ниш. При значениях высоты склона более 30 м глубина ниш свыше 5 м встречается крайне редко.

Важным фактором, регулирующим скорость переработки гипсовых берегов, является продолжительность стояния уровней водной поверхности, близких к нормальному

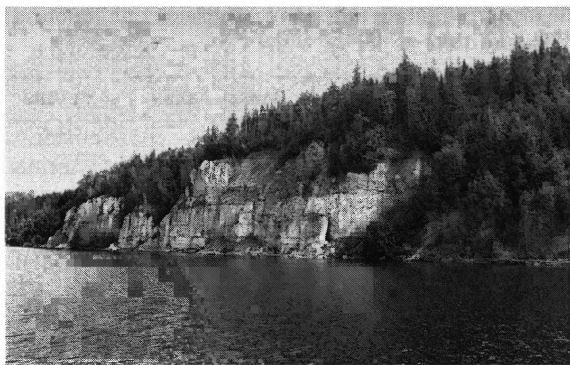


Рис. 2. Отседание гипсового блока

характеризуются достаточно высокой активностью переработки и на участках, находящихся в волновой тени. Даже у берегов, расположенных в глубоких заливах, где *механическое* воздействие волнового прибоя незначительно, обычно не наблюдается большого снижения геодинамических показателей.

В переформировании гипсовых берегов ведущую роль играет *химическая* абразия (по терминологии некоторых исследователей “химическая псевдоабразия”). Поступление с волновым прибоем агрессивных слабоминерализованных вод увеличивает интенсивность растворения гипсов. Энергия волнения, обуславливающая объем и скорость поступления в прибрежную зону растворяющих агрессивных вод и вынос “отработанных” вод, обогащенных сульфат-ионом, способствует их перемешиванию и разбавлению сульфатной минерализации, что в конечном итоге повышает растворяющую способность вод. Гидрохимические опробования поверхностных вод в местах распространения гипсовых берегов показали, что уже на удалении в 100 м от берега концентрация сульфат-иона в них снижается в 1.8–2 раза.

Высокие скорости выщелачивания характерны и для гипсов, обрушившихся к подножию берегового уступа. По нашим наблюдениям глыбы размером около 1 м^3 , находясь в воде, за два года теряли до 70% своего первоначального объема, превращаясь при этом в ноздреватые обломки неправильной формы.

Обследования прибрежной зоны при низких уровнях воды в ранневесенний период показали, что в настоящее время, также как и в первые десятилетия, в непосредственной близости от подошвы уступа (клифа, ниши) глубины составляют 2–3 м и более. Крутизна самого нижнего элемента ПБС, морфологически представляющая собой 5–7-метровый свал глубин, составляет $35\text{--}40^\circ$. Рудиментарные образования собственно прибрежных отмелей вдоль гипсовых берегов (самый верхний наиболее пологий элемент ПБС) имеют среднюю ширину всего 6–8 м.

Пологонаклонная приурезовая часть ПБС обычно сложена крупнообломочным материалом (рис. 3), который уже через несколько метров в направлении свала глубин довольно быстро измельчается. Сначала сме-

подпорному уровню (НПУ), который для Камского водохранилища соответствует отметкам 108.0–108.5 м. Уменьшение (увеличение) количества таких дней даже на 20–30% (15–20 дней) по сравнению с предшествующим годом приводит к замедлению (ускорению) прироста глубины ниш в 1.5–2 раза.

В отличие от других типов берегов, где ширина акватории или принадлежность к участкам побережий с ограниченным воздействием волн (заостровные участки, заливы, узости) лимитирует скорость абразивного разрушения, гипсовые берега

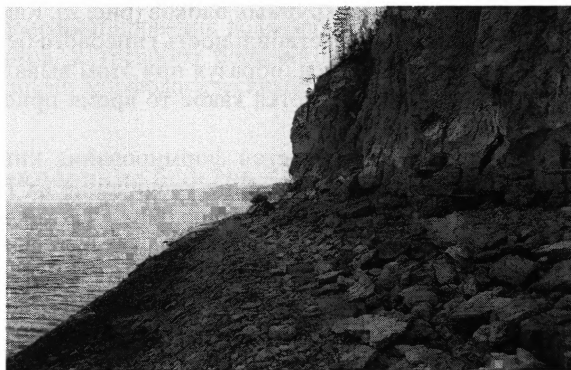


Рис. 3. Обнажившаяся подводная часть берегового склона (зона осушки)

няясь щебнем, а еще ближе к перегибу ПБС – дресвой местных слаборастворимых пород. При сравнительно близком нахождении источников аллювиальных отложений (до 6–8 км) на самом верхнем элементе ПБС могут встречаться временные накопления песка небольшой мощности (до 20 см) в виде полос шириной 1–3 м.

Собственно свал глубин обычно бывает представлен скоплениями мелкообломочного материала или обнажениями коренных пород со следами поверхностного выщелачивания (каррами). Сопоставление морфолого-морфометрических характеристик подводных склонов гипсовых берегов за разные периоды их развития показывает, что активность “бокового” выщелачивания крутосклонных элементов ПБС, в результате которого происходит направленное уменьшение ширины абразионной части отмели, соизмерима со скоростью переработки надводной части берегового склона (уступа) (рис. 4).

Аналогично берегам, сложенным рыхлыми отложениями, волновые процессы у гипсовых берегов также образуют вдольбереговой перенос наносов, в результате которого в местах огибания потоком береговых выступов или искусственных преград формируются небольшие аккумулятивные тела. Последние обычно представлены мелкой (до 5–7 мм) дресвой, состоящей из обломков карбонатных пород.

В случаях перекрытия гипсов соликамскими плитчатыми карбонатно-терригенными породами, как правило, наблюдается избыток обломочного нерастворимого материала. При возрастании мощности соликамских “плитняков” до 50% и более высоты абразионного уступа обломки гипсов растворяются, а из плитчатого карбонатно-терригенного материала формируется абразионная отмель.

Абразионно-оползевой тип переформирования закарстованных берегов на Камском водохранилище встречается сравнительно редко. Одиночные оползневые массивы и отдельные оползни в настоящее время фиксируются на обоих берегах Камского, Чусовского и Сылвинского плесов. На данных участках иренские гипсы почти всегда пронизаны густой сетью глинистых прослоек и перекрыты соликамскими плитчатыми карбонатно-терригенными породами – преимущественно мергелями, реже известняками, доломитами и песчаниками. Иногда на них залегают песчано-гравийно-галечные (еще выше суглинистые) аллювиальные фации третьей надпойменной террасы.

На всех участках, где фиксируются оползни, непосредственное абразионное воздействие испытывают гипсы. Факторы химического и отчасти механического воздействия на них абразии совершенно аналогичны описанным для берегов, развивающихся по абразионно-карстовому типу.

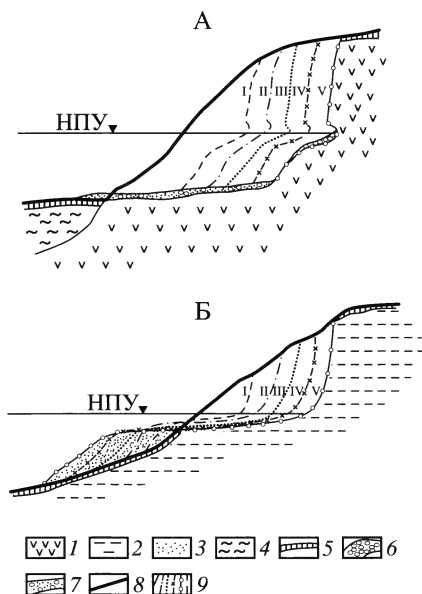


Рис. 4. Принципиальная схема переформирования абразионных береговых склонов

А – абразионно-карстовые, представленные гипсами и ангидритами; Б – абразионно-обвальные, представленные аллювиальными суглинками.

I, II ... V – стадии переработки берегового склона.

1 – гипсы, ангидриты, 2 – суглинки, 3 – пески, 4 – нерасчлененный комплекс грунтов надпойменной террасы (поймы), 5 – почвы, в том числе деградированные, 6 – крупнообломочный материал, 7 – щебень, дресва, 8 – профиль берегового склона до создания водохранилища, 9 – профили берегового склона в различные стадии его переформирования

В литологическом отношении гипсовые берега не представляют собой однородного образования. В том или ином качестве и количестве в них кроме гипса присутствуют слабо или частично растворимые породы. Загипсованность этих пород в виде мелких включений, кристаллов, цемента или заполнителя трещин может достигать 15.9–35.2% [8].

В качестве нерастворимого остатка, составляющего основную часть наносов, переносимых в глубокие части водоема в результате продольного или поперечного переносов, выступают глинистые продукты (каллоидные вещества) переменного состава.

Количество нерастворимого материала, поступающего в водоем в результате постепенного разрушения исходных обломков пород из зоны обвала, составляет около 5% для известняков и 25–50% для мергелей [9]. Процессы расцементирования полимиктовых песчаников и алевролитов, активно протекающие в пределах всей зоны осушки со скоростью 10–15 см/год, также ведут к их разрушению и вовлечению в осадконакопление [7].

Анализ материалов наблюдений за переработкой берегов разных типов с учетом их геологического строения [5, 10] показывает, что в настоящее время количество наносов, поступающих в прибрежную и глубоководную зоны акватории в десятки и сотни раз меньше, чем у абразионных берегов, сложенных сулинками, песками или верхнепермскими терригенными отложениями.

Выводы

Сопоставление морфолого-морфометрических характеристик подводных склонов гипсовых берегов за разные периоды развития водохранилища показывает, что активность “бокового” выщелачивания их крутосклонных элементов, в результате которого происходит направленное уменьшение ширины абразионной части отмели, соизмерима со скоростью переработки береговых уступов.

Особенности образования наносов в местах распространения гипсовых берегов обусловлены малым содержанием нерастворимого вещества в отложениях, перекрывающих сульфаты или переслаивающихся с ними, что отличает данные участки от других. Количество материала, участвующего в формировании наносов при переработке карстовых берегов, в десятки и сотни раз меньше, чем при разрушении берегов, сложенных аллювиальными, делювиальными или терригенными отложениями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Назаров Н.Н. Развитие оврагов в юго-восточной части Пермской области // Физико-географические основы развития и размещения производительных сил Нечерноземного Урала. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1984. С. 70–78.
2. Назаров Н.Н. Роль карстового геоморфогенеза в развитии овражной эрозии // Методика изучения карста. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1985. С. 20–21.
3. Дублянская Г.Н. Парагенезис карст – подтопление (опыт системного анализа) // Инженерная геология карста. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1992. С. 159.
4. Дублянская Г.Н., Дублянский В.Н. Теоретические основы изучения парагенезиса карст – подтопление. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1998. 204 с.
5. Назаров Н.Н. Карстовые берега Камского водохранилища: распространение, интенсивность переработки, классификация // Карстоведение XXI века: теоретическое и практическое значение. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 2004. С. 122–130.
6. Назаров Н.Н. Карст Прикамья. Физико-географические (геоморфологические) аспекты. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1996. 95 с.
7. Печеркин И.А. Геодинамика побережий камских водохранилищ. Пермь: Изд-во Пермск. ун-та, 1969. Т. 2. 308 с.
8. Максимович Н.Г. Безопасность плотин на растворимых породах (на примере Камской ГЭС). Пермь: ПС “Гармония”, 2006. 212 с.

9. Рыжиков Д.В. О выветривании известняков // Тр. горно-геол. института УФАИ СССР, 1959. Вып. 43. С. 24–37.
10. Назаров Н.Н. Переработка берегов равнинных водохранилищ России на современной стадии развития (конец XX в. – начало XXI в.) // География и природные ресурсы. 2006. № 4. С. 12–19.

Пермский госуниверситет

Поступила в редакцию
28.03.2008

CHARACTERISTICS OF THE MORPHOLITHOGENESIS ON KARST SHORES OF THE KAMA RESERVOIR

N.N. NAZAROV, I.V. FROLOVA

Summary

Leaching of underwater elements of gypsum banks causes the decreasing of the bench width. The activity of the leaching is comparable with the rate of cliffs abrasion. The volume of solid flow from the gypsum bank is tens and hundreds times less than that from the banks of the other rocks.

УДК 551.435.11(–924.72)

© 2009 г. А.А. СВИТОЧ, А.А. ХОМЕНКО

ГРЯДОВЫЙ РЕЛЬЕФ МАНЫЧА (СТРОЕНИЕ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ)¹

Введение

В депрессии Маныча, неоднократно служившей в плейстоцене местом сброса вод каспийских трансгрессий в Черное море, широко развиты грядовые формы рельефа. Гряды имеют субширотную ориентировку, разную высоту и протяженность и особенно многочисленны в центральной части низины в районе оз. Маныч-Гудило, где располагаются среди многочисленных речных проток и озер.

В последнее время появились новые представления о происхождении грядового рельефа Маныча. Они связаны с активно развиваемыми идеями о хвалынской трансгрессии Каспия как о Всемирном потопе [1], либо обширном пластовом потоке, в водах которого и возникли эти аккумулятивные формы хвалынского возраста, представляющие более древние аналоги бэровских бугров Прикаспия [2]. К сожалению, все эти интересные представления фактически никак не аргументированы, отсутствует описание конкретных гряд и самое главное – их внутреннего строения, что могло бы указывать на образование этих форм в динамичных водах хвалынского потока. Изложенный ниже материал по грядам Маныча наработан авторами за длительный срок полевых исследований и позволяет документально рассмотреть их строение и возможные причины происхождения.

Морфология и площадное распределение

Манычская депрессия – обширное понижение рельефа между Азовским морем и Прикаспийской низменностью, приуроченное к системе тектонических прогибов, тесно связанных с разломами фундамента Скифской плиты [3].

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 08-05-00114 и № 08-05-00113).