

ДИСКУССИИ

УДК 551.435.2 : 551.461.8(262.81)

© 2002 г. Е.Н. БАДЮКОВА

**ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ
ПРИЗНАКИ СУЩЕСТВОВАНИЯ "ПЛАСТОВЫХ" ПОТОКОВ
В СЕВЕРНОМ ПРИКАСПИИ В ПОЗДНЕХВАЛЫНСКОЕ ВРЕМЯ¹**

Характерными особенностями рельефа приморских равнин Западной части Прикаспия и Волго-Уральского междуречья являются разнообразные вытянутые в плане бессточные впадины с расположенными в них солончаками и сорами или четко видно соединенные понижения, занятые лиманами, протяженные на десятки километров, неглубокие (до 2–3 м), и широкие ложбины стока, а также так называемые падины, представляющие собой обширные (до 1.5 км) и неглубокие депрессии разнообразной формы, замкнутые или соединенные в сложную сеть. Склоны педин незаметно сливаются с поверхностью равнины и занимают на отдельных участках до 30–50% ее площади [1, 2].

Конфигурация лиманов очень разнообразна – от округлых до линейно вытянутых, длина которых в отдельных случаях может достигать 100–180 км при ширине до десятков километров. Важно отметить, что в ряде случаев лиманы чередуются с вытянутыми увалами, являющимися, по мнению [3, 4], останцами размыва прибрежной равнины. Плоское дно лиманов часто осложнено эрозионным мезорельефом – руслообразными узкими (20–30 м) понижениями протяженностью от сотен метров до нескольких километров, и удлинненными валами и буграми высотой 2–3 м, ориентированными по основному простиранию лиманов. Это особенно хорошо проявляется летом, когда лиманы пересыхают. Некоторые соры разделены останцами обтекания на отдельные рукава. Глубина водоемов, например Камыш-Самарских лиманов, незначительна и редко, только в наиболее многоводные годы, достигает в отдельных местах 5 м; летом они часто пересыхают. Днища лиманов сложены толщей суглинистых и глинистых фаунистически охарактеризованных морских хвалынских отложений, прикрытых тонким слоем аллювиально-лиманых суглинков. Мощность последних очень мала и не превышает 1–1.5 м.

Между лиманами и падьнами располагаются плоские, незначительно приподнятые водораздельные пространства как в виде узких языков в несколько десятков метров, так и обширные, в сотни гектаров. На поверхности последних ряд исследователей отмечает более крупные положительные формы рельефа – пологие вытянутые увалы. Все они приурочены, как правило, к понижениям между активными соляными куполами, серия же крупных озер – к компенсационным мульдам, сопровождающим солянокупольные поднятия.

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 99-05-65644).

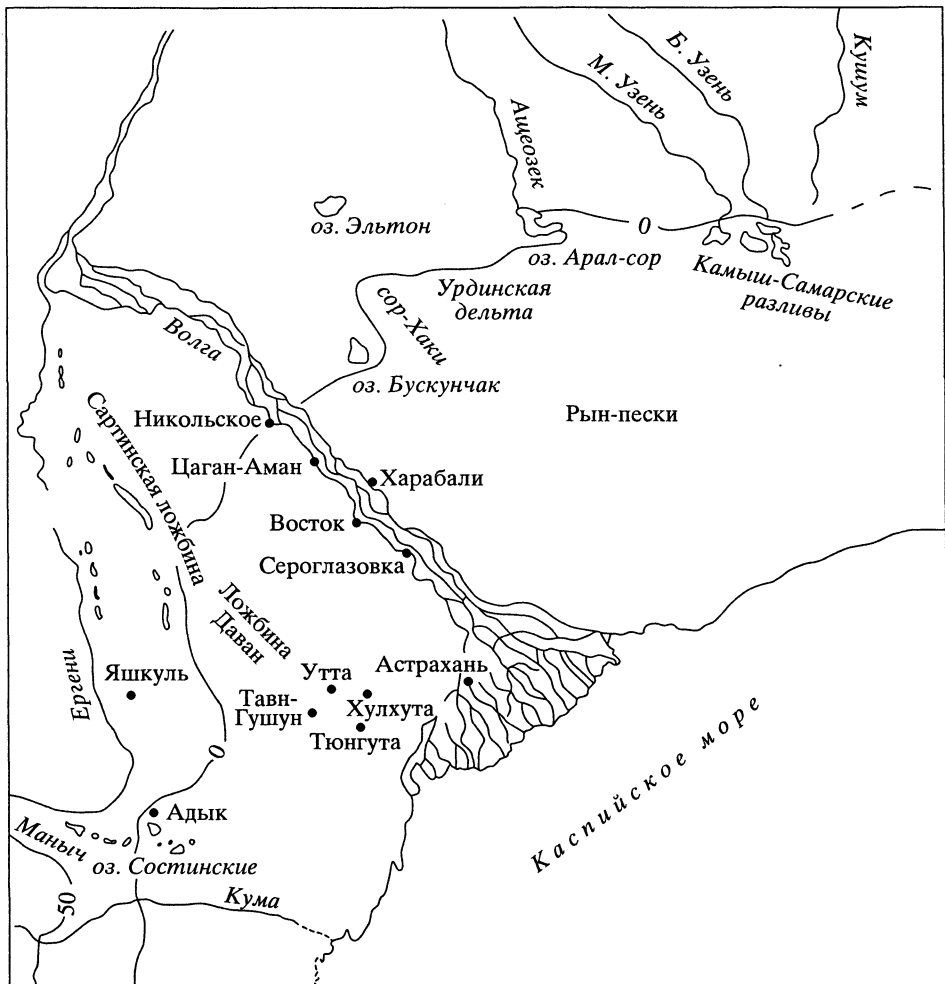


Рис. 1. Карта Северного Прикаспия

Существование на данной территории в позднем плейстоцене многочисленных отрицательных форм рельефа отмечалось многими исследователями. Одни считали их следами разветвленной гидрографической сети [4–7], другие предполагали, что приустьевые области бессточных рек – лиманы, а также соры и пдины образовались в разнообразных понижениях обсохшего дна после отступления к югу позднехвалынского моря [1]. Третьи приписывали значительной части этих форм подводно-дельтовый генезис [8].

Обращает на себя внимание известная закономерность распространения бессточных образований. Бессточные реки и крупные лиманы (или разливы) расположены в основном в восточной половине низменности. Там, где заканчиваются реки Бол. и Мал. Узени, сформировались обширные Камыш-Самарские разливы, лежащие на гипсометрических отметках ~0 м абс. высоты. Западнее этих разливов, в устьевой части р. Ащезек, располагается аналогичная система крупных лиманов и озер, включающая более 1000 небольших котловин, которые в настоящее время представляют собой соры, наполняющиеся водой лишь в весенние паводки. Наиболее крупное из них – озеро Арал-сор. Все они также приурочены к нулевой отметке, что подтверждается картами, приведенными в ряде работ (рис. 1–3) [3, 4].

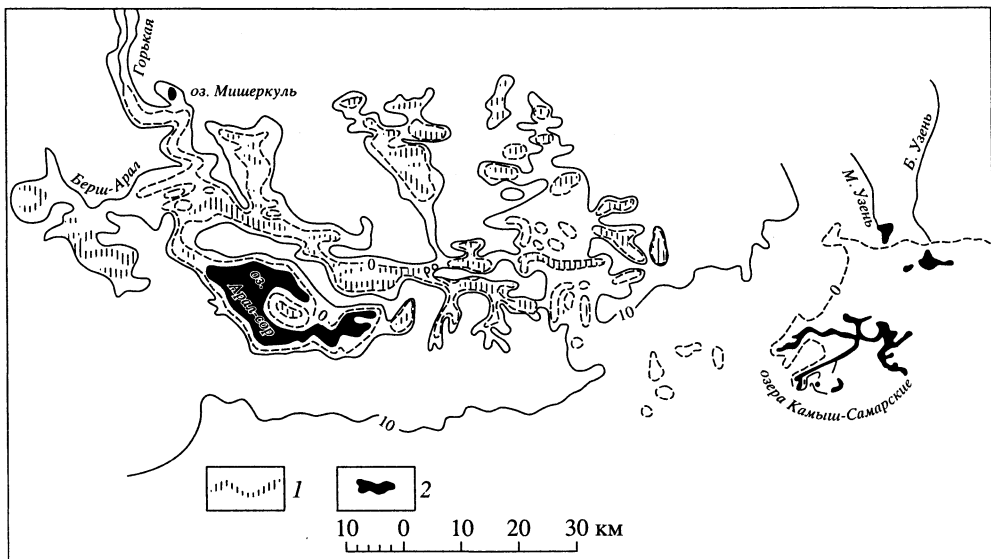


Рис. 2. Система соров и озер в районе оз. Арал-сор по [6]

1 – соры, 2 – озера

Значительная часть лиманов соединяется между собой извилистыми протоками разной ширины, часто очень широкими с совершенно невыработанным руслом, которое заполняется водой во время весенних паводков [3]. Многие разливы, включающие большое количество лиманов, в многоводные годы также соединяются между собой. Причем имеются свидетельства, что ранее соединялись все крупные разливы. Так, четко выявляются Аралсорские лиманы-протоки в сторону Камыш-Самарских разливов, где расположено более 2000 линейно вытянутых озер, лиманов и палин, соединенных между собой узкими ложбинами и ориентированных в южном и юго-восточном направлениях. По мнению О.К. Леонтьева и др. [6], Л.Б. Аристарховой с соавт. [9], а также других исследователей, этот район в совокупности представляет собой древнюю Аралсорскую дельту.

По данным [4, 6], в начале позднехвалынской регрессии в Урдинском заливе шло интенсивное накопление аллювиальных отложений, приносимых через Аралсорскую дельту. Из Камыш-Самарских разливов воды устремлялись к оз. Хаки по понижению между Урдинским и Новоказанским поднятиями, последнее преградило путь водным потокам палеореки Ащезек и Камыш-Самарского бассейна в южном направлении. В результате образовалась Урдинская дельта. Согласно Г.Т.-Г. Турикешеву [4], на аэрофотоснимках прослеживается эрозионная долина от западной окраины Хакского залива (урочище Кызым-Джар) в южном направлении к оз. Баскунчак. Из Баскунчакской котловины воды следовали далее на юг и юго-запад по понижению между горами Б. Богдо и Кубатау (рис. 3).

Следы разветвленной гидрографической сети, которые сохранились в рельефе до настоящего времени, выявляются и юго-западнее оз. Хаки. Это пологоволнистая равнина, которая начинается южнее оз. Баскунчак и широкой полосой протягивается в юго-западном направлении вплоть до левобережья Волги. Вначале это чрезвычайно пологие, низкие холмы и вытянутые увалы высотой около метра, шириной десятки и длиной сотни метров. Генеральное направление этих форм юго-западное, но есть и отклонения. Если на широте 48°, там, где долину Волги пересекает береговая линия максимальной стадии позднехвалынского моря, на левобережье только начинают появляться пологие холмы и гряды высотой не более одного метра, то по мере движения на ЮВ эти формы постепенно становятся выше и у пос. Харабали (на рас-

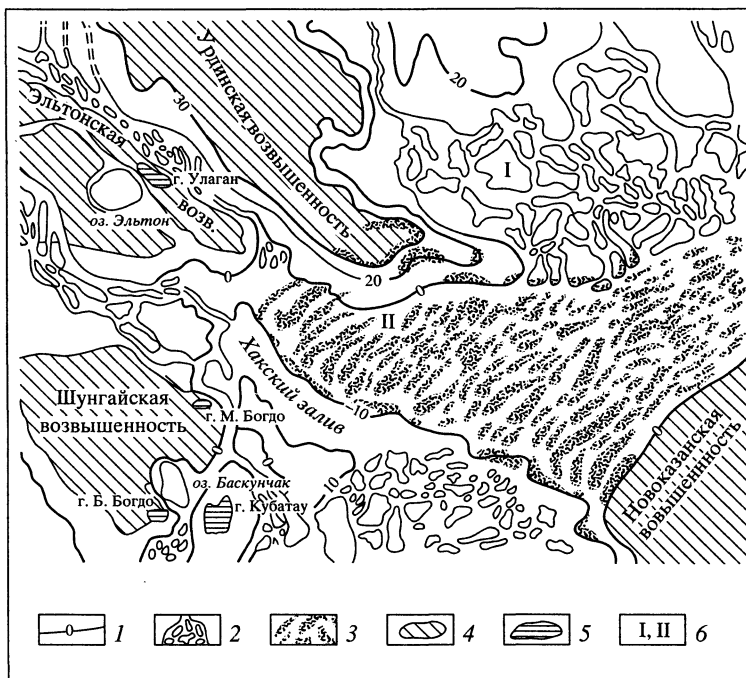


Рис. 3. Схема позднехвалынской гидрографической сети участка Прикаспийской низменности по [9]
 1 – береговая линия позднехвалынского моря, 2 – врезанные и скульптурные дельты, 3 – эрозионно-аккумулятивные дельты и песчаные массивы, 4 – возвышенности, 5 – горы (соляные купола), 6 – древние дельты (I – Аралсорская, II – Урдинская)

стоянии 70 км от бывшей береговой линии), достигают высоты 10–12 м. О существовании крупных потоков пишет и М.М. Жуков [5], который отмечал, что в районе оз. Хаки наблюдается большое количество ложбинообразных понижений и бэровских бугров (ББ), протянувшихся с СВ на ЮЗ.

Интересно, что эти же формы рельефа продолжают на правом берегу Волги, пересекая широкой полосой южнее пос. Никольское район современной долины Волги и продолжаясь далее по ее правобережью в том же ЮЗ направлении. Так же, как и на левом берегу, здесь наблюдается постепенное увеличение высоты холмов и гряд в ЮВ направлении, т.е. к средней части предполагаемого потока. При движении на запад, с приближением к Волго-Сарпинскому водоразделу увалы снова постепенно теряют свою отчетливую выраженность, перепад высот снижается до 2–3 м.

Надо заметить, многие исследователи подчеркивали, что рассматриваемые формы рельефа изначально имели не эоловый генезис – под воздействием ветра происходило формирование лишь их поверхностной песчаной оболочки [2, 5, 10]. Однако длительные и интенсивные эоловые процессы местами изменили первоначальный облик рельефа. Особенно это относится к районам, где шла интенсивная хозяйственная деятельность человека. Так, еще в начале и середине XIX в. на берегах нижнего течения Волги перевеянных песчаных массивов не было [11]. В настоящее время мощность перевеянной толщи песка незначительна: местами она лишь тонким слоем одевает увалы, однако в ряде случаев мощность эолового песка на склонах гряд может составлять несколько метров. Вслед за М.М. Жуковым [10] и другими учеными, проводившими детальные морфолитологические исследования в низовьях Волги, мы считаем, что описываемые гряды по существу являются ББ и отличаются от таковых в дельте Волги лишь большей сглаженностью и плавными переходами к межгрядовым ложбинам.

В пределах равнины западной части Прикаспийской низменности береговую линию максимальной стадии позднехвалынского моря на основе специальных исследований проводят по горизонтали ~3 м абс. высоты. Начиная именно с этих отметок характер рельефа равнины резко меняется, и в целом она представляет слабоволнистую поверхность со средними колебаниями относительных высот от 2–4 до 3–5 м, при этом сохраняется большая плавность переходов от повышений к понижениям [12]. Такого рода увалистый рельеф продолжается вплоть до южной части Сарпинской ложбины. Здесь солончаки и лиманы чередуются с гривами, морфологически похожими на ББ, которые имеют преимущественно ЮЗ простирание, причем можно установить переход от типичных ББ к увалистым формам рельефа в соседних районах. При продвижении на запад массивы ББ иногда сменяются участками лиманного рельефа.

Ложбина Даван, которая является продолжением Сарпинской, в южной своей части расширяется до 11 км, ее левый борт выражен очень резко, поднимаясь обрывом до 8 м, правый же – длинный и пологий. Поперек ложбины протягиваются в широтном направлении ББ. Так, например, бугор высотой 8 м и длиной несколько километров перегораживает ложбину в ее южной части. Все бугры аналогичны ББ, которые широко распространены восточнее ложбины. "В устьевой части ложбины крутой левый берег упирается в ББ, которые лежат поперек ложбины, фестончато обходит их, а затем поворачивает в широтном направлении и сливается со склоном одного из бугров. Днище ложбины, в свою очередь, сливается с обширными такырами, расположенными между буграми" [12, с. 152]. Окончание ложбины по ее западному борту проследить невозможно, так как последний плавно переходит в осложненную пологими увалами поверхность. Расположение ББ поперек ложбины Даван в ее устьевой части, а также фестончатый в плане левый берег этой ложбины, огибающий бугры, вероятно, может свидетельствовать о более молодом возрасте этого участка по сравнению с ББ, так как аналогичная ситуация наблюдается и в дельте Волги, где современные протоки обтекают многие ББ, расположенные субширотно.

Во время полевых работ летом 2000 г., проводившихся в западной части Прикаспийской низменности, на правобережье нижнего течения и в дельте Волги нам удалось, в частности, проследить изменения, происходящие в рельефе вдоль дороги Элиста – Астрахань. От пос. Яшкуль до пос. Утта дорога шла по почти идеально ровной поверхности, не нарушаемой положительными формами рельефа. При подъезде к пос. Утта дорога спускается в Даванскую ложбину, Сам поселок стоит на левом борту ложбины, днище которой расположено на абс. высоте –5 м. Южнее Утты местность плавно понижается и в районе пос. Тавн-Гашун ее абс. отметки составляют уже –11 м, т.е. потоки могли следовать далее на юг. Предположение о существовании потока отчасти подтверждается присутствием здесь аналогичных ББ форм рельефа разной ориентировки, которые прослеживаются и далее. Так, по данным А.Г. Доскач [2], на Центрально-черноземельской равнине невысокие бугристые пески облекают и маскируют гряды ББ, а также многочисленные обрывки отмерших сухих пологих ложбин субширотного, ЮЗ и ЮВ простирания. Южнее пос. Яшкуль направление увалов чаще ЮВ, севернее Тюнгуты они опять изменяют направление на ЮЗ.

Восточнее пос. Утта местность постепенно становится все более холмистой, холмы располагаются без видимой закономерности. Ближе к пос. Хулхута они приобретают все более выраженные очертания и субширотную ориентировку. Между грядами располагаются часто (но не всегда) плоские пространства. Длина отдельных гряд не больше 1.5–2 км, но, так как они часто прислоняются друг к другу, может создаться впечатление об их большой протяженности. Местами плоская вершинная поверхность развезена и осложнена дюнными массивами, что приводит к увеличению их высоты на 3–5 м, а иногда и более.

На границе Астраханской обл. бугры вновь постепенно выполаживаются, их высота снижается до 3–5 м, хотя абсолютные отметки вершин остаются практически прежними (–5 ... –10 м). Вероятно, это может объясняться тем, что здесь наблюдаются более высокие поверхности, на которых расположены сами бугры. Так, в то

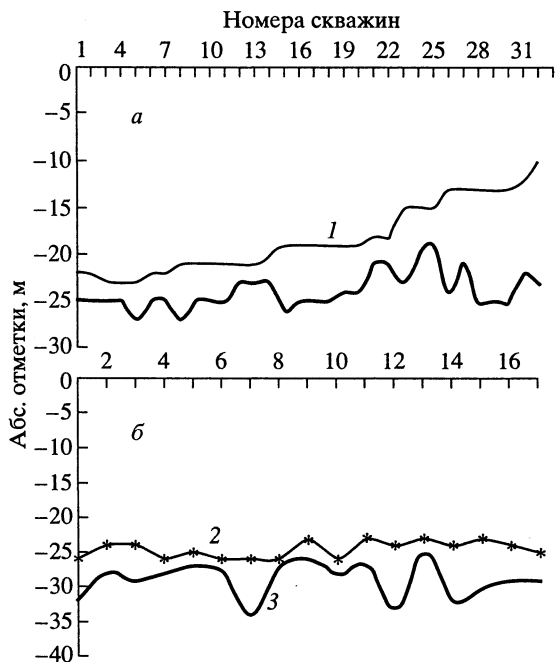


Рис. 4. Изменения абсолютных высот кровли шоколадных глин в дельте Волги
Положение кровли шоколадных глин: а – в бэровских буграх, б – в межбугровых понижениях; 1 – поверхность бэровских бугров, 2 – поверхность межбугровых понижений, 3 – кровля шоколадных глин

время как у пос. Хулхута абс. высота этой поверхности составляет -20 м, то в последнем случае она повышается до -10 м. Следовательно, выявляется следующая закономерность: там, где были меньшие глубины потока, формировались менее высокие бугры. Такой же взаимосвязью высоты бугров и глубины потока объясняется, вероятно, постепенное уменьшение в высоту ББ, которое мы наблюдали при движении вверх по правобережью Волги, когда примерно в 5 км от с. Цаган-Аман ББ сошли на нет.

В рельефе Калмыцкой степи выделяются плоские, едва выступающие сглаженные увалы, простирающиеся сначала в широтном, а затем в ЮЗ направлении, разделенные широкими ложбинами, на присутствие которых указывали еще И.В. Мушкетов [11] и другие исследователи. В частности, распространенные в районе пос. Улан-Хола субширотно протягивающиеся холмы как морфологически, так и по литологии слагающих их осадков похожие на ББ, далее на запад постепенно переходят в сглаженные увалы.

Еще южнее, на левобережье Кумы, распространены равнины с перепадами высот в 3–4 м, редко 6 м. Слабую волнистость рельефа создают пологие гряды и холмы со склонами в $2-3^\circ$, которые постепенно переходят в окружающую поверхность степи. По данным В.М. Харченко [13] и других исследователей, Кумо-Манычский район грядовой песчаной позднехвалынской аккумулятивной равнины (за исключением участков с типично эоловыми формами рельефа) по внешнему облику напоминает рельеф ББ. Много аналогичных увалов у СВ окраины Состинских озер, а также севернее – у пос. Адык.

Таким образом, в Северном Прикаспии описываемый рельеф весьма своеобразен. И.П. Герасимов [8] подчеркивал, что в нем сочетаются некоторые смутно намеченные черты "проточности", выраженные в развитии ложнообразных понижений, часто связанных друг с другом, с чертами "бессточности", что проявляется в развитии падин, замкнутых или полузамкнутых ложбин, отдельных увалов, бугров и т.д. Интересно, что межбугровые понижения имеют весьма характерную форму, по которой легко дешифрируются, однако, по мнению Г.Ф. Красножона и др. [14], есть опасность принять их за бугры, так как плановые очертания понижений практически им идентичны.

Характер отложений, слагающих ББ, а также различные взгляды на их происхождение (оловое или в водной среде) рассмотрены в ряде недавно опубликованных статей [15–18]. Аналогичными осадками сложены и невысокие увалы, столь широко развитые на поверхности позднехвалынской террасы, а также ложбины стока, начиная с глубины 0.5–1 м. Так, весьма характерны для этих отложений своеобразные глиняные пески и супеси, аналогичные отложениям бугровой толщи ББ, состоящие из плиточек так называемых шоколадных глин (размером от 1 до 3 мм) в смеси с обычным кварцевым песком. Обилие этого материала придает указанным пескам и супесям коричнево-бурую окраску. Однако материалом для бугровой толщи служили не только глиняные пески из перевеянных [1] или перемытых шоколадных глин [11, 15, 18], но также песчаный материал из отложений позднехвалынского возраста.

Интересны данные по минералогическому составу отложений, слагающих рассматриваемые формы рельефа. Минералогический состав верхнехвалыньских песков, барханов и ББ в целом сходен. Согласно исследованиям Г.А. Ивановой [19], наблюдаются большие различия между современным аллювием Волги и верхнехвалыньскими песками. Последние наряду с "глиняным песком", т.е. размытыми шоколадными глинами, входят в состав бугровой толщи (доминируют в ее верхней части), которая слагает ББ в дельте Волги. В аллювии Волги группа эпидот – цеолита преобладает над группой роговых обманок, в хвалыньских же отложениях картина обратная. Это различие минералогического состава согласуется с выводами Т.Ф. Якубова [7], который выделяет различные области седиментации – Волжскую и Южно-Уральскую. Последняя характеризуется повышенным содержанием роговых обманок (в среднем 13%). В просмотренных им хвалыньских песках роговых обманок в среднем 10.25%, а в отложениях свиты ББ – 11.6%, в то время как в аллювии Волги их всего 3%. Следовательно, по минералогическому составу хвалыньские отложения, формирующие названные выше формы рельефа, приуроченные в настоящее время к дельте Волги, генетически больше связаны с Южно-Уральской областью седиментации.

Более того, нам не представляется очевидной прямая связь между формированием ББ и рельефообразующими процессами в дельте Волги. Скорее наоборот, те ББ, которые расположены в современной дельте, а также по ее берегам в нижнем течении, генетически не связаны с Волгой и являются "инородными телами", расположенными вкрест простираения дельтовых рукавов (в отличие от устьевых участков всех других рек, к которым приурочены ББ, – Бол. и Мал. Узень, Уила, Сагиза и Эмбы, где массивы ББ вытянуты вдоль проток дельты и палеodelты этих рек).

Что же позволяет высказывать такое предположение? Суждение о том, что в позднехвалыньское время русло Волги в нижнем течении разделялось на ряд рукавов, высказывалось в свое время многими исследователями, в частности М.М. Жуковым, В.А. Ковдой, М.В. Карандеевой, В.А. Николаевым, О.К. Леонтьевым и Н.И. Фотеевой, Г.Т.-Г. Турикешевым и др. Западный рукав пролегал вдоль Ергеней по Сарпинско-Даванской ложбине, образуя в устьевой части залив, восточный – шел параллельно Ахтубе по направлению к грязям Хаки и далее на юг этой впадины, где существовал обширный, далеко простирающийся на север залив. По мнению О.К. Леонтьева и др. [6], значительная часть стока Волги использовала и основное современное русло, впадая в эстуарий, расположенный выше пос. Никольское. Между заливами и эстуарием Волги в позднехвалыньское время сформировался сильно расчлененный лагуно-лиманый берег, что должно было приводить к изменению направления и уменьшению скорости ветровых течений, поэтому, в частности, трудно ожидать присутствия на взморье мощных стоковых течений, действующих при нагонах в СВ направлении и способствующих формированию ББ из аллювиального материала, приносимого Волгой [18].

Кроме того, характер отложений, слагающих ББ в дельте Волги, позволяет высказаться в пользу образования их в солоноватоводной среде. Большинство бугров имеет в цоколе шоколадные глины (ШГ) – лиманно-лагунные отложения [20], ядра бугров состоят из так называемой бугровой толщи – прослоев частичек ШГ, супеси и

песчаного материала с детритом и переотложенными целыми раковинами, при этом примесь пресноводных раковин и остракод незначительна. В межбугровых понижениях ШГ часто размывы или же их мощность сокращается. Астраханской комплексно-геологической экспедицией в дельте Волги было пробурено более 90 скважин. При работе в фондах с этим геологическим материалом нами были отобраны данные тех 49 скважин, которые были заложены на ББ и в понижениях между ними и которые не попадали в эрозионные палеоврезы (выработанные в мангышлакскую регрессию и впоследствии заполненные мощной толщей аллювия), а вскрывали кровлю ШГ. Анализ полученного материала подтвердил мнение о том, что, во-первых, мощность ШГ в буграх, как правило, больше, а во-вторых, в межбугровых понижениях она в значительной степени размыва, и ее кровля располагается на более низких гипсометрических отметках (рис. 4). В понижениях ШГ перекрываются или отложениями, аналогичными бугровой толще, или прибрежными осадками с раковинным детритом и солоноватоводными раковинами. Особо надо подчеркнуть, что аллювиального материала позднехвалынского времени, т.е. времени формирования ББ, во всех этих скважинах нет. В то же время в отложениях ББ, приуроченных к устьевым областям других рек, все исследователи отмечали наряду с солоноватоводными присутствие и аллювиальных осадков.

Таким образом, предварительный анализ имеющихся материалов позволяет высказать предположение о том, что образование всех перечисленных характерных форм рельефа Прикаспийской низменности может быть обязано действию широких или, как мы их называем, "пластовых" потоков, которые начали действовать на территории Прикаспия в конце позднехвалынского времени. Именно к этому времени каспийские воды при уровне моря 0 +3 м ингрессировали в глубокую эрозионную долину р. Калаус (выработанную во время предыдущей мангышлакской регрессии), достигли водораздела, бывшего в то время примерно на таких же отметках, и начали перетекать в Черное море [21]. При этом возникли стоковые течения практически на всей мелководной части Северного Каспия. Не исключено, что вначале был единый пластовый поток, который по мере спада уровня водоема разделился на ряд отдельных потоков. Один из них пересекал современную долину Волги южнее пос. Никольское и продолжался далее в том же ЮЗ направлении. Второй предположительно протягивался субширотно через район современной дельты Волги, следуя с востока на запад и затем, в пределах западной части Прикаспийской низменности, меняя свое направление на ЮЗ. Многочисленными следами этих потоков и являются системы педин, ложбин стока, увалов и типичных ББ вместе с сопряженными с ними понижениями. В настоящее время система ББ наиболее четко выражена в современной дельте Волги, что связывается нами, во-первых, с изначально большими размерами ББ, предопределенными глубиной потока, а во-вторых, с последующей абразией во время новокаспийской трансгрессии, а также с эрозионной деятельностью речных водотоков. В результате невысокие ББ полностью размывлись, а более крупные формы сохранились в виде "островов" среди затопленных пространств.

Важно отметить, что вне распространения этих палеопотоков, т.е. к северу от береговой линии позднехвалынского моря, ББ везде отсутствуют. Надо также подчеркнуть, что нигде ББ не исчезают сразу же: везде они постепенно, но в то же время при этом достаточно быстро сменяются более выположенными и не так морфологически выраженными увалами, которые в свою очередь по периметру площади распространения ББ часто переходят в лагунные понижения, фиксирующие фактически бывшую береговую линию. Многие исследователи отмечают на позднехвалынской равнине Прикаспия территории, где исчезают как типичные ББ, так и небольшие увалы. Это участки, явно не затронутые действием "пластовых" потоков, являются островами среди широких разливов и фиксируют, по-видимому, погребенные структуры. Один из таких участков расположен в районе пос. Восток (правобережье Волги), где территория более возвышена и располагается на отметках ~0 м. Севернее поверхность равнины понижается до абс. отметок -10 м, и здесь вновь появляются ББ.

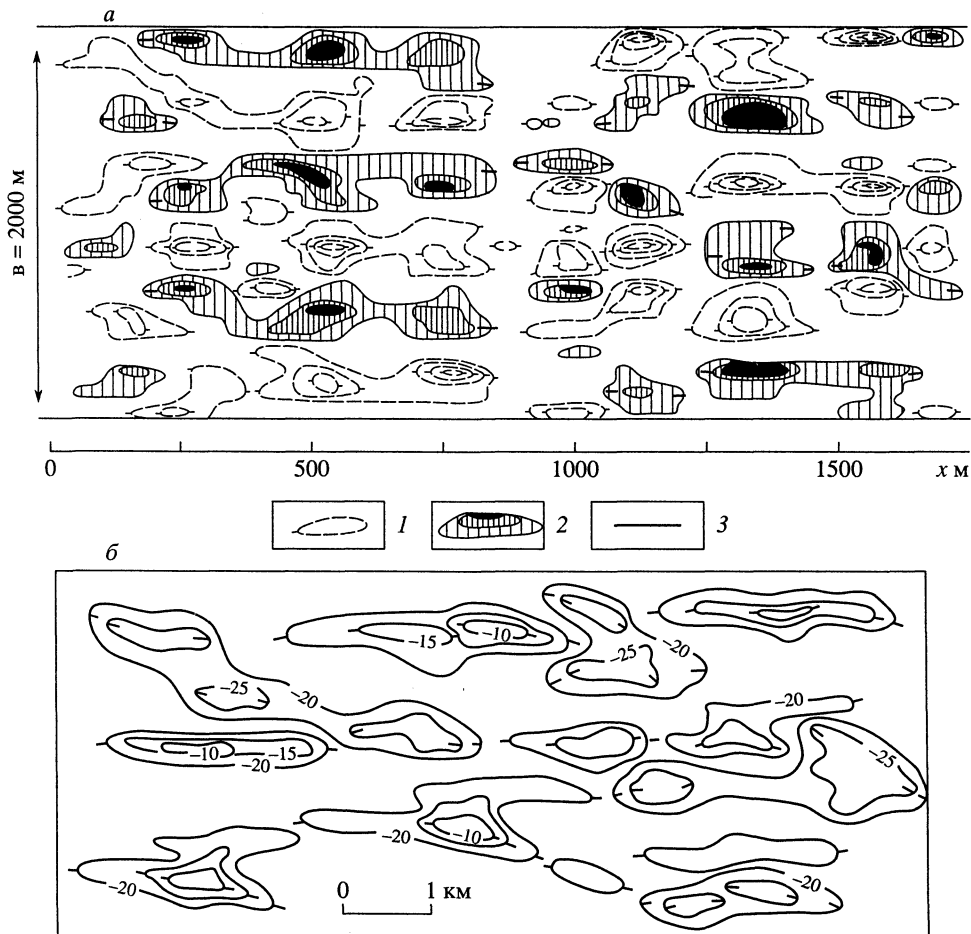


Рис. 5. Рассчитанная морфология больших гряд по [23] – а и типичный рельеф баровских бугров (западная часть дельты Волги) – б

1 – осередки и побочки, 2 – плесовые лощины, 3 – берега русла

Такая же ситуация наблюдается и южнее пос. Восток, где абс. высоты поверхности также примерно -10 м и где широко распространены ББ.

Таким образом, мы предполагаем, что все описываемые формы рельефа являются своеобразными аналогами русловых форм, образующих в руслах рек ленточные гряды, побочки, осередки. К объяснению генезиса рельефа Прикаспийской низменности интересно привлечь данные исследований О.Н. Мельниковой [22], которая связывает возникновение гряд на дне открытых потоков с воздействием на поток стационарных волн.

По А.Ю. Сидорчуку [23] и другим исследователям, объясняющим происхождение гряд наличием в потоке макромасштабной турбулентности, максимальная длина больших гряд возрастает с увеличением глубины потока и уменьшается с увеличением его скорости и шероховатости. Это относительно стабильные образования, высота которых растет с увеличением расхода воды, а морфология имеет очень большое сходство с морфологией ББ (рис. 5). Условие для образования гряд – наличие достаточно большого стока влекомых наносов. На крупнейших реках длина гряд достигает первых километров при высоте до $10\text{--}15 \text{ м}$, что составляет $0.2\text{--}0.5$ глубины потока [24]. Ширина большинства гряд определяется соотношением интенсивности попе-

речной циркуляции и шероховатости потока. Самые большие гряды формируются под воздействием параллельных вихревых шнуров, которые вытягиваются вдоль всего русла и разбивают поток на серию относительно автономных ячеек. В результате образуется цепочка соединенных между собой отмелей и островов, расположенных посередине русла и характеризующихся значительной вытянутостью. Развитие грядовых аккумулятивных форм руслового рельефа представляет собой совокупность процессов эрозии, транспорта и аккумуляции, причем эти процессы настолько тесно переплетены, что разграничить области их развития практически невозможно, так как они часто сменяют друг друга во времени [24].

При воздействии на поток стационарных волн с неподвижными гребнями, о которых пишет О.Н. Мельникова [22], на дне образуются регулярные формы – гряды, высота которых сравнима с глубиной потока. Крупные гряды на дне трехмерны и могут быть расположены как вдоль или поперек течения, так и в шахматном порядке. Поле скорости течения, по данным автора, имеет устойчивые пространственные структуры, связанные с существованием крупномасштабных турбулентных образований, размеры которых сопоставимы с глубиной потока и величиной гряд на его дне. Выделяются дискретные турбулентные вихри размерами порядка глубины или ширины потока и более [22]. Последние образуются, когда более мелкие вихри (размер порядка глубины потока) объединяются в крупные (длина на порядок больше глубины потока), имеющие период 10–15 мин.

При экспериментальных натурных наблюдениях в канале (лотке) со спокойным течением были замечены мощные восходящие токи, насыщенные наносом: со дна выбрасывались песчинки размером до 2–3 мм [22]. В результате формировались крупные песчаные гряды, причем их образование было приурочено к узкому диапазону скоростей – не менее 19 и не более 23 см/с. Кроме того, формирование гряд во многом определялось размером донных частиц. Интересно, что практически аналогичные формы рельефа можно наблюдать при снеготаянии, после сильных ливней или в местах, где грунтовые воды выходят на слабонаклонную поверхность, широко по ней растекаясь (например, на дне карьера). Всегда в этих случаях на водной поверхности текущих ручьев ясно видны стационарные волны, а их дно при условии наличия влекомых наносов представляет собой волнисто-ребристую поверхность.

Крутизна стационарной волны возрастает на созданном ею рельефе гряд и, как результат, может наблюдаться непрерывный рост высоты гряд в течение долгого времени. В этом случае высота гряд может составлять величину, близкую глубине потока. Если характеристики вихря таковы, что он сразу же начинает терять захваченные песчинки, то форма гряды становится асимметричной, с более крутым склоном ниже по течению. При других характеристиках вихря форма гряд может быть самой различной. Вероятно, этим можно объяснить столь разнообразие формы ББ, часто сменяющие друг друга. Так, большое количество ББ имеет асимметричную форму и характерное последовательное напластование отложений под определенным углом, о чем упоминается во многих работах. Другие ББ имеют почти симметричное строение и другой тип слоистости. То же самое касается ориентации отдельно взятых бугров, при общем генеральном направлении возможны (и часты) случаи различных отклонений. Кроме того, надо заметить, что между грядами, сформированными на дне потока, часто образуются западины, которые в дальнейшем придают субаэральному рельефу элемент "бессточности", на который обращал внимание И.П. Герасимов [8].

Характер слоистости пачек отложений на участке правобережья нижней Волги в районе севернее пос. Сероглазовка, где в одном из протяженных (~2 км) обнажений вскрывается строение толщ, слагающих как ББ, так и межгрядовые понижения, свидетельствует в пользу существования здесь потоков в позднеледниковое время. Внутреннее строение ББ идентично строению бугров в других районах, они также состоят из двух пачек отложений, где в нижней толще в большей степени, чем в верхней, присутствуют частицы "шоколадной глины". Кроме того, отложения толщи имеют характерную для ББ слоистость.



a

Рис. 6. Типы слоистости в отложениях межгрядовых понижений и бэровских бугров

a – беспорядочно изогнутые слои, *б* – отложения с косослоистыми сериями клиновидной формы, *в* – отложения с косоволнистой и перекрестно-мульдообразной слоистостью, *г* – поперечные слои знаков ряби, гребни которых набегают вверх по склону

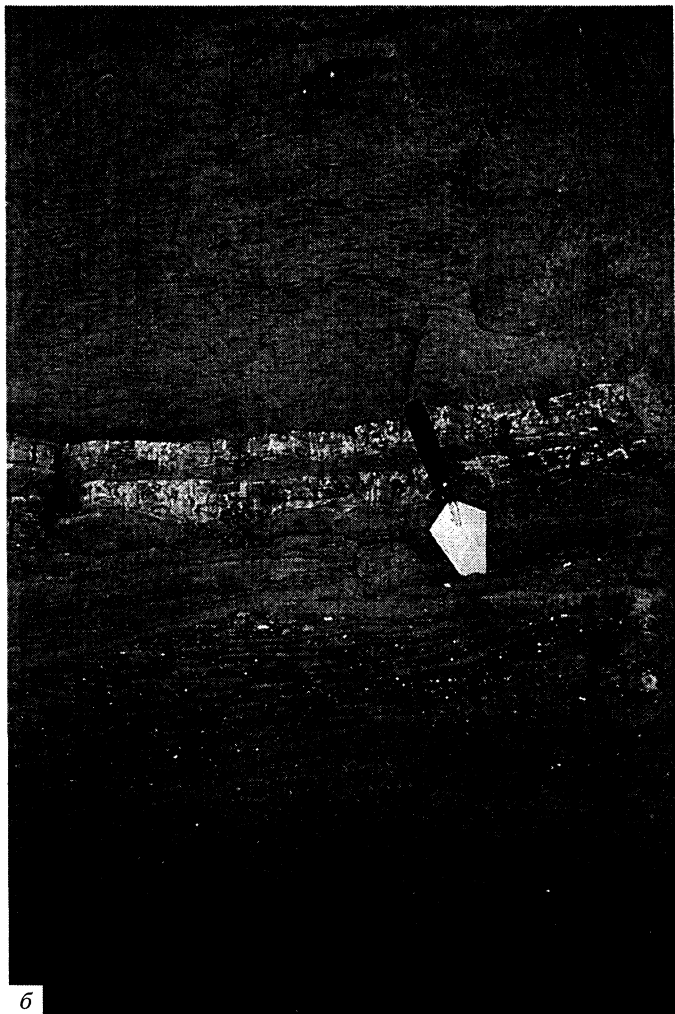
Наиболее характерные типы слоистости отложений, слагающих как межгрядовые понижения, так и непосредственно бугровую толщу и вскрывающихся в обнажении у пос. Сероглазовка, показаны на рис. 6. Отложения залегают на подстилающих породах – шоколадных глинах – с отчетливо видимым размывом, часто в низах толщи слои беспорядочно изогнуты (рис. 6*a*). Далее вверх по разрезу идет толща, представленная рядом налегающих друг на друга косослоистых клиновидных серий незначительной протяженности и мощности. Слойки в сериях подстилают друг друга у нижней границы и несогласно срезаются верхним серийным швом (рис. 6*б*). Ближе к верхней части отложений в бугровой толще косослоистые серии приобретают клиновидную форму, в части из них наблюдается обратное залегание пластов, углы наклона пластов становятся более пологими, уменьшается мощность серий. Еще выше по разрезу часто наблюдается косоволнистая и даже перекрестно-мульдообразная слоистость (рис. 6*в*).



a

Рис. 6. Типы слоистости в отложениях межгрядовых понижений и бэровских бугров
a – беспорядочно изогнутые слои, *б* – отложения с косослоистыми сериями клиновидной формы, *в* – отложения с косоволнистой и перекрестно-мульдообразной слоистостью, *г* – поперечные слои знаков ряби, гребни которых набегают вверх по склону

Наиболее характерные типы слоистости отложений, слагающих как межгрядовые понижения, так и непосредственно бугровую толщу и вскрывающихся в обнажении у пос. Сероглазовка, показаны на рис. 6. Отложения залегают на подстилающих породах – шоколадных глинах – с отчетливо видимым размывом, часто в низах толщи слои беспорядочно изогнуты (рис. 6*a*). Далее вверх по разрезу идет толща, представленная рядом налегающих друг на друга косослоистых клиновидных серий незначительной протяженности и мощности. Слойки в сериях подстилают друг друга у нижней границы и несогласно срезаются верхним серийным швом (рис. 6*б*). Ближе к верхней части отложений в бугровой толще косослоистые серии приобретают клиновидную форму, в части из них наблюдается обратное залегание пластов, углы наклона пластов становятся более пологими, уменьшается мощность серий. Еще выше по разрезу часто наблюдается косоволнистая и даже перекрестно-мульдообразная слоистость (рис. 6*в*).



б

Рис. 6(б)

Для бугровой толщи также характерно наличие ритмически перекрывающих друг друга слоев, образующих слоистую рябь с однообразным отложением осадка, которая чередуется с прослоями так называемой смещенной ряби, представляющей собой поперечные слои знаков ряби, гребни которых как бы набегают вверх по склону (рис. 6з). Такой тип слоистости осадка очень характерен для однонаправленного потока, насыщенного материалом [25, 26]. Выявляется также другой, весьма характерный признак русловых отложений: как правило, однонаправленность слоев в косослоистых сериях.

На присутствие в данном районе потоков косвенно указывает также характер раковинного материала и вмещающих его осадков, облик которого во всех разрезах одинаков. Раковины и раковинный детрит практически всегда приурочены к песчаным прослоям, в глинистых и алевроитовых отложениях их нет. Часто они образуют прослои, перемятые в складки, а также текстуры, характерные для подводных оползней (рис. 6а). В кровле этих прослоев наблюдаются карманы, заполненные тонкозернистым песчаным материалом. Обращает на себя внимание хорошая окатанность как раковин, так и детрита. В других случаях раковинный материал залегает разобщенно,

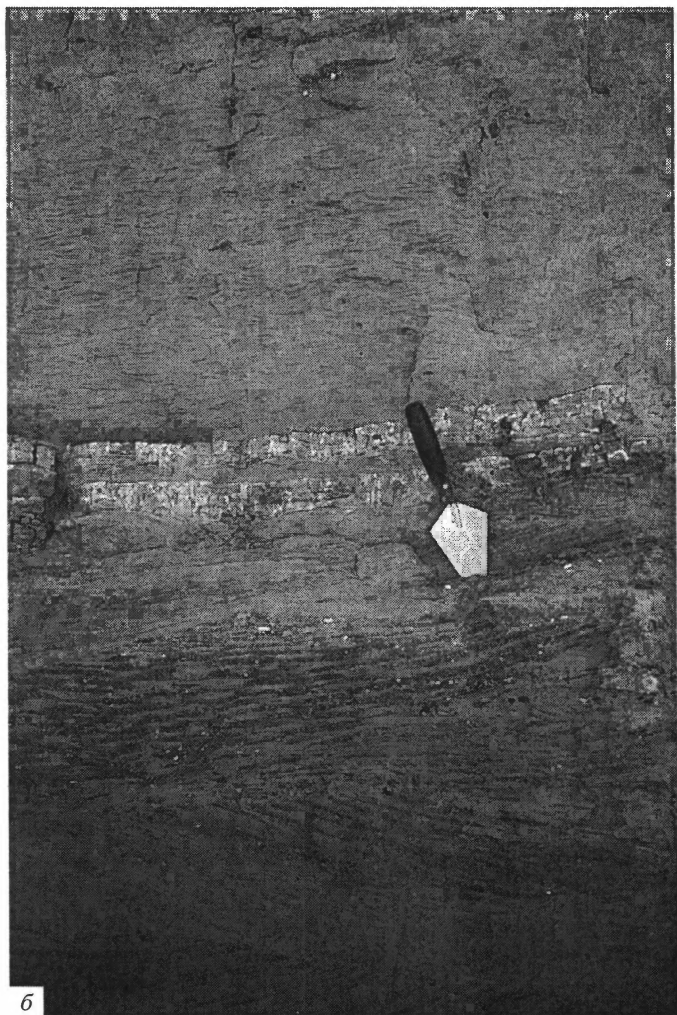


Рис. 6(б)

Для бугровой толщи также характерно наличие ритмически перекрывающих друг друга слойков, образующих слоистую рябь с однообразным отложением осадка, которая чередуется с прослоями так называемой смещенной ряби, представляющей собой поперечные слойки знаков ряби, гребни которых как бы набегают вверх по склону (рис. 6г). Такой тип слоистости осадка очень характерен для однонаправленного потока, насыщенного материалом [25, 26]. Выявляется также другой, весьма характерный признак русловых отложений: как правило, однонаправленность слойков в косослоистых сериях.

На присутствие в данном районе потоков косвенно указывает также характер раковинного материала и вмещающих его осадков, облик которого во всех разрезах одинаков. Раковины и раковинный детрит практически всегда приурочены к песчаным прослоям, в глинистых и алевритовых отложениях их нет. Часто они образуют прослой, перемятые в складки, а также текстуры, характерные для подводных оползней (рис. 6а). В кровле этих прослоев наблюдаются карманы, заполненные тонкозернистым песчаным материалом. Обращает на себя внимание хорошая окатанность как раковин, так и детрита. В других случаях раковинный материал залегает разобщенно,

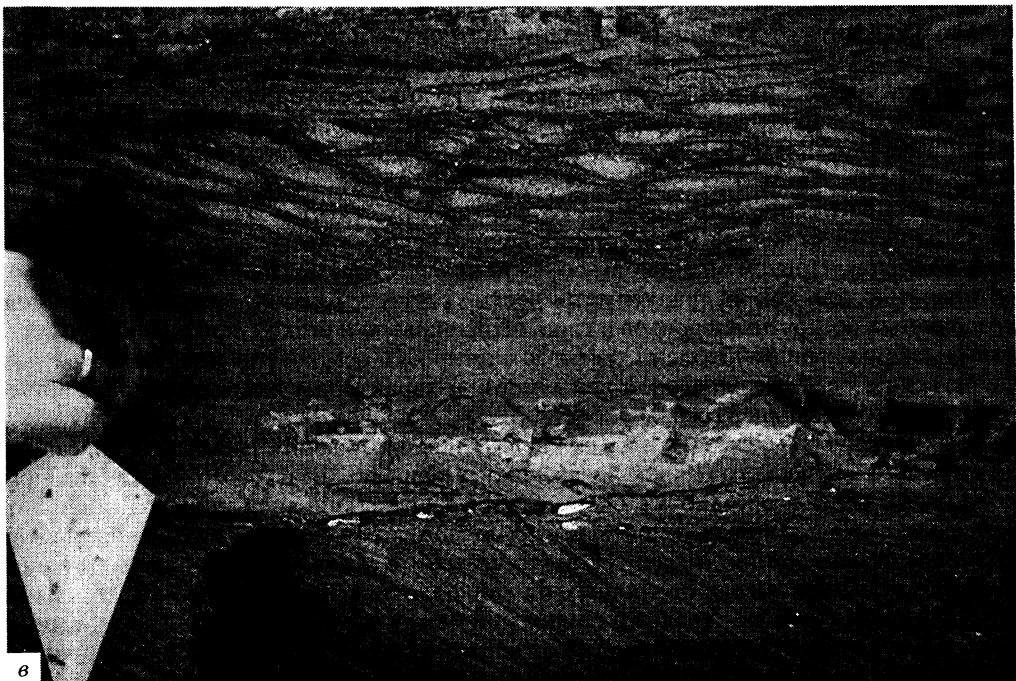
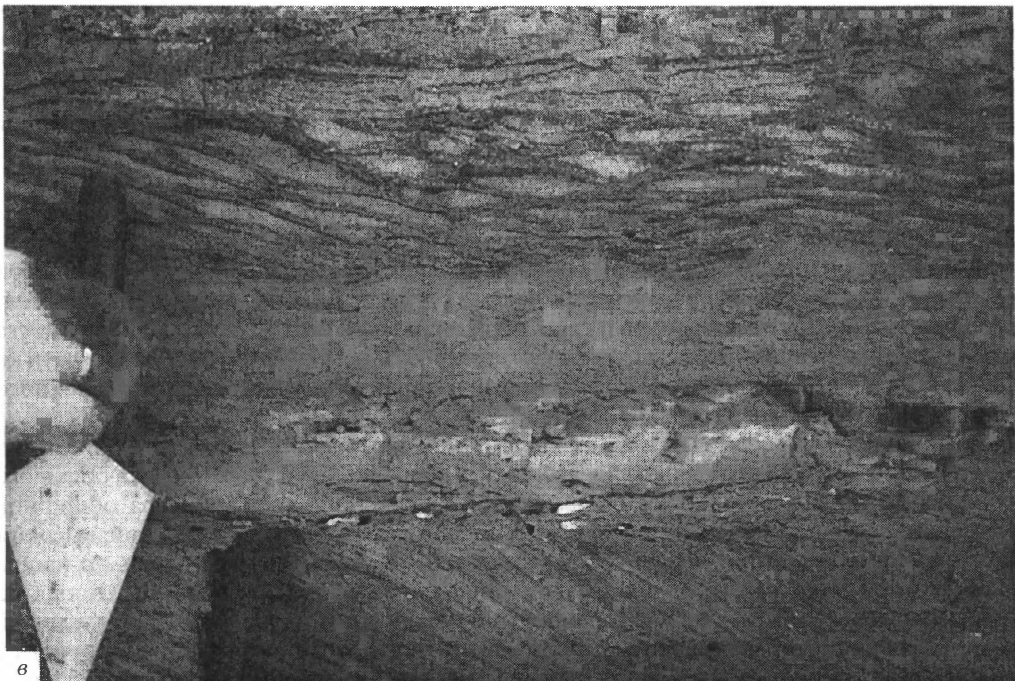


Рис. 6(6)



Рис. 6(2)



6

Рис. 6(в)



2

Рис. 6(г)

ориентирован по напластованию и явно переотложен. Скорее всего именно течением можно объяснить отсутствие раковинного материала в мелкозернистых осадках, так как тех скоростей, при которых перемещался этот материал, было явно недостаточно для перетолжения раковин. В то же время за счет своей гидравлической крупности раковинный материал вполне мог при более высоких скоростях течений перемещаться в турбулентном потоке вместе с песчаными осадками, чем и объясняется его приуроченность к последним.

Все перечисленное выше скорее всего свидетельствует о том, что в позднехвалынское время на данной территории в водной среде существовали довольно устойчивые течения. Причем они никоим образом не были связаны с прибрежной волновой активностью, так как ни гранулометрический состав материала (отложения от мелкозернистых песков до алевроитов и глин, неоднократно и резко сменяющие друг друга в описываемых обнажениях), ни характер сортировки осадков, ни типы слоистости не свойственны осадкам береговой зоны моря, а характерны для однонаправленного потока, часто меняющего свою скорость.

В заключение надо сказать, что, по нашему мнению, значительная часть описанных форм рельефа Северного Прикаспия возникла в условиях "пластового" стока большого количества воды в обстановке очень слабой дифференциации рельефа обширной равнины с незначительным уклоном и, судя по невысоким скоростям течений, высоким стоянием базиса эрозии. Везде, где были потоки, в рельефе сохранились до наших дней его признаки в виде различных по морфологическому облику, но единых по генезису форм рельефа – увалов и понижений между ними. Можно выстроить единый ряд этих форм, которые в зависимости от параметров потока (его глубины, скорости и количества переносимого рыхлого материала) в момент их образования в настоящее время имеют разный облик. Это падины, руслообразные понижения или ложбины стока, небольшие увалы с понижениями между ними, затем типичные ББ. Судя по имеющимся абсолютным датировкам осадков, слагающих ББ, которые располагаются в диапазоне от 18100 ± 1195 (МГУ-1487) до 9600 ± 500 (МГУ-1488), "пластовые" потоки получили свое развитие в позднехвалынское время. Именно тогда, по нашим предположениям [21], происходил в последний раз переток вод пор Манычу из мелководного Северного Каспия в Черное море.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Доскач А.Г. Материалы к геоморфологической карте южного Заволжья и Прикаспийской низменности // Геоморфологические исследования в Прикаспийской низменности. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 47–48.
2. Доскач А.Г. Природное районирование Прикаспийской полупустыни. М.: Наука, 1979. 142 с.
3. Васильев Ю.М. Антропоген Южного Заволжья // Тр. геолог. ин-та. 1961. Вып. 49. 126 с.
4. Турикешев Г.Т.-Г. О позднелейстоценовой эрозионной сети в северо-западной части Прикаспийской низменности // Вестн. МГУ. Сер. 5. Географ. 1979. С. 62–66.
5. Жуков М.М. Проблемы Западного Казахстана. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1945. Т. 2. 235 с.
6. Леонтьев О.К., Фотеева Н.И. Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1965. 151 с.
7. Якубов Т.Ф. Некоторые данные о минералогическом составе песков Каспийской низменности в связи с вопросом их генезиса // Почвоведение. 1940. № 6. С. 43–49.
8. Герасимов И.П. Географические наблюдения в Прикаспии // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1951. № 4. С. 3–15.
9. Аристархова Л.Б., Турикешев Г.Т.-Г. Реконструкция позднелейстоценовой речной сети Прикаспийской низменности // Геоморфология. 1983. № 4. С. 62–67.
10. Жуков М.М. Геоморфология северо-западного Прикаспия // Бюл. МОИПа. Отд. геологии 1937. Т. XV. № 3. С. 169–185.
11. Мушкетев И.В. Геологические исследования в Калмыцкой степи в 1885 г. // Тр. Геолкома. 1886. Т. XIV. № 1. 202 с.
12. Труды Прикаспийской экспедиции. М.: Изд-во МГУ, 1958. 238 с.
13. Харченко В.М. Инженерно-геологическое районирование территории Калмыкии на основе использования

космических снимков // Комплексное изучение природных ресурсов в Калмыкии. Элиста: Изд-во КалмГУ, 1984. С. 36–48.

14. Красножон Г.Ф., Салтанкин В.П., Семенов С.С. Использование космической фотосъемки при изучении внутренних водоемов и устьевых областей рек // Вод. ресурсы. 1980. № 1. С. 121–137.
15. Свиточ А.А., Янина Т.А. Строение и развитие дельты Волги // Геоморфология. 1994. № 3. С. 11–24.
16. Бадюкова Е.Н. Еще раз о генезисе бэровских бугров // Вестн. МГУ. Сер. 5. Географ. 1999. № 4. С. 52–61.
17. Богданов Н.А. Специфика механизма перестройки рельефа бэровских бугров при колебаниях уровня Каспия // Геоморфология. 2000. № 3. С. 15–24.
18. Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Морфодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров // Вестн. МГУ. Сер. 5. Географ. 2001. № 1. С. 44–51.
19. Иванова Г.А. К вопросу о происхождении бэровских бугров // Тр. Ин-та географии. 1952. Вып. 51. С. 277–291.
20. Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия // Бюл. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 2000. Т. 75. Вып. 5. С. 25–31.
21. Бадюкова Е.Н. О возможности соединения Каспийского и Черного морей в позднехвалынское и голоценовое время // Геоморфология. 2001. № 3. С. 76–86.
22. Мельникова О.Н. Деформация дна потока со свободной поверхностью. М.: Изд-во МГУ, 1997. 107 с.
23. Сидорчук А.Ю. Структура рельефа речного русла. СПб: Гидромет, 1992. 125 с.
24. Алексеевский Н.И., Чалов Р.С. Движение наносов и русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1997. 166 с.
25. Ботвинкина Л.Н. Слоистость осадочных пород // Тр. Геолог. ин-та. 1962. Вып. 59. 538 с.
26. Обстановки осадконакопления и фации. М.: Мир, 1990. Т. 1, 2. 352 с.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
20.03.2001

GEOMORPHOLOGIC AND DEPOSITIONAL INDICATORS OF LATE KHALYNIAN "BEDDED" FLOWS IN THE NORTHERN PRICASPIAN

E.N. BADUKOVA

S u m m a r y

Channel-like depressions, wide and shallow depressions of different shape, small uvals with degadations, typical Baer's mounds with adjacent lakes are considered as the members of unique genetic sequence. All these landforms were formed when large amount of water overflowed from the Caspian Sea to the Black Sea along the vast plane with little grade. They are analogs of big riverbed ridges, which arise due to macro-scale turbulence of the flow. The Baer's mounds are manifested best within the Volga delta because of their large height, the abrasion during New-Caspian transgression, the washout of the lesser forms and the swamping the between-ridges depressions. The most intensive "bedded" flows took place admittedly during Late Khvalyn transgression.