

6. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
7. Лунгерсгаузен Г.Ф., Раковец О.А. Новейшая тектоника Горного Алтая // Неотектоника СССР. Рига: Изд-во АН Латв.ССР, 1961. С. 205–211.
8. Свиточ А.А. Горный Алтай // Палеогеография плейстоцена. М.: Наука, 1987. С. 49–58.
9. Новиков И.С. Геоморфология района Курайской впадины (Горный Алтай). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. 114 с.
10. Новиков И.С. Геоморфология и геология юго-восточной части Горного Алтая. Новосибирск: ИГ СО РАН, 1992. 110 с.
11. Аксарин А.В. Чуйский буроугольный район в Юго-Восточном Алтае // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста. 1938. № 4. С. 41–69.
12. Мухин А.С., Кузнецов В.А. Четвертичные надвиги в Юго-Восточном Алтае // Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр. 1939. № 1. С. 49–52.
13. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. 118 с.

ОИГГМ СО РАН

Поступила в редакцию
21.04.95

GEOMORPHOLOGICAL STRUCTURE AND TECTONIC NATURE OF RELIEF EVOLUTION IN GORNY ALTAI

I.S. NOVIKOV

S u m m a r y

A small impact of selective denudation on the relief evolution of Gorny Altai has been established on the basis of geomorphological structure analysis and its relation to geological composition. New model for relief development has been put forward. According to this model vertical movements which have caused the formation of Altai Mts. have taken place due to regional contraction of this area. At first a system of swells separated by troughs appeared during the contraction, and then it was broken by faults, of which shears and thrusts were predominant.

УДК 551.468(262.54)

© 1998 г. Ю.А. ПАВЛИДИС, Ф.А. ЩЕРБАКОВ

ФОРМИРОВАНИЕ РЕЛЬЕФА ПРОГРАДАЦИОННОГО ШЕЛЬФА ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА¹

Черноморский шельф Таманского полуострова – сравнительно хорошо изученный и описанный район. Однако эта изученность довольно односторонняя, так как касается в основном структурных особенностей его строения, причем главное внимание обычно уделялось прослеживанию структур Таманского полуострова в этом шельфе [1, 2]. В то же время накопленные сейчас, в том числе и опубликованные материалы указывают на большое разнообразие строения подводной окраины указанного полуострова, основные черты которого авторы и задались целью осветить в своей статье. К упомянутым материалам прежде всего относится детальная карта рельефа поверхности рассматриваемого шельфа, составленная авторами на картографической основе м-ба 1:150000 с изобатами, проведенными через 1 м (рис. 1, А). Этот современный рельеф сопоставляется с опубликованными в свое время Е.Ф. Шнюковым с сотрудниками [3] схемами м-ба 1:300000 рельефа поверхностей кровли дочетвертичных отложений и подошвы так называемых посткарангатских (послемикулинских) образований, формировавшихся во время главной регрессивной

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 930509703).

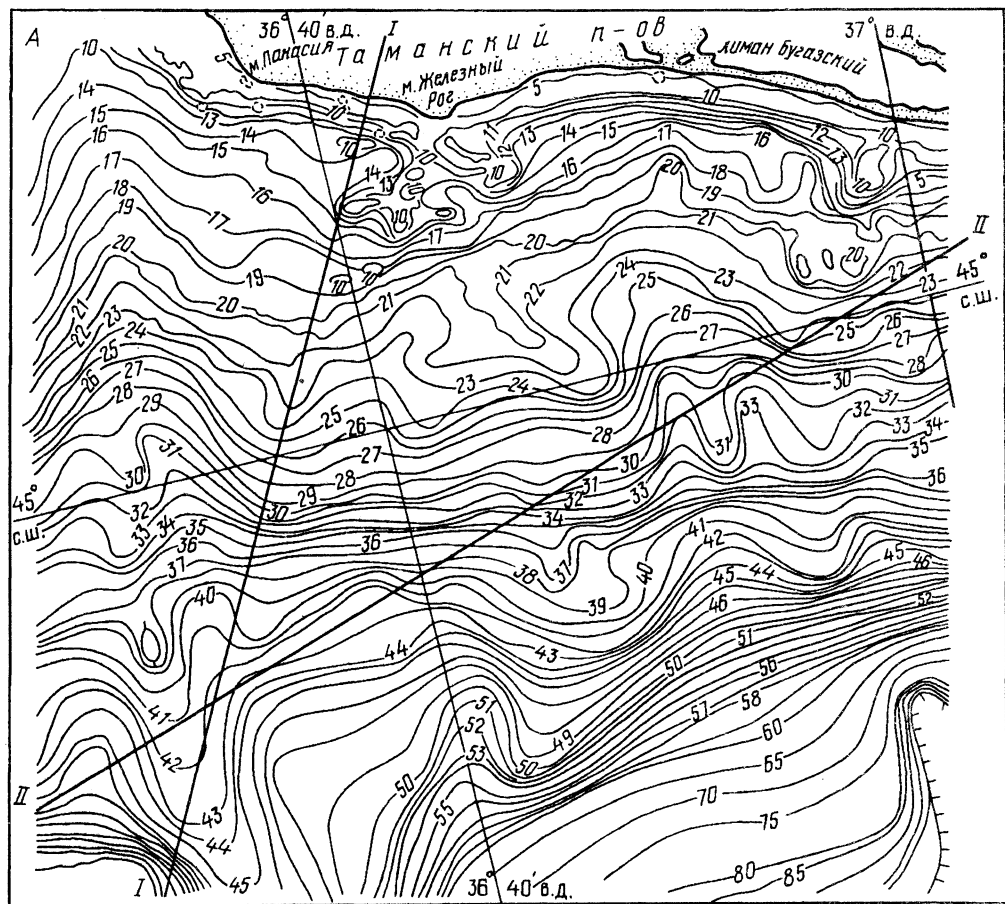
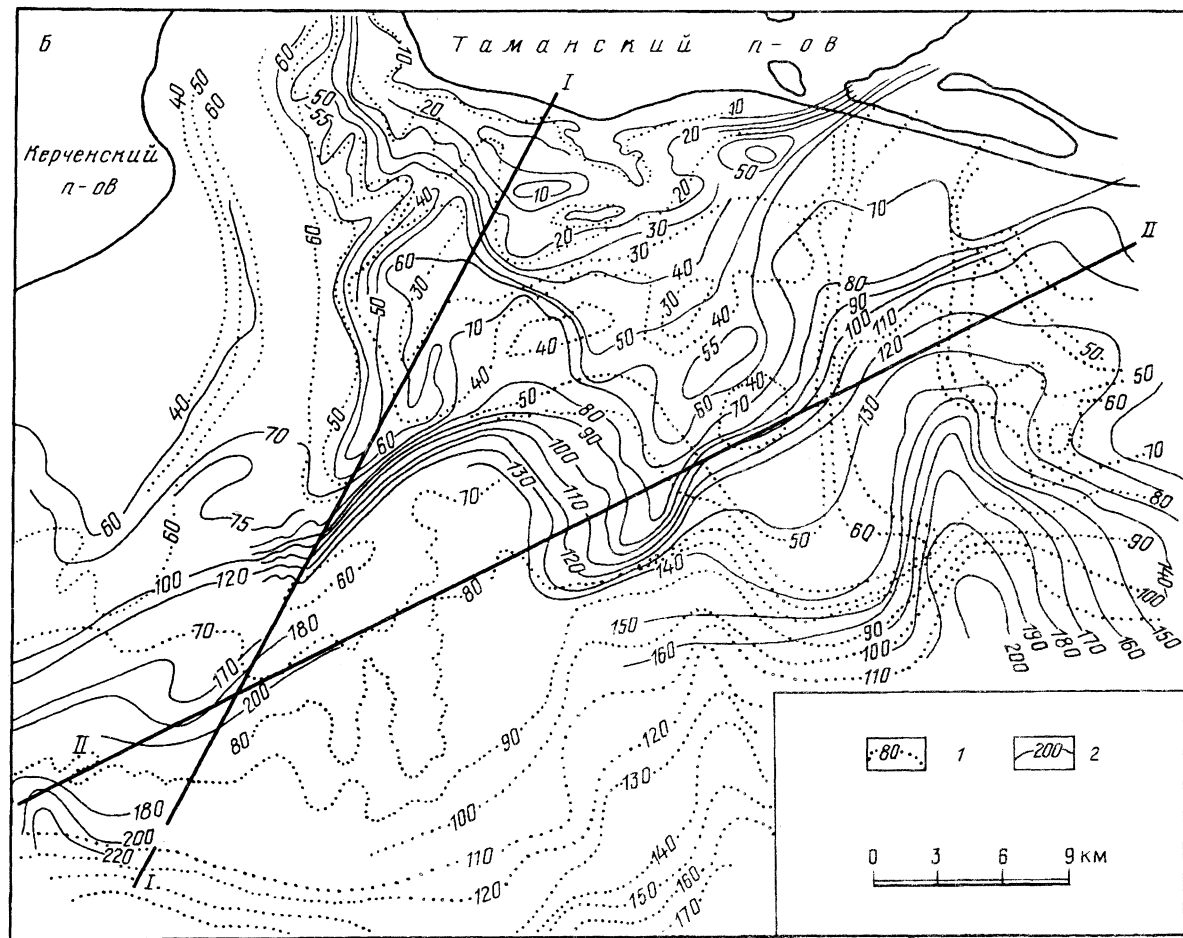


Рис. 1. Рельеф поверхности дна. А – современной (изобаты через 1 м); Б – посткарангатской и дочетвертичной [3], закартографированных с помощью сейсмопрофилирования (отметки глубин от уровня моря, изолинии через 10 м)
 1 – рельеф посткарангатской поверхности; 2 – рельеф дочетвертичной поверхности. I – I линия профиля, рис. 2, II–II линия профиля, рис. 3



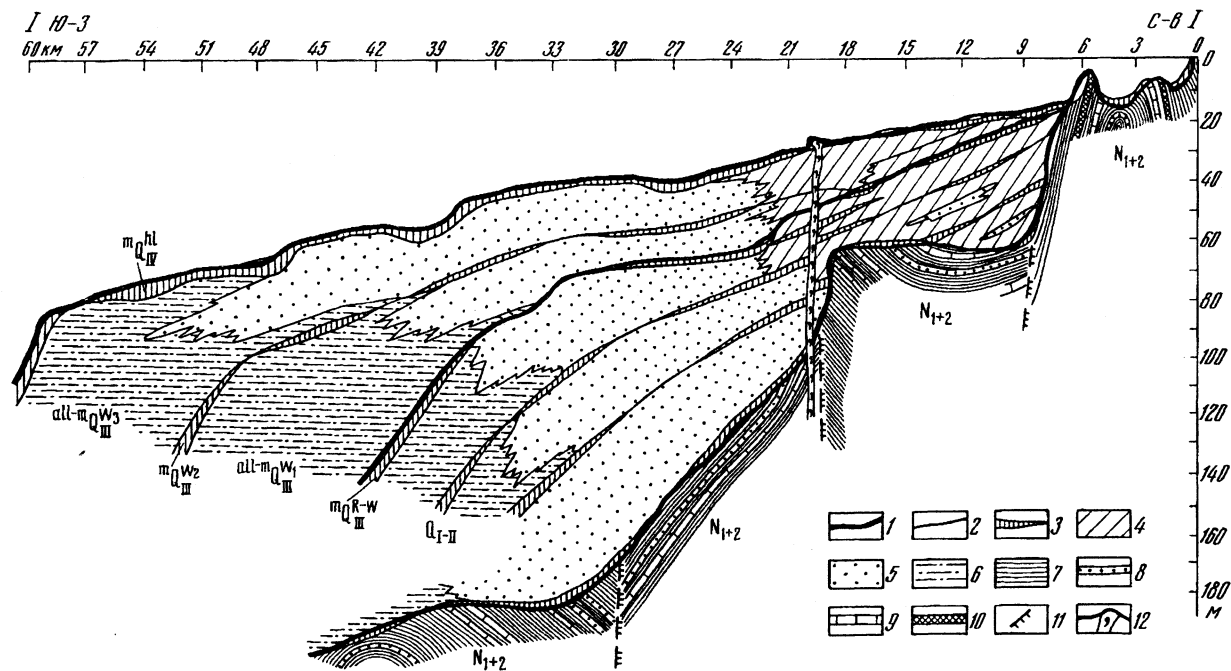


Рис. 2. Схематическая модель строения толщи четвертичных отложений таманского шельфа (поперечный профиль I-I, положение см. на рис. 1, А)
 1 – современная, посткарангатская и дочетвертичная поверхности дна; 2 – другие стратиграфические и литологические границы; 3 – отложения морских трансгрессий: mQ_{IV}^{hl} – голоценовые, $mQ_{III}^{w_2}$ – рисс-вюрмские (карангатские); 4 – лёссы и другие континентальные отложения на палеоводоразделах; 5 – аллювий: $allQ_{III}^{w_2}$ – поздне-вюрмский, $allQ_{III}^{w_1}$ – ранневюрмский; 6 – отложения аванделъта и прилегающих участков дна периодов регрессий: $all-mQ_{III}^{w_3}$ – поздневюрмские (новоэвксинские), $all-mQ_{III}^{w_1}$ – ранневюрмские (посткарангатские). Породы неогена: 7 – глины; 8 – пески и песчаники; 9 – известняки и мергели; 10 – железистые породы; 11 – предполагаемые разломы; 12 – грязевой вулкан и сопочная брекчия

фазы Черного моря в позднем плейстоцене (рис. 1, Б). Упомянутые схемы, как указывают их авторы, были составлены по материалам бурения с судна "Геохимик" Института геологических наук АН Украины с использованием данных сейсмоакустического профилирования, проведенного объединением "Южморгеология" (Геленджик). На рис. 2 и 3 приведены геологические профили, построенные авторами данной статьи на основе анализа упомянутых карт и схем.

На всех картах, особенно тех, которые отражают рельеф древних, досовременных поверхностей, весь рассматриваемый шельф может быть разделен на две части: внутреннюю (прибрежную) и внешнюю (краевую). Первая характеризуется сравнительно большой расчлененностью рельефа, хотя и сглаженного последующей аккумуляцией, причем многие элементы рельефа имеют явную связь с морфоструктурами прилегающей суши. Вторая часть представляет собой слабо всхолмленную равнину, в основном аккумулятивную, элементы рельефа которой обнаруживают значительно меньше признаков связи с рельефом и структурами суши, а также, естественно, и с упомянутой выше прибрежной частью шельфа. В печати [2, 4] и ранее говорилось о том, что большое пространство нынешнего керченско-таманского шельфа, которое осушалось во время плейстоценовых регрессий Черного моря, было занято дельтой Дона, которая в разные этапы таких периодов была то восточнее, то западнее, охватывая в результате всю внешнюю часть рассматриваемого шельфа. Было отмечено также, что Кубань во время тех же периодов впадала в Черное море, проходя по впадинам нынешних анапских лиманов. Однако практически весь твердый сток этой реки уходил в описанный в свое время Е.Ф. Шнюковым с соавторами [5] одноименный каньон, и дельты у нее практически не было. Надо отметить все же, что временами устье Кубани совпадало с верховьем каньона, как это, например, имеет место в районе устья реки Конго.

Остановимся на некоторых важных, на наш взгляд, палеогеографических аспектах формирования таманского шельфа. Поверхность кровли дочетвертичных отложений (рис. 1, Б) имеет здесь резкое различие по глубине залегания в пределах внутренней и внешней части шельфа. На профиле I—I (рис. 2) отчетливо видно, что две части данной поверхности разделены крупным уступом, являющимся отражением проходящего здесь разлома [6]. В прибрежной части эта поверхность имеет наибольшую расчлененность, которая в значительной степени унаследована рельефом современного дна данной части шельфа. Здесь также наблюдаются уступы, которые отражают ряд более мелких разломов в толще дочетвертичного фундамента. Одновременно здесь отчетливо выделяются те элементы рельефа, которые представляют собой продолжение морфоструктур прилегающей суши.

Анализируя рельеф более молодой, позднплейстоценовой (постмикулинской, или посткарангатской) поверхности, формировавшейся в основном в субаэральных условиях последней черноморской регрессии, мы можем отметить, с одной стороны, ряд черт унаследованного морфогенеза, а с другой — значительное сглаживание рельефа, произошедшее явно в результате интенсивной аккумуляции главным образом континентальных и аллювиально-морских отложений. При этом четко выступает то различие в рельефе внешней по отношению к берегу и внутренней части указанных шельфовых поверхностей, о котором говорилось выше. Особенно оно заметно именно в рельефе посткарангатской поверхности, где резко различны по существу структурная прибрежная и вся остальная (внешняя), в основном аккумулятивная, поверхности. Наиболее впечатляюще эта аккумуляция выглядит на профилях (рис. 2 и 3), на которых видно, что мощность дельтовых и авандельтовых отложений только нижнего и среднего плейстоцена достигает на внешней части таманского шельфа 100 м. Необходимо отметить, что внутреннее строение толщ, выделенных на указанных профилях как ниже-среднплейстоценовая и верхнплейстоценовая, является в значительной степени гипотетическим и данный вариант его предлагается авторами лишь как модель такого строения.

Профиль I—I хорошо иллюстрирует тот факт, что уже к началу позднего плейстоцена произошло выдвижение края таманского шельфа (одновременно с его выполаживанием) примерно на 20 км, т.е. ширина его увеличилась практически вдвое.

В позднем плейстоцене, во время валдайской (вюрмской), посткарангатско-новозвксинской регрессии Черного моря процесс формирования теперь уже полностью аккумулятивного внешнего таманского шельфа продолжался с прежней интенсивностью. Совершенно так же как в среднем плейстоцене, все это пространство представляло собой поверхность дельты Дона, а ее морской край располагался во время "минимума" регрессии на отметках -90 м, т.е. в области верхней части современного материкового склона, где

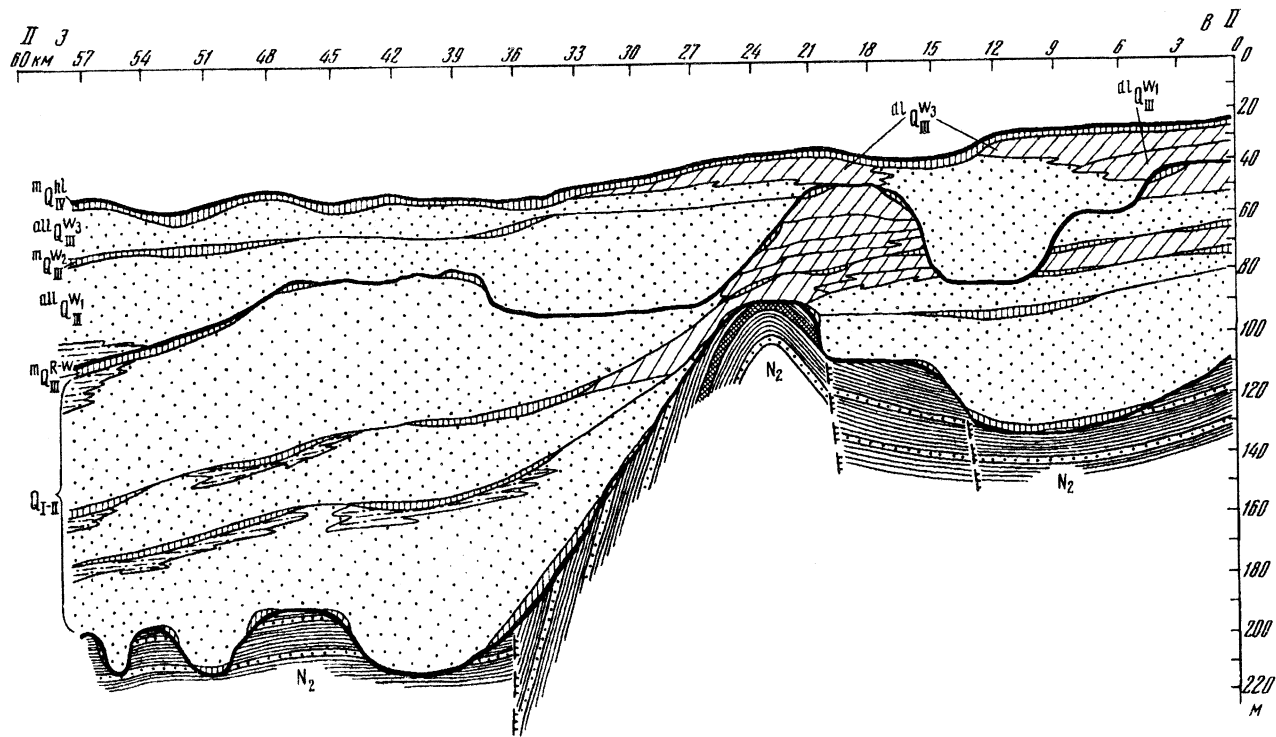


Рис. 3. Схематическая модель строения толщи четвертичных отложений таманского шельфа (продольный профиль II-II, положение см. на рис. 1, А) Условные обозначения см. рис. 2

формировалась авандельта, за счет интенсивного накопления соответствующих отложений. Все это привело к выдвигению внешнего края таманского шельфа еще примерно на 20 км в сторону глубоководной впадины Черного моря. Бровка этого, уже целиком проградационного аккумулятивного шельфа оказалась на несколько большей глубине, чем ранее, а также получила более четкое морфологическое выражение; перегиб поверхности шельфа при его переходе в материковый склон стал немного более резким, как это видно на профиле I-I (рис. 2). Рельеф поверхности современного шельфа еще более выровнен процессами морской и главным образом дельтовой аккумуляции (за исключением самой прибрежной части), а бровка шельфа еще более отчетлива.

Профиль II-II (рис. 3) пересекает таманский шельф вкось простирания береговой линии с северо-востока на юго-запад (рис. 1, А). Он интересен тем, что, в противоположность разрезу I-I, проходящему по нормали к берегу, позволяет рассматривать модель разрезов дельты (авандельты) пра-Дона на западе и пра-Кубани на востоке. Последняя во время регрессии впадала, как известно, через таманские лиманы в Черное море, и ее долина особенно отчетливо выражена в рельефе посткарангатской поверхности шельфа (рис. 1, Б). Области накопления дельтовых отложений пра-Дона и пра-Кубани, как видно на профиле II-II, разделены структурным выступом дочетвертичного фундамента. Этот выступ, по-видимому, большую часть времени в плейстоцене был водоразделом между аллювиальной равниной центральной и восточной частей таманского шельфа и сравнительно узким руслом Кубани с обрамлявшими его террасами в восточной части этого шельфа. Ограниченный разломами дочетвертичного фундамента блок указанного водораздела продолжал воздыматься в течение всего четвертичного периода. При этом на профиле II-II можно отметить некоторое смещение оси этого поднятия к востоку, сближение его с еще более восточным поднятием – водоразделом, внешним проявлением которого в современном рельефе шельфа является так называемая банка Марии Магдалины у побережья анапских лиманов. В результате, как это и отражено на рассматриваемом профиле, пересекавшая западную часть таманского шельфа в позднем плейстоцене долина Кубани оказалась значительно уже и с более крутыми склонами, чем та, которая была здесь в начале антропогена.

Говоря о древней долине Кубани, схематичные разрезы через которую представлены на профиле II-II (рис. 3), отметим еще одну деталь, иллюстрирующую ее развитие и изменение конфигурации в прошлом. Как видно на этом профиле и на рис. 1, Б (схемы рельефа древних поверхностей шельфа), часть долины Кубани в раннем и среднем плейстоцене имела несколько иную, по сравнению с более молодой ее генерацией, форму: основная ее часть проходила через Витязевский лиман, а не Кизилташский и Бугазский, как было в недалеком прошлом. Такое смещение основной палеодолины Кубани к западу в позднем плейстоцене логично связывать с продолжавшимся новейшим воздыманием северо-западной окраины Большого Кавказа.

Таким образом, проанализированные нами материалы свидетельствуют о том, что по крайней мере две трети таманского шельфа с его внешней стороны представляют собой типичное аккумулятивное образование, являясь ярким примером так называемого проградационного шельфа. Прибрежную же часть рассматриваемой зоны дна Черного моря можно, с нашей точки зрения, уверенно называть структурным шельфом.

Анализ результатов опубликованных ранее работ, собственных данных авторов, картографических материалов и представлений о развитии Черного моря в плейстоцене позволил нам обосновать гипотетическую модель развития шельфа Таманского полуострова в четвертичное время. Вся толща четвертичных отложений этого проградационного шельфа подразделяется нами на несколько различных по генезису и литологии пачек осадков. На профиле (рис. 2) выделены прежде всего опорные горизонты морских черноморских отложений, накапливавшихся в периоды плейстоценовых трансгрессий бассейна. Наиболее надежно выделены кроме, естественно, современных, слои, относящиеся к карангатскому бассейну Черного моря, отвечающему по времени микулинскому межледниковью Восточно-Европейской равнины. Они представлены ракушечно-илистыми, алевроитово-ракушечно-илистыми, песчано-илисто-ракушечными и просто ракушечными осадками. Мощности этих горизонтов сравнительно невелики – первые метры, если судить о них по мощностям голоценовых осадков, которые во многих местах пройдены грунтовыми трубками полностью. В ряде случаев, в основном на внешнем шельфе, мощности слоев морских отложений голоцена и их древних аналогов могут достигать 4–5 метров. Можно также опираться на данные о мощностях морских горизонтов плейстоцена, полученные Е.Ф. Шнюковым с сотрудниками при бурении в Керченском проливе. Там порядок

значений этих мощностей примерно такой же. Условия формирования морских осадков карангатской трансгрессии Черного моря в начале позднего плейстоцена в принципе были очень близки к современным, только еще более оптимальными в климатическом и гидрологическом отношении. Мощности и состав осадков этого горизонта в общем очень похожи на современные, отличаясь главным образом видовым составом биоса.

Между двумя этими опорными горизонтами, карангатским (${}^m Q_{III}^{R-W}$) и современным (${}^m Q_{IV}^{hl}$) залегают мощные пачки дельтовых и авандельтовых отложений времени последней позднеплейстоценовой регрессивной эпохи Черного моря, совпадавшей с периодом валдайского оледенения Восточно-Европейской равнины (${}^{all-m} Q_{III}^{w-3}$). Наиболее вероятно, что это комплекс песчано-глинистых рыхлых пород в пределах собственно дельтовых комплексов, содержащих и соответствующую пресноводную и солоноватоводную фауну моллюсков. Отдельные фрагменты верхов этой толщи были вскрыты грунтовыми трубками в средней части таманского шельфа [4]. Вдоль морского края дельты, который в периоды регрессий практически совпадал с бровкой материкового склона, накапливались литологически смешанные осадки песчано-алеврито-глинистого состава, содержащие солоноватоводную фауну морских моллюсков. Эти отложения мы и относим к категории авандельтовых аллювиально-морских. Вероятно, в этой мощной толще должен быть горизонт собственно морских осадков, относящийся к трансгрессивной фазе Черного моря, совпадающей по времени с молодого-шекснинским интерстадиалом позднего плейстоцена и соответствующей трансгрессией Мирового океана с максимальным уровнем ниже современного. На нашем профиле он показан как средневюрмский (${}^m Q_{III}^{w2}$).

Что касается подстилающей верхнеплейстоценовую толщу мощной пачки ниже-среднеплейстоценовых отложений, то авторами показана гипотетическая модель их строения, базирующаяся на хорошо известных данных об истории Черноморского бассейна в тот период. Поэтому на упомянутых выше профилях (рис. 2, 3) показано, что большая часть мощности ниже-среднеплейстоценовой пачки осадков образована аллювиальными и авандельтовыми отложениями. Они разделены сравнительно маломощными горизонтами морских осадков, которые накапливались во время ранне-среднеплейстоценовых трансгрессий Черного моря, количество и время существования которых, как известно, в общем соответствует основным межледниковым эпохам данного этапа антропогена. По-видимому, следует предполагать, что и литология аллювиальных, авандельтовых и морских осадков этого этапа в принципе подобна верхнеплейстоценовой пачке отложений, за исключением видового состава раковин моллюсков, так как он был по причине отсутствия притока в Черное море средиземноморских вод в среднем и раннем плейстоцене солоноватоводным, как некоторые его называют, каспийским.

Что касается прибрежной (структурной) части таманского шельфа, то здесь нет тех явных признаков потребленного рельефа, как в пределах проградационной зоны шельфа. Мы считаем, что тут накапливались не очень значительные по мощности пачки различных по генезису лёссовидных отложений, среди которых преобладают, по нашему мнению, лёссы типично эолового происхождения. Однако в работах, например, Е.Ф. Шнюкова с сотрудниками [3, 6], говорится о широком распространении здесь различных фаций так называемых "облессованных" пород – главным образом аллювия и даже морских осадков. Именно лёссами скорее всего заполнен и сnivelирован тот уступ в рельефе дочетвертичной поверхности, который отражен на рис. 2. В отличие от проградационной зоны наибольшая мощность этой, в целом лёссовидной толщи, приходится, по-видимому, на отложения ранне-среднеплейстоценового возраста. Мы предполагаем, что в пределах этой мощной пачки лёссовых отложений должны существовать прослойки морских осадков черноморских трансгрессий того времени. Согласно нашей модели, они делают эту лёссовую толщу на ряд горизонтов, подобно слоям ископаемых почв. В верхнеплейстоценовых лёссах, как мы считаем, таких слоев быть не должно, возможно, за исключением небольшого средне-вюрмского морского горизонта.

Для аккумулятивного проградационного шельфа вообще и таманского, в частности, характерно изменение рельефа более молодых поверхностей по сравнению с древними. Особенно заметно это различие при сравнении современной поверхности шельфа (рис. 1, А) с поверхностью дочетвертичного фундамента (рис. 1, Б). Последняя имеет отчетливо выраженный структурный рельеф, который прежде всего обязан своим происхождением двум крупным разломам, делящим указанную поверхность на тектонические

ступени (рис. 2), совпадающие с местоположением разломов, обозначенных на геологической карте этого участка шельфа [3]. Только в самой прибрежной части в современном рельефе дна прослеживаются те элементы рельефа, которые обусловлены выходами пород разного литологического состава и прочности, связанными с брахискладками Таманского полуострова и их продолжением на шельфе. Упомянутые выше разломы, видимо, активны и сейчас, а не только в четвертичное время, о чем, в частности, свидетельствует обнаружение по сейсмо- и космоданным Е.Ф. Шнюковым с сотрудниками [3] конусов грязевых вулканов на поверхности современного шельфа. Однако, как было показано выше, мощный аккумулятивный процесс на большей части таманского шельфа в четвертичное время явно сnivelировал деформации, связанные с дифференцированными тектоническими движениями, обусловившими строение рельефа поверхности дочетвертичного фундамента. Интересно отметить, что последняя более или менее заметная структурная деформация сравнительно молодой посткарангатской поверхности отмечена лишь существованием небольшого уступа, отделяющего собственно проградационную часть шельфа от его структурной части. В современном же рельефе для этих конкретных деформаций просматриваются уже очень слабо. Влияние брахиструктур керченско-таманского простириания на развитие проградационного таманского шельфа в конце плейстоцена выразилось в постепенном смещении основного русла Дона и его палеodelты к западу. Происходили также небольшие изменения в конфигурации в приканьонной части русла Кубани, вызванные, в основном, воздыманием отдельных брахискладок в пределах прибрежной части таманского шельфа.

Таким образом, данный пример новейшей истории формирования рельефа проградационного шельфа является яркой иллюстрацией закономерного соотношения структурных и скульптурных аккумулятивных факторов его развития. Первоначально структурный шельф типичной кавказской материковой окраины Черного моря с характерными признаками новейшего опускания блоков дочетвертичного фундамента в зону материкового подножия был, в основном, преобразован в четвертичное время в типично проградационный шельф в пределах дельты и авандельты Дона и Кубани за счет мощного аккумулятивного процесса. Максимумы аккумуляции терригенного материала, а следовательно, и проградации шельфа, как оказалось, приходились здесь на периоды гляциоэвстатических регрессий плейстоцена, что вообще характерно для континентальных окраин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шарданов А.Н. Геологическая история Керченско-Таманского прогиба. // Тр. Краснодар. фил. ВНИГНИ. Геол. сборн. Вып. 10. Гостоптехиздат. М.: 1962. С. 45–57.
2. Шербаков Ф.А., Чистяков А.А. Структурно-геоморфологическая схема черноморского шельфа Керченского и Таманского полуостровов // Геоморфология. 1980. № 2. С. 80–85.
3. Шнюков Е.Ф., Аленкин В.М., Путь А.Л. и др. Геология шельфа УССР. Керченский пролив. Киев: Наук. думка, 1981. 160 с.
4. Шербаков Ф.А., Курпин П.Н., Потапова Л.И. Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. М.: Наука, 1978. 211 с.
5. Шнюков Е.Ф., Мельник В.И., Митин Л.И. и др. Подводная долина р. Кубани. Изд. Инст. геол. наук АН УССР. Препринт 78-5. Киев, 1988. 66 с.
6. Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Маслаков Н.А. и др. Литология и стратиграфия отложений дна Керченского пролива // Геологический журнал. 1994. № 2. Киев: Наук. думка. С. 54–65.

Институт океанологии
им. П.П. Шишова РАН

Поступила в редакцию
29.09.95

RELIEF FORMATION OF THE PROGRADING SHELF OF THE TAMAN PENINSULAR

Yu.A. PAVLIDIS, F.A. SCHERBAKOV

S u m m a r y

The structure and origin of the outer part of Taman peninsular prograding shelf are analyzed. This sedimentary prismatic body was formed due to alluvial and deltaic accumulation in periods of the pleistocene transgression.