

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РЕЛЬЕФООБРАЗОВАНИЯ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО РЕГИОНА В КАЙНОЗОЕ

Изучению геологического строения, истории становления и развития рельефа Азово-Черноморского бассейна посвящены десятки работ. Вместе с тем, полученные в последние десятилетия материалы позволяют по-новому подойти к рассмотрению проблемы формирования рельефа этого региона, к оценке соотношения процессов его развития с вариациями эндогенных режимов.

### Анализ строения кайнозойских осадочных комплексов

В строении осадочных комплексов содержится важнейшая информация об основных эпохах осадко- и рельефообразования. Учитывая значимость кайнозойского этапа геоморфогенеза, в работе проанализированы именно кайнозойские комплексы осадочных тел, выполняющих отдельные котловины Азово-Черноморского бассейна.

В связи со слабой изученностью осадочного выполнения глубоководной Черноморской котловины, нами рассмотрены сводные разрезы кайнозоя ее северного обрамления. Они хорошо коррелируются в литологическом отношении. Структура кайнозойских осадочных комплексов носит циклический характер, проявляющийся в устойчивом чередовании литологически однородных пачек. Выявленные циклиты характеризуются трансгрессивно-регрессивным строением (по терминологии Ю.Н. Карогодина) и хорошо сопоставляются с "осадочными сериями" В.П. Казаринова [1].

В разрезах выделены палеоцен-эоценовый, олигоцен-верхнемиоценовый (сарматский), верхнемиоцен (меотис)-среднеплиоценовый и верхнеплиоцен-плейстоценовый седиментационные комплексы, в общем, циклически повторяющие друг друга. Эти комплексы начинаются грубозернистыми базальными горизонтами (конгломерато-псаммитовые литофации), как правило, с размывом залегающими на нижележащих породах. Вверх по разрезу слагающий их осадочный материал постепенно утоньшается (через глинистые к глинисто-карбонатным литофациям). Размеры зерен в породах, венчающих разрезы циклитов, затем резко увеличиваются. Верхние, регрессивные части циклических комплексов нередко значительно редуцированы, по-видимому, за счет размыва и, либо совмещаются с корами выветривания, либо полностью замещаются ими.

Строение комплексов во многом обусловлено развитием процессов рельефообразования в областях денудации – источниках материала для осадочных бассейнов [1]. Для северного обрамления Черного моря возможно выделить основные этапы рельефообразования, соответствующие перечисленным выше седиментационным комплексам. Каждый этап, начиная с эпохи расчленения рельефа, завершался формированием полигенетической поверхности выравнивания, а также синхронной ей коры выветривания. В пределах района исследований зафиксированы следующие коры выветривания: датская, позднеэоценовая, позднемииоценовая и среднеплиоценовая [2]. Наиболее широко распространена молодая среднеплиоценовая кора выветривания.

Анализ процессов формирования седиментационных комплексов позволяет предположить тектоническую природу подобного рода цикличности, что подтверждается хорошей сопоставимостью последней с этапами активизации вулканизма на Кавказе, в Карпато-Балканском регионе и Понтидах [3]. Удалось установить несколько циклов седиментогенеза в суббассейнах Азово-Черноморской впадины в течение кайнозоя. Рассмотрение латеральных вариаций изученных комплексов дало возможность выделить формации в их толще [4]. В свою очередь это помогло выявить существенные изменения от этапа к этапу как формационных типов, так и границ их распространения.

Под формациями (геоформациями) в данной работе, вслед за О.А. Вотахом [5], понимаются естественные геологические тела, сложенные наборами горных пород, связанными между собой в целостные структурированные образования. Формационные комплексы кайнозойских осадочных толщ Азово-Черноморского бассейна характеризуются своеобразным сочетанием структурных и вещественных характеристик как в разрезе, так и по площади. Основные признаки формаций – вариации по вертикальной оси (или по оси времени)

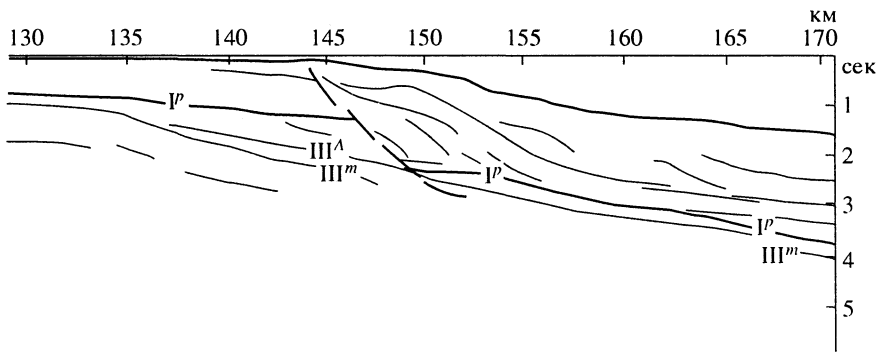


Рис. 1. Схематический разрез через зону континентального склона Черного моря (северо-западный шельф) – сейсмический профиль МОГТ № 568408  
 Сейсмические горизонты:  $I^p$  – подошва меотис-понта,  $III^A$  – кровля датского яруса,  $III^m$  – кровля маастрихта.  
 Толстой штрих-пунктирной линией показаны разломы

гранулометрии осадочной толщи и расположение в разрезе перерывов. Геологическая формация рассматривается как тело, отвечающее определенному трансгрессивно-регрессивному циклу, и, в целом, определяется границами того или иного из названных седиментационных комплексов (см. выше). Такой подход обеспечивает выделение формационного тела в достаточно отчетливых границах, отражающих дискретность событий в процессе осадконакопления. Наряду с изучением изменений свойств формаций по вертикальной оси, проведен такой же анализ и по латеральным осям, что позволило установить взаимоотношения этих геологических тел в плане (фациальную изменчивость отложений, вариации их мощностей и структурных особенностей).

На основе названных диагностических признаков выделены следующие формационные комплексы: платформенный, переходный, орогенный, вулканогенно-осадочный и пелагический [4]. Последний в зависимости от особенностей внутреннего строения может быть как турбидитного (флишевые и фановые), так и нетурбидитного типов. При этом важно отметить, что, если флишевое осадконакопление завершилось к началу орогенного этапа в регионе (майкоп), то формационные тела фанового типа в основном образовались в начале меотиса (региональная граница новейшего тектонического этапа [4]). Фановые тела достаточно хорошо идентифицируются на временных разрезах и имеют вид хаотично построенных косослоистых толщ (рис. 1, 2). Представляя собой мощные комплексы бокового наращивания в узко локализованных зонах лавинной седиментации (при общем некомпенсированном характере накопления осадков в пределах глубоководной котловины Черного моря), фановые отложения, по мнению Ф.А. Щербачева и А.А. Чистякова [6], являются достаточным признаком формирующейся пассивной окраины.

Значительный интерес для анализа процессов рельефообразования в кайнозое представляет соотношение пелагических нетурбидитных и фановых осадочных комплексов в разрезе толщи, выполняющей Черноморскую впадину. Так, бесспорно установленный [7] трансгрессивный характер выполнения глубоководной впадины Черного моря пелагическим нетурбидитным комплексом осадков существенно видоизменяется при переходе к фановым (дельтовым) комплексам в зонах лавинной седиментации (наиболее крупные из них – дельтовые комплексы Дуная и Дона-Кубани). В этих зонах в течение меотис-голоценового времени происходило боковое наращивание осадочных толщ (об этом свидетельствует сигмоидный характер волнового поля на сейсмических разрезах – рис. 1, 2), постепенном переходящих по простиранию в пелагические нетурбидитные осадки. При этом "изохронная" поверхность комплексов бокового наращивания фиксирует перепад глубин в 1,5–1,8 км, что, в свою очередь, позволяет определить глубину позднмиоценового бассейна в 1,5–2,0 км. Последний факт очень важно отметить, поскольку на сегодняшний момент только приведенные рассуждения могут служить каким-либо основанием, как это будет показано ниже, для палеогеографических реконструкций в пределах глубоководной впадины на начало меотиса (а, следовательно, и интерпретировать домеотические комплексы, не вскрытые бурением, как пелагические нетурбидитные).

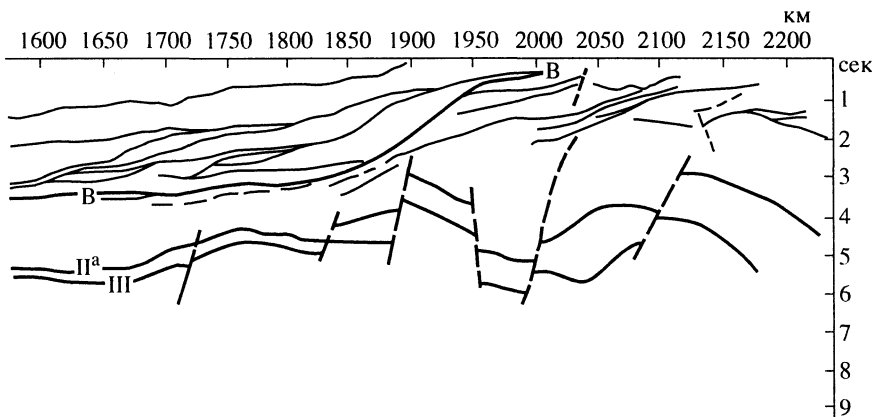


Рис. 2. Схематический разрез через зону континентального склона Черного моря (Керченско-Таманский шельф) – сейсмический профиль МОГТ № 8034

Сейсмические горизонты: В – подошва меотиса, II<sup>a</sup> – кровля эоцена, III – кровля мела.

Толстой штрих-пунктирной линией показаны разломы

При анализе латеральных особенностей осадочного чехла кайнозоя использованы: на суше – данные бурения, а где их не доставало – и сейсморазведки, на море – результаты сейсморазведочных работ НПО "Южморгеология" [7] и ВМНПО "Союзморгео", а также данные бурения.

### Основные этапы формирования рельефа

Наиболее удобно оценивать становление рельефа через характеристику форм для временных срезов, отвечающих заключительной части крупных циклов рельефообразования. В нашем случае такими срезами являются: граница мела и палеоцена, конец эоцена, сарматское время (рис. 3). Средне-плиоценовый временной срез мы не рассматриваем, поскольку основные черты рельефа этого времени мало чем отличались от современных [2, 8]. При этом каждый цикл геоморфогенеза, начиная эпохой дифференциации рельефа, приводит к активизации формирования "поверхностей врезания" в областях денудации и поверхностей несогласий, а в частном случае – зон лавинной седиментации (включая формирование комплексов бокового наращивания) в областях осадконакопления. Резко возрастает энергия рельефа, в результате чего осадочные бассейны зачастую приобретают характер впадин некомпенсированных осадконакоплением, а области денудации вступают в конэрозионный этап развития рельефа. Завершается геоморфологический цикл выравниванием рельефа, возрастанием роли боковой эрозии массивов суши и формированием полигенетических поверхностей выравнивания (педиментов, педипленов), а также, как уже отмечалось выше, утонением осадочных комплексов, выполняющих седиментационные бассейны, обмелением последних. Как правило, от этапа к этапу поступательно развивались основные формы рельефа, в силу чего, характеристику процессов геоморфогенеза наиболее целесообразно давать для эпох, завершающих геоморфологические циклы.

В наших палеогеографических реконструкциях (рис. 3), отображающих поступательное формирование рельефа в пределах Азово-Черноморского региона в кайнозое использовался комплекс методов. Области денудации исследовались с помощью методов, базирующихся на выделении и картографировании останцов древних поверхностей выравнивания [9]. Наиболее древней из поверхностей, по-видимому, является меловая, фрагменты которой зафиксированы на Кавказе [2], предположительно в пределах Горного Крыма [10] и Добруджи. С палеоцена эта поверхность на Кавказе превратилась в серию останцов. В Горном Крыму, на Русской равнине и в Добрудже интенсивность поднятий, вероятно, не превышала темпы денудационного среза и суша развивалась в конденудационном режиме. Здесь меловая поверхность разделилась на разобщенные останцы лишь в начале новейшего тектонического этапа (меотисе) [2, 8, 11–13]. Подобным же образом формировался рельеф денудационных областей и в более поздние этапы развития (рис. 3).

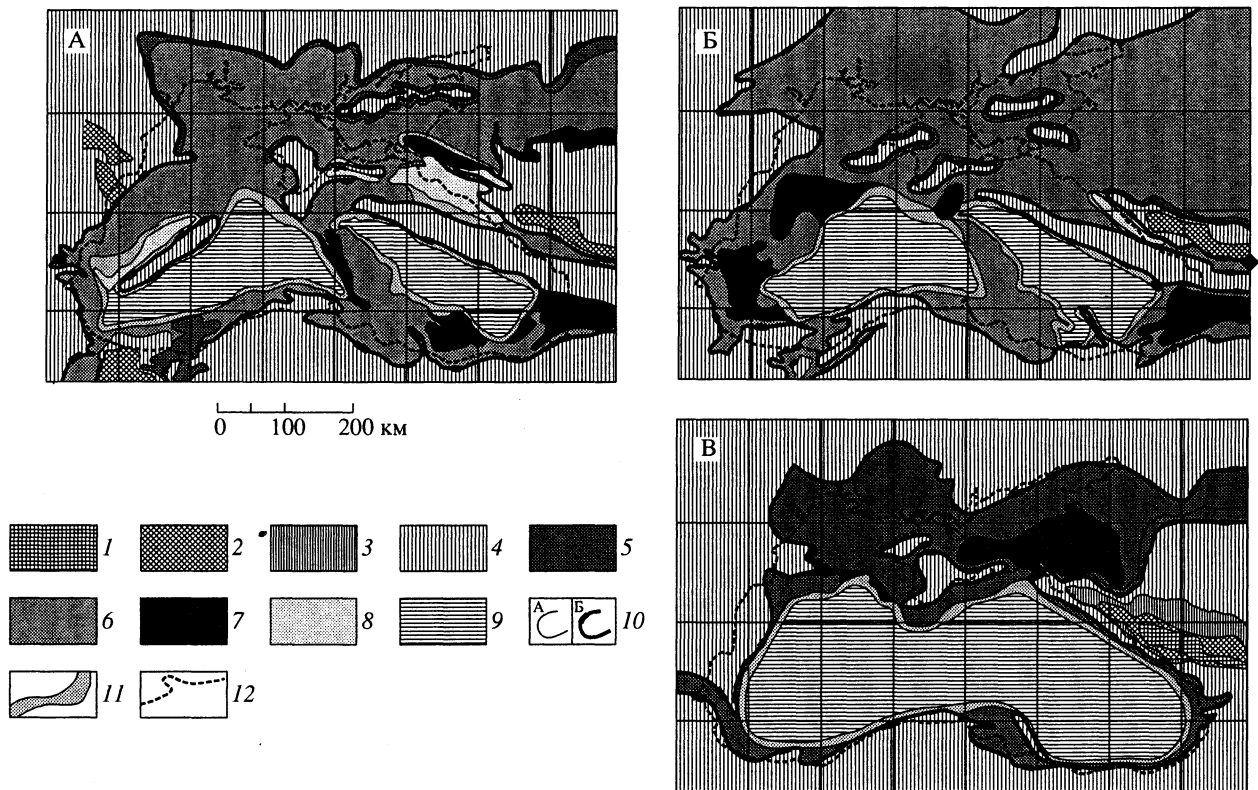


Рис. 3. Палеогеографические схемы Азово-Черноморского бассейна

Этапы развития: А – предпалеоценовый, Б – предолигоценый, В – предмиоценовый. Палеогеографические обстановки областей денудации: 1 – среднегорье, 2 – низкогорье, 3 – высокие равнины, 4 – низкие равнины. Палеогеографические обстановки морских бассейнов (зоны неритовой области): 5 – литоральная, 6 – сублиторальная, 7 – псевдобаттальная, 8 – флишевые трюги, 9 – абиссальная область; 10 – границы (А – между палеогеографическими обстановками, Б – между сушей и морем); 11 – баттальная область; 12 – современная береговая линия Азово-Черноморского бассейна

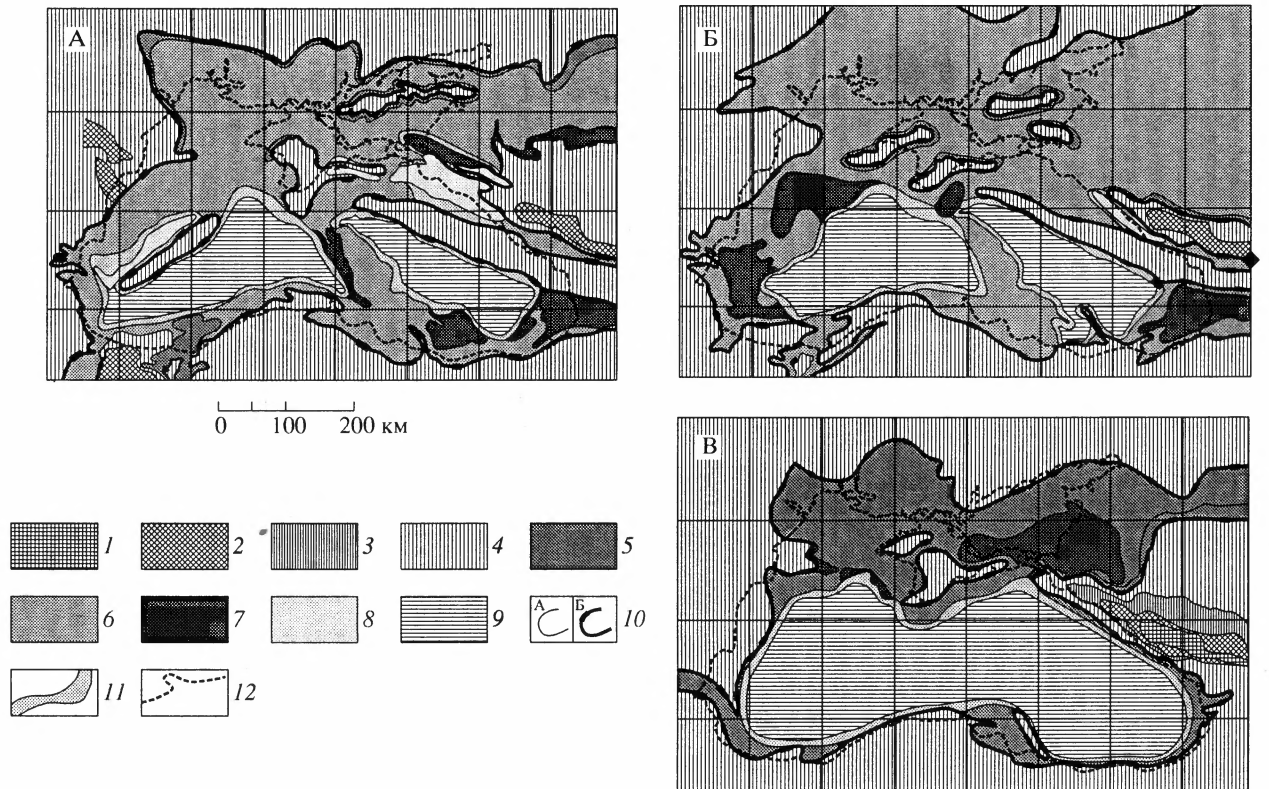


Рис. 3. Палеогеографические схемы Азово-Черноморского бассейна

Этапы развития: А – предпалеоценовый, Б – предолигоценый, В – предеоценовый. Палеогеографические обстановки областей денудации: 1 – среднегорье, 2 – низкоегорье, 3 – высокие равнины, 4 – низкие равнины. Палеогеографические обстановки морских бассейнов (зоны неритовой области): 5 – литоральная, 6 – сублиторальная, 7 – псевдоабиссальная, 8 – флишевые трюги, 9 – абиссальная область; 10 – границы (А – между палеогеографическими обстановками, Б – между сушей и морем); 11 – батинальная область; 12 – современная береговая линия Азово-Черноморского бассейна

В седиментационных бассейнах при восстановлении палеогеоморфологических обстановок использовались результаты палеоэкологических реконструкций (там, где это было возможно), структурно-фациальных исследований (результаты бурения), материалы сейсморазведки (МОВ ОГТ), в особенности, в пределах глубоководной котловины Черного моря, а также глубоководного бурения (проект ДСДП, 42 рейс БС "Гломар Челленджер").

К началу кайнозойской эры в Азово-Черноморском регионе распределение суши и моря было своеобразным (рис. 3А). Северный континентальный массив (Восточно-Европейская платформа) контролировался положением Донецкого кряжа и Украинского щита. На западе суши был Добруджинский массив Мизийской плиты. Шельфовые моря отделяли основные массивы суши от в основном невысоких Крымского и Скифско-Кавказского островов. Последний был довольно обширным, прихотливо очерченным, что определялось положением Северо-Азовского и продолжающего его к юго-востоку Каневско-Березанского валов, а также начавшего оформляться Кавказского протоорогена, центральную часть которого, вероятно, занимали высокие равнины.

В пределах современной Черноморской котловины, скорее всего, располагались острова, соответствовавшие выраженным в современной структуре фундамента валами Шатского (Восточно-Черноморское поднятие) [7] и Новатор (в Западно-Черноморской котловине). Основные массивы представляли собой тыловые дуги, максимальная вулканическая активность которых проявлялась в сеноманское время [14]. С севера палеостровные дуги Шатского и Новатор обрамлялись флишевыми трогами – сложнообластроенным Новороссийско-Абино-Гунайским и впадиной Аспарухова.

На месте современных Северных Понтид предполагается существование в конце мела фронтальной вулканической островной дуги [15]. Фронтальная и тыловую островные дуги разделяли Западная и Восточная Черноморские глубоководные впадины палеотыловых морей. Косвенным подтверждением этого могут служить: океанический тип земной коры в их пределах, сохранившийся до сегодняшнего дня, а также выявленные сейсморазведкой уступы континентальных склонов, существовавшие почти на протяжении всего палеогена, а, возможно, и в позднем мелу [7, 16].

В конце эоцена площадь суши значительно сократилась (рис. 3Б). К северу сместилась береговая линия Украинского массива, уменьшились размеры Крымского и Кавказского островов, оформились Тарханкутский и Северо-Азовский острова, окончательно сформировался развивавшийся на протяжении всего раннего кайнозоя Западно-Кубанский остров (по мнению В.И. Ефимова – подводный континентальный уступ). Мизийский и Северо-Понтийский массивы суши лишь слегка изменили свои очертания. Интересно заметить, что, несмотря на сократившиеся размеры Кавказского острова, рельеф последнего стал более контрастным. Центральная часть острова, вступив с начала палеоэцена в конэрзионный этап развития [2], представляла собой низкогорье. Остальные из перечисленных выше островов и массивов суши были, по-видимому, равнинами, развивавшимися в конденсационном режиме. Этому выводу не противоречат результаты анализа палеорельефа названных областей [2, 11–13]. О рельефе Добруджи, Старой Планины и Северных Понтид можно судить только предположительно, поскольку палеогеоморфологическая изученность данных территорий пока недостаточна.

Остальное пространство Азово-Черноморского ареала занимало море. Глубоководные котловины мало изменили свои очертания, лишь слегка увеличились за счет части переуглубленных шельфов (о чем свидетельствуют существующие структурные и палеотектонические построения [16]). Вдоль ЮЗ берега Палеокавказского острова сохранялся редуцированный троговый глубоководный (флишевый) прогиб (в части современного Новороссийско-Лазаревского синклиория, выполненной эоценом). На шельфе эоценового бассейна существовали псевдоабиссальные суббассейны (характеризуются повышенными мощностями эоцена и контрастными отрицательными палеоструктурами): реликтовые – Аджаро-Триалетский (Гурийский), Бургасский, Емонско-Аспаруховский (реликт флишевого трога, где, по крайней мере, в пределах нынешней суши продолжалось накопление флишевых толщ) и Усть-Дунайский, а также новообразованный Сорокинский. Последний развился впоследствии в глубоководную Сорокинскую впадину, причленившуюся к Западно-Черноморской котловине. В суббассейнах осадконакопление не успевало компенсировать погружение дна.

В позднем миоцене (предмеотическое время) обстановка в регионе изменилась (рис. 3В). Черноморские глубоководные бассейны объединились (по-видимому, с майкопа). Черноморская впадина значительно расширила свои границы, включив в себя ранее самостоятельные шельфовые континентальные массивы и флишевые троги. Очертания Черномор-

ской глубоководной котловины приблизились к современным и контролировались положением батиальной области, существование которой подтверждается трансгрессивным наложением всего комплекса миоценовых осадков на палеоконтинентальный склон [7, 16], с одной стороны, и комплексами бокового наращивания позднемиоценового заложения в зонах лавинной седиментации – с другой (рис. 1, 2). При этом отсутствие достоверной информации о фациальных обстановках конца миоцена для глубоководной котловины Черного моря не позволяет достаточно обоснованно реконструировать палеогеографию бассейна. Данные бурения БС "Гломар Челленджер" (скважины 380, 381), а также сведения о видовом составе диатомей, и о химических условиях формирования верхнемиоценовых отложений, используемые при палеогеографических реконструкциях [17], с нашей точки зрения, не позволяют однозначно определить условия образования рассматриваемых литофаций. В частности, обнаруженный в скважине 380А верхнесарматский комплекс диатомей, представленный бентическими видами, обитающими, обычно, на глубинах до 10–15 м, сопровождается отложениями, сформировавшимися в восстановительной обстановке (темно-серые и черные глины) при отсутствии илоедов. Последнее весьма удивительно, учитывая тот факт, что ветровое перемешивание обширных водных бассейнов (типа Черного моря) достигает глубин, по крайней мере, в несколько десятков метров, что исключает формирование на них анаэробных условий. Возможно предположить занос бентических диатомей в район бурения скважины, тем более, что подобный факт установлен для меотических отложений, вскрытых скважиной 380А.

Геохимические условия формирования осадков позднего миоцена в пределах нынешней глубоководной котловины Черного моря [18] – имеется в виду соотношение Mn и Fe в доломитах сармата скважин 380 и 381 – также не могут свидетельствовать о мелководности условий осадконакопления [17]. Вместе с тем, приведенные выше результаты сейсмостратиграфического анализа осадочных комплексов миоцена в зоне континентального склона Черноморской глубоководной котловины (в северной ее части) позволяют сделать вывод о формировании в предмеотический период на границах современной глубоководной впадины комплексов бокового наращивания, являющихся надежным индикатором режима некомпенсированного осадконакоплением прогибания. При этом, "изохронная" поверхность этих комплексов фиксирует перепад глубин в 1,5–1,8 км, что, в свою очередь, позволяет определить глубину позднемиоценового бассейна в 1,5–2,0 км. Подобные глубины примерно соответствуют современным.

Современное Северное Причерноморье в позднем миоцене было неритовой областью шельфа. Эта территория хорошо изучена бурением и сейсморазведкой, что позволило довольно детально определить границы фациальных зон неритовой области (рис. 3В). Вместе с тем, к важным особенностям рассматриваемой эпохи следует отнести значительную подвижность границ фациальных зон шельфовых морей. Обусловлено это было крайней мелководностью шельфовой части Палеочерноморского бассейна, что могло приводить к осушкам больших площадей при незначительных колебаниях уровня морского бассейна. Данное явление было зафиксировано для миоценового моря западного Предкавказья [19] и, в силу подобия обстановок миоценовой неритовой области всего Северного Причерноморья, предполагается авторами широко распространенным в ее пределах.

Суша к концу сарматского века значительно расширилась, особенно в Центральном Предкавказье. Оформилась Кавказская горная страна, в центральной части которой сложился среднегорный рельеф [2]. Размеры Крымского острова существенно не изменились с эоценового времени, рельеф его оставался низменным и развивался в конденудационном режиме. В подобном же режиме развивался северный (Восточно-Европейский) и западный (Мизийский) континентальные массивы суши. Рельеф Стара Планины, Северных Понтид и Палеокавказского острова по-видимому, был схож. Особенности палеорельефа перечисленных горных массивов пока мало изучены.

В послесарматскую эпоху (последний этап рельефообразования в Азово-Черноморском регионе) глубоководная котловина Черного моря расширилась до современных размеров. В ее пределах установился режим прогибания земной коры, некомпенсированный осадконакоплением. Циркумчерноморские орогены на всем своем протяжении вступили в конэрозийный режим развития; равнинные пространства региона (включая мелководные шельфы) – в конденудационно-конседиментационный режим. В течение данной эпохи геоморфогенеза (соответствует новейшему тектоническому этапу [4]) основные тенденции и режимы развития рельефа не изменялись.

Завершая рассмотрение основных процессов рельефообразования в пределах Азово-Черноморского региона в кайнозое, нельзя не остановиться на их соотношении с эвстати-

ческими колебаниями уровня моря. Прежде всего, следует обратить внимание на фактологический характер приводимых в данной работе материалов, отражающих реально существовавшие черты рельефа, определявшиеся суммарным воздействием всех основных рельефообразующих факторов (в том числе, и эвстатических).

По имеющимся на сегодняшний день оценкам, общий размах относительных изменений уровня моря составлял 600–850 (до 900) м, при этом в кайнозое уровень океана был низким, а абсолютные минимумы отвечают середине олигоцена и концу миоцена [20]. Оценить величину эвстатических колебаний уровня Палеоазово-Черноморского бассейна сложно из-за его внутреннего положения и наличия Босфорского порога. Эти колебания отличались от океанических меньшей амплитудой, поскольку при регрессиях связь с Мировым океаном прерывалась. При этом периодичность их все же в целом совпадает с океаническими [21]. Учитывая вышеизложенное, а также современные глубины Босфорского пролива (около –50 м), казалось бы не сложно ввести соответствующую поправку в наши построения. Однако из-за высокой активности Балкано-Мизийского блока в кайнозойское время, очень сложно определить гипсометрическое положение Босфорского порога в различные эпохи.

## Выводы

Рельеф Азово-Черноморского региона на протяжении кайнозоя, при всем многообразии и, порой, даже контрастности сменяющихся во времени фазиальных обстановок, развивался "целенаправленно" и поступательно. Это выразилось как в становлении единой глубоководной Черноморской впадины, так и связанного с ней циркумчерноморского орогенного пояса. Направленность процессов формирования рельефа, скорее всего, отображает единство плана развития земной коры в пределах данной области.

Вместе с тем, направленность рельефообразования в исследованном регионе реализовалась посредством циклического процесса: дифференциация рельефа → его последующее полигенетическое выравнивание. Выделены следующие этапы формирования рельефа: палеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый, позднемiocен (меотис)-среднеплиоценовый и позднеплиоцен-четвертичный (последние два рассматривались совместно). Цикличность геоморфогенеза прямо связана с цикличностью осадконакопления в кайнозое и, по-видимому, имеет эндогенную природу, что фиксируется направленным изменением режимов соотношения эндогенных и экзогенных процессов для всех основных палеогеоморфологических объектов в сторону их "тектонизации". Послесарматское время было решающим рубежом в становлении современного рельефа.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Казаринов В.П.* Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М.: Гостоптехиздат, 1958. 322 с.
2. *Вигинский В.А.* Основные этапы развития и ступенчатость рельефа западной части Большого Кавказа и Предкавказья // Геоморфология. 1986. № 2. С. 44–53.
3. Корреляция тектонических событий новейшего этапа развития Земли / Лукина Н.В. и др. М.: Наука, 1985. 278 с.
4. *Вигинский В.А.* Новейшая тектоника и тектонические режимы Азово-Черноморского региона // Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов. Тез. докл. XXIX тект. совещ. "Неотектоника и современная геодинамика континентов и океанов". М.: Изд-во МГУ, 1996. С. 25–27.
5. *Вотах О.А.* Введение в геотектонику. Новосибирск: Наука, 1985. 182 с.
6. *Шербаков Ф.А., Чистяков А.А.* Турбидитные формации современных материковых подножий // Формации осадочных бассейнов. V Всес. сем. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 477–478.
7. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
8. *Муратов М.В.* Новейшие тектонические движения земной коры в Горном Крыму и прилегающей части Черного моря // Памяти академика А.Д. Архангельского. М.: Изд-во АН СССР, 1951. С. 17–25.
9. *Костенко Н.П.* Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М.: Недра, 1972. 320 с.
10. *Благоволитин Н.С.* Вопросы геоморфологии Крымских гор // Вопросы географии. Рельеф горных стран. М.: Мысль, 1968. Сб. 74. С. 98–108.
11. *Миленко А.В.* Обоснование общей схемы геоморфологических уровней Донбасса // Геологический журнал. 1983. Т. 43. № 1. С. 105–115.
12. *Лысенко Н.И., Гришанков Г.Е.* Некоторые замечания к неоген-четвертичной истории развития рельефа Горного Крыма // Комплексное исследование Черноморской впадины. М.: Наука, 1976. С. 68–74.

13. *Билинкис Г.М.* Новейшая геодинамика Восточного Предкарпатья // Неотектонические исследования при геологическом картировании / Тез. докл. XXI Всес. тект. совещ. М.: Изд-во МГУ, 1988. С. 3–4.
14. *Чаицкий В.П., Шелкопляс П.А.* Меловые субвулканические, вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы южного склона Западного Кавказа и Тамани // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 3. С. 52–61.
15. Тектоническая карта Средиземного моря / Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Роскартография. 1994.
16. Альбом структурных карт и карт мощностей кайнозойских отложений Черноморской впадины. Масштаб 1:1500000 / Туголесов Д.А. М.: ГУГК, 1989.
17. Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения / Непрочнов Ю.П. М.: Наука, 1980. 212 с.
18. *Stoffers P., Muller G.* Mineralogy and Lithofacies of Black Sea Sediments, Leg 42B Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, U.S. Government Printing Office, 1978. Vol. 42. Pt. 2. 1026 p.
19. *Митин С.Н., Котов С.В., Вигинский В.А.* Перспективы нефтегазоносности отложений IV горизонта меготиса Западного Предкавказья // Геология нефти и газа. 1985. № 7. С. 25–29.
20. *Кунин Н.Я., Кучерук Е.В.* Сейсмостратиграфия в решении проблем поиска и разведки месторождений нефти и газа. М.: Наука, 1985. 275 с.
21. *Маруашвили Л.И.* Палеогеографический словарь. М.: Мысль, 1985. 576 с.

Кубаньгеолком

Поступила в редакцию  
12.04.97

## MAIN EPOCHS OF CENOZOIC RELIEF EVOLUTION IN THE AZOV-BLACK SEA REGION

V.A. VIGINSKY, V.I. EFIMOV

### S u m m a r y

Progressive development of relief within the studied region has been complicated by several cycles of dissection – planation during Cenozoic. The following cycles were distinguished: Paleocene-Eocene, Oligocene-Miocene, Late Miocene (Meotis)-Middle Pliocene and Late Pliocene-Quaternary. Recent regime of development has set in at the Postsarmatian time; during this period the main features of relief existing were formed.

УДК 551.435.11(282.247.+282.251)

© 2001 г. А.С. ЗАВАДСКИЙ

## АСИММЕТРИЯ ФОРМЫ СВОБОДНЫХ ИЗЛУЧИН НА ПРИМЕРЕ ВЫЧЕГДЫ И ЧУЛЫМА<sup>1</sup>

Плановая асимметрия формы излучин широко распространена на меандрирующих реках, при чем она характерна для условий как ограниченного (в узких долинах, врезанных в трудноразмываемые породы), так и свободного (в широкопойменной долине, в относительно однородных пойменных отложениях) развития русловых деформаций. Поэтому попытки объяснить причины этого явления чередованием по длине излучины участков, различающихся по устойчивости к размыву, не находят подтверждения.

Изучением явления плановой асимметрии излучин начали заниматься в 60-е годы. Обзор результатов, полученных рядом зарубежных ученых (Р. Киношита, М. Карсона, М. Лапойнта, Г. Паркера, Г. Чанга, Л. Леопольда, В. Ланбейна) приведен в работах В.А. Савицкого [1] и А.Ю. Сидорчука [2]. Было установлено, что для большинства развитых излучин харак-

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-05-64690) и программы поддержки ведущих научных школ (проект № 00-15-98512).