

УДК 551.782(470.62)

Т.А. Шарданова, Н.А. Соловьева

## ВЛИЯНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ И ЭВСТАТИКИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОТЛОЖЕНИЙ САРМАТСКОГО, МЭОТИЧЕСКОГО И ПОНТИЧЕСКОГО ЯРУСОВ ТАМАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

**Введение.** Таманский п-ов занимает восточную часть поперечного Керченско-Таманского прогиба, который является периклинальным по отношению к мегантиклинориям Крыма и Кавказа [4, 7, 9]. Заложение прогиба произошло в олигоцене, и последующее его развитие тесно связано с орогенезом Крымско-Кавказского региона. Хотя вопрос о степени влияния крымской или кавказской структуры на тектоническое развитие района до сих пор не имеет однозначного решения, большинство исследователей вслед за Н.И. Андрусовым [2] связывают его развитие с орогенезом Кавказского мегантиклинория.

К концу среднего миоцена (ранний сармат) приурочено начало формирования конседиментационных поднятий (брахиантиклинальных складок), которые хорошо выражены в современном рельефе [2, 7–9]. В настоящее время досарматские образования палеоген-неогенового возраста (майкопская серия, тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты) выходят на поверхность только в ядрах антиклинальных складок, где они сильно дислоцированы, в то время как крылья брахиантиклиналей сложены породами сарматского, мэотического и понтического возраста, а синклинали выполнены более молодыми плиоцен-четвертичными образованиями (рис. 1).

В миоцене Таманский п-ов находился в зоне Еникальского пролива, соединяющего Эвксинский и Каспийский палеобассейны [14, 15], что обусловило появление здесь наиболее глубоководных разрезов сармата, мэотиса и понта (из изученных по северному побережью Эвксинского палеобассейна) [1, 2].

Формирование миоценовой осадочной толщи в пределах Таманского п-ова проходило на фоне эвстатических колебаний уровня Мирового океана, смены климатических условий, воздымания Большого Кавказа и прогибания впадины Черного моря [3, 5, 9]. Если влияние первых двух факторов на строение осадочной толщи, как правило, учитывается при литологических исследованиях, то роль тектонических движений земной коры в осадкообразовании не всегда принимается во внимание при интерпретации осадочных разрезов. Тектонические движения определяют морфологию осадочного бассейна, контролируют расположение источников сноса, могут усиливать или ослаблять влияние эвстатических колебаний, приводить к смене палеофациальных обстановок в бассейне, регулировать интенсивность седиментационных процессов. Ввиду того что палеоклиматические изменения являются объектом специальных исследований и в меньшей степени отражаются в строении морских осадочных толщ, статья посвящена выяснению относительной роли эвстатических колебаний и тектонических движений как основных факторов, определяющих строение осадочного разреза.

**Неотектоника.** В конце палеогена, в период образования Керченско-Таманского периклинального прогиба наиболее активно формировалась система чередования поперечных зон относительного опускания и воздымания земной коры [3, 6, 8, 10]. Таманские структуры характеризуются наличием широких синклиналиных прогибов, разделенных узкими антиклинальными зонами. Система брахиформных складок образует цепочки, вытянутые в субширотном направлении. Складчатая структура усложняется субширотными и субдолготными разломами.

Расширение поднятий Большого Кавказа на позднеорогенном этапе нашло отражение в строении предкавказских прогибов. Неравномерное субмеридиональное сжатие земной коры в пределах Предкавказья вызвало образование ослабленных зон — структур растяжения или сбросов преимущественно север-северо-восточного простирания [8]. В пределах таманского блока на орогенном этапе образовались Керченско-Ждановский и Джинжинский (Анапский) разломы, которые и определили неравномерный характер тектонического прогибания земной коры в Западном Пред-

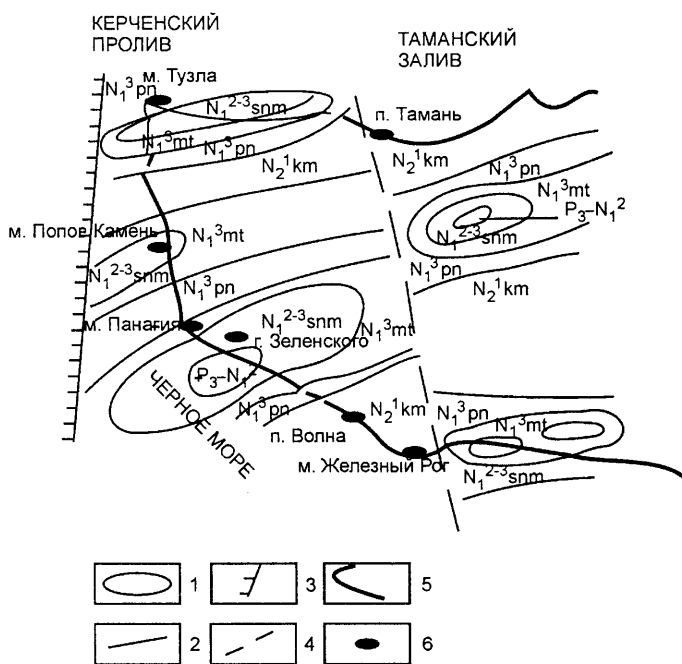


Рис. 1. Схема тектонического строения района исследований (материалы геологопоисковой конторы "Краснодарнефтегаз", 1984, м-б 1:200 000): 1 — брахиантиклинали; 2 — стратиграфические границы; 3 — Керченско-Ждановский глубинный разлом; 4 — Таманский разлом (разрыв в подмайкопских отложениях); 5 — береговая линия; 6 — места расположения изученных разрезов

Кавказе. По Е.Е. Милановскому [9], Керченско-Таманский прогиб имеет трехступенчатое строение. Таманский п-ов расположен в пределах крайней восточной ступени, в которой процессы складкообразования отстают по времени от таковых в западной части прогиба. Начало роста брахиантиклинальных складок в виде подводных поднятий относится к раннему сармату. Ускоренные темпы воздымания Кавказского мегантиклинория в плиоцене [7] обусловили резкое обмеление понтического бассейна.

**Эвстатика.** Влияние эвстатических колебаний уровня моря в глубоководных морских отложениях сармата и мзотиса проявлено слабо. Максимум трансгрессии был приурочен к раннему—среднему миоцену. Со второй половины среднего сармата (начало позднего миоцена) началась регрессия. В позднем сармате, несмотря на начавшуюся трансгрессию, для всего обрамления Черного моря характерна бедная в видовом отношении фауна, что свидетельствует о солоноватоводном режиме бассейнов и прерывании связи Черного моря с Мировым океаном [1, 3].

Наиболее отчетливо эвстатические колебания уровня моря проявились в отложениях понта. До раннего понта Эвксинский бассейн был соединен проливом со Средиземноморским и соответственно с Атлантическим океаном. В конце понтического времени произошло осушение пролива, соединяющего Паннонский и Южнорусский палеобассейны [14]. В средне-позднепонтическое время и в раннем киммерии (азовский горизонт) осадки накапливались в пределах средней части шельфа Эвксинского бассейна, потерявшего постоянную связь со Средиземным морем. По мнению В.А. Зубакова [5], этот период характеризуется межстадиальным потеплением на фоне общего похолодания климата (оледенение “Королевы Мод”).

Отложения верхнего понта Таманского п-ова, по мнению И.С. Чумакова [15], синхронны мессинскому эвапоритовому уровню Средиземного моря. Резкие эвстатические колебания последнего могли вызвать интенсивные штормовые явления в пределах шельфовой части Эвксинского бассейна.

**Сарматские отложения.** Отложения всех трех подделов сарматского яруса обнажаются в практически непрерывном разрезе (около 500 м) в центральной части Таманского п-ова — от г. Зеленского до м. Панагия (рис. 2). Преобладают в основном глинистые породы, как известковистые, переходящие в мергели, так и бескарбонатные диатомовые разности. Известняки встречаются в виде единичных прослоев среди глин и только в верхах среднего сармата и в отдельных интервалах верхнего сармата образуют пакеты мощностью от 0,5 м до нескольких метров. Терригенные породы в виде самостоятельных прослоев присутствуют только в верхней части нижнего сармата, но в различных интервалах разреза изредка встречается примесь алевритовых и песчаных зерен.

Нами проведен литолого-генетический анализ разреза, основанный на детальном изучении текстурно-структурных признаков пород и процессов, участвующих в формировании слоев. В целом для раннего и нижней части среднего сармата характерен один и тот

же тип разреза: чередование известковистых глин с пластами известняков и пакетами тонкого переслаивания глинистых и мергелистых пород. Для раннего сармата более характерны прослой пелитоморфных известняков с неясно выраженной штриховатой косолинзовидной и конвolutной слоистостью. В нижней части среднего сармата преобладают доломитизированные пористые известняки с градационной слоистостью за счет распределения бактериально водорослевых пеллоидов. Необычным является отсутствие следов жизнедеятельности илоедов. Прослой раковинного детрита в глинистом матриксе и брекчия из неокатанных пластинок пелитоморфного известняка (рис. 2, слой 2) интерпретируются нами как отложения обломочных потоков. Пакеты тонколинзовидно- и косослоистых глин с прослоями косослоистых песчаников и алевритов (рис. 2, слой 3), по-видимому, сформировались в зоне развития донных течений. Горизонтально-слоистые известковистые глины и глинисто-мергелистые пачки пород, характерные для всего разреза, могли образоваться в результате выпадения фоновых илов и осадения нефелоидных карбонатных частиц.

Широкое развитие в верхней части среднего сармата известняков и мергелей с признаками обломочных потоков и проксимальных турбидитов (рис. 2, слой 8), постепенное появление к верхам разреза отложений потоков меньшей вязкости (классических и дистальных турбидитов), постоянное присутствие известковистых нефелоидитов позволяют предположить, что накопление осадков в это время происходило на склоновых частях бассейна. Судя по составу обломочного материала, представленного преимущественно бактериально-водорослевыми известняками, отсутствию оолитовых известняков и толстостенного раковинного детрита, источником сноса не могли являться мелководные шельфовые известняки. Скорее всего, обломочный материал поступал с растущих на юге подводных поднятий или с глубоких террас шельфа.

Поздний сармат представлен пакетами карбонатных и бескарбонатных глин с горизонтами костей рыб и пелловых туфов и прослоями органогенно-обломочных известняков, как раковинно-детритовых, так и бактериально-водорослевых. Характерны многочисленные оползневые текстуры: пласты известняков закручены в рулетоподобные формы, глинистые породы несут многочисленные следы пластических деформаций. Накопление таких осадков могло происходить на крутых уклонах дна. Глинистые породы в этом разрезе представлены двумя типами. К фоновым образованиям, характеризующим геохимическую обстановку в бассейне, на наш взгляд, можно отнести прослой сапропелевых глин с линзами кокколитов с малым количеством диатомовой и терригенной примеси. По облику эти глины сопоставимы с четвертичными осадками Черного моря. Для другого типа глинистых пород, преобладающих в сарматском разрезе, характерны включения алевритовых зерен, примесь карбонатного материала, тонкий диатомовый и раковинный детрит. Генетически эти глины могут быть отнесены к осадкам типа нефелоидитов.

Возраст	Литология	№ слоя	Мощность, м	Дополнительные характеристики разреза
$N_1^3 mt$				Мшанковые известняки с прослоями глин и пластическими деформациями в подстилающих глинистых породах
$N_1^3 srm_3$		12	70	Тонкое неяснослоистое чередование карбонатных и бескарбонатных глин. Тонкие слойки алевропелитов, брекчированных глин и известняковых брекчий
		11	30	Единичные слойки брекчированных известняков, кости рыб, пепловые туфы
		10	100	Чередование карбонатных и бескарбонатных глин с пластами (до 1 м) раковинных и водорослевых обломочных известняков. Многочисленные оползневые текстуры, рулетоподобные формы слоев, складки облекания, микросбросы, микронадвиги
		9	13	Линзы водорослевых известняков в глинах
$N_1^3 srm_2$		8	60	Переслаивание раковинных и водорослевых обломочных известняков. Текстуры турбидитов, градационная слоистость, резкие эрозионные границы
		7	40	Карбонатные глины с прослоями и фрагментами мергелей и слойками детритовых ракушечников
		6	25	Редкие (2-3 см) прослои известняков
		5	45	Карбонатные глины и алевропелиты с раковинным детритом по напластованию, с прослоями известняковой брекчии
$N_1^3 srm_1$		4	20	Единичные прослои известняков (2-3 см)
			100	З а д е р н о в а н о
		3	50	Карбонатные и бескарбонатные глины с прослоями песчаников и алевролитов. Слоистость косая, линзовидная, волнистая
$N_1^{2-3} srm_1$		2	25	Прослои мергелей и градационнослоистых раковиннодетритовых известняков (до 0,5 м)
		1	20	Тонкие слойки и линзы доломитов

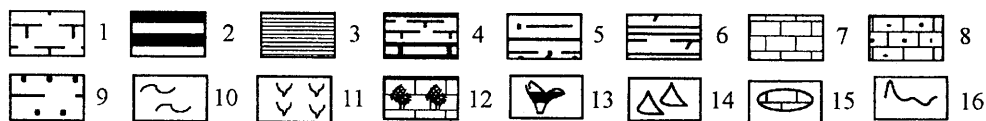


Рис. 2. Строение сарматского разреза на северном крыле антиклинали горы Зеленского: 1 — карбонатные глины; 2 — битуминозные глины; 3 — бескарбонатные глины; 4 — переслаивание глин и известняков; 5 — песчаные глины; 6 — чередование карбонатных и бескарбонатных глин; 7 — обломочные и органогенно-обломочные известняки; 8 — песчаные известняки; 9 — песчаники; 10 — диатомиты и примесь диатомовых водорослей; 11 — пепловые туфы; 12 — мшанковые известняки; 13 — глинистая брекчия; 14 — брекчия известняков; 15 — оползневые тела; 16 — эрозионные границы

В остальных частях полуострова вскрыты отдельные фрагменты отложений сарматского яруса. В южной части района (м. Железный Рог) обнажается только маломощная (несколько метров) пачка верхнесарматских образований, сложенная глинисто-карбонатными породами с многочисленными прослоями обломочных

и органогенно-обломочных известняков. Широко развиты признаки оползания известняковых слоев, вплоть до рулетоподобных форм. Анализ внутрислоевых текстур позволяет отнести их к отложениям обломочных потоков. К границе сармата и мэотиса приурочена пачка глинистой брекчии, состоящей из глыбовых обломков

литифицированных слоистых глинистых пород, сцементированных мелкобрекчированным глинистым цементом.

В районе м. Попов Камень обнажается только часть верхнего сармата, подстилающая мшанковые известняки. Чередуются темно-серые глины с тонкими прослоями плотных светлых мергелей. В основании пачки залегает брекчиевидный пласт розоватого обломочного известняка с многочисленными пережимами и раздувами, аналогичный слою 11 разреза г. Зеленского (рис. 2).

В районе пос. Тамань (в направлении косы Тузла) сарматские отложения смяты в мелкие складки и большей частью задернованы. В этом разрезе наиболее четко выражены оползневые текстуры в подошве тел мшанковых известняков, залегающих в основании мэотиса. Верхнесарматские глины, подстилающие мшанковые известняки, содержат многочисленные включения глинистых “окатышей”, образование которых связано с процессами оползания глинистых илов на крутых склонах дна. Отложения верхней части среднего сармата здесь представлены пачкой известняков, по строению аналогичной такой же пачке г. Зеленского (рис. 2 слой 8), но содержащей значительное количество терригенной примеси в виде кварцевых, полевошпатовых и глауконитовых зерен.

*Условия образования сарматских отложений.* Осадки нижнего и нижней части среднего сармата накапливались в достаточно глубоководном бассейне на значительном удалении от источников сноса. Фоновая седиментация представлена глинистыми бескарбонатными илами. Карбонатный и реже терригенный материал периодически поступал в бассейн в виде дистальных турбидных потоков, выпадал из взвеси “нефелоидных” облаков и приносился донными течениями. К началу среднего сармата относится первое появление в разрезе градиционно-слоистых брекчий бактериально-водорослевых известняков. По нашему мнению, это свидетельствует о начальном этапе роста внутрибассейновых поднятий в Таманском бассейне. В конце среднего сармата осадконакопление контролировалось ростом брахиантиклинальных складок (внутрибассейновых поднятий), сложенных бактериально-водорослевыми постройками. К концу сарматского времени в пределах Таманского п-ова, по-видимому, образовался полуизолированный бассейн, отделенный от Черного моря подводными поднятиями. Регрессивно-трансгрессивный характер разреза обусловлен как эвстатическими колебаниями уровня моря, так и ростом внутрибассейновых поднятий.

**Мэотические отложения** представлены четырьмя разрезами, расположенными вдоль всего побережья Таманского п-ова (рис. 3). При общей узнаваемости мэотических пород во всех разрезах их строение в разных районах варьирует в достаточно широких пределах. В северной и центральной частях бассейна в основании мэотического разреза залегают мшанковые известняки. Формирование мшанковых построек скорее всего связано с ростом брахиантиклиналей, появлением расчлененного рельефа дна бассейна. Строение мшанковых биогерм характеризуется чередованием горизонтов

мшанковых и бактериально-водорослевых известняков с карбонатными и бескарбонатными глинами, отсутствием оолитовых образований и мелководных фаунистических остатков, что свидетельствует о значительных глубинах, на которых формировались эти постройки. В районах м. Тузла и пос. Тамань хорошо видны следы оползания в мшанковых известняках и пластических деформаций в подстилающих глинах.

Для района м. Железный Рог характерна максимальная мощность мэотических образований (рис. 3), а также преимущественно глинистый бескарбонатный состав осадков. Прослои диатомитов в этом разрезе единичны, но примесь диатомовых водорослей и кокколитосфер в глинах присутствует постоянно наряду с примесью тонкорассеянного карбонатного материала и терригенной алевритовой кластики. Широко развиты оползневые текстуры и разного типа пластичные деформации в глинистых толщах. В верхней части разреза залегает десятиметровый слой глинистой брекчии с отдельными обломками глин (до 1–2 м), который перекрывается трехметровой пачкой мелкообломочных глин с градиционной сортировкой обломков. Ю.В. Ростовцева [13] эти отложения интерпретирует как образования подводного коллювия с развитием мутьевого шлейфа. В этом разрезе встречены прослои пелловых туфов.

Разрез мэотиса в районе м. Попов Камень в нижней части (ранний мэотис) мало отличается от разреза м. Железный Рог (рис. 3). Преобладают бескарбонатные глины с примесью карбонатного и терригенного материала. Кроме постоянной примеси диатомовых и кокколитовых остатков в глинах здесь встречено 4 прослоя диатомитов [13]. К основанию разреза приурочен горизонт обломочных мшанковых известняков с оползневыми текстурами. В верхнем мэотисе возрастает количество карбонатных пород в виде прослоев, линз и брекчий глинистых и органогенно-обломочных известняков с градиционно-слоистыми и косослоистыми текстурами вязких потоков и донных течений, со следами оползаний. Известняки с признаками гравитационных потоков содержат значительное количество обломков оолитов, раковинного детрита, мшанок. Примесь терригенной кластики незначительна. Косослоистые известняки донных течений имеют более глинистый состав и отличаются постоянным присутствием терригенных зерен.

Отложения мэотиса в районах м. Тузла и пос. Тамань резко отличаются от вышеописанных разрезов южной и центральной частей Таманского побережья.

Для этих разрезов характерно широкое развитие органогенно-обломочных известняков с многочисленными следами оползневых деформаций, наличие брекчиевидных и градиционно-слоистых текстур. Обломки в известняках сложены преимущественно оолитами (от “зародышей” до хорошо сформированных разностей), гастроподами, микритовыми известняками. Терригенная примесь в известняках, представленная зернами кварца, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, достигает мелкопсаммитовой размерности. В распределении терригенных зерен часто наблюдается как прямая, так

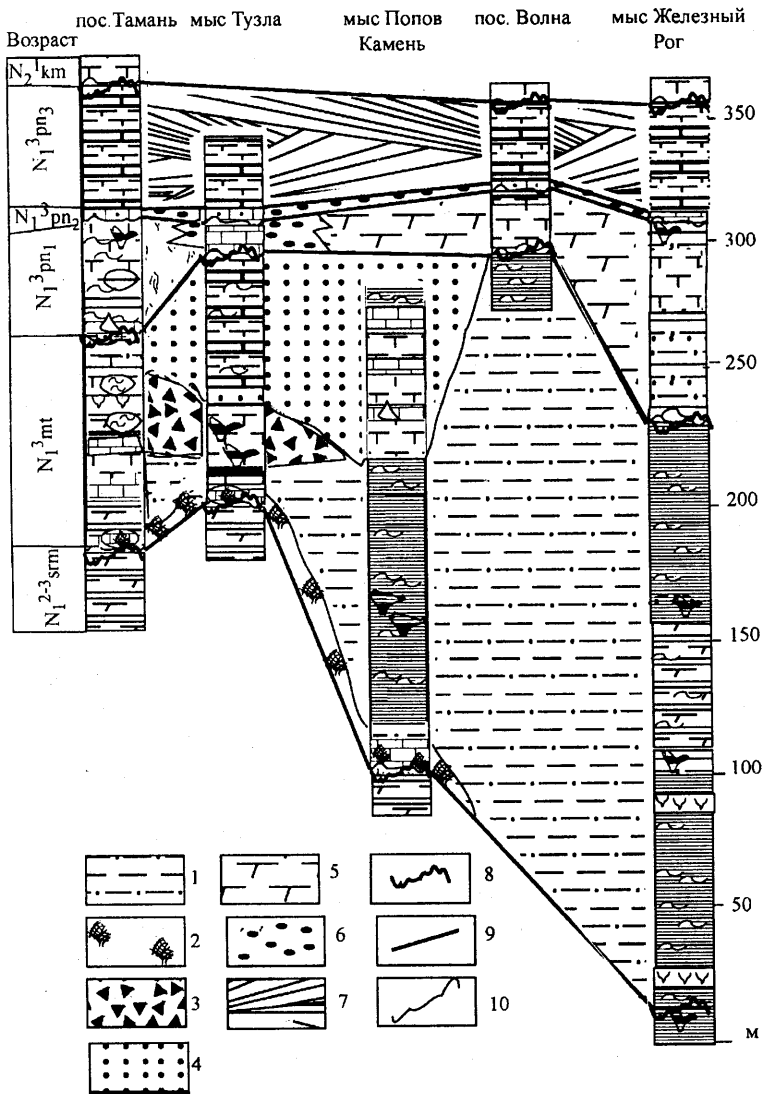


Рис. 3. Схема сопоставления литолого-фациальных колонок мэотиса и понта: 1 — глубоководная часть бассейна с преобладающей глинистой седиментацией на склонах растущих поднятий; 2 — подводные поднятия с мшанковыми биогермами; 3 — зона развития подводного коллювия глинисто-карбонатного состава на склонах растущих поднятий; 4 — глубоководная зона развития подводной гравитационной седиментации известняков на склонах растущих поднятий; 5 — удаленная часть шельфа ниже волнового базиса с глинисто-карбонатной седиментацией; 6 — мелководный шельф выше уровня волнового базиса, с карбонатной, терригенно-карбонатной седиментацией; 7 — мелководный шельф с активной штормовой деятельностью с глинисто-карбонатной седиментацией; 8 — угловые несогласия; 9 — линии возрастной корреляции; 10 — границы фаций, не совпадающие с границами стратиграфических подразделений. Условные обозначения к литологическим колонкам см. на рис. 2

и обратная градация. Известняки чередуются с пакетами карбонатных глин с примесью остатков диатомовых водорослей и алевритовой терригенной кластики. Реже встречаются бескарбонатные алевритистые глины. В основании Тузлинского разреза залегает горизонт глинистой брекчии, а в середине Таманского разреза — горизонт брекчии диатомита. В обоих разрезах встречены единичные прослой битуминозных глин.

**Условия образования мэотических отложений.** Начиная с мэотиса процессы воздымания земной коры, связанные с ростом Большого Кавказа, охватывают северную и южную части бассейна. В разрезах это

фиксируется широким развитием оползневых пачек пород. В раннемэотическое время на фоне трансгрессии возникали поднятия в пределах краевых прогибов, а ось прогибания сместилась в таманский блок. Максимальные глубины бассейна в раннем мэотисе, вероятно, были приурочены к району м. Попов Камень, где встречено 4 прослоя диатомитов. К позднему мэотису осадочные процессы в центральной и северной частях бассейна контролировались ростом северных поднятий и имели отчетливо выраженный склоновый характер. В северной части бассейна (пос. Тамань) признаки оползания характерны для мшанковых построек вместе с перекрывающими их глинами, для прослоев гастроподовых и оолитовых обломочных известняков и вмещающих их глинистых разностей.

Практически весь разрез мэотиса в этой части бассейна представляет собой подводный оползень. На юге оползневые явления выражены менее масштабно, проявлены в формировании горизонтов глинистых брекчий и сопровождаются многочисленными микрооползевыми складками в глинистых породах. Многочисленные следы пластических деформаций в глинах, широкое развитие пород с признаками дистальных турбидитов, обилие диатомового детрита в глинах позволяют предположить, что накопление осадков происходило на достаточно крутых уклонах дна с одновременным сползанием по склону глинистых осадков. К концу мэотиса роль гравитационных процессов в осадконакоплении возросла благодаря наступлению позднемэотической регрессии.

**Понтические отложения,** как и мэотические, достаточно полно обнажаются в южной, центральной и северной частях Таманского побережья (рис. 3). Разрезы нижнего понта в разных частях побережья довольно резко различаются как по строению и мощностям, так и по составу пород. К верхнему понту эти различия стираются и разрезы становятся практически однотипными. Понтические отложения повсеместно залегают на мэотических с резкими угловыми несогласиями. На м. Железный Рог ранний понт представлен наиболее мощной (около 100 м) толщей чередования бескарбонатных и карбонатных глин. Характерно присутствие в глинах алевритовой кластики, остатков диатомовых водорослей, раковинного детрита, иногда со следами растворения раковин. К верхам нижнего понта приурочен прослой алевролита кварц-полевошпатового состава с карбонатным цементом, который перекрывается горизонтом брекчированных глин.

В центральной части побережья (пос. Волна) в низах понтического разреза чередуются прослой тонкослоистых диатомовых глин с интервалами переслаивания бескарбонатных бестекстурных глинистых пород (~10 см) и тонкогоризонтально-волнисто- и линзовиднослоистых глин с обломками микритовых известняков. В этой пачке встречаются тонкие, часто линзо-

видные слои микритовых известняков с эрозивной границей, нередко с нечеткой пологой криволинейной слоистостью. В некоторых глинистых прослоях отмечается высокое содержание органического вещества (до 1%). Выше лежащая пачка нижнего понта сложена тонкогоризонтально-волнистослоистыми слабоизвестковистыми (~10%  $\text{CaCO}_3$ ) глинами с незначительной (~5%) терригенной примесью. Для глин характерно присутствие раковинного детрита, как в виде тонко рассеянных по породе включений, так и в виде маломощных (в один ряд) скоплений раскрытых и неразобренных раковин двустворок. В нижней части интервала присутствует бескарбонатная глина с отпечатками растворенных раковин.

В районе м. Тузла к раннему понту предположительно относится прослой детритового раковинного известняка мощностью 1,5 м. Для этой породы характерно послонное расположение цельных раковин двустворок в матрице, состоящей из мелкого раковинного детрита. Количество цельных раковин постепенно возрастает вверх по слою, а их расположение обуславливает тонкую параллельную слоистость.

В районе пос. Тамань в основании понта по неровной эрозивной границе с карманами залегает прослой детритового раковинного известняка, линзовидно-слоистого за счет распределения раковинного материала, с глинистой галькой в основании. Выше, с глинистой брекчией в основании, обнажается пачка карбонатных глин тонколистоватых с горизонтальной, волнистой и линзовидной слоистостью. В глинах встречаются прослой диатомитов и линзовидные скопления алевритовой кластики. К верхам нижнего понта приурочена пачка чередования органогенно-обломочных раковинных известняков со следами оползания и карбонатных глин. Для глин характерна тонкая горизонтальная слоистость за счет распределения карбонатного материала, отсутствует как терригенная, так и органогенная примесь. В основании известняковых прослоев встречаются горизонты с цельными раковинами толстостенных двустворок.

Средний понт представлен маломощной пачкой раковинно-детритовых глинистых известняков с большим количеством песчаной примеси, карбонатных глин, обогащенных раковинным детритом, и терригенной кластикой или полимиктовыми песчаниками и алевритами с карбонатным цементом. Все три типа пород в виде сантиметровых слоев чередуются в разрезе среднего понта на м. Тузла. Этот разрез имеет наибольшую в данном районе мощность (1,5 м). Более известковистые породы характерны для разрезов пос. Тамань и м. Железный Рог, а более глинистые — для разреза у пос. Волна. Мощность среднепонтических отложений варьирует от 0,5 до 1,5 м. В северной (пос. Тамань) и южной (м. Железный Рог) частях бассейна отложения среднего понта подстилаются горизонтом глинистой брекчии мощностью до 2 м.

Отложения среднего понта в районе пос. Волна представлены маломощным (0,5 м) горизонтом известково-песчаных глин, в которых содержание  $\text{CaCO}_3$  колеблется от 5 до 15%, количество обломочной состав-

ляющей достигает 25%. Обломки представлены кварцем, калиевым и натриевым полевым шпатом, слюдой, глауконитом, раковинным детритом и микрокристаллическими известняками. Характерны линзовидное распределение обломочных компонентов и следы консолидационного оползания осадков.

Верхний понт во всех изученных разрезах представлен ритмичным чередованием карбонатных глин с примесью терригенной алевритовой кластики и битого ракушняка и карбонатных глин без примеси кластических компонентов. В основании ритмов залегают линзовидные, невыдержанные по мощности горизонты битого ракушняка с глинисто-карбонатным цементом. При большой насыщенности этих пород битой ракушей они превращаются в органогенно-обломочные глинистые известняки.

Вверх по разрезу мощность глинистых прослоев увеличивается от 5 до 20 см, и одновременно возрастает количество битой ракуши в основании ритмов. Мощность прослоев ракушняка колеблется от 0,5 до 1,5 см. Каждый ритм начинается с линзовидного горизонта с битой ракушей протяженностью от 0,5 до 5 м. Линзы имеют волнистую поверхность с длиной волны 60—80 см и высотой 2—3 см. В перекрывающем ракушнях глинистом интервале отмечается мелкомасштабная (0,5—1 мм) слоистость — горизонтальная, волнистая, пологая косая, подчеркнутая цветом, обусловленная разным соотношением карбонатного и глинистого материала. Нередко заметны следы биотурбации. Для нижней части разреза характерны преимущественно горизонтальная слоистость и меньшие мощности ритмов. Соотношение глинистого, карбонатного и песчано-алеваитового компонентов в глинистых прослоях составляет 55:45:5. Терригенная примесь представлена зернами кварца, плагиоклаза, слюд, хлорита и переотложенным глауконитом. Встречаются алевритовые зерна кислых вулканических пород (фельзитов). Эти отложения интерпретируются авторами как штормовые образования (темпеститы). Характер строения этих отложений полностью соответствует идеальному циклу проксимальных темпеститов [12].

*Условия образования понтических отложений.* Анализ строения понтического разреза позволяет говорить о нескольких этапах развития бассейна. В раннем понте осадки накапливались в удаленной от берега части шельфа — на дне бассейна с расчлененным рельефом. В северной части бассейна осадконакопление контролировалось растущим Тузлинским поднятием, на юге — более глубоководными обстановками. К среднему понту произошло максимальное для этого этапа поднятие дна бассейна. Высокая концентрация раковинного детрита в глинисто-карбонатных породах среднего понта, градиционное распределение целых раковин и сильное опесчанивание разреза позволяют предполагать, что в среднем понте дно бассейна седиментации находилось выше уровня волнового базиса. По нашим представлениям, на этом же уровне формировались и раннепонтические известняки м. Тузла. В позднем понте произошло углубление бассейна, связанное с позднепонтической трансгрессией. Осадки в это время на-

капливались на выровненном дне мелководного шельфа под влиянием интенсивных штормовых процессов. Уровень седиментации проходил ниже волнового, но выше штормового базиса.

**Заключение.** Воздымание орогенных структур Крымско-Кавказского региона обусловило вовлечение в поднятие Таманского краевого прогиба, что сказалось на общем регрессивном строении миоцен-плиоценового разреза (от глубоководной части бассейна в раннем сармате до мелководного шельфа в понтическое время). Общее поднятие dna бассейна осложнялось периодами прогибания в среднем миоцене и региональным сжатием земной коры, обусловившим расчлененный рельеф dna бассейна за счет роста антиклинальных структур. При анализе геологических разрезов наблюдается приуроченность оползневых дислокаций и усиление роли склоновых гравитационных потоков к периодам активизации складчатых движений в системе Большого Кавказа.

Как показал анализ геологических разрезов, осадконакопление в Таманском бассейне с конца среднего миоцена до начала плиоцена контролировалось вертикальными и горизонтальными неотектоническими движениями, связанными с орогенезом Большого Кавказа и, возможно, Горного Крыма и эвстатическими колебаниями уровня моря. На разных временных отрезках влияние этих факторов было различным.

В раннем—начале среднего сармата (конец среднего—начало верхнего миоцена) на фоне прогибания dna бассейна и максимальной трансгрессии формировались наиболее глубоководные, преимущественно глинистые осадки. К началу позднего миоцена приурочено первое появление в разрезе градиционно-слоистых брекчий, сложенных бактериально-водорослевыми известняками, что, по нашему мнению, указывает на начало складчатых процессов в прогибе, вызвавших рост подводных поднятий. В конце среднего сармата на фоне кратковременной регрессии моря произошла активизация роста брахиантиклинальных складок. У подножия растущего подводного поднятия (брахиантиклинали у г. Зеленского) в это время формировалась пачка обломочных известняков с текстурами гравитационных потоков. Отложения верхнего сармата накапливались на фоне начавшейся трансгрессии моря с одновременным усилением складчатых процессов и продолжающимся прогибанием dna бассейна. Это обусловило сочетание в разрезе глинистых пород и обломочных известняков с многочисленными оползневыми текстурами.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананова Е.Н., Волкова Н.С., Зубаков В.А. и др. Новые данные по Таманскому опорному разрезу миоплиоцена Причерноморья // Докл. АН СССР. 1985. Т. 224. № 4. С. 925—928.
2. Андрусов Н.И. Геологические исследования на Таманском полуострове. Избр. тр. Т 1. М., 1963.
3. Геология СССР. Т. 9. Северный Кавказ. М., 1968. С. 594—606.
4. Григорьянц Б.В., Гусейн-Заде И.Г., Мустафаев М.Г. Структурные соотношения между мезозойским и кайнозой-

К началу мэотического века сформировалась серия невысоких подводных гряд субширотного простирания с мшанковыми биогермами на вершинах. В мэотисе и раннем понте в пределах Тузлинского поднятия (разрезы пос. Тамань и косы Тузла) происходило разваливание и оползание жесткого каркаса мшанковых рифов, которые сминали вмещающие и перекрывающие илы в дисгармоничные складки.

В мэотисе расчлененность рельефа dna бассейна привела к существенным различиям в составе кластических компонентов, сносимых в бассейн. В раннем понте dna бассейна погружалось к югу, а в его северной части выделилась одна зона поднятий (Тузлинское поднятие) также субширотного простирания. В этом направлении происходило резкое выклинивание отложений раннего понта. Рост консидементационного Тузлинского поднятия стал причиной структурных взаимоотношений между отложениями сармата и мэотиса, мэотиса и понта, понта и азовского горизонта. Все границы стратиграфических подразделений характеризуются угловыми несогласиями, причем отмечается уменьшение угла снизу вверх по колонке. К позднему понту произошло выравнивание dna бассейна.

Влияние эвстатических колебаний уровня моря прослеживается в разрезах значительно слабее, чем роль тектонических движений. Трансгрессивные этапы в раннем—начале среднего сармата, в верхнем сармате и раннем мэотисе обусловили, по-видимому, более глинистый характер этих частей разреза, а в позднем понте — появление штормовых отложений. В нижней части новороссийского горизонта выделяется метровый прослой диатомовых глин, содержащих средиземноморских иммигрантов, прежде всего диатомеи *Actinocyclus ehrevbergi* и акритерхи *Micrhystridium* [1]. Накопление этого горизонта связано, вероятно, с эвстатическим повышением уровня океана (раннепонтическая трансгрессия) и проникновением океанических вод в Эвксинский бассейн. С регрессивным этапом в верхах среднего сармата и в позднем мэотисе связано резкое усиление сноса обломочного материала с подводных поднятий. По мнению В.М. Грубихина (устное сообщение), портаферовый горизонт среднего понта может быть базальным горизонтом в основании верхнепонтического трансгрессивного этапа. По нашему мнению, в среднем понте dna бассейна было максимально поднято как в результате раннепонтической регрессии, так и вследствие тектонического поднятия. Опесчанивание среднепонтического разреза, возможно, связано и с временным потеплением климата в это время [5].

ским комплексами отложений в зоне сочленения Горного Крыма и Большого Кавказа // Геотектоника. 1981. № 5. С. 71—83.

5. Зубаков В.А. Глобальные климатические события неогена. Л., 1990.

6. Клавдиева Н.В. Анализ тектонического погружения в прогибах Предкавказья в позднемиоценовое—кайнозойское время // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма / Материалы совещания. М., 1999. С. 300—302.

7. *Короновский Н.В.* Краткий курс региональной геологии СССР. М., 1976.
8. *Костенко Н.П., Панина Л.В.* Позднеорогенная структура Предкавказья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2001. № 1. С. 11—20.
9. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М., 1968.
10. *Михайлов В.О., Мясников В.П., Тимошкина Е.П.* Динамика эволюции поверхностной оболочки Земли под воздействием процессов растяжения и сжатия // Изв. РАН. Сер. физика Земли. 1996. № 6. С. 30—37.
11. *Муратов М.В.* История Черноморского бассейна в связи с развитием окружающих его областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1951. Т. 24. Вып. 1. С. 7—34.
12. *Обстановки осадконакопления и фации* / Под ред. Х. Рединга. Т. 1. М., 1990.
13. *Ростовцева Ю.В., Соловьева Н.А.* Глубоководные отложения сармата и мзотиса в районе Черноморского побережья Таманского полуострова // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 3. С. 331—335.
14. *Стратиграфия СССР. Т. XII (неоген)*. М.; Л., 1940.
15. *Чумаков И.С., Бызова С.А., Ганзей С.С.* Геохронология и корреляция позднего кайназоя Паратетиса. М., 1992.

Поступила в редакцию  
17.01.2006