

УДК 551.24(262.5)

СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОМОРСКОГО ГЛУБОКОВОДНОГО БАССЕЙНА

Е. Я. Николаева, М. Р. Пустильников, А. Е. Шлезингер

1

Структура осадочных чехлов в настоящее время надежно расшифровывается на временных сейсмических разрезах различных модификаций отраженных волн. В пределах изучаемых частей привязка временных разрезов к морским скважинам и увязка с сейсмическими и буровыми материалами суши позволяют получить возрастной диапазон исследуемых геологических тел. Структурный анализ временных сейсмических разрезов дна Черного моря дал возможность установить основные закономерности строения и развития его осадочного чехла и возникновения глубоководного бассейна [16, 18, 19, 20]. Однако сейсмического материала для выявления характера залегания и структурных соотношений ряда возрастных комплексов в разных частях Черного моря было явно недостаточно и они не получили должного объективного освещения. Углубленная проработка временных сейсмических разрезов отраженных волн и появление новых сейсмических материалов в северо-западной части позволяют значительно продвинуть разработку этих вопросов.

Северо-западная часть Черноморского бассейна в 1973—1975 гг. была покрыта региональной сейсмической съемкой ОГТ (Казанцев и др., 1977; К. Г. Милашина и др., 1976, 1977, 1978). Детальная сейсмическая съемка проведена на большей части северо-западного шельфа партиями Южморгео, и частая система сейсмических профилей отработана НИС МГУ. Южморгео несколькими региональными профилями ОГТ исследован район континентального склона (Казанцев и др., 1978; К. Г. Милашина и др., 1976, 1977, 1978). В пределах глубоководной котловины и континентального склона французскими исследователями выполнено несколько высококачественных сейсмических профилей, фрагменты которых опубликованы [21, 22].

Глубоководная котловина Черноморского бассейна к юго-западу от Крыма отделена от шельфа относительно крутым (до 10—15°), местами обрывистым континентальным склоном. Его ширина варьирует от 10 до 20 км при высоте до 1400—1600 м. К подножию континентального склона непосредственно примыкает практически ровная абиссальная равнина глубоководной котловины. Бровка шельфа здесь располагается на отметках от 100 до 400 м. Поверхность дна шельфа ровная при ширине до 25—30 км. К западу от Горного Крыма происходит постепенное понижение бровки шельфа и уменьшение высоты континентального склона.

В пределах северо-западного шельфа Черноморского бассейна опорные сейсмические горизонты мел-палеогенового осадочного чехла надежно увязываются с морскими буровыми скважинами поднятия Голицына [2] и смежных районов суши. Значительно сложнее обстоит дело в глубоководной котловине. В прибосфорской части континентального склона «Гломар Челленджером» пробурены две скважины — 381 и 380 [21]. Последняя при глубине моря 2107 м и забое 1073 м прошла четвертичные и плиоценовые отложения и остановлена, по-видимому, в породах верхнего миоцена [3, 21]. Судя по сейсмическим профилям [21], местоположение этих скважин выбрано, к сожалению, неудачно. Скважина 381 находится явно среди оползневых блоков континентального склона. Скважина 380 также, вероятно, вошла в нарушенные оползневыми процессами отложения плиоцена и верхнего миоцена, поскольку по сейсмическому разрезу они характеризуются разными наклонами. Вследствие этого отложения плиоцена имеют здесь сравнительно незначительную мощность. Скважина 379, пробуренная в центральной части Черноморского бассейна при глубине дна в 2165 м и забое 624 м, не вышла из верхнего плейстоцена [21]. Все это не позволяет по данным глубоководного бурения надежно стратифицировать временные разрезы расположенных поблизости сейсмических профилей французских исследователей. В частности, выделяемый на них опорный сейсмический горизонт К, который по увязке с разрезами скважин 380 и 379 находится несколько ниже их забоев, скорее всего расположен близ подошвы чертветричных образований.

Скорости распространения продольных волн для глубоководной части приняты по данным французских исследователей [21]. Для шельфа использован график, построенный Б. Д. Безверховым и др. (1970).

На обширных пространствах северо-западного шельфа Черного моря площадными сейсмическими исследованиями отраженных волн хорошо изучен структурный план меловых и кайнозойских отложений [1, 6—9, 12—14]. В крайней, восточной его части устанавливается западная периклиналь мегантиклинали Горного Крыма. По поверхности мела она выражена крупным структурным носом, затухающим на расстоянии 20—25 км от берега (рис. 1), что дает основание предполагать замыкание здесь киммерийской моногеосинклинали Горного Крыма [15, 19].

На участке шельфа между Тарханкутским п-овом и Горным Крымом сейсмические горизонты, связанные с отложениями верхнего мела, палеогена и, вероятно, миоцена, протянуты до его бровки. Здесь они испытывают пологое (до 1—2°) погружение к югу, срезаясь поверхностью континентального склона. В западной части этой моноклинали (район профиля 8/73) дно моря погружается параллельно наклону слоев к относительно крутой части склона.

В пределах северо-западного шельфа обнаружены четыре субширотные полосы сложно построенных поднятий, разделенных более широкими и пологими синклиналями. Крайняя, южная полоса (Каламитское поднятие) находится вблизи южной границы шельфа. Здесь сейсмический опорный отражающий горизонт III^в (вблизи туронских отложений) залегает на отметках минус 1300—1600 м, а сейсмический

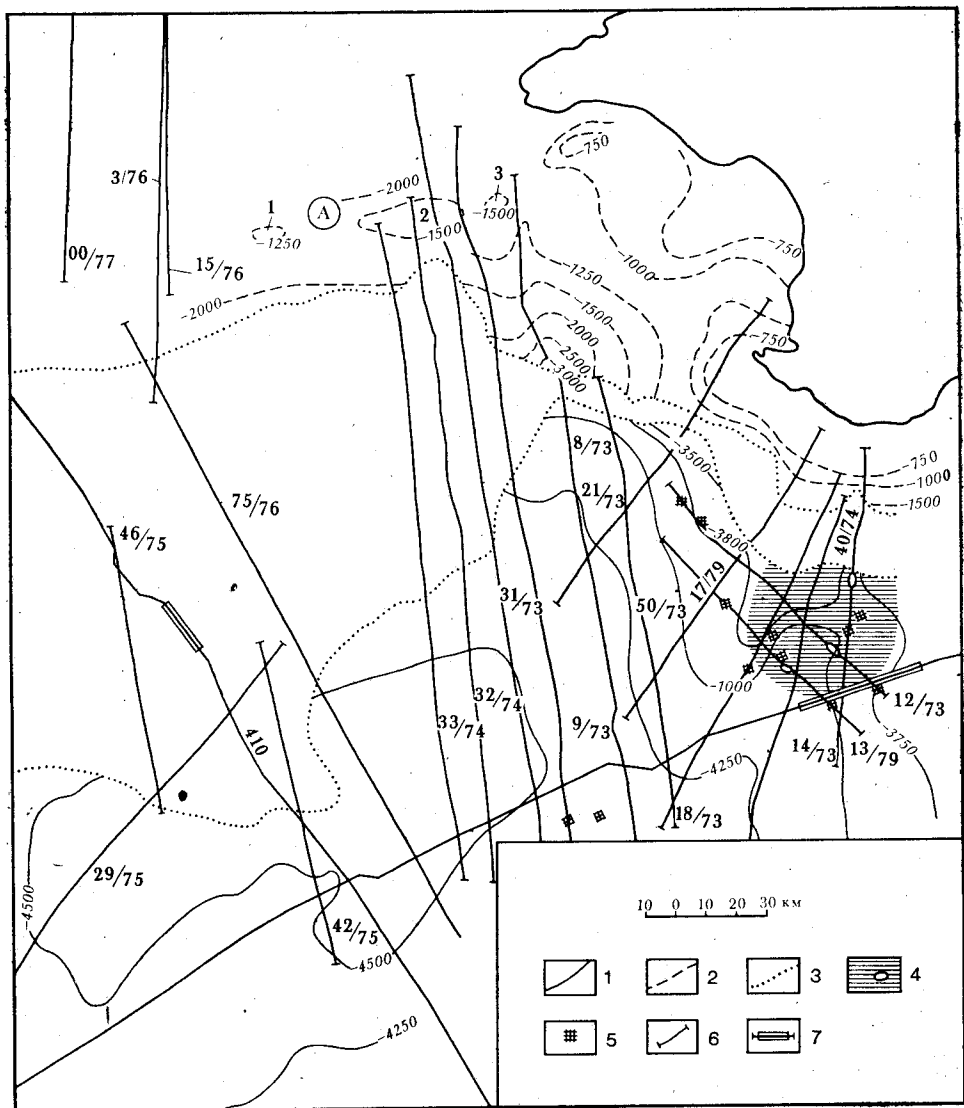


Рис. 1. Структурная карта северо-западной части Черноморского бассейна (с использованием материалов К. Г. Милашиной и др., 1977; Е. Я. Николаевой и др., 1974; Р. А. Казанцева и др., 1976):

1 — изогипсы подошвы плиоцен-четвертичного комплекса (сейсмические горизонты III^а и В); 2 — изогипсы близ поверхности и внутри верхнемеловых отложений (сейсмические горизонты III^б и III^в); 3 — зона потери корреляции сейсмических горизонтов; 4 — площадь распространения плавных антиклинальных изгибов и отдельные изгибы, установленные на сейсмических профилях; 5 — диапировые штоки; 6 — сейсмические профили, упоминаемые в тексте; 7 — опубликованные фрагменты сейсмических профилей французских исследователей.

А — Каламитское поднятие: брахиантиклинали: 1 — Нахимовская, 2 — Ильичевская, 3 — Карбышевская

горизонт вблизи поверхности нижнего мела — минус 2000 м. На южном крыле полосы поднятий они погружаются соответственно до минус 2000 и 3000 м. К востоку на меридиане Тарханкутского п-ова по сейсмическим материалам Каламитское поднятие затухает. На западе ее крайним элементом является Нахимовская брахиантиклиналь. По более западным сечениям (профиль 00/77) фиксируется моноклиналиное погружение слоев к югу.

Мощности палеогеновых (домайкопских) и меловых отложений на южном крыле Каламитского поднятия и сменяющей его к западу моноклинали резко сокращены. Это позволило К. Г. Милашиной и др. (1978) наметить погребенное «Краевое» поднятие (вал.). Напротив, мощности олигоценовых и миоценовых отложений здесь сильно увеличены. На Ильичевской брахиантиклинали, по данным К. Г. Милашиной и др. (1976), наблюдается раздув мощностей всех досреднемиоценовых стратиграфических подразделений на ее северном крыле. На южном крыле нарастает мощность только майкопских образований (до 600 м по сравнению со 150 м на своде). Средне-верхнемиоценовые отложения испытывают в ее пределах моноклиналиное погружение на юг с одновременным увеличением мощности (от 400 м на севере до 1100 м на юге).

Близкая картина наблюдается и по более западным сечениям (профили 03/76, 15/76, 00/77). Особенно показателен в этом отношении временной разрез профиля 00/77 (рис. 2, а). На нем к югу от Килийского выступа слою олигоцена и миоцена испытывают региональное погружение с одновременным постепенным конденсационным увеличением мощностей до 5000—5500 м (на севере не более 100—200 м). В майкопской части разреза зафиксирована выклинивающаяся к югу линза (до 1500—1800 м), компенсирующаяся раздувом мощностей вышележащих слоев. На севере этой моноклинали наблюдается резкое структурное несогласие в подошве среднего миоцена. Майкопские образования сложены здесь линзовидными, часто неслоистыми телами. Напротив, средне-верхнемиоценовые слои отличаются отчетливой литификацией. На юге структурное несогласие исчезает, и олигоценовые и миоценовые образования входят в единый структурный комплекс.

К югу и юго-западу от Горного Крыма верхняя часть относительно крутого континентального склона срезает слои верхнего мела, палеогена и миоцена. Ниже сейсмическая информация по нему почти отсутствует. Только на временном разрезе профиля 8/73 наклоненные к югу слои, залегающие ниже склона, в том числе и опорный отражающий горизонт III⁶ (в верхах верхнего мела), еще прослеживаются на 4—5 км к югу от его подножия, где, по-видимому, обрываются плоскостью сброса.

Близ подножия континентального склона начинает следиться мощный (до 1,5—2 км) комплекс с четко выраженной на временных сейсмических разрезах слоистостью. Его пласты имеют практически параллельное напластование и слегка погружаются к югу (до 5—6 м/км). По данным глубоководных скважин «Гломар Челленджера», указанный комплекс, несомненно, слагают плиоцен-четвертичные образования. На временном разрезе профиля 21/73 близ подножия континентального склона под плиоцен-четвертичными образованиями обнаружен клин нового слоистого комплекса (рис. 2, б). В отличие от вышележащих, подстилающие отложения наклонены под углами в несколько градусов к югу. По их восстанию наблюдается постепенное сокращение мощности всех слагающих этот комплекс слоев от максималь-

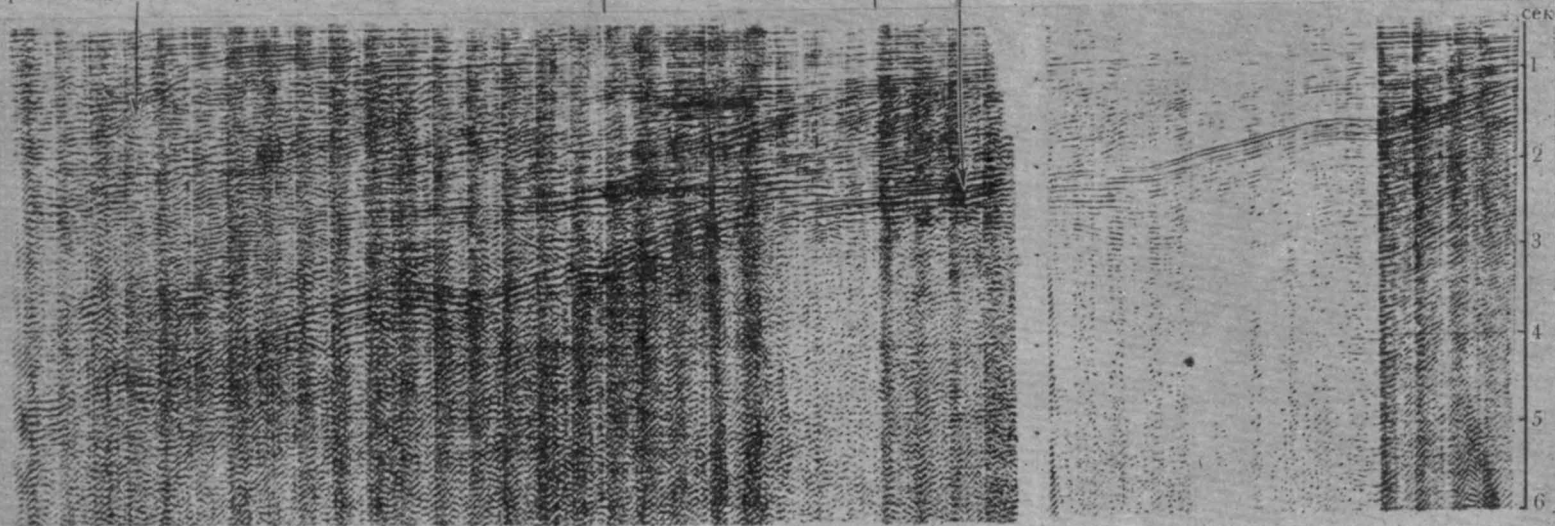
Ю

предплиоценовый денудационный взрез

5 км

подошва олигоцена

С



СЗ

диасиры

4,5 км

ЮВ

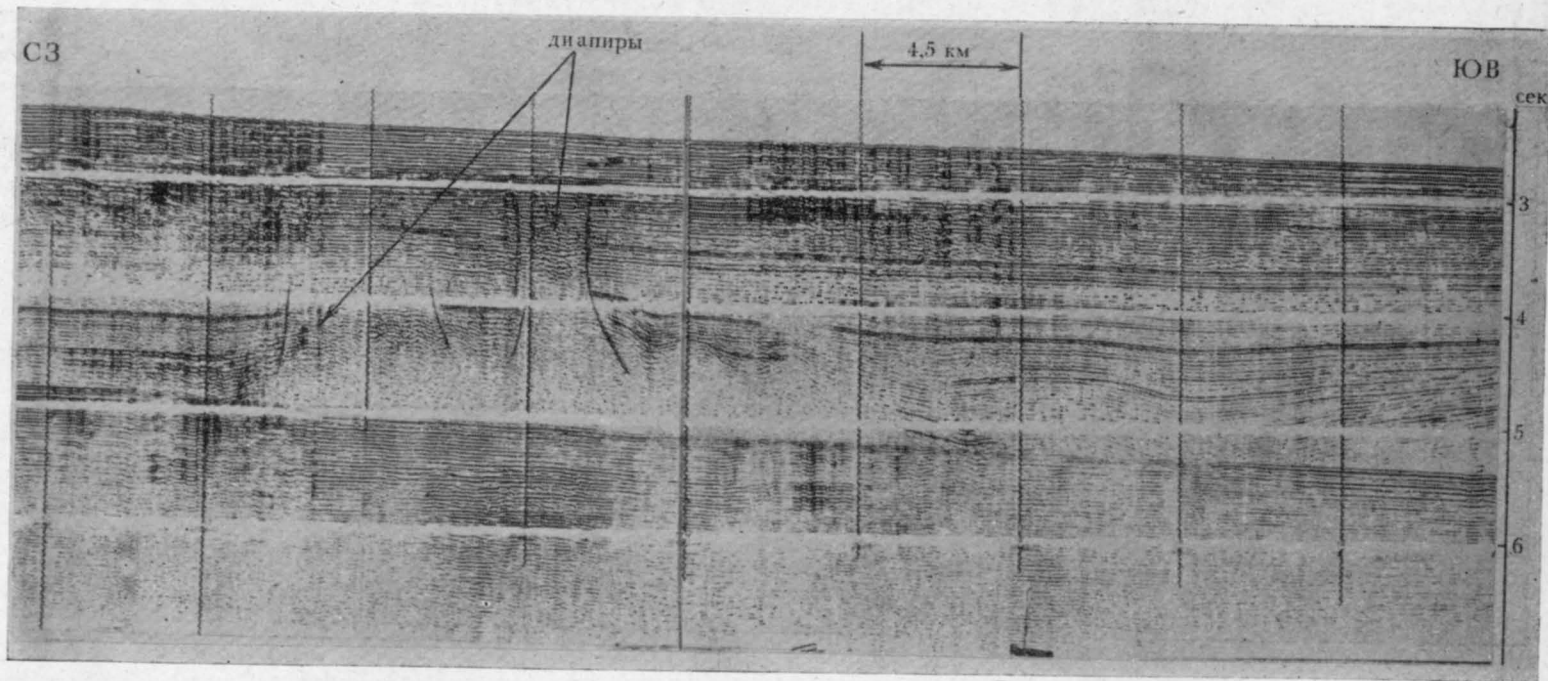
сек

3

4

5

6



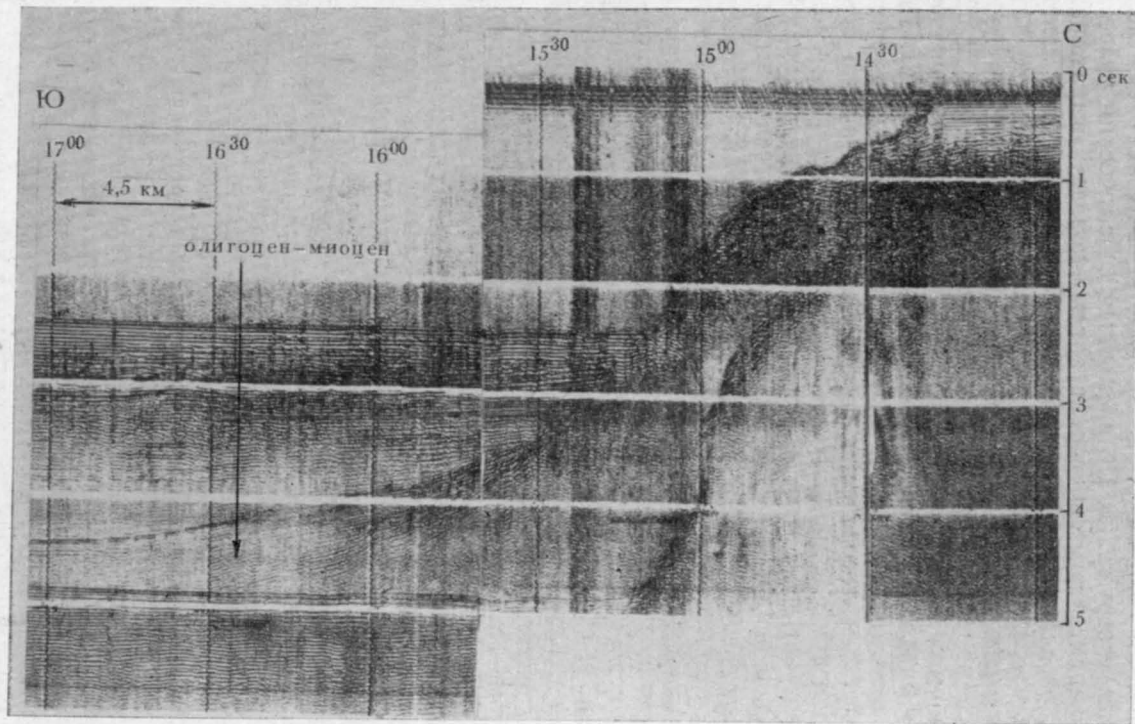


Рис. 2. Фрагменты временных разрезов сейсмических профилей:
 а—00/77 (К. Г. Милашина и др., 1978); б—8/73 (Е. Я. Николаева и др., 1974); в—21/73
 (Е. Я. Николаева и др., 1974); г—12/73 (Е. Я. Николаева и др., 1974); д—3/76 (Р. А. Казан-
 цев и др., 1977)

но зафиксированной мощности 1500 м до полного выклинивания. Верхние его пласты (вероятно, не более первых сотен метров) срезаны подошвой плиоцен-четвертичных отложений.

С поверхностью рассматриваемого комплекса связан опорный отражающий горизонт III^a, выделенный практически на всех сейсмических профилях. В 15—20 км к югу от подножия континентального склона его наклон уменьшается и становится параллельным вышележащим плиоцен-четвертичным образованиям, испытывая очень пологое (до 5—6 м/км) погружение. По временным сейсмическим разрезам этот комплекс характеризуется чередованием хорошо выраженных слоистых толщ, разделенных прозрачными и полупрозрачными толщами. Характерна частая, но достаточно постепенная их смена по латерали. Он создает многочисленные структуры протыкания. Судя по их форме, они представляют собой глиняные диапиры. Последние и приведенные сейсмические особенности разреза свойственны, исключительно породам майкопской серии (олигоцен — нижний миоцен). Рассматриваемый комплекс вдоль континентального склона повсеместно с резким структурным несогласием перекрывается практически горизонтально залегающими плиоцен-четвертичными слоями [19]. Следовательно, его возраст, вероятно, соответствует олигоцену и миоцену. По данным ГСЗ, в осадочном чехле Черноморского бассейна выделен относительно высокоскоростной горизонт d₂^{oc}, приуроченный к поверхности карбонатов палеогена [4, 10, 11, 19, 20], т. е. располагается вблизи подошвы майкопской серии. К юго-западу от крыла он располагается на отметках минус 8—9 км. Поскольку толщина воды и плиоцен-четвертичного комплекса суммарно составляет около 4 км, мощность олигоцен-миоценового комплекса, вероятно, здесь достигает 4—5 км.

Олигоцен-миоценовый комплекс к югу и юго-западу от Крыма у подножия континентального склона подстилается сейсмически неслоистым субстратом. По профилю 21/73 его поверхность относительно круто (до 20°) наклонена к югу и прослежена до глубины 3 км. Драгированием и донными трубками с континентального склона подняты породы, близкие к таврической серии Горного Крыма [21], и отложения верхнего альба [17]. Это позволяет относить сейсмически неслоистый субстрат к доверхнемеловым образованиям.

Слои плиоцен-четвертичного комплекса при приближении к склону испытывают прислонение (рис. 2, б) к воздымающейся поверхности олигоцен-миоценовых пород, а в зоне выклинивания последних — к поверхности неслоистого субстрата. Общая мощность прислоненных слоев оценивается в 2000 м. Вблизи от поверхности прислонения почти горизонтально лежащие слои верхнего комплекса резко увеличивают крутизну наклона. Поверхность прислонения по этим сейсмическим разрезам подходит к относительно крутому континентальному склону. Правда, верхняя часть последнего всегда несколько отсутствует от выхода ее на дно моря к северу, в сторону шельфа.

Кровля верхнего плиоцен-четвертичного комплекса вдоль подножия континентального склона последовательно воздымается с востока на запад. На сейсмическом профиле 14/73 она располагается на 2000 м от уровня моря, на профиле 23/73 — 1650, на профиле 8/73 — 1350, 9/73 — 1100 м и наконец — на профиле 32/73 плиоцен-четвертичные образования слагают бровку шельфа (менее 200 м). Почти на всех профилях отмечается незначительное (до 200—250 м) сокращение мощности плиоцен-четвертичного комплекса пород к их южным концам.

На крайнем юге северо-западного шельфа на сейсмическом профиле 408 французских исследователей [21] намечается периклиналь поднятия Андрусова [19]. В его своде поверхность домайкопского субстрата располагается на отметках минус 4500 м, погружаясь на западу-юго-запад до минус 6000 м. Слои олигоцен-миоценового комплекса при приближении к нему испытывают сокращение мощностей и частичное прислонение. Оставшиеся 200—300 м испытывают над сводом незначительный антиклинальный изгиб. В вышележащих слоях плиоцен-четвертичного комплекса пород поднятие Андрусова по поверхности домайкопского субстрата не находит отражения.

Полого погружающаяся от подножия континентального склона на юг моноклиналь олигоцен-миоценовых и плиоцен-четвертичных слоев осложнена многочисленными локальными структурами (рис. 2, в). В крайней, восточной части шельфа сейсмическими профилями пересечены относительно плавные, чаще симметричные изгибы слоев с углами наклона, измеряемыми градусами и амплитудой в сотни метров. Их размеры составляют километры (иногда до 10—15 км). Во всех случаях наблюдается уменьшение высоты изгибов вверх по разрезу, и в верхней части плиоцен-четвертичных слоев изгибы перестают следовать. Над некоторыми антиклинальными перегибами слоев зафиксированы ядра протыкания. На временных сейсмических разрезах они вырисовываются неслоистыми породами, склоны которых образуют крутые, часто вертикальные разрывы. В других случаях ядра протыкания не связаны с антиклинальными изгибами слоев и образуют самостоятельные структуры, размеры которых по сечениям сейсмических профилей достигают 10 км. Однако чаще их размеры не превышают первых километров при высоте до 1,5—2 км. Нижние горизонты слоистой серии обычно «задираются» при приближении к глиняным штокам, а затем испытывают притыкание. Вверх по разрезу крутые наклоны слоев исчезают.

В 100 км западнее меридиана Севастополя плиоцен-четвертичный комплекс пород подходит к бровке шельфа. По профилю 03/76 опорные отражающие горизонты (I^a, II^b, II^г, III^b) мела и палеогена в его южной части залегают практически горизонтально. Мощность эоцена и палеоцена здесь составляет первые сотни метров, а олигоцена и миоцена — 1500—1600 м. Из них 1200—1300 м приходится на отложения миоцена. В 10 км севернее бровки шельфа все опорные отражающие горизонты изгибаются и погружаются до 100—120 м/км к югу, слегка увеличиваясь в мощности. В верхней части временного разреза этого профиля отчетливо выделяется плиоцен-четвертичный комплекс, достигающий мощности на его южном конце 1800 м. К северу слагающие его слои испытывают воздымание, в общем параллельное подстилающим горизонтам. В зоне почти горизонтального залегания доплиоценовых горизонтов происходит выполаживание плиоцен-четвертичных слоев. Для них характерно частое линзовидное выклинивание и раздувы. В 20 км севернее бровки шельфа их подошва резко воздымается и подходит к поверхности дна моря. К ней прислоняются все плиоцен-четвертичные слои (до 1000 м). В свою очередь, она срезает подходящие к ней с севера отложения миоцена. Таким образом, наблюдается типичный денудационный врез, выполненный плиоцен-четвертичными отложениями (рис. 2, а). К югу залегает поверхность вреза и совпадает с напластованием слоев. В зоне вреза слои олигоцен-миоценового комплекса испытывают флексурный изгиб к югу, причем нижние их горизонты мощностью до 1300 м утоняются в этом направле-

нии до 650 м. Верхние слои (до 100—200 м) олигоцен-миоценового комплекса здесь срезаются подошвой плиоценовых осадков, и в районе бровки шельфа общая мощность олигоцен-миоценовых отложений не превышает 1000 м.

Сейсмическая информация по доолигоценным образованиям по этому профилю отсутствует. Слои олигоцен-миоценовых и плиоцен-четвертичных образований испытывают относительно пологое (до 40—50 м/км) погружение к югу. У бровки шельфа мощность плиоцен-четвертичных отложений увеличивается до 1700 м. Олигоцен-миоценовые слои прослежены на 55 км к югу от бровки шельфа. Здесь зафиксирована полоса (до 12 км шириной) плохой сейсмической записи. Возможно, она обусловлена зоной разлома. Южнее опорные сейсмические горизонты имеют самостоятельную индексацию, отличную от северной части профиля. Вероятно, подошве плиоцен-четвертичных отложений отвечает горизонт В. Тогда мощность плиоцен-четвертичного комплекса составляет по этому профилю около 3000 м, сокращаясь на южном конце профиля до 2100—2200 м преимущественно за счет большей по объему верхней части (до горизонта Б). Напротив, меньшая по объему нижняя часть разреза (между горизонтами Б и В) в этом направлении испытывает даже незначительное увеличение мощности. Ниже горизонта В, по-видимому, залегает олигоцен-миоценовый комплекс пород, к которому приурочен сейсмический горизонт I. Заключенные между ними слои несколько увеличиваются и с севера на юг от 700—1000 до 1400—1500 м. На южном конце профиля ниже его еще фиксируется согласная слоистая среда до 1000 м мощности. Залегание плиоцен-четвертичных и олигоцен-миоценовых слоев в южной части профиля в общем согласное.

Западнее денудационный врез в олигоцен-миоценовых образованиях зафиксирован на южном конце временного разреза сейсмического профиля 00/77 близ бровки шельфа (рис. 2, а). Выполняющие его плиоцен-четвертичные слои достигают здесь мощности 1500 м. В крайней западной части шельфа к югу от указанного вреза сейсмическая информация освещает исключительно плиоцен-четвертичный комплекс. Он состоит из сложного набора линзовидных тел, утоняющихся к югу и юго-востоку. Наиболее крупное из них — конус выноса Палеодуная — описан Р. А. Казанцевым и Р. В. Шайнуровым [5]. В рельефе дна ему отвечает ориентированный с северо-запада на юго-восток подводный хр. Моисеева, долгие годы рассматривавшийся как продолжение складчатого сооружения Добруджи [4]. Хребет состоит из двух прирусловых валов, разделенных центральной ложбиной. Его высота достигает 400—500 м. Конус выноса Палеодуная представляет собой мощную (до 600 м) линзу осадков верхней части плиоцен-четвертичного комплекса, выклинивающуюся к северо-востоку и юго-западу и постепенно утоняющуюся по его простирацию.

Общая мощность плиоцен-четвертичного комплекса пород оценивается по сейсмическому профилю 410 [21]. В средней части континентального склона мощность слоев до сейсмического горизонта К достигает 2800 м. Ниже располагается достаточно мощная серия этого комплекса (до 1000 м, а возможно и более). Отсюда общая мощность плиоцен-четвертичных осадков в западной части шельфа, по-видимому, достигает 4000—4500 м. В сторону подножия континентального склона он утоняется. Здесь на временных сейсмических разрезах 29/75, 42/75 и 46/75 выделяется сейсмический горизонт В, который позволяет оценить мощность плиоцен-четвертичных отложений в 1500—2000 м.

Выделенные структурные комплексы и анализ условий залегания слагающих их слоев позволяют наметить основные тектонические элементы северо-западной части Черноморского бассейна. Внешнюю часть шельфа слагает мел-кайнозойский платформенный комплекс. Восточную часть к югу и юго-западу от Горного Крыма занимает глубокая Балаклавская впадина [14], выполненная мощным олигоцен-миоценовым комплексом пород. Ее юго-восточным ограничением является поднятие Андрусова. На западе она переходит в олигоцен-миоценовый прогиб Сорокина. Южное и западное ограничения недостаточно ясны. Вероятно, наиболее глубокая часть Балаклавской впадины располагается непосредственно к югу от Горного Крыма. Именно здесь распространены глиняные диапиры, а мощность олигоцен-миоценового комплекса оценивается в 4000—5000 м. Южная граница диапировых штоков в настоящее время не установлена из-за отсутствия сейсмических материалов. Поэтому возможно, что мощные толщи олигоцен-миоценовых образований Балаклавской впадины занимают и центральную глубоководную часть бассейна.

Домайкопский чехол северо-западной глубоководной части Черноморского бассейна, по материалам ГСЗ [4, 10, 11], достигает 7—8 км при пологом субгоризонтальном залегании.

По подошве доплиоценового ложа в северо-западной части Черноморского бассейна вырисовывается обширная глубокая депрессия. На востоке она имеет крутой (до 10—20°) северный борт, верхнюю часть которого составляет современный континентальный склон. На западе борт депрессии становится значительно более пологим (до первых градусов). Подошва доплиоценового ложа в пределах погруженной части депрессии опускается до минус 3500—3600 м на севере до минус 4200—4700 м на юге при градиенте до 25 м/км. На фоне этой моноклинали вырисовываются субмеридионально ориентированные структурные носы и заливы, шарниры которых погружаются к югу (рис. 1). Центральная часть депрессии, оконтуриваемая изогипсой минус 4500 м, приурочена на западе к подножию континентального склона.

Плиоцен-четвертичный комплекс образует гигантскую линзу, выполняющую депрессию доплиоценового ложа. В ее центральной части, совпадающей с конусом выноса Палеодуная, мощность осадков достигает 4000—4500 м. Линза в виде огромного языка спускается с шельфа к юго-востоку в сторону глубоководной котловины (рис. 3). В настоящее время наиболее полно изучен ее северо-восточный край. На шельфе северным ограничением плиоцен-четвертичного комплекса является глубокий широтный денудационный врез в олигоцен-миоценовом комплексе пород. По мере погружения доплиоценового ложа на восток линза плиоцен-четвертичных осадков опускается и уходит в глубоководную котловину, где ее северным ограничением является относительно крутой борт доплиоценового ложа тектонической депрессии.

К центральной части глубоководной котловины наблюдается незначительное утонение линзы плиоцен-четвертичных осадков. Особенно отчетливо оно устанавливается южнее конуса выноса Палеодуная. Здесь мощность плиоцен-четвертичных образований сокращается более чем в 2 раза. К сожалению, осталась практически не расшифрованной центральная часть линзы, уходящая на шельф. Таким образом, в северо-западной части Черноморского бассейна по подошве доплиоце-

нового ложа устанавливается обширнейшая тектоническая депрессия, которая частично выполнена мощным комплексом плиоцен-четвертичных осадков.

5

Формирование осадочного чехла анализируемой части Черноморского бассейна, судя по смежным площадям Мезийской плиты, началось с палеозоя. Осадконакопление происходило, вероятно, в условиях плат-

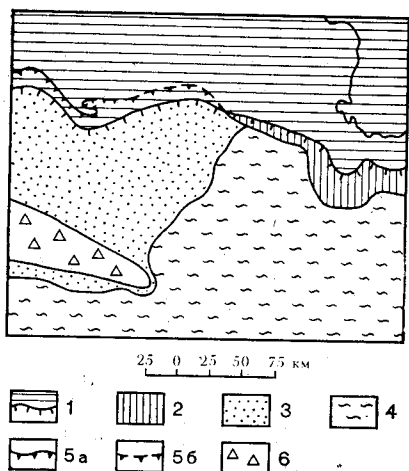


Рис. 3. Схема основных генетических элементов дна северо-западной части Черноморского бассейна и погребенных врезов:

- 1 — шельф и его бровка и суша;
- 2 — относительно крутой денудационный континентальный склон;
- 3 — относительно пологий аккумулятивный континентальный склон;
- 4 — пологая ровная аккумулятивная абиссальная равнина;
- 5 — денудационный врез, выполненный плиоцен-четвертичными осадками: а — установленный, б — предполагаемый;
- 6 — аккумулятивный конус выноса Палеодуная (хр. Моисеева)

форменного эпиконтинентального бассейна [19]. На шельфе дифференцированный характер прогибания привел к образованию приподнятых и опущенных зон. Краевое поднятие на западе прекратило развитие с олигоцена. Более восточные его районы, включая и Каламитское поднятие, перестали расти со среднего миоцена. Прекращение их развития сопровождалось кратковременной вспышкой небольшой величины вертикальных тектонических движений, приведших к незначительному срезу ранее накопившихся осадков.

В олигоцене наместились области интенсивного погружения, которое продолжалось и в миоцене, компенсируясь мощными сериями осадков. Они захватили и смежные с ними районы «Краевого» и Каламитского поднятий. К югу и юго-западу от Горного Крыма это прогибание привело к образованию глубокой Балаклавской впадины. Наличие в ее разрезе мощных пластичных глин в майкопской серии явилось причиной образования различных типов диапировых структур. При небольших перемещениях они создавали подушечные скопления, приводящие к антиклинальным изгибам вышележащих слоев осадочного чехла. Значительные перемещения пластичных глин создавали штоки протыкания. Пластичный материал поднимался главным образом по трещинам и в случае небольших прорывающихся масс проникал в покрывающие слои в виде линз, расслаивая нормальные осадочные напластования. Развитие диапировых структур происходило в миоцене, плиоцене и частично в четвертичном времени. Рост некоторых из них продолжался вплоть до современной эпохи.

В конце позднего миоцена имел место резкий импульс восходящих вертикальных тектонических движений, особенно отчетливо проявившийся по периферии Черноморского бассейна. Об этом свиде-

тельствует повсеместно резко несогласное структурное перекрытие олигоцен-миоценового комплекса и более древних образований плиоцен-четвертичными отложениями. Особенно четко структурное несогласие обнаруживается по северной периферии Балаклавской впадины, где подъем составил многие сотни метров. В ее центральных районах он, вероятно, был минимальным, а возможно миоценовое осадконакопление непосредственно сменилось плиоценовым. Кратковременный импульс восходящих движений в самом конце позднего миоцена или начале раннего плиоцена сменился интенсивным погружением, фиксируемым по резкому флексурному изгибу или опусканию по разлому доплиоценового ложа.

По-видимому, уровень водной поверхности на рубеже миоцена и плиоцена был очень низким, что привело к существенному понижению базиса эрозии и резкому усилению процессов денудации. Последние создали глубокий (до 1 км и более) врез, который особенно далеко (до первых десятков километров) проник в приподнятую северную область в зоне развития мощных относительно мягких пород олигоцен-миоценового комплекса.

Опускание в конце миоценового — начале плиоценового времени имело кратковременный характер. Об этом свидетельствует прислоение плиоцен-четвертичных слоев к поверхности доплиоценового ложа при практически параллельном их залегании к югу и юго-западу от Крыма. Его амплитуда в этой части Черноморского бассейна превысила 3000 м. Градиент опускания был максимальным на востоке, и оно создало там крутую флексурно-разрывную зону, к западу его величина уменьшилась, вследствие чего здесь образовалась более пологая моноклираль. Следовательно, кратковременное предплиоценовое опускание на северо-западе Черноморского бассейна образовало глубокую депрессию и ее склон, сопряженный с областью шельфа, который не был захвачен этим погружением.

В начале плиоцена в Черноморскую депрессию, вероятно, из Средиземного моря проникли воды новой трансгрессии, и она превратилась в глубоководный морской бассейн. Последующая история свелась главным образом к его захоронению осадками, приносимыми реками северного обрамления. По-видимому, основную роль среди них играл Палеодунай. Мощный поток терригенного материала поступал с северо-запада. По пологой моноклинали он проникал далеко в глубь бассейна. Северным ограничением потока терригенного материала явился на западе денудационный доплиоценовый врез, который им полностью был захоронен. К северу от него в пределы шельфа плиоцен-четвертичные осадки проникали только в виде очень тонкого (первые сотни метров) покрова. Восточнее, где доплиоценовое ложе значительно понижалось, северным ограничением терригенного потока стала флексурно-разрывная зона. Вдоль нее он распространялся к востоку. Образовавшиеся плиоцен-четвертичные слои на всем протяжении северного ограничения глубоководного бассейна испытывали прислоение к доплиоценовому ложу.

Максимальные мощности плиоцен-четвертичных осадков сосредоточивались в центральной части потока терригенного материала, а к его периферии они сокращались в 1,5—2 раза. В зоне максимальных мощностей плиоцен-четвертичного комплекса за счет веса его осадков происходило дополнительное погружение. Оно привело здесь к наиболее низкому залеганию подстилающего его ложа. Плиоцен-четвертичный комплекс сплошным шлейфом перекрыл западную часть глубоководного бассейна. Он создал здесь свой аккумулятивный кон-

тинентальный склон, несколько более пологий по сравнению с первичным тектоническим наклоном доплиоценового ложа. Бровка шельфа сдвинулась на первые десятки километров к югу от верхнего колена тектонической флексуры.

Восточнее, где линза плиоцен-четвертичных осадков погружалась ниже уровня шельфа, континентальный склон связан с флексурно-разрывной зоной доплиоценового ложа. Денудационные процессы лишь несколько сдвинули его к северу. Таким образом, плиоцен-четвертичные осадки лишь на $\frac{1}{2}$ — $\frac{2}{3}$ захоронили первичную тектоническую доплиоценовую депрессию.

Последующие плиоцен-четвертичные тектонические движения по характеру залегания слоев осадочного чехла не расшифровываются. Можно лишь предполагать по ряду косвенных признаков [19], что Черноморский бассейн продолжал испытывать погружение. Однако его амплитуда, по-видимому, не выходила за пределы сотен метров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаркаленко И. А., Пустильников М. Р., Корсаков О. Д. и др.—Морская геология, геофизика. Обзор, 1976.
2. Демьянчук В. Г., Богаец А. Т., Бойчук Г. В. и др.—ДАН УССР, 1977, Б., № 12.
3. Жузе А. П., Мухина В. В.—Тез. докл. I съезда советских океанологов, вып. 3. М., 1977.
4. Земная кора и история развития Черноморской впадины. М., 1975.
5. Казанцев Р. А., Шайнуров Р. В.—Геоморфология, 1978, № 3.
6. Моргунов Ю. Г., Воробьев В. П., Калинин А. В. и др.—В кн.: Комплексные исследования природы океана, 1975, вып. 5.
7. Моргунов Ю. Г., Воробьев В. П., Куприн П. Н. и др.—ДАН СССР, 1974, т. 219, № 3.
8. Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф. и др.—ДАН СССР, 1975, т. 225, № 6.
9. Моргунов Ю. Г., Куприн П. Н., Лимонов А. Ф. и др.—Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1976, № 3.
10. Непрочнов Ю. П., Ельников И. Н., Непрочнова А. Ф. и др.—ДАН СССР, 1976, т. 230, № 4.
11. Непрочнова А. Ф.—Океанология, 1975, т. 15, вып. 4.
12. Пустильников М. Р. и др.—Геол. нефти и газа, 1977, № 4.
13. Сулимов И. Н., Зелинский Н. П., Ищенко Л. В.—В кн.: Мат-лы XI конгресса Карпато-Балкан. геол. ассоциации. Киев, 1977.
14. Туголесов Д. А.—Сов. геология, 1976, № 7.
15. Шлезингер А. Е.—В кн.: Методика и результаты геол.-геофиз. исследований земной коры и верхней мантии. М., 1972.
16. Шлезингер А. Е.—Природа, 1978, № 5.
17. Щербаков Ф. А., Горбачик Т. И., Моргунов Ю. Г. и др.—ДАН СССР, 1977, т. 236, № 3.
18. Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др.—ДАН СССР, 1976, т. 229, № 1.
19. Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 5.
20. Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н. и др.—В кн.: I съезд сов. океанологов. Тез. докл., вып. 3. М., 1977.
21. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 1978, vol. 42, p. 2.
22. Letouzey J., Biju-Duval B., Dorkel A. a. o.—In: Symp. int. Hist. struct. bassins mediterr., Split. 1976. Paris, 1977.

Поступила
13.02.79