

Издается по инициативе  
от авторов

И. М. Мозгов

Ф. И. Щербак

## Неотектонический этап развития глубоководной впадины Черного моря

Юрий Г. Моргунов<sup>1</sup>, Тодор И. Крыстев<sup>2</sup>, Федор А. Щербаков<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Московский государственный университет, 117234 Москва

<sup>2</sup>Институт морских исследований и океанологии, 9000 Варна

(Принята для опубликования 16 июля 1982)

*J. G. Morgunov, T. I. Krástev, F. A. Scherbakov — The neotectonic stage in the development of the deep-water Black Sea Depression. Based on materials from deep-water drilling and uninterrupted seismo-acoustic sounding carried out by different investigators in the Black Sea basin as well as on data from the neighbouring dry land, the authors trace the history of the Black Sea in the neotectonic stage. Three substages are distinguished: early, middle and late. This subdivision is based on the physico-mechanical properties of the deposits, related to the transitions from sediments to rocks and expressed in the seismo-acoustic reflecting horizons. In each substage are described: the composition of the deposits, their physico-mechanical characteristics, the depositional rates, the paleotectonic and paleogeographic environment in which the Black Sea basin developed in different epochs. The authors compiled an original scheme which illustrates the specific features in the development of the Black Sea depression in each substage and in the neotectonic stage as a whole.*

*Резюме.* На основании материалов глубоководного бурения и непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), проведенного разными исследователями в бассейне Черного моря, а также по данным обрамляющей суши, авторами воспроизведена история развития Черного моря на неотектоническом этапе. Последний разделен на три подэтапа: ранний, средний и поздний. Выделение подэтапов обосновано физико-механическими свойствами отложений, связанными переходами осадков в породы и получившими свое выражение в сейсмоакустических отражающих горизонтах. Для каждого этапа развития рассмотрен состав пород, их физико-механические характеристики, скорости осадконакопления, неотектоническая и палеогеографическая обстановки, в которых происходило формирование бассейна Черного моря в разные эпохи. Авторами составлена оригинальная схема, дающая наглядное представление об особенностях развития Черноморской впадины на каждом подэтапе и на неотектоническом этапе в целом.

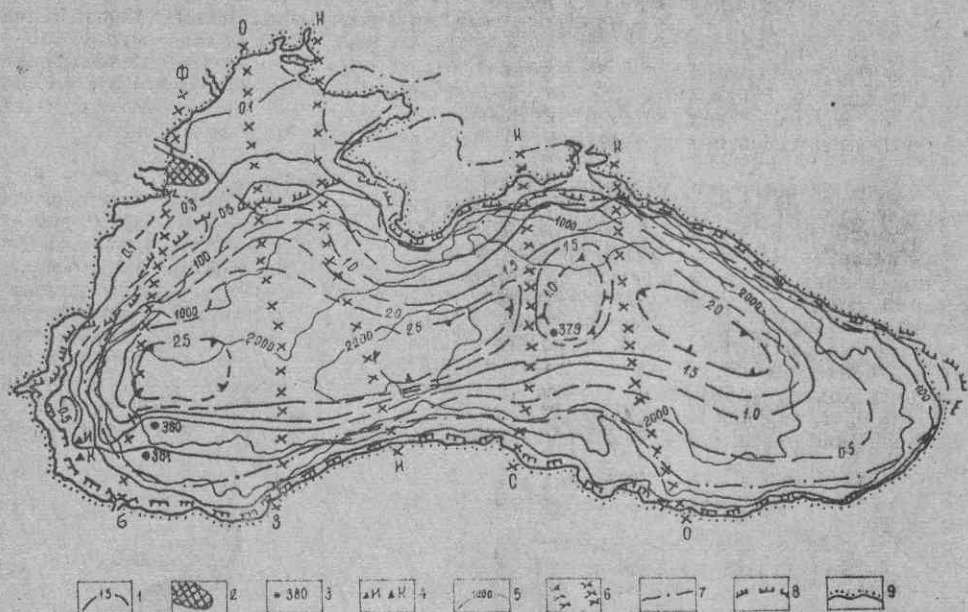
### Введение

Результаты обработки материалов глубоководного бурения, проведенного буровым судном (БС) „Гломар Челленджер“ в 1975 г. в Черном море, явились качественно новым этапом в познании истории развития впадины на неотектоническом этапе.

Полученные материалы достаточно детально и комплексно обработаны и результаты обработки опубликованы в книге „Геологическая история...“ (Не проченов, ред., 1980). Эти и другие, в основном сейсмоакустические исследования, проведенные до и после бурения, легли в основу наших пред-

ставлений об истории развития глубоководной впадины на неотектоническом этапе.

Как известно, неотектонический этап развития Черного моря и сопредельной суши начался после завершения последней фазы орогенических движений в альпийской зоне (аттической или кавказской), т.е. после сарматского времени (Милановский, 1968; Николаев, 1970; Яшин и др., 1976; Непрочнов, ред., 1980; Хайн, ред., 1981 и др.). Стратиграфическое расчленение колонок глубоководных скважин и проведенное в их районах непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП) показали, что выделенный при глубинном сейсмическом зондировании (ГСЗ) в 1957—1968 гг. отражающий горизонт „d<sup>loc</sup>“ (Буланже и др. ред., 1975) соответствует поверхности сарматских отложений. Этот горизонт, прослеженный на всех профилях ГСЗ, имеет региональное распространение и граничную скорость (Vr), равную 3 км/с. Он хорошо фиксируется методом НСП, проведенным разными исследователями в разные годы. Так, например, ему соответствует II отражающий горизонт в скважине 379, залегающий на глубине 1000 м (от дна), а в скважине 380 — горизонт D (Непрочнов, ред., 1980). Во время совместных советско-болгарских морских экспедиций (МГУ и ИМИО БАН) в 1977—1979 гг. в западной части Черного моря методом НСП был детально изучен район скважин 380—381 и проведена увязка отражающих горизонтов с литологией и стратиграфией этих скважин (Куприн и др., ред., 1980). В районе скв. 380 выделено 13 отражающих горизонтов. 10-й „б“ горизонт проведен по поверхности гравийно-галечных отложений и брекчий, залегающих в основании мезотического яруса на глубине 864 м. Так как мощность этой пачки



Фиг. 1. Структурная схема поверхности сарматских отложений (местами мзотиса) Черного моря и контуры некоторых бассейнов плиоцен-плейстоценовых эпох

1 — изогипсы в км (от дна); 2 — зона отсутствия сарматских отложений; 3 — скважины „Гломара Челенджера“; 4 — турецкие скважины „Игнеада“ и „Карадениз“; 5 — изобаты; 6 — глубинные (дорифейские) разломы: ФБ — Фрунзенско-Босфорский ОЗ — Одесско-Зонгулдакский, НИ — Николаевско-Инеболульский; КС — Корсаково-Синопский, КО — Кальмиус-Ордуский; 7 — контур киммерийского бассейна (по Муратову, 1964 и Милановскому, 1968); 8 — контур новозввксинского бассейна (по авторам); 9 — контур современного бассейна

весьма незначительная (15—20 м) и близка к разрешающей способности самого метода, то можно считать, что горизонт 10 „б“ отражает границу между сарматскими и мэотическими отложениями.

По отражающему горизонту „d<sup>1</sup>“, с учетом данных буровых скважин и НСП, Моргуновым была построена структурная схема, соответствующая поверхности сарматских отложений и отражающая общие черты рельефа, сформированного к началу неотектонического этапа развития (фиг. 1). Из схемы видно, что огромную роль в формировании структур и рельефа в завершающей стадии орогенического развития, как в глубоководной впадине, так и на континентальной окраине, сыграли глубинные разломы, особенно субмеридиональные. Субмеридиональные и субширотные (последние на схеме не показаны) глубинные разломы делят дно акватории на блоки, которые на фоне общего погружения дна Черного моря имели свою различную скорость опускания.

Так как на структурной схеме показаны изобаты, а изогипсы поверхности сарматских отложений даны от дна, то для любой точки Черного моря легко определить мощность отложений, слагающих неотектонический этаж. Наибольшая мощность, показанная на схеме, составляет 2,5 км, возможно, что в наиболее глубоких частях впадин максимальная мощность может достигать 3000 м.

### Подэтапы неотектонического развития

Анализ стратиграфического и тектонического материала позволяет разделить неотектонический этап развития на три подэтапа: ранний (мэотисгурий), средний (чаудинский век — „дневнепровские“ слои включительно) и поздний (древнеэвксинские II слои — голоцен).

#### *Ранний подэтап*

По данным скважин 380 и 381 этот район в сарматское время представлял собой мелководье (Непрохов, ред., 1980), а в настоящее время отложения сармата находятся на глубинах соответственно 2980 и 2250 м. Очевидно район был втянут в погружение глубоководной впадины во время ее расширения после сармата, точнее во второй половине мэотического века, когда гравийно-галечные отложения и брекчии стали перекрываться тонкослоистыми бескарбонатными глубоководными глинами. На болгарском шельфе погружение доказывается недавно выделенным структурно денудационным уступом в морфологии постмиоценовой поверхности. Амплитуда этого уступа 250—300 м (Крыстев & Брюкнер, 1980). Снос материала происходил преимущественно с альпийской области складчатости. В частности, изучение минералогического состава миоценовых отложений в скв. 380/380А и 381 показало, что полевые шпаты, преобладающие над кварцем, имеют возраст от 80 до 117 млн. лет, т.е. размывались нижнемеловые вулканогенные образования Западного Понта и Восточного Балкана (Непрохов, ред., 1980).

*Мэотический век.* Мэотические отложения повсеместно заполняли поверхность сарматского рельефа и поэтому залегают с некоторым угловым несогласием на подстилающих породах. За мэотическое время (4,8 млн. лет) накопилось очень мало осадков. Так, по данным скв. 380, мощность мэотиса составляет всего 15—20 м, а в скв. 381 — 40 м. Наибольшие мощности мэотических отложений известны к востоку от Николаевско-Инеболуского раз-

лома в Каркинитской впадине и равнинном Крыму — 60—100 м (Х а й н, ред., 1981). Возможно, что к северу от скв. 380 в более погруженных блоках, где в сарматском рельефе сформировались впадины, мощность мэотических отложений будет больше. Таким образом, по имеющимся данным, скорость осадконакопления в мэотическое время (с учетом коэффициента разуплотнения 2,5) колебалась от 1,0—2,0 см в районе скв. 380 и 381 до 5,25 см за 1000 лет на северо-западе Черного моря<sup>1</sup>.

В связи с прогибанием глубоководной впадины происходило постепенное падение уровня моря, „втягивание“ вод морского бассейна в центральную его часть и в шельфовых зонах началась регрессия. Наиболее мелководные зоны шельфа вышли из-под уровня моря и превратились в нищую сушу, как это было, например, на северо-западе к западу от Одесского разлома (Х а й н, ред., 1981).

„В конце мэотического века море постепенно опреснилось и превращалось в закрытый водоем, о чем свидетельствуют солоноватоводные и пресноводные диатомей.“ (Н е п р о ч н о в, ред. 1980, с. 84). Климат был, как и в сарматское время, теплый.

*Понтический век.* В результате продолжавшегося воздымания областей альпийской складчатости во всем Средиземноморском поясе и погружения впадины Черного моря в первой половине понтического века произошла трансгрессия Средиземноморских вод в описываемый бассейн. Трансгрессия шла, вероятно, двумя путями: с запада — со стороны Валахского (Даккийского) прогиба (О н ч е с к у, 1966; Ч е к у н о в и др., 1976) и с юга — со стороны Босфора. На трансгрессию Средиземного моря через Босфор указывают данные скв. 380: в нижней половине разреза выявлено изобилие морских солоноводных диатомей, что указывает на относительно высокую соленость бассейна (Н е п р о ч н о в, ред., 1980).

Трансгрессия привела к удалению источников сноса материала и в зоне глубоководной впадины стали отлагаться карбонатные осадки (превращенные позже в известняки и мергели), переславившиеся с доломитовыми глинами. В мергелях обнаружены следы илоедов, указывающие, что бассейн хорошо аэрировался. В юго-западных районах Молдавии (в зоне проникновения Валахской трансгрессии) накапливались песчано-глинистые отложения с редкими прослоями известняков-ракушечников, а в равнинном Крыму — оолитовые и ракушечные известняки. В Кавказской зоне понтические отложения представлены мелководными песками, ракушечниками и песчанистыми глинами.

Во второй половине понтического века трансгрессия средиземноморских вод прекратилась и Черноморский бассейн стал опресняться. Это доказывается все большим проявлением пресноводных видов диатомей и исчезновением солоноватоводно-морских видов. Состав диатомей становится типичным для плиоценовых планктонных озерных биоценозов (Н е п р о ч н о в, ред., 1980). И, пожалуй, одним из самых важных факторов палеогеографии бассейна является то, что во второй половине понтического века произошел разрыв связей Черного и Каспийского морей (М и л а н о в с к и й, 1968).

С этого времени начинается озерная стадия развития Черноморского бассейна, который превращается в закрытый водоем с частично эндемичной флорой диатомей.

<sup>1</sup> Геохронологическая датировка миоцена, указанная в таблице, взята из „Труды 6 Конгресса Регионального Комитета по стратиграфии Средиземноморского неогена“, т. II, 1976, Братислава.

За понтическое время в бассейне Черного моря в различных районах накопились осадки разной мощности: в районе скв. 380—70 м, на северо-западе в бассейне р. Прут, на поднятии Голицина, к востоку от Николаевского разлома мощность достигает 100 м, увеличиваясь к внешнему краю шельфа до 200 м, а на Кавказе (в Рионском прогибе) достигает даже 0,5—1 км (М и л а н о в с к и й, 1968). Снос материала шел со всей обрамляющей суши, особенно со стороны поднятой молодой альпийской области. Для понтического века характерна активизация наземных вулканами, выразившегося в излиянии лав и образовании пирокластов андезитового, реже кислого состава. В понтический век, длившийся примерно 500 000 лет, скорость осадконакопления колебалась в разных частях бассейна (при коэффициенте разуплотнения 2,5) от 35 см в 1000 лет в районе скв. 380 до 50 см/1000 лет на северо-западе и до 250—500 см/1000 лет в Рионском прогибе. Климат, как и в конце миоцена, продолжал оставаться теплым.

*Плиоцен (киммерийский и куяльницкий века).* В раннем плиоцене, в связи с достаточно интенсивным прогибанием глубоководной части Черного моря, произошло уменьшение размеров его акватории (фиг. 1). На северо-западе вся территория к западу от Николаевского разлома стала сушей. В Молдавии сформировалась озерно-аллювиальная равнина, а на юге Украины — плоская слабобасчлененная равнина, где происходило интенсивное выветривание красно-бурых глин (Х а й н, ред., 1981). К концу куяльницкого века почти весь Крымский полуостров поднялся из-под уровня моря и стал сушей, где также формировались красноземы. Море сохранилось только в виде небольшого залива между горстовой зоной (границей платформ) и широтой г. Херсона, а также в восточной части Равнинного Крыма, примыкающему к Азовскому морю, куда оно поступало через Керченский пролив (Х а й н, ред., 1981). В Румынско-Болгарском секторе береговая линия к позднему плиоцену была на 25—50 км восточнее современной (К р ы с т е в & Б р ю к н е р, 1980). Правда, М у р а т о в (1964) считает, что в киммерийском веке Черное море-озеро, которое он назвал Киммерийским озером, имело связь с пресноводным Дакийским озером, расположенным западнее (в бассейне современного Дуная). Море отступило также на север от современного побережья Анатолии, причем настолько, что вероятно, район поднятия Архангельского вышел из-под уровня моря. Отступление моря зафиксировано и к западу от Большого Кавказа, здесь оно вдавалось небольшим заливом только в районе Рионской впадины (М и л а н о в с к и й, 1968).

Сокращение размеров бассейна вызвано было не только прогибанием, но и прекращением его связей со Средиземным и Каспийским морями, и, в меньшей мере, климатическими условиями (испарением). Влияние климата на формирование Киммерийского озера детально рассмотрено в работе М у р а т о в а (1964), поэтому подробно на нем не будем останавливаться. Отметим только, что в восточном Причерноморье в среднем плиоцене господствовал очень теплый, даже жаркий климат, в юго-восточном (Рионской впадине) — влажный, субтропический, в северном — теплый и переменно влажный, и на Балканах климат был теплый и влажный. Следует подчеркнуть, что такого сильного испарения вод Киммерийского озера, какое было в Каспийском море, где в это время господствовал жаркий аридный климат, не происходило. Но в целом же климат был наиболее теплым за весь неогеновый период (М у р а т о в, 1964). Подобная климатическая обстановка способствовала развитию процессов выветривания с образованием красноземов на поверхности разновозрастных пород.

Именно в плиоцене, в результате понижения базиса эрозии, произошло врезание рек и заложилась современная гидрографическая сеть сопредель-

ной суши (Х а й н, ред., 1981). Эти прареки обусловили вынос в Киммерийское озеро продуктов размыва латеритной коры выветривания и красноземов в виде большого количества коллоидов и взвесей железистых соединений. Последнее в благоприятных географических условиях (густая сеть заливов, проливов, лагун и т.д.) концентрировались и формировали месторождения оолитовых железистых руд, как это было, например, в Керченско-Таманском районе, где таких условий не было; железистые соединения разносились по площади и преобразовывались в сидеритовые стяжения (скв. 380). Кроме того, высокая концентрация в водах бассейна железа стимулировала богатое развитие диатомей (Н е п р о ч н о в, ред., 1980).

В плиоцене Черноморский бассейн все больше обособлялся и превращался в озеро, хотя связь его со Средиземным морем иногда возобновлялась (особенно в киммерийском веке), о чем свидетельствуют спорадически встречающиеся динофителляты (Н е п р о ч н о в, ред., 1980). В это же время была и максимально высокая температура воды, в которой обитали пресноводные и солоноватоводные диатомей. В куяльницком веке началось похолодание и понижение температуры воды до  $9,5^{\circ}\text{C}$  (сейчас  $+15^{\circ}\text{C}$ , Ч е п а л ы г а, 1980), которое, вероятно, было первым признаком климатических изменений и будущих четвертичных оледенений. Снова прекратилась связь со Средиземным морем, значительно увеличилась пресноводность бассейна и появились холодноводные виды диатомей.

За время плиоцена (за 2,9 млн. лет) в разных районах озера моря накопились различные мощности осадков. В восточной части Каркинитской впадины — 60 м, а в восточном Крыму — от 100—160 до 600—700 м в центральной части Индоло-Кубанского прогиба. В районе скв. 380 определены следующие мощности: киммерий — 35 м, куяльник — 60 м. Западнее Босфора в скв. „Карадениз-1“ мощность всего плиоцена около 100—110 м (F o o s e & M a n h e i t, 1975) и только на юго-востоке в центре Рионского прогиба мощность отложений плиоцена достигает 500 м (М и л а н о в с к и й, 1968). Отсюда следует, что скорость осадконакопления (при коэффициенте разуплотнения 2,5 — М и л а н о в с к и й, 1967) колебалась от  $8,2 \text{ см}/1000 \text{ лет}$  на юго-западе бассейна до  $8,6\text{—}14 \text{ см}/1000 \text{ лет}$  на северо-востоке (исключая Индоло-Кубанский прогиб), и только в Рионском прогибе она достигала огромных значений —  $52 \text{ см}/1000 \text{ лет}$ . Своего материала шел со всей окружающей суши, но любопытные данные получены по определению абсолютного возраста терригенных минералов, определенных в керне скв. 380, 381 —  $165 \pm 8$  и  $175 \pm 9$  млн. лет, что указывает на интенсивный размыв (наряду с другими породами) нижне- и среднеюрских отложений Анатолии и Восточного Балкана (Н е п р о ч н о в, ред., 1980).

В плиоценовое время продолжались начавшиеся еще в позднем миоцене конседиментационные складкообразовательные процессы. Они давно были установлены в Западно-Кубанском, Рионском прогибах и в Гудаутской зоне (М и л а н о в с к и й, 1968). Сейчас они выявлены НСП в Болгарском секторе Черного моря, где четвертичные отложения залегают на плиоценовых с угловым несогласием (К у п р и н, ред., 1980) и в самой глубоководной впадине (М а л о в и ц к и й и др., 1975).

*Эоплейстоцен.* В гурийском веке регрессия куяльницкого времени сменялась незначительной по объему трансгрессией. Признаки этой трансгрессии зафиксированы в очередном увеличении солоноватоводных видов диатомей в скв. 380 (Н е п р о ч н о в, ред., 1980). На признаки трансгрессии в Рионском прогибе (Гурня, Колхида) указывает М и л а н о в с к и й (1968). В Каспийском море-озере во второй половине акчагыла был максимальный подъем уровня бассейна и каспийская трансгрессия через узкий

Маньчский прогиб (пролив) проникла в Азово-Кубанскую депрессию, но широкого распространения в гурийское время она уже не имела. Наоборот, в среднесапшеронское время в Каспий по этому пути проникла пелицинодо-вая черноморская фауна (М и л а н о в с к и й, 1968). Северо-западная и западная части бассейна оставались сушей, как и в плиоцене.

В связи с непрерывным прогибанием центральной части бассейна площадь его, несмотря на трансгрессию, практически оставалась в прежних границах. М и л а н о в с к и й (1968) считает, что низкое стояние уровня Гурийского водоема связано с тем, что речной сток в него был значительно меньшим современного, так как воды таких рек как палео-Дунай, палео-Днепр, палео-Дон и палео-Кубань лишь в отдельные моменты участвовали в его питании.

В истории развития сухопутного обрамления Гурийского озера в эоплейстоцене, по сравнению с плиоценом, резких изменений не произошло, за исключением кавказской области. На Кавказе (Большом и Малом) в это время происходило сводово-глыбовое воздымание, мощные вспышки наземного вулканизма, первые горные оледенения и эрозивное расчленение этой складчатой области. В эоплейстоцене продолжалось погружение под воды озера моря южного крыла северо-запада Большого Кавказа. Погружение отдельных участков складчатых сооружений в это время отмечено также в Горном Крыму и в Северной Анатолии. Одновременно с погружением центральной впадины моря-озера происходило воздымание центральной зоны Кавказа, которая за плиоцен поднялась на 1—1,5 км, достигнув к концу гурия высоты 3—4 км (М и л а н о в с к и й, 1968).

Как и в плиоцене, в гурийское время в района скв. 380 отлагались топкослоистые глины с большим количеством остатков диатомей. По всему разрезу в глинах встречаются концентрации сидерита. По всей видимости, в остальных районах моря-озера характер осадконакопления был таким же как и в плиоцене. В конечной стадии эоплейстоценового моря-озера эвтрофность (обилие пищи) вод снижается и, судя по обильному развитию *Cyclotella*, воды его становятся менее минерализованными и более низкотемпературными. Комплекс диатомей, который характеризовал пресноводно-солонатоводную стадию плиоценового моря-озера к плейстоцену исчезает и больше не встречается (Н е р о ч и о в, ред., 1980). Климат стал значительно прохладнее, что привело к исчезновению субтропической вечнозеленой растительности даже в такой теплой и влажной зоне Кавказа как Рионская депрессия (М и л а н о в с к и й, 1968). В западной Грузии температура января снизилась более чем на 10°C (Ч е н а л ы г а, 1980).

Мощность эоплейстоценовых отложений в скв. 380 достигает 50 м, на северо-западе — 30 м, в Рионской впадине — 50—300 м (М и л а н о в с к и й, 1968) и повсеместно это преимущественно глинистые породы, пачинцевые останками диатомей и с конкрециями сидерита.

Таким образом, скорость осадконакопления за гурийское время (1,1 млн. лет) колебалась (при коэффициенте разуплотнения 2,5) от 7 см/1000 лет на северо-западе, до 11,5 см/1000 лет в районе скв. 380 и до 70 см/1000 лет в Рионской впадине (взята максимальная мощность — 300 м).

В эоплейстоценовое время продолжалось формирование консидиментационных складок как в самой глубоководной впадине, так и по ее периферии. Они были выявлены методом непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП) в глубоководной впадине еще в 1969 г. (М а л о в и ц к и й и др., 1975), а также при совместных советско-болгарских исследованиях в Болгарском секторе Черного моря (Куприн, ред., 1980). Поверхность гурийских отложений четко фиксируется отражающим горизонтом

по НСП: ему соответствует горизонт „Б“ (Маловицкий и др., 1975), 10-й горизонт в районе скв. 379 (Непрочнов, ред., 1980, рис. 62) и в районе скв. 380 — горизонт 10 „а“ (Куприн, ред., 1980, с. 42). Выделение вышеуказанных отражающих горизонтов связано с физико-механическими свойствами плиоценовых и эоплейстоценовых отложений: все они прошли стадию диагенеза и находятся в стадии процессов катагенеза, породы уже стали непластичны (Непрочнов, ред. 1980). В тектоническом отношении породы плиоцена и эоплейстоцена (вместе с эотисом) составляют нижний структурный подэтаж.

### *Средний подэтап*

Средний подэтап развития начинается в раннем плейстоцене с образованием чаудинских слоев и заканчивается в среднем плейстоцене „днепровскими“ слоями. Достаточно подробно плейстоценовые прибрежные отложения, а также отложения этого возраста на террасах, поднятых в настоящее время высоко над уровнем моря, описаны в обобщающих работах Лилленберга (1970), Федорова (1978), болгарскими исследователями Поповым и Мишевым (1974), в докторской диссертации Чепалыги (1980) и другими исследователями. Ими детально рассмотрены вопросы биостратиграфии и палеогеографии побережья.

*Чаудинский век*, Маломощные отложения (метры и первые десятки метров) чаудинских слоев известны на террасах Керченско-Таманского полуострова, Кавказского и Болгарского побережий которые в настоящее время приподняты местами более чем на 100 м. Федоров (1978) раньше считал, что рассматривать чаудинский век как, время регрессии Черного моря нет оснований, а развитие берегов происходило в условиях трансгрессии моря. Но в своей недавней работе Федоров (1982) уже выделяет регрессивную раннечаудинскую (болгарскую) фазу в развитии чаудинского бассейна. Жузе и Мухина на основании определения диатомей, встреченных в глубоководных скважинах на глубине 484,5—487,5 м (от дна, скв. 380), считают, что в это время в Черном море была эпоха похолодания и регрессии (Непрочнов, ред., 1980, с. 58). Димитров, впервые обнаруживший прибрежно-морские и мелководные фации чаудинских осадков на краю болгарского шельфа, тоже считает (на основании определения фауны), что они образовались в период похолодания климата и в условиях регрессии и, что уровень чаудинского бассейна был на 80—100 м ниже современного (Димитров & Говберг, 1978). Такую же точку зрения (с ссылкой на Димитрова и Говберг) принял и Чепалыга. В истории развития чаудинского бассейна он выделяет раннечаудинский регрессивный („Болгарская регрессия“), раннечаудинский трансгрессивный и позднечаудинский трансгрессивный бассейны (Чепалыга, 1980, с. 36—37). По-видимому, уровень чаудинского бассейна в отдельные моменты был значительно выше отметок — 80—100 м, поэтому вопрос о наличии чаудинских террас на побережье НРБ остается открытым, так же как и вопрос о трансгрессиях и регрессиях этого времени.

На основании анализа материалов по побережью, бурения в глубоководной впадине и НСП история развития Черного озера-моря в плейстоцене нам представляется в следующем виде. В раннее чаудинское время прекратилась гурийская трансгрессия и началось понижение уровня бассейна, связанное, вероятно, с медленным поднятием сопредельной суши в альпийской зоне и с компенсационным прогибанием глубоководной впадины, а также с



климатическими изменениями (похолоданием). Вначале отлагались глины алевритовые, но с признаками карбонатности. Возможно, что верхней части этих отложений в скв. 379 соответствует 9-й отражающий горизонт, находящийся на глубине 575 м, а в скв. 380 — 10-й горизонт, залегающий на глубине 540—550 м (от дна, фиг. 2). Затем разрез становится более карбонатным и в его составе преобладают мергели и известняки глинистые. Мощность карбонатной пачки в скв. 380 составляет примерно 100 м (450—550 м от дна) и она располагается между 8-м и 10-м отражающими горизонтами, а в районе скв. 379 — между 8-м и 9-м горизонтами, залегающими соответственно на глубине 460 и 575 м. В нижней части разреза ни фауны, ни флоры не встречено (до глубин 484,5—487,5 м от дна), поэтому возраст этих отложений спорный (Непрочнов, ред., 1980) и отнесены они к чауде условно.

Верхняя часть разреза представлена в основном глинами с редкими прослоями мергелей и песчано-алевритовыми прослоями. Мощность верхней пачки в скв. 380 составляет 80 м, а в скв. 379 — 150 м. В целом отложения чаудинских слоев отнесены к фации озерных слоистых карбонатных пород.

Кровля чаудинских слоев также фиксируется отражающими горизонтами НСП, выявленными разными исследователями в разное время. Наш анализ показал, что в скв. 380 к ней близок горизонт „В" и более четко эту границу отбивает 7-й горизонт, а в районе скв. 379 ей соответствует 6-й горизонт, находящийся на глубине 300 м от дна (Непрочнов, ред., 1980, фиг. 62, 65; Куприн, ред. 1980, с. 42). Таким образом, мощность чаудинских отложений в районе скв. 380 составляет 260 м, а в районе скв. 379 скважина прошла по ним 324,5 м и не вышла из них. Возможно, что подошве чауды здесь соответствует 10-й горизонт, залегающий на глубине 675 м, тогда общая мощность чаудинских слоев в скв. 379 составляет 375 м.

Литологическое различие в разрезе чаудинских слоев, вскрытых удаленными друг от друга скважинами, различная их мощность указывают на то, что условия их формирования в глубоководной впадине были не идентичны.

Мы считаем, что нижняя часть разреза, включая карбонатную пачку (до глубин 450 м от дна в скв. 380), сформировалась в регрессивную фазу развития бассейна, с которой начался чаудинский век. Этой фазе свойственно еще присутствие в чаудинских отложениях гурийских реликтов моллюсков, что позволяет отнести их к нижней чауде, даже несколько более древней, чем нижняя чауда одноименного мыса (Федоров, 1982). В максимум регрессии прекращается полная связь с соседними морскими бассейнами (Каспием и Средиземным морем). Вероятно этот период отвечает раннечаудинскому регрессивному бассейну Димитрова (1978) и Чепалыги (1980) и падению уровня бассейна до отметок — 80—100 м. Низкий уровень бассейна в регрессивную фазу выражен в виде береговых валов и баров на современной бровке болгарского шельфа (Димитров & Говберг, 1978; Федоров, 1982). Бассейн стал замкнутым озером и сильно опреснился.

Климат значительно похолодал, о чем говорят данные споро-пыльцевого анализа. В ядрах скв. 380 обнаружен перигляциальный спектр растительности, свидетельствующих о том, что ледники были уже недалеко от Черного озера-моря и вокруг него (в основном на севере и западе) существовала полоса степей (Непрочнов, ред., 1980). По всей видимости, перигляциальная обстановка была связана с гюнцским оледенением, имевшим место на западе в Альпах, и связанным с гляциоэвстатическими процессами Мирового океана.

Затем, после второй половины чаудинского века, произошел прорыв через Маньчжский пролив солоноватых вод Каспия и началась трансгрессия в чаудинском бассейне, которая, по Федорову (1978), отвечает ранней чауде на мысе Чауда или раннечаудинской трансгрессии Чепалыги. Фауна моллюсков характеризуется, прежде всего, отсутствием гурийских реликтов, представлена смешанными солоноватоводными и пресноводными формами мелких размеров и бедностью видового состава. Характерно также появление каспийских иммигрантов (Федоров, 1978; Чепалыга, 1980). Во время этой трансгрессии по периферии бассейна отлагались более грубые осадки: пески разной зернистости, алевролиты, реже глины, а в глубоководной впадине (район скв. 380) — глинистые и алевролитовые осадки с включениями сидерита и тонкие прослои карбонатного материала (доломита). В районе скв. 379 для этой части разреза характерны только терригенные осадки.

Чаудинская трансгрессия продолжалась и к концу чаудинского века размеры бассейна все увеличивались и уровень его значительно приподнялся, что было связано, в основном, с притоком каспийских вод. Эта фаза трансгрессии соответствует позднечаудинской трансгрессии Федорова (1978, 1982) и Чепалыги (1980). Бассейн распространился в дельту Дуная, Северное Приазовье, на Керченский и Таманский полуострова, на Кавказское побережье и, вероятно, вдавался в побережье Болгарии, в районы современных чаудинских террас, находящихся ныне на высоте 100—120 м. На юге бассейн проникал через Босфор в Мраморное море и в Дарданеллы. Таким образом, в конце чаудинского века Черное озеро-море представляло собой бассейн с притоком каспийских вод и односторонним стоком вод в Средиземное море. Из Средиземного моря в Черное озеро-море воды не поступали, что доказывается отсутствием средиземноморской фауны на побережье и шельфе. Такой сброс каспийских и черноморских вод в Средиземное море доказывает, что уровни указанных бассейнов были разными.

Во время трансгрессивных фаз чаудинского века, особенно во второй половине трансгрессии, происходило потепление климата, на что указывает споро-пыльцевой комплекс (Федоров, 1982). Вероятно трансгрессивные фазы соответствовали началу гюнц-миндельского межледникового.

Согласно Региональной шкале европейской части СССР, схеме корреляции основных подразделений плейстоцена Черного и Средиземного морей и Атлантики (Федоров, 1978, табл. 4, 5) история раннего плейстоцена заканчивается регрессивной фазой развития, соответствующей окскому или миндельскому оледенению. Чепалыга пишет (1980, с. 23, 45), что в конце раннего плейстоцена отмечается регрессия и мощное похолодание, когда в результате материкового оледенения сформировался Донской ледниковый язык. В Северной Германии ему соответствует Эльстерское оледенение, а в Альпах — Миндельское.

В Черноморском регионе эта фаза пока выявляется очень слабо, за исключением северного Приазовья, где к регрессивной фазе отнесены аллювиальные пески с *Viviparus* и тираспольским комплексом млекопитающих (Федоров, 1978, табл. 4). Бурение в глубоководной впадине тоже не дало четких данных, освещающих регрессию во время миндельского оледенения. Правда, самая верхняя часть чаудинского разреза на глубине 370—420 м (скв. 380) представлена терригенными отложениями (в основном слонстыми гляциальными ленточными глинами), в которых отсутствуют диатомы, и фауна может быть условно отнесена к регрессивной стадии развития бассейна, связанного с миндельским оледенением, что нами показано на схеме.

скв. 379). Еще точнее в Западной Грузии они достигают 1000 т/р о в, 1978). Возрастной предел чаудинского века исчисляется при 300 тыс. лет (от  $375 \pm 25$  до 700 тыс. лет). Таким образом, скорость накопления колеблется от 87 см/1000 лет (в районе скв. 380) до 1000 лет (район скв. 379) и до 333 см/1000 лет в Западной Грузии<sup>1</sup>. Цифры, конечно, вызывают удивление, но забегая вперед, скажем, они не оказались единственными. Вообще скорость осадконакопления в палеоцено оказывается на порядок выше, чем была раньше — в плиоцене.

**палеоузунар — древний эвксин I.** Палеоузунар — древнеэвксинские в глубоководных скважинах залегают согласно на подстилающих глинистых отложениях и представлены черными и коричневыми озерными глинами, алевроитовыми, обогащенными арагонитом и сидеритом (скв. 380) и алевроитовыми и песчаными отложениями в скв. 379. Некоторые глины имеют хорошо выраженную микрослоистость (ленточные глины). Комплекс диатомей этих отложений (слой VIII) представлен солоноватыми и морскими видами. Доминирует морской умеренно холодноводный диатомовый *Actinocyclus normanii* указывающий, что отложения накапливались в морском водоеме с пониженной соленостью, что в свою очередь является доказательством поступления (трансгрессией) средиземноморских вод (Спечников, ред., 1980). На трансгрессию средиземноморских вод через Босфор указывает также наличие эвригалинных элементов средиземноморских моллюсков на Кавказском побережье. Это была первая трансгрессивная фаза Средиземного моря после миндельской регрессии (Февин, 1978, 1982). Древнеэвксинское время было типичной морской стадией развития Черноморского бассейна. Потеплению климата соответствует время формирования верхней сапропелитовой пачки.

Вероятно в палеоузунарское время тепловодные виды диатомей сменяются холодноводными, понижается соленость водоема, что можно связать с поступлением в Черное озеро-море каспийских вод. Мощность отложения палеоузунара-древнего эвксина I по глубоководным скважинам составляет 45—50 м, а время существования в абсолютном исчислении составляет 75—80 тыс. лет. Таким образом, скорость осадконакопления колеблется в пределах 63—75 см/1000 лет.

На современном побережье этому этапу развития соответствуют пески и галы („Нижний бабель“) юга Украины, лиманные глины севера Приазовья и восточном Крыму — континентальные отложения Манжильской террасы на Кавказском побережье — террасы высотой 45—50 и 60—65 м соответственно.

Следует также отметить, что отложения палеоузунара-древнего эвксина и чаудинские в настоящее время прошли уже стадию диагенеза и находятся в стадии начального катагенеза.

**днепровская регрессия.** „Днепровские“ слои завершают средний подтектонического развития Черного озера-моря. В районе скв. 379 представлены терригенными илами с редкими прослоями аутигенных глин, мощность последних достигает иногда до 10 см и содержит до 5%  $\text{CaCO}_3$ . Эти отложения (пачка 7 — Спечников, ред., 1980, с. 7) являются по присутствию в них кокколитов (переотложенных) и диатомовых мощностью пачки 50—60 м. В районе скв. 380 „днепровские“ слои состоят

При расчете скорости осадконакопления для плейстоценовых отложений коэффициент разуплотнения не использовался.

из двух пачек. Нижняя (I h) пачка сложена в основном турбидитовыми отложениями (песчаниками и алевролитами), обогащенными диатомеями. Турбидитовые отложения связываются с возросшим влиянием северных рек, в особенности Дуная. Мощность пачки около 90 м. Верхняя пачка (I g) представлена терригенными алевроито-пелитовыми и пелитовыми илами с диатомеями. Поэтому во время бурения хорошего керна в верхней пачке получить не удалось, а фактически были подняты осадки с нарушенной текстуры (смесь), но с проявлением слоистости, которая различалась по цвету осадков. Мощность второй пачки 40—45 м. Общая мощность „днепровских“ слоев в скважине 380 составляет 135 м.

Разница в мощностях „днепровских“ слоев более чем в два раза (50—60 м в скв. 379 и 135 м в скв. 380) свидетельствует о том, что современное Центрально-Черноморское поднятие в днепровское время замедлило свое прогибание и большая часть осадков поступила в прилегающие впадины.

Анализ диатомей показывает их смену вверх по разрезу от морских через солоноватоводные до пресноводных. На похолодание климата и снижение температуры воды бассейна еще в начале днепровского времени указывает появление морских диатомей холодноводных видов. А среди пресноводных диатомей чаще всего встречается холодноводный вид *Stephanodiscus astraca* (Н е п р о ч н о в, ред., 1980). Таким образом, „днепровские“ отложения являются регрессивными и отвечают Рисской стадии оледенения (рисс-I). Ф е д о р о в (1978) считает, на основании анализа террас, что снижение уровня моря во время этой регрессии составляло 12—13 м.

Интервал времени формирования „днепровских“ слоев исчисляется в 70 тыс. лет (от 245 тыс. до 315 тыс. лет). Скорость осадконакопления колеблется от 86 см/1000 лет в районе скв. 379 до 193 см/1000 лет в районе скв. 380. Скорость осадконакопления в районе скв. 380 безусловно связана с огромным выносом терригенного материала северо-западными реками, особенно Дунаем.

„Днепровскими“ слоями заканчивается средний подэтап развития Черного озера-моря, который соответствует среднему структурному подэтапу неотектонического этапа. Для среднего структурного подэтажа характерны небольшие антиклинальные складки, унаследованные от нижнего подэтажа. Ближе к кровле среднего подэтажа большинство складок затухает и самые верхние слои „днепровской“ пачки залегают уже практически горизонтально (М о р г у н о в & К р ы с т е в, в печати).

Как уже указывалось выше, выделение подэтапов связано с неотектоникой, характер которой зафиксирован отражающими горизонтами НСП. Последние, в свою очередь, связаны с особенностями физико-механических свойств осадков и пород, слагающих неотектонический структурный этаж. Обоснование нижней границы подэтапа (подэтажа) дано выше. Верхняя граница проведена тоже по отражающим горизонтам НСП. В скв. 379 на глубине примерно 175 м (от дна) проходит 4-й горизонт, который связан с поверхностью днепровских слоев. Ниже него, на глубине 220 м выявлен 5-й горизонт, который, по нашему мнению, соответствует разделу осадок-переходная зона (фиг. 2). В районе скв. 380 поверхности „днепровских“ слоев соответствует тоже 4-й горизонт, залегающий на глубине 170—190 м, а 5-й горизонт на глубине 225—230 м, очевидно, разделяет вышеуказанные пачки „днепровских“ слоев. К этой же границе близок и горизонт „А“ (Н е п р о ч н о в, ред., 1980, фиг. 62, 65; К у п р и н, ред., 1980). Поверхности „днепровских“ слоев отвечают также горизонт „А“, выделенный М а л о в и ц к и м (М а л о в и ц к и й и др., 1975).

Для „днепровских“ слоев весьма важное значение имеет физико-механическая характеристика (Н е п р о ч н о в, ред., 1980). Они представляют

собой уже тугопластичные осадки в отличие от вышележащих, для которых характерно скрытотекучее состояние. Нижняя пачка „днепровских“ слоев находится в переходной зоне, где происходит упорядочение частиц, их ориентировка, появляется слоистость и осадки становятся полутвердыми, иногда даже твердыми. Здесь же заканчиваются процессы диагенеза. Верхняя пачка находится выше переходной зоны и таким процессам не подвергается. Здесь мы имеем просто тугопластичные осадки, в которых идут процессы диагенеза. Именно благодаря этим физико-механическим свойствам отложений и проявляются отражающие горизонты НСП (фиг. 2).

### *Поздний подэтап*

Поздний подэтап развития охватывает по возрасту отложения верхней половины среднего плейстоцена, весь поздний плейстоцен и голоцен. Все эти отложения полностью представлены терригенными илами еще не превращенными в породы.

*Узунлар — древний эвксин II.* Самыми нижними (древними) отложениями позднего этапа являются узунлар-древнеэвксинские II слои. В скв. 380 они представлены пелитовыми и алевроито-пелитовыми илами с прослоями (10—20 см) алевроитов и песчано-алевритовых осадков, которые состоят в основном из зерен кварца и полевых шпатов. Мощность их в скв. 380 составляет 90 м (глубины от дна 100—190 м). В скв. 379 они сложены темными зеленовато-серыми илами, состоящими из глинистых минералов, кварца, полевого шпата и обломков карбонатных пород. В нижней части пачки встречаются турбидитовые отложения, содержащие алевроитовые и песчано-алевритовые прослои. Мощность всей пачки здесь составляет всего 35 м, т.е. более чем в два раза меньше, чем в скв. 380.

Отложения узунлара-древнего эвксина II в обеих скважинах содержат диатомей, облик которых весьма пестрый. Наряду с пресноводными видами присутствуют и морские, которые указывают на поступление в бассейн морских вод, т.е. трансгрессию (Н е р о ч н о в, ред., 1980).

На побережье трансгрессия фиксируется наличием узунларских и древнеэвксинских террас, расположенных на разных высотных уровнях — от 25—30 м до 40—43 м. Такие террасы известны в Болгарии, на Керченско-Таманском полуостровах и особенно четко они выделяются на Кавказском побережье. Ф е д о р о в (1978, с. 145, табл. 4) выделяет две фазы трансгрессии: позднюю древнеэвксинскую (первая) и узунларскую (вторая). Первая была вызвана значительным поступлением речных вод и притоком каспийских вод через Маньчский пролив, а вторая (узунларская) была вызвана, помимо каспийских вод, притоком средиземноморских вод, о чем свидетельствуют средиземноморские формы моллюсков, которые в ряде районов даже господствовали. Обе фазы трансгрессии, разделенные небольшим перерывом, не имевшим стратиграфического значения, происходили во время рисского межледникового. Для этого времени характерно потепление климата.

Максимальные мощности узунлар-древнеэвксинских отложений известны в скв. 380 и достигают 90 м. Продолжительность этого времени — 30 тыс. лет (от 215 до 245 тыс. лет), отсюда скорость осадконакопления составляет 300 см/1000 лет. Это самая высокая цифра скорости осадконакопления в плейстоцене. Она указывает на интенсивное таяние ледников и огромный вынос терригенного материала в озеро-море реками, особенно Дунаем.

Подшоша и кровля узунлар-древнеэвксинских слоев фиксируется также отражающими горизонтами НСП. Подшоша была охарактеризована вы-

ше, кровле слоев соответствует в скв. 379 3-й горизонт, залегающий примерно на глубине 150 м (Непрочнов, ред., 1980, фиг. 62). В районе скв. 380 кровле отвечает 2-й горизонт на глубине 100 м (от дна), а 3-й горизонт, находящийся на глубине 140 м, возможно, соответствует границе (перерыву) между узунларской и древнеэвксинской трансгрессиями.

*Московская регрессия.* После узунларской трансгрессии в бассейне Черного моря вновь началась регрессивная стадия. Регрессия, т.е. перерыв между узунларской и карангатской трансгрессиями зафиксирована во многих местах обрамляющей суши. Но отсутствие в отложениях, отвечающим этому времени, руководящих форм фауны затрудняет их корреляцию. На кавказском побережье к этой стадии условно отнесены террасы, находящиеся ныне на высоте 19—27 м. Здесь же к предкарангатской регрессии отнесен эрозионный врез долины р. Агой. Перерыв между узунларской и карангатской фазами отмечен также в ряде разрезов Керченского полуострова. С предкарангатской регрессией связывают врез и переуглубление долин рек, впадающих в Черное море, а также эрозию и переуглубление водами Черного моря (до абсолютной отметки — 100 м) пролива Босфор (Федоров, 1978).

В глубоководной впадине (в районе скв. 380) „московские“ слои представлены глинистыми циклическими разноцветными илами. В пределах цикла цвета прослоев меняются вверх по разрезу от светло-коричневых на серые и до темно-серых. В циклах снизу вверх уменьшается содержание глинистых минералов и возрастает количество кварца и полевых шпатов.

„Московским“ слоям характерна низкая концентрация диатомей. Здесь встречены морские (в меньшей мере), солоноватоводные галофильные виды. Последние преобладают. Богатые споро-пыльцевые спектры из узунларских отложений в „московских“ слоях сменяются спектрами, характерными для периодов похолодания и регрессий Черного моря (Непрочнов, ред., 1980). На основании вышеизложенного материала, слои, залегающие на глубинах (скв. 380) 70—100 м от дна, условно отнесены к „московским“, т.е. к стадии московской ледниковой эпохи.

Мощность „московских“ слоев в районе скв. 380 равна 30 м, а в районе скв. 379 — около 40 м. Время эпохи московского оледенения исчисляется 85 тыс. лет (от 130 тыс. до 215 тыс. лет). Таким образом, скорость осадконакопления в 1000 лет изменяется от 35 см (скв. 380) до 47 см (скв. 379).

*Карангатская трансгрессия.* Карангатские отложения широко распространены по всему побережью Черного моря. Они известны в Болгарии, Румынии, на юге Украины, в Восточном Крыму, Керченском и Таманском полуостровах, на Кавказе и на побережье Турции. В настоящее время карангатские отложения образуют отчетливо выраженные террасы высотой от 6—8 до 12—14 м и достаточно подробно изучены многими исследователями. Результаты этих исследований обобщены в монографии Федорова (1978), поэтому в нашей работе мы на них подробно не останавливаемся, но воспользуемся рядом выводов, необходимых для лучшего представления истории развития бассейна в этот этап.

В районах скв. 380 и 379 к карангатским слоям отнесены терригенные илы с сапропелем и обогащенные диатомеями. Некоторые прослои обогащены пиритом, а в скв. 380 в нижней части разреза присутствуют диатомово-карбонатные прослои.

Состав диатомей карангатских слоев четко отличается от ниже- и вышезалегающих. Прежде всего это тепловодные морские виды, присущие субтропическим водоемам, которые указывают на открытую связь со Средиземным морем, т.е. на трансгрессию средиземноморских отложений в Чер-

ное озеро-море. Спорово-пыльцевые спектры карангатских отложений характеризуются хорошей сохранностью, высокой концентрацией и также указывают на значительное потепление климата во время трансгрессии (Непрочнов, ред., 1980).

Федоров (1978) считает, что трансгрессия происходила неравномерно и в две фазы: вначале уровень моря поднялся на 4—6 м, а затем достиг 6—9 м выше современного. Он отмечает, что карангатская трансгрессия является крупнейшей вехой в истории Черного моря и даже юга европейской части СССР в целом, что это была крупная межледниковая гляциозвстатическая трансгрессия, протекавшая в условиях теплого и может быть даже аридного климата. На трансгрессию средиземноморских вод в Черное озеро-море указывает богатый комплекс моллюсков, представленный почти исключительно средиземноморскими видами. А сам состав моллюсков говорит о том, что значительно повысилась соленость моря и достигала 30‰ (Нивеская, 1965). Высокая соленость оказалась характерной не только для южной половины Черного моря, но и наблюдалась в южной части Азовского моря и даже в Маньчском проливе и в Донском лимане.

Карангатские слои формировались в межледниковую микудинскую эпоху. Максимальные их мощности вскрыты скв. 380 и не превышают 16 м. Время накопления карангатских слоев составляет всего лишь 35 тыс. лет (95—130 тыс. лет), а скорость осадконакопления в районе скв. 380 не превышает 46 см/1000 лет. Следует отметить, что некоторые исследователи возраст карангатских отложений и их продолжительность считают иной: от 42 до 27 тыс. лет (Семенецко и др., 1976).

*Посткарангатская-новоэвксинская фазы.* Отложения указанных фаз (включая голоценовые) завершают последний верхний подэтап развития Черного озера-моря в неотектоническом этапе. Карангатская трансгрессия закончилась 90—95 тысяч лет тому назад и, в связи с началом новой ледниковой Вюрмской эпохи, а также продолжавшимся прогибанием глубоководной впадины, началась посткарангатская регрессия и понижение уровня бассейна. Эта регрессия всеми исследователями Черного моря связывается с планетарной гляциозвстатической гримальдийской (вюрмской) регрессией Средиземного моря, в котором уровень бассейна понизился до 100—130 м (Федоров, 1978).

Послекарангатские отложения по периферии Черного моря представлены преимущественно аллювиальными, пролювиальными и склоновыми, и только в Керченском проливе бурением были вскрыты аллювиально-морские отложения. Скважина 380 вскрыла эти отложения на глубине от 2 до 55 м, которые представлены терригенными алевроитово-пелитовыми и пелитовыми илами с сапропелем. Аналогичный разрез был вскрыт и скважиной 379, но здесь обнаружены следы турбидитовых процессов. В обоих случаях основная масса диатомей обнаружена в нижней части разреза. Виды диатомей оказались типичными для умеренно холодноватых и слабоминерализованных водоемов олиготрофного типа. Таким образом, становится ясным, что морские условия карангатского бассейна сменялись солоноватоводными, а затем пресноводными. Произошло значительное похолодание климата, на что указывают не только холодолюбивые виды диатомей, но и комплекс спорово-пыльцы. Похолодание связано с Вюрмской ледниковой эпохой (Непрочнов, ред., 1980).

Вюрмское оледенение, которое продолжалось около 70 тыс. лет (по Дегенсу и Ханту, 1971, продолжительность новоэвксинского этапа составляла примерно 12 тыс. лет — от 10 до 22 тыс. лет) и прогибание глубоководной впадины привело к значительному понижению уровня бас-

сейна. Так, Федоров (1978) считает, что уровень посткарангатского бассейна располагался ниже современного на 60 м. В это же время прекратилось поступление вод нижнего босфорского течения из Мраморного моря, которое было во время карангатской трансгрессии. Возможно, что только глубоководные части впадины некоторое время были заняты сравнительно солеными водами.

Новозёвксинские илы отделить от посткарангатских в настоящее время невозможно; они постепенно сменяют последние. Новозёвксинские слои известны только внутри контуров современного бассейна на глубинах 20 м и глубже (Керченский пролив). Никаких террас выше современного уровня моря они не образуют. Новозёвксинские отложения по периферии представлены песчано-глинистыми и глинистыми осадками с бедной фауной каспийского типа (Федоров, 1978). На краю болгарского шельфа они состоят из глинистых и органогенно-обломочных осадков (Димитров, и др., 1978), а во внутренней части шельфа — разнозернистыми песками с галькой и ракушкой или карбонатными осадками (Христов & Шопов, 1979). В глубоководных скважинах новозёвксинские осадки встречаются единично, что, возможно, связано с притоком каспийских вод и сильным опреснением бассейна (Нечирочев, ред., 1980).

Мощность посткарангатских-новозёвксинских осадков составляет 50—55 м, а длительность времени их формирования — 80—85 тыс. лет. Отсюда скорость осадконакопления в районе скв. 380 составляет 65 см/1000 лет.

Отложения позднего этапа развития Черного моря, составляющие верхний структурный подэтаж, имеют общую мощность 200 м или несколько больше. По своим физико-механическим свойствам они резко отличаются от пород двух нижних структурных подэтажей. Прежде всего это осадки, а не породы. Этим и определяется характер их тектоники. Посткарангатские и новозёвксинские осадки являются наиболее увлажненными и находятся в скрытотекучем состоянии. В них, как и в карангатских, „московских“ и в узунларских отложениях происходит сильная дегидратация и уплотнение осадков, но только начальная стадия уплотнения. Минеральные частицы в осадках располагаются еще хаотично.

Нижняя граница верхнеплейстоценовых отложений хорошо фиксируется сейсмоакустическими отражающими горизонтами: 2-м в скв. 379 и 1-м в скв. 380. Возможно, что такая фиксация связана с тем, что „московские“ слои представлены исключительно глинистыми илами, а карангатские — алевроито-карбонатными.

Вышеуказанные физико-механические особенности осадков верхнего подэтажа сказываются и на их тектонических свойствах. В этом подэтаже отсутствуют пликативные и дизъюнктивные нарушения. Только в зоне распространения диапиров майкопской серии наблюдается „протыкание“ диапиром отложений верхнего подэтажа и даже голоценовых осадков (фиг. 2)

Историю развития Черного моря в голоцене авторы не рассматривают

## Выводы

Вышеизложенный материал позволяет сделать некоторые выводы по истории развития Черного моря в плиоцен-плейстоценовое время.

1. Неотектонический этап развития Черного моря, который начался в послесарматское время, можно разделить на три подэтапа: ранний — мэотис — эоплейстоценовый, средний и поздний — плейстоценовые. Под-



этапы развития соответствуют формированию подэтажей неотектонического структурного этажа.

2. Выделение структурных подэтажей, а по ним и подэтапов развития связано с особенностями физико-механического преобразования осадков в породу. Эти преобразования являются естественными границами и фиксируются отражающими горизонтами при непрерывном сейсмоакустическом профилировании (помимо литологических особенностей отложений).

3. В осадкообразовании раннего подэтапа развития выделяются две фации: нижняя мэотис-понтическая и верхняя — плиоцен-эоплейстоценовая. Для первой характерны глинисто-карбонатные отложения, тяготеющие еще к позднесарматским фациям, а для второй — фация бескарбонатных глин, отнесенная к фации слоистых озерных глин (И е р о ч и о в, ред., 1980). Отложения обеих фаций прошли уже стадию диagenеза и находятся в интервале процессов катагенеза. В настоящее время они превращены в неэластичные жесткие породы.

4. Со второй половины понтического века началось опреснение Черноморского бассейна, что было связано с периодическим прекращением связей со Средиземным и Каспийским морями и началась озерная стадия развития, которая продолжалась (с перерывами в межледниковые стадии) до конца плейстоценовой эпохи. В некоторые стадии развития Черное озеро-море имело односторонний сток в Средиземное море.

5. Средний подэтап развития охватывает время с раннего до середины среднего плейстоцена (чаудинский-днепровский века). В нем большая часть отложений (чаудинские-палеоузунларские слои) прошла уже стадию диagenеза и находится в стадии начального катагенеза. „Днепровские“ отложения в целом представляют собой тугопластичные осадки, а в их нижней части находится переходная зона преобразования осадка в породу. Для этого подэтапа характерно формирование озерных фаций — карбонатных или глинистых.

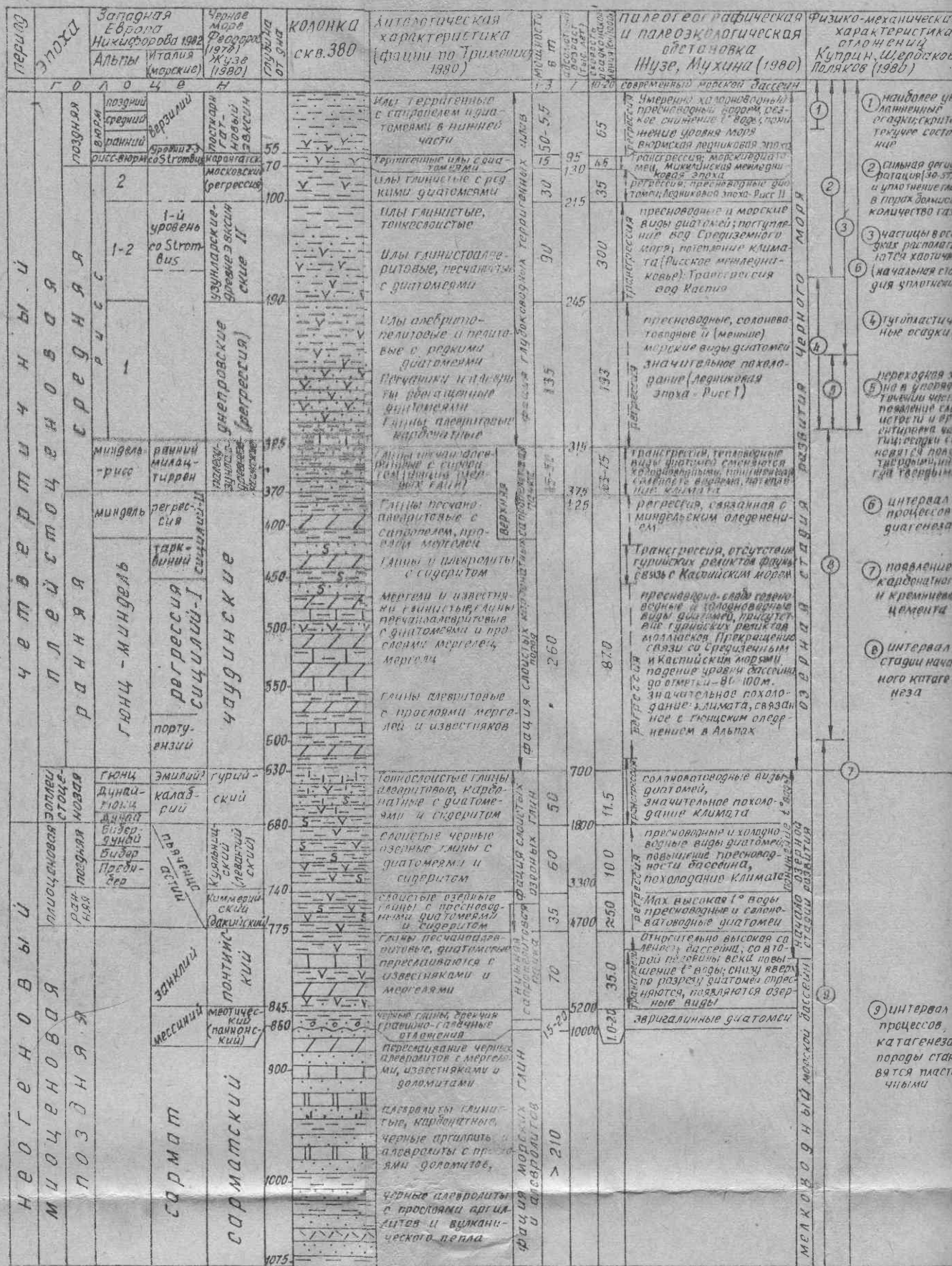
6. Тектонические процессы, происходившие на обрамляющей суше в раннем и среднем подэтапах развития, сказались также и в Черноморском бассейне. Здесь шла конседиментационная складчатость, выраженная в формировании малоамплитудных брахиформных складок, мульд и структурных заливов. Дизъюнктивная деятельность проявилась в разрывных нарушениях. Вероятно, прогибание впадины Черного моря шло дифференцированно и с разной скоростью по блокам, ограниченным субмеридиональными глубинными разломами.

7. Верхний подэтап развития охватывает время формирования с древнеэвксинского (древний эвксин II) по голоцен включительно. Для него характерно накопление осадков, которые еще не превратились в породы. Выявленные в них отражающие сейсмоакустические горизонты связаны только с литологическими свойствами осадков. Здесь, естественно, отсутствуют пикативные и дизъюнктивные нарушения. Только в зоне континентальной окраины установлено „протыкание“ современных осадков диапирами пород майскопской серии. Последнее обстоятельство может свидетельствовать о горизонтальных растяжениях (помимо вертикальной нагрузки надмайскопских слоев) в Черноморском бассейне на неотектоническом этапе развития.

8. В среднем и позднем подэтапах развития резко возросли скорости осадконакопления (по сравнению с ранним — на порядок и больше), что связано с резким увеличением выноса терригенного материала реками, впадавшими в это время в бассейн.

## Литература

- Булаиже, Ю. Д., Муратов, М. В., Субботин, С. И., Балавадзе, Б. К. (ред.). 1975. *Земная кора и история развития черноморской впадины*. Наука, М.; 358 с.
- Дегенс, Э. Т., Хант, Дж. М., 1971. История черноморского бассейна за последние 25 000 лет. — В: *Международный геохимический конгресс. Тез. докл. М., 6, 2; 12-13.*
- Димитров, П. С., Говберг, Л. И. 1978. Основные черты геологической истории шельфа западной части Черного моря в плейстоцене и голоцене. — *Докл. БАН, 31, 9; 1167-1169.*
- Крыстов, Т. И., Брюкнер, Л. А. 1980. Некоторые черты палеогеоморфологии болгарского черноморского шельфа. — *Докл. БАН, 33, 12; 1675-1678.*
- Куприн, П. Н., Белберов, З. К., Калинин, А. В., Канев, Д. Д., Крыстов, Т. И. (ред.) 1980. *Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря*. Изд. БАН, С.; 318 с.
- Лилейберг, Д. А. 1970. Основные черты геоморфологии и палеогеографии юго-западного побережья Черного моря. — В: *Комплексные исследования Черноморской впадины*, М., Наука, 82-114.
- Маловицкий, Я. П., Москаленко, В. Н., Удвинцев, Г. Б., Шехназов, В. В. 1975. Строение плиоцен-четвертичных отложений Черноморской впадины. — *Океанология*, (М.), 15, 5; 844-849.
- Милановский, Е. Е., 1968. *Новейшая тектоника Кавказа*. Недра, М.; 483 с.
- Моргунов, Ю. Г., Крыстов, Т. И. Тектоника верхнего структурного этажа глубоководной Черноморской впадины. — *Океанология* (С), 11 (под печать).
- Муратов, М. В., 1964. Палеогеография киммерийского века среднего плиоцена в области Черноморско-Каспийского бассейна. — *Литология и полезные ископаемые*, 4; 3-21.
- Невеская, Л. А., 1965. *Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология*. Наука, М.; 179 с.
- Непорочнов, Ю. П. (ред.) 1980. *Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения*. Наука, М.; 202 с.
- Николаев, Н. И., 1970. Новейшая тектоника Черного моря и проблемы развития земной коры. — В: *Новейшие тектонические движения и структуры альпийского геосинклинального пояса юго-западной Евразии*. ЭЛМ, Баку; 5-15.
- Онческу, Н., 1960. *Геология Румынской Народной Республики*. Иностран. лит., М.; 520 с.
- Попов, В. И., Мишев, К. И., 1974. *Геоморфология на българското черноморско крайбрежие и шелф*. Изд. БАН, С.; 267 с.
- Семенов, В. Н., Коюмджиева, Э. И., Ковалюх, Н. Н., 1976. Абсолютный возраст по  $C_{13}$  и корреляция морских верхнеплейстоценовых отложений Украинской ССР и Народной Республики Болгарии. — В: *Четвертичный период*. Научова думка, Киев; 97-106.
- Федоров, П. В., 1978. *Плейстоцен Понто-Каспия*. Наука, М.; 163 с.
- Федоров, П. В., 1982. Некоторые дискуссионные вопросы плейстоценовой истории Черного моря. — *Бюлл. МОИП, отд. геол.* 57, 1; 108-117.
- Ханн, В. Е. (ред.) 1981. *Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря*. Наука, М.; 242 с.
- Хричев, Х. Г., Шолов, В. Л., 1979. Морской плейстоцен Бургасского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев. — *Geologica Balc.* 9, 2; 69-84.
- Чекунов, А. В., Веселов, А. А., Гилькман, А. И., 1976. *Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба*. Научова думка, Киев; 163 с.
- Чепелыга, А. Л., 1980. *Палеогеография и палеоэкология бассейнов Черного и Каспийского морей (Понто-Каспия) в плиоплейстоцене*. Автореферат дисс. М., МГУ.
- Щербаков, Ф. А., 1982. Колебания уровня Черного моря и их связь с трансгрессиями и регрессиями в плейстоцене. — В: *Изменения уровня моря*. М., МГУ; 163 с.
- Яншин, А. Л., Маловицкий, Я. П., Москаленко, В. Н., Шимкус, К. М., Шлезингер, А. Е. 1976. Основные аспекты образования Черноморской впадины. — *Докл. АН СССР*, 229; 178-181.
- Фоксе, R. M., Manheim, F. 1975. Geology of Bulgaria: a Review. — *Am. Ass. Petrol. Geologists Bull.*, 59, 2; 303-335.



Фиг. 2. Схема истории развития глубоководной впадины Черного моря в неотектоническом этапе (по данным глубокого профилирования)

Литературные источники 1980 года содержатся в монографии Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного

Литологическая характеристика (фации по Триминскому 1980)	Мощность в м	Глубина залегания (в м)	Палеотермическая и палеоклиматическая обстановка Нузе, Мухина (1980)	Физико-механическая характеристика отложений Куприн, Шербаков, Палков (1986)	Отражающие горизонты НСП и их связь со стратиграфией и физико-механическими свойствами отложений			Тектоника (Моргунов)
					Малович-Неврочных (1980) скв. 379	Куприн (1980) скв. 380	Малович-Неврочных (1980) скв. 380	
Илы терригенные с карбонатом и диатомеями в нижней части	50-55	15	Умеренно жаркий климат, преобладающий в мелководной части моря	1) наиболее уплотненные осадки; скелетное состояние				
Горизонтальные илы с диатомеями	30	30	Трансгрессия, мелководная фаза	2) следы денудации (30-50%) и уплотнение в породах большее количество газов	2-й горизонт		1-й горизонт	Верхний позстан отсутствие пиклятовых и диатомовых карбонатов в зоне контакта с галечной осадкой - следствием выветривания и окисления карбонатов в условиях аэрации осадков
Илы глинистые, тонкослоистые	30	215	пресноводные и морские виды диатомей; поступление вод Средиземного моря; потепление климата (Русское межледниковье); Трансгрессия вод Русия	3) частицы в осадках распластались (начальная стадия уплотнения)	3-й горизонт		2-й горизонт	
Илы алевроитовые, песчанистые с диатомеями	30	245	пресноводные, солоноватоводные и (мелкие) морские виды диатомей	4) глинистые остатки	горизонт "А"	4-й горизонт	3-й горизонт	
Илы алевроитовые и глинистые с редкими диатомеями (Пегучинки и пегучинки в основании)	135	193	Трансгрессия, теплотермические виды диатомей сменяются холодноводными, преобладают крупные водоросли, пегучинки	5) переходная зона в основании, признаки появления сапропелитов и аризации скелета; осадки становятся более твердыми, иногда галечными	горизонт "А"	5-й горизонт	4-й горизонт	
Глины песчаные, алевроитовые с карбонатом, прослойки мергелей	125	375	Трансгрессия, отсутствие горючих остатков, связь с Каспийским морем	6) интервал процессов диатогенеза	горизонт "Б"	6-й горизонт	5-й горизонт	
Глины и алевролиты с сибиритом	260	870	пресноводные - в основном в долине, в морских условиях преобладают морские виды диатомей, преобладают моллюски. Прекращение связи со Средиземным и Каспийским морями, падение уровня бассейна до отметки - 80-100 м. Значительное похолодание климата, связанное с гонимским оледенением в Альпах	7) появление карбонатного и кремнистого цемента	горизонт "Б"	7-й горизонт	4-й горизонт	
Мергели и известняки с глинистыми и алевроитовыми прослойками и прослойками мергелей, мергели	260	870	пресноводные - в основном в долине, в морских условиях преобладают морские виды диатомей, преобладают моллюски. Прекращение связи со Средиземным и Каспийским морями, падение уровня бассейна до отметки - 80-100 м. Значительное похолодание климата, связанное с гонимским оледенением в Альпах	8) интервал стадии начального катагенеза	горизонт "Б"	8-й горизонт	9-й горизонт	
Глины алевроитовые с прослойками мергелей и известняков	260	870	пресноводные - в основном в долине, в морских условиях преобладают морские виды диатомей, преобладают моллюски. Прекращение связи со Средиземным и Каспийским морями, падение уровня бассейна до отметки - 80-100 м. Значительное похолодание климата, связанное с гонимским оледенением в Альпах	9) интервал процессов катагенеза; породы становятся пластичными	горизонт "Б"	9-й горизонт	10-й горизонт	
Тонкозернистые глины алевроитовые, карбонатные с диатомеями и сибиритом	50	700	солляватонадные виды диатомей, значительное похолодание климата		горизонт "Б"	10-й горизонт	10-й "а" горизонт	
Слоистые черные озерные глины с диатомеями и сибиритом	50	1800	пресноводные и солоноватоводные виды диатомей, преобладают пресноводности бассейна, похолодание климата				10-й "б" горизонт	
Слоистые озерные глины с пресноводными диатомеями и сибиритом	35	4700	Их высокая t° воды пресноводные и солоноватоводные диатомей				10-й "в" горизонт	
Глины песчаные, алевроитовые, диатомовые переслаиваются с известняками и мергелями	70	350	Относительно высокая температура в бассейне; со временем t° воды снизу увеличивается по разрезу диатомей определяются, появляются озерные виды				10-й "г" горизонт	
Черные глины, глинисто-галечные отложения	15-20	5200	завидалинные диатомей				11-й горизонт	
Кремнистое вещество черные алевроиты с мергелями, известняками и доломитами	15-20	10000	завидалинные диатомей				11-й "а" горизонт	
Алевролиты слоистые, карбонатные, черные аргилиты и алевролиты с прослойками доломитов	> 210						11-й горизонт	
Черные алевролиты с прослойками аргилитов и доломитов							11-й "б" горизонт	

убоководной впадины Черного моря в неогектоническом этапе (по данным глубоководного бурения и непрерывного сейсмического сканирования) относятся в монографии Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения (Неврочных, ред., 1980)