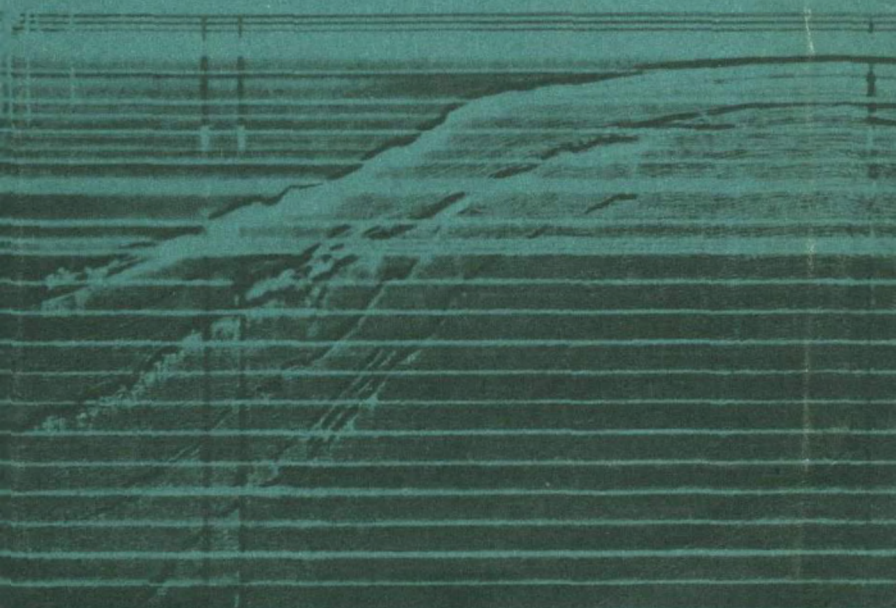


ТЕКТОНИКА
и ИСТОРИЯ
РАЗВИТИЯ
северо-
западного
шельфа
Черного моря



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
КОМИССИЯ ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО ОКЕАНА

ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ северо- западного шельфа Черного моря



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1981

Тектоника и история развития северо-западного шельфа Черного моря/ Ю.Г. Моргунов, А.В. Калинин, В.В. Калинин, П.Н. Куприн, А.Ф. Лимонов, Б.Л. Пивоваров, Ф.А. Щербаков. М.: Наука, 1981. 244 с.

В монографии обобщен новый материал по платформенному чехлу, полученный в результате непрерывного сейсмоакустического профилирования в северо-западной части Черного моря. По-новому рассмотрена зона сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ, а также тектоника фундамента последней. Составлены тектонические схемы для фундамента и платформенного чехла исследуемого региона. Анализ тектонических структур фундамента и чехла позволил восстановить историю геологического строения региона от рифейского по современный этап.

Табл. 2, ил. 51, библиогр.: с. 235–242 (150 назв.).

Ответственный редактор
член-кор. АН СССР В.Е. ХАИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

Геологическое изучение шельфов внутренних и окраинных морей является в настоящее время одной из наиболее актуальных проблем. Шельфовые зоны Черного моря, как и его глубоководная впадина, представляют собой уникальный объект для изучения глубинного и поверхностного строения земной коры в разнообразных тектонических условиях. Здесь сочленяются наиболее интересные в тектоническом отношении зоны с субокеанической и континентальной земной корой. Континентальная земная кора в бассейне Черного моря представлена древней (дорифейской) Восточно-Европейской платформой и молодыми эпибайкальскими и эпигерцинскими платформами (плитами), а также молодыми (киммерийскими и альпийскими) горно-складчатыми областями. Сама глубоководная Черноморская впадина обладает субокеанической (безграничной) корой, в которой на "базальтовом" слое залегает мощный до 14–16 км слой осадочных пород. Последний до сих пор еще слабо изучен, особенно нижние две трети его разреза.

Начиная с конца 1968 по 1973 г. включительно лаборатория сейсмоакустики и лаборатория морской геологии геологического факультета МГУ проводили систематические исследования северо-западной части Черного моря на научно-исследовательском судне (НИС) "Московский университет". Непрерывным сейсмоакустическим профилированием (НСП) здесь пройдено более 8000 км профилей, что практически позволило произвести геологическую съемку дна данной части бассейна (рис. 1). Здесь же отработывались методические и аппаратурные задачи НСП, необходимые для проведения морской геологической съемки.

Методом НСП удалось достаточно детально изучить структуры платформенного чехла, начиная с верхнего мела, а в районе о-ва Змеиного – структурную поверхность палеозоя, который обнажается на самом острове. Установив различия в строении и истории развития чехла к западу и востоку от Одесского разлома, необходимо было выяснить причины этих различий, которые кроются в строении и развитии различных частей фундамента платформ. Так возникла необходимость исследований более глубоких частей разреза земной коры северо-запада Черного моря. Для этого была изучена вся опубликованная литература по прилегающей суше, и на основании ее анализа с использованием данных ГСЗ в море восстановлена структура и история развития фундаментов разновозрастных платформ, начиная с байкальского цикла складчатости. Подоб-

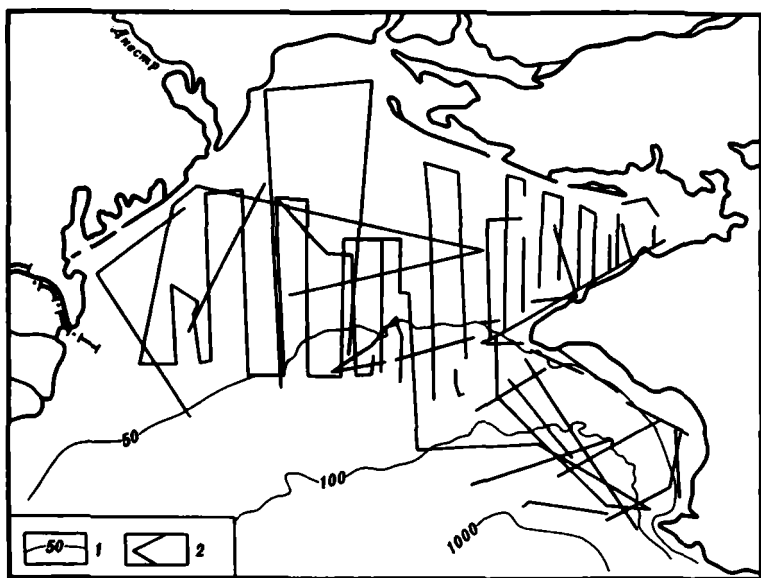


Рис. 1. Схема расположения сейсмоакустических профилей
1 – изобаты, м; 2 – сеймопрофили

ная работа по морской территории данного региона проведена впервые. Установлено местоположение зоны сочленения разновозрастных платформ и ее внутренняя структура. Составлена новая, более детальная тектоническая карта северо-западной части Черного моря и сопредельных районов суши. Достаточно подробно рассмотрены основные черты развития региона: фундамента и платформенного чехла. Никакие регионы Черного и других внутренних морей столь детально еще не изучены.

Часть изложенных в монографии материалов докладывалась на симпозиумах и конференциях, а также опубликована в виде статей в различных журналах и сборниках. В предлагаемой монографии не сделан обзор истории исследований данного региона, в связи с тем что эта тема подробно освещена в ряде опубликованных работ [Геофизические..., 1969; Строение ..., 1972; Земная кора ..., 1975; Осадконакопление ..., 1978] и повторение их здесь нецелесообразно.

Все участники экспедиций выражают искреннюю признательность экипажу НИС "Московский университет", который своим трудом способствовал успешному проведению этих исследований. Авторы монографии очень благодарны члену-корреспонденту АН СССР В.Е. Хаину за ценные советы и замечания, сделанные им в процессе подготовки рукописи.

Ю.Г. МОРГУНОВ, П.Н. КУПРИН

НЕПРЕРЫВНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ

Развитие геолого-геофизических исследований на акваториях морей и океанов по-иному расставило акценты во взаимоотношениях между геологическими и геофизическими методами: геофизические методы исследований приобрели вполне самостоятельное значение, а геофизические данные стали первичным фактическим материалом для геологических построений.

Применение геофизики в океане привело к появлению нового метода исследований – метода непрерывного сейсмического (сейсмоакустического) профилирования (НСП), использующего одноканальную приемную установку и, как правило, невзрывные источники упругих волн импульсного типа. Основной модификацией метода НСП является профилирование по способу t_0 , когда источник и приемник совмещены в одной точке. В дальнейшем, говоря о НСП, мы будем иметь в виду именно эту модификацию метода.

Метод НСП, наиболее полно использующий специфику акваторий, возник как прямое развитие принципов гидролокации с одновременным переходом в область сейсмического диапазона частот. По существу этот метод изучения геометрии отражающих границ в масштабе времени пробега отраженных волн. В этой трактовке метод НСП отличается от методов эхолотирования дна лишь наличием большего числа отражающих границ и тем, что скорость звука в изучаемых отложениях неизвестна. Однако в предположении, что скорость звука при движении по профилю меняется незначительно либо может быть получена из дополнительных наблюдений, информация о геометрии отражающих границ в совокупности с данными об их сравнительной акустической жесткости представляет самостоятельный интерес.

В настоящее время метод НСП прочно вошел в систему геофизических исследований на акваториях, причем его использование в этой системе является (если говорить о последовательности постановки работ) первоочередным.

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА НСП

По своим физическим основам метод НСП представляет собой модификацию метода отраженных волн (МОВ), а по техническим принципам он весьма близок к методам локации в широком смысле этого слова. С методами локации его роднит прежде всего принцип выполнения системы возбуждения – прием, а именно: импульс-

ный источник колебаний периодического действия и один приемник, расположенные в пространстве так, что они могут считаться совмещенными. Как и в методах локации, основной измеряемой величиной является время прихода отраженной волны. Однако в отличие от методов локации в методе НСП объектом изучения являются протяженные поверхности, а не локализованные в пространстве тела. Кроме того, метод НСП практически полностью базируется на законах геометрической, а не волновой оптики и в этом отношении является чисто сейсмическим методом.

Несмотря на принципиальную общность НСП и МОВ, между ними имеются существенные различия. Основное отличие заключается в том, что исходными данными в НСП являются временные линии, форма которых более или менее полно отражает форму сечения изучаемой границы вертикальной плоскостью, проходящей через профиль наблюдения; в то же время в многоканальных системах МОВ исходными данными для изучения формы и положения отражающих границ являются годографы — кривые, не имеющие по форме ничего общего с формой изучаемой границы.

Таким образом, в методе НСП можно говорить о своего рода сейсмическом (акустическом) изображении разреза по профилю. Если оставаться в рамках принятой в сейсморазведке терминологии, это сейсмическое изображение разреза можно назвать системой годографов НСП.

Основные свойства сейсмического изображения можно проиллюстрировать на примере двумерной криволинейной границы, уравнение которой в плоскости главного сечения задается в виде $Z = Z(X)$. На рис. 2-4 [Калинин, 1976] приведены сейсмические изображения границ $t_0(X)$, аппроксимирующих гладкую структуру, горстообразующую структуру и, наконец, складчатую поверхность. Основными параметрами структур являются их амплитуда b , ширина l , взятая на уровне $0,1b$, и глубина залегания структуры $\bar{H}$. На рисунках даны приведенные значения $\bar{b} = b/l$ и $\bar{H} = H/l$.

Как видно из приведенных рисунков, сейсмическое изображение криволинейной границы по мере увеличения глубины ее залегания дает все большие искажения формы границы и, начиная с некоторых глубин, становится неоднозначным. Иными словами, в одной и той же точке профиля фиксируются отражения от нескольких точек криволинейной границы. Не останавливаясь здесь на динамической выразительности каждого из элементов неоднозначного изображения, отметим, что эта кинематическая неоднозначность проявляется на глубинах, тем меньших, чем круче крылья одиночных структур или чем круче форма складчатой поверхности. Условие однозначности сейсмического изображения произвольной границы $z(X)$ в общем случае имеет вид [Калинин, 1976]

$$\rho_{min} = \frac{1}{z''_{max}} > z'_{max} \quad (1)$$

где ρ_{min} — минимальный радиус кривизны границы $z(X)$, а $z'_{max} =$

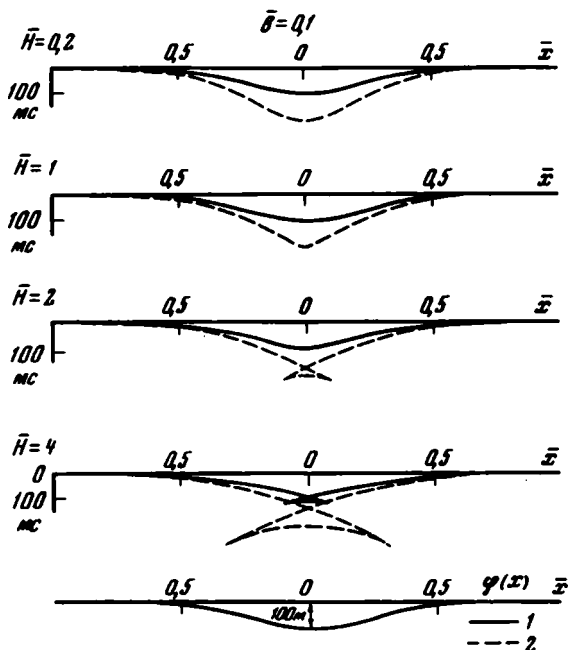


Рис. 2. Годографы НСП над структурой $\bar{Z}(\bar{X}) = \bar{H} + \bar{b}e^{-a\bar{x}^2}$
 Отражение: 1 – основное, 2 – кратное
 $\phi(\bar{X}) = \bar{Z}(\bar{X}) - \bar{H}$

$= z_{max}(X)$ – максимальная глубина залегания этой границы на профиле.

Как видно из рис. 2–4, изображения одиночных положительных структур гораздо ближе к форме объекта, чем отрицательных структурных форм. Характерной особенностью изображения положительных структурных элементов при увеличении является наличие петель, примыкающих к горизонтальным ветвям, и увеличение горизонтальных размеров изображения относительно истинных размеров объекта. Несмотря на указанную особенность, генерализованная форма изображения достаточно хорошо отражает форму главного сечения положительных структур. В случае отрицательных одиночных структур положение оказывается существенно иным: по мере увеличения глубины заложения H сейсмическое изображение быстро теряет сходство с объектом, и методом визуального анализа вообще невозможно определить форму объекта.

Еще более сложным оказывается случай складчатой поверхности. С увеличением H на изображении появляются петли, размеры которых увеличиваются настолько, что они полностью перекрываются, и сейсмическое изображение становится многозначным во всех точках профиля наблюдений.

При наличии сброса его сейсмическое изображение также становится неоднозначным из-за появления волн, дифрагировавших на

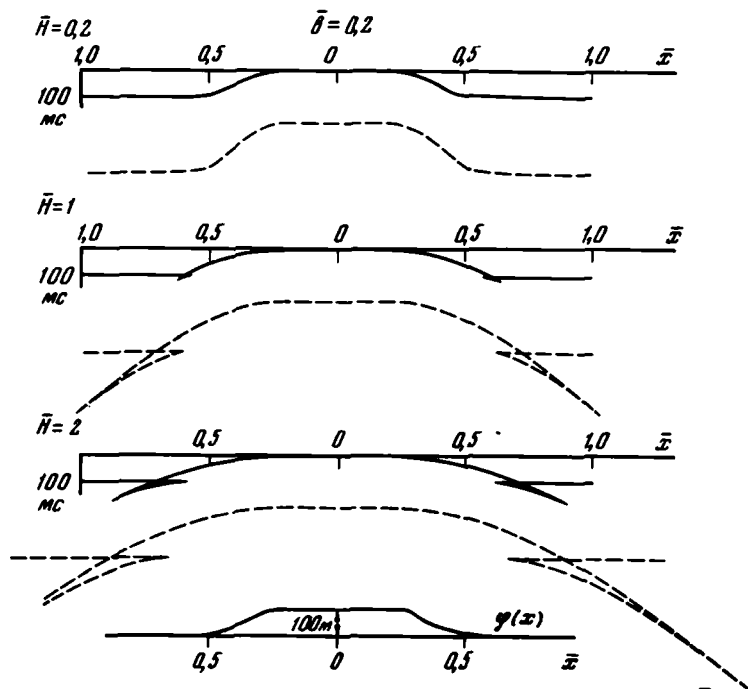


Рис. 3. Годографы НСП над структурой $\bar{Z}(\bar{X}) = \bar{H} - \frac{\bar{b}}{1 + K^8 \bar{X}^8}$
Условные обозначения см. на рис. 2

верхней и нижней его границах, при этом количество волн, участвующих в формировании изображения, зависит от положения точки наблюдения относительно сброса. То же справедливо и для случая вертикального контакта, вообще не проявляющегося в линии глубин $Z(X)$.

Хотя кинематически в двух рассмотренных случаях (сброса и контакта) неоднозначность сейсмического изображения имеет место при сколь угодно больших расстояниях от элемента нарушения, физически эта зона является ограниченной, поскольку интенсивность дифрагированных и преломленно-дифрагированных волн, связанных с нарушением, быстро падает по мере удаления от него. Таким образом, локализация зоны неоднозначности в пространстве наряду с типичной для дифрагированных волн формой годографа служит указанием на наличие зоны нарушений. При этом положение дифрагирующего элемента и скорость сейсмических волн в толще покрывающих пород могут быть определены известными методами [Гурвич, 1970].

К волнам-помехам регулярного типа мы будем относить все те волны, которые не формируют основное сейсмическое изображение изучаемых границ раздела. К волнам такого типа относятся волны различной степени кратности относительно основного отражения, а также боковые волны. Специфика работ на акваториях

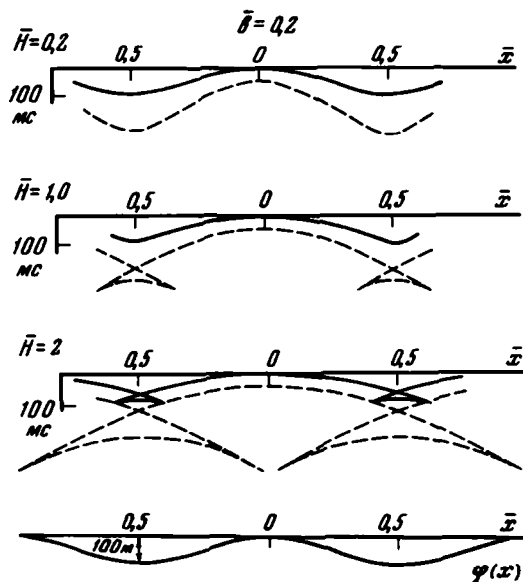


Рис. 4. Годографы НСП над структурой $\bar{Z}(\bar{x}) = \bar{H} + \frac{\bar{b} \sin \pi \bar{x}}{2}$
Условные обозначения см. на рис. 2

с точки зрения формирования волновой картины – как полезных волн, так и волн-помех – заключается в наличии водного слоя, верхняя граница которого (вода-воздух) в первом приближении может считаться абсолютно отражающей с коэффициентом отражения $K=-1$, а нижняя граница (вода – дно) имеет, как правило, очень высокий коэффициент отражения по сравнению с внутренними границами разреза поддонных отложений. Кроме того, формы рельефа донной границы могут быть весьма своеобразными, а углы наклона элементов рельефа могут достигать нескольких градусов и даже десятков градусов.

В соответствии с рассмотренными особенностями “внешних” сейсмогеологических условий, имеющих место при исследованиях на акваториях, ниже рассматривается следующая классификация волн-помех, иллюстрируемая рис. 5.

1. Полнократные отраженные волны, претерпевшие n отражений на i -й границе раздела и n отражений на границе вода – воздух; $n = 2, 3, 4, \dots$; $i = 1, 2, 3, \dots$; $i = 1$ соответствует границе вода – воздух; $n = 1$ – основное отражение.

2. Реверберационные волны, т.е. волны, неполнократные в водном слое, претерпевшие n отражений на i -й границе и m отражений на обеих границах водного слоя; $n = 1, 2, 3, \dots$; $m = 1, 2, 3, \dots$

3. Комбинационные волны – неполнократные на внутренних границах раздела, полностью аналогичные тем, которые хорошо известны в наземной сейсморазведке.

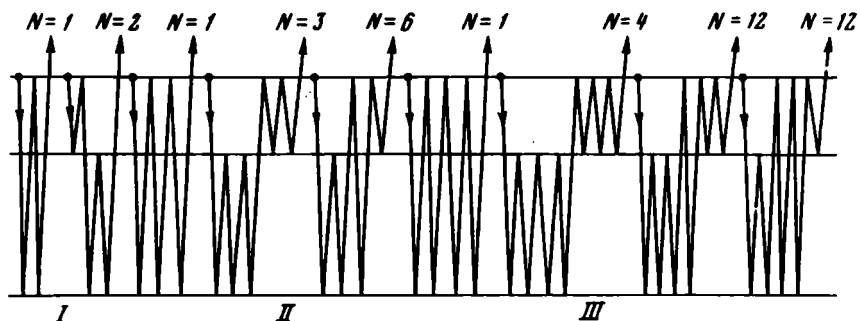


Рис. 5. Типы кратных волн

Отражение: I – двукратное, II – трехкратное, III – четырехкратное;
N – количество волн данного типа

4. Боковые волны, образующиеся на особенностях рельефа дна и (реже) внутренних границ, расположенных на значительных расстояниях от проекции линии профиля на поверхность дна акватории. Кроме того, характерным видом боковых волн при работе на реках и ограниченных водоемах являются отражения от форм рельефа береговой линии.

Волны первых трех типов образуют зеркальные изображения изучаемых отражений границ и составляют основной фон регулярных волн-помех. Волны четвертого типа, в рамках принятой "оптической" терминологии, создают изображения типа бликов.

В приведенную классификацию не включены так называемые волны-спутники, участвующие в формировании любой волны – полезной или помехи независимо от типа последней и связанные с влиянием поверхности вода – воздух как на зондирующий импульс, так и на регистрируемый сигнал. Метод учета этого влияния будет рассмотрен в разделе, посвященном методике сейсмоакустических работ.

Ниже рассматриваются только полнократные и реверберационные волны, связанные со спецификой "внешних" сейсмогеологических условий.

Основные особенности кинематики полнократных волн могут быть рассмотрены на примере плоских наклонных границ раздела с использованием известного выражения [Гурвич, 1970] для годографа n -кратной волны. Тогда уравнение годографа n -кратного отражения от i -й границы раздела для случая НСП примет вид

$$t_{0i}^{(n)}(x) = \frac{2H_i(x)}{V} \frac{\sin n\phi_i}{\sin \phi_i} = t_{0i}^{(1)}(x) \frac{\sin n\phi}{\sin \phi}, \quad (2)$$

где ϕ_i – угол наклона границы, $H_i(x)$ – глубина залегания границы, $t_{0i}^{(1)}(x) = t_{0i}^{(1)}$ – время прихода (годограф) основного отражения.

Как видно из уравнения (2), годографы полнократных волн представляют собой семейство прямых, угол наклона которых увеличивается с ростом n -номера кратности. Наличие таких веерообраз-

ных систем является важнейшим кинематическим критерием при идентификации полнократных волн в НСП. Условие (2) определяет и предельно возможное число полнократных волн от данной границы раздела:

$$n_{max} = \frac{\pi}{2\phi}.$$

На практике вследствие сильного искажения масштабов, в которых записываются годографы НСП, величина n много меньше n_{max} .

Вторым важным признаком выделения полнократных волн является убывание с ростом n разности времен прихода двух последовательных кратных отражений. Действительно, как следует из (2),

$$\Delta t^{(n)} = t_{0i}^{(n)} - t_{0i}^{(n-1)} = t_{0i}(\cos n\phi + \sin n\phi \operatorname{tg} \phi/2), \quad (3)$$

и с увеличением n $\Delta t^{(n)}$ падает, составляя в пределе $t_{0i}\phi/2 \ll t_{0i}$.

В случае границы сложной формы исследование кинематики полнократных волн в общем виде не представляется возможным. Однако основные закономерности изменения формы полнократных изображений, отмеченные выше для случая плоских границ раздела, имеют место и для случая границ произвольной формы. Для иллюстрации на рис. 2-4 приведены годографы полнократных волн второй кратности ($n = 2$) для тех же форм двумерной границы раздела, которые были рассмотрены выше при рассмотрении основных особенностей сейсмического изображения.

Условие однозначности сейсмического изображения границы на годографах волн второй кратности имеет вид [Калинин, 1976]

$$\rho_{min} = 1/z''_{max} > 2z_{max}. \quad (4)$$

Как видно из формулы (4) и приведенных рисунков, неоднозначность годографов волн второй кратности имеет место при больших радиусах кривизны (т.е. меньших кривизнах) отражающей границы; эта многозначность может проявляться и на тех интервалах профиля, где основное отражение еще однозначно. Указанная особенность, проявляющаяся тем сильнее, чем больше номер кратности, может быть использована при идентификации волн, отраженных от границ со сложным рельефом.

Отметим, что наличие систем полнократных изображений может быть использовано для определения угла наклона границы и скорости сейсмических волн в среде, покрывающей данную границу. Приведем без вывода соответствующие формулы [Калинин, 1976] для случая наклонных границ:

$$\phi_i = \sqrt{6/\pi^3(n-1 - \frac{\delta t_i^{(n)'}}{t_{0i}})}, \quad (5)$$

где $\delta t_i^{(n)} = t_{0i}^{(n)} - t_{0i}$, $\phi \ll 1$, остальные обозначения те же, что для формулы (2).

Если наблюдения ведутся одновременно в двух точках профиля - x_1 и x_2 , то формула для определения скорости имеет вид

$$V_i = 4,9 \frac{x_2 - x_1}{t_{0i}(x_2) - t_{0i}(x_1)} \frac{1}{n} \sqrt{1 - \frac{1}{n} - \frac{\delta t_i^{(n)}}{n t_{0i}}}, \quad (6)$$

где $[V]$ - в м/с; $[x]$ - в м; $[t]$ - в с.

Особенности кинематики реверберационных волн рассмотрим на примере двухслойной среды с двумерными границами раздела - $z_1(X)$ - уравнение границы вода-дно, $z_2(X)$ - уравнение поддонной границы, V_0 и V - скорости в воде и поддонных отложениях соответственно. Полагая $z_1'(X)$ и $z_2'(X)$ малыми, будем пренебрегать преломлением на донной границе и отклонением луча от вертикали при отражении от поддонной и донных границ. Тогда уравнение годографа волны, отраженной от поддонной границы, имеет вид

$$t_{02}^{(1)}(x) = \frac{2}{V} [z_2(x) - z_1(x)] + 2 \frac{z_1(x)}{V_0}, \quad (7)$$

а годограф соответствующей реверберационной волны, n раз прошедшей в водном слое, имеет вид

$$t_{02}^{(n)}(x) = t_{02}^{(1)}(x) + \frac{2nz_1(x)}{V_0}. \quad (7a)$$

Формула (7a) определяет соотношение между формой основного сейсмического изображения второй границы и реверберационными ее изображениями. Рассмотрим три наиболее важных случая:

а) $z_2(X) \neq \text{const}$, $z_1(X) = \text{const}$ - тогда форма годографа реверберационной волны совпадает с годографом основного отражения $t_{02}^{(1)}(x)$;

б) $z_2(X) = \text{const}$, $z_1(X) \neq \text{const}$ - тогда реверберационная волна повторяет все особенности формы донной волны;

в) $z_2(X) \neq \text{const}$, $z_1(X) \neq \text{const}$ - тогда годограф реверберационной волны отличается по форме как от годографа донной волны $t_{01}(x)$, так и от годографа основного отражения $t_{02}(x)$.

В двух последних случаях волновая картина может быть существенно искажена, если $t_{01} \ll t_{02}$, т.е. при изучении глубоких границ раздела в условиях мелкой воды. В этом случае в интервале времен, соответствующих приходу отражения от поддонной границы - $t_{02}(x)$ будет образовываться система годографов реверберационных волн, форма которых будет в основном совпадать с формой донной волны.

В этой связи следует особо рассмотреть влияние водного слоя на кинематику однократных волн. С этой целью перепишем (7)

в виде

$$t_{02}(x) = \frac{2z_2(x)}{V} + \frac{2\Delta V}{VV_0} z_1(x), \quad (76)$$

где $\Delta V = V - V_0$, и за меру искажения сейсмического изображения границы $V_2(X)$ примем величину

$$\gamma = \frac{\partial t_{02}(x)}{\partial x} / z_2'(x) = \frac{2}{V} \left[1 + \frac{\Delta V}{V_0} \frac{z_1'(x)}{z_2'(x)} \right]. \quad (8)$$

При этом мы считаем, что условие (1) однозначности сейсмического изображения выполняется.

Как видно из (8), искажения отсутствуют, если $\Delta V = 0$ либо $z_1'(x) = 0$, т.е. дно горизонтально.

Обращаясь к величине $\partial t_{02}(x) / \partial x = 2z_2'(x) / V + 2\Delta V z_1'(x) / VV_0$, рассмотрим три случая.

а) $z_2' \neq 0$, $z_1'(x) = 0$, тогда $\partial t_{02} / \partial x = 2z_2'(x) / V$, т.е. $t_{02}(x)$ передает все особенности формы сечения $z_2(x)$;

б) $z_2(x) = \text{const}$, $z_1(x) \neq 0$, тогда $\partial t_{02}(x) / \partial x = 2\Delta V z_1'(x) / VV_0$, т.е. годограф $t_{02}(x)$ отражает в уменьшенном масштабе все особенности линии сечения $z_1(x)$, в частности, при $z_1'(x) = \text{const}$ — наклонная плоская граница-линия $t_{02}(x)$ приобретает наклон того же знака;

в) $z_1'(x) \neq 0$, $z_2'(\bar{X}) \neq 0$, тогда форма $t_{02}(x)$ может резко отличаться от формы $z_2(x)$; в частности, если $z_2'(x) > 0$, а $z_1'(x) < 0$, т.е. дно и отражающая поддонная граница имеют разный наклон, но $\Delta V / V |z_1'(x)| = |z_2'(x)|$, то $\partial t_{02}(x) / \partial x$ обращается в нуль и годограф $t_{02}(x)$ в координатах $[t, x]$ становится горизонтальным.

Как следует из (8), во всех случаях влияние $z_1'(x)$ на форму $t_{02}(x)$ в $\Delta V / V_0$ раз меньше, чем влияние $z_2'(x)$. В то время как форма годографа $t_{02}(x)$ существенно зависит от формы годографа $t_{01}(x)$, т.е. судить о поведении второй границы раздела можно, лишь зная V_0 и V , относительное изменение мощности второго слоя полностью определяется величинами $t_{02}(x)$ и $t_{01}(x)$. Действительно,

$$t_{02}(x) - t_{01}(x) = 2/V [z_2(x) - z_1(x)] = \frac{2h_2(x)}{V}. \quad (9)$$

При $V = \text{const}$ указанная разность полностью характеризует изменение мощности в зависимости от координаты точки наблюдения. Указанное обстоятельство является важнейшим для всего метода

НСП и определяет в целом его возможности как метода исследования структурных форм.

Динамические особенности отраженных волн в методе НСП. В методе НСП на акваториях мы имеем дело только с монотипными (а именно с продольными) волнами и близкими к нормальному углами их падения. Последнее позволяет применять для расчетов горизонтально-слоистую модель среды и рассматривать лишь нормальное падение волн.

Используя известные соотношения [Алексеев, Гальчинский, 1959] для амплитуды, однократно отраженной от m -й границы раздела волны, получим

$$F_m(t) = \frac{A_0 K_m \prod_{i=1}^{m-1} (1 - k_i)^2}{2 \sum_{i=0}^m \frac{V_i h_0}{V_0}} \psi_m(t - t_m), \quad (10)$$

где A_0 - величина, определяющая интенсивность прямой волны на единичном расстоянии от источника и определяемая только типом источника и условиями возбуждения; ψ_m - функция, определяющая форму регистрируемого колебания и зависящая как от типа источника и условий возбуждения (в первую очередь от глубины погружения излучателя), так и от поглощающих свойств разреза и глубины погружения приемного устройства; V_i , h_i и k_i - соответственно скорость, мощность и коэффициент отражения на подошве i -го слоя; $t_m = 2 \sum_{i=0}^m h_i / V_i$.

Как видно из приведенных определений, динамические характеристики отраженной волны обусловлены как сейсмогеологическими свойствами разреза (скорость, мощность, поглощение, коэффициенты отражения), так и свойствами собственно источника упругих волн и условиями его применения. Поэтому такие вопросы, как глубинность и разрешающая способность метода НСП, целесообразно рассматривать лишь применительно к определенному типу источника.

В этой связи в первую очередь рассмотрим вопрос о соотношении интенсивности однократных и полнократных волн для различных значений коэффициента отражения от дна акватории - K_0 . Как известно [Вавилова, Петрашень, 1966], в условиях горизонтально-слоистого разреза наблюдать многократные волны любого типа (в том числе и полнократные) в чистом виде принципиально невозможно вследствие их интерференции с группой кинематически аналогичных волн комбинационного типа. Схема образования волн, кинематически аналогичных полнократным волнам, представлена на рис.5.

Нами рассчитаны интенсивности однократных $F_m^{(1)}$, полнократных $F_m^{(n)}$ и суммы $\bar{F}_m^{(n)}$ полнократных волн и их кинематических аналогов для всех $n \leq 4$ при изменении $|K_0|$ от 0 до 0,5. В табл. 1

Таблица 1

Изменение интенсивности отраженных волн различной кратности
в зависимости от значений донного коэффициента отражения

K_0	$n = 1$	$n = 2$		$n = 3$		$n = 4$	
	F_m	$\bar{F}_m^{(2)}$	$F_m^{(2)}$	$\bar{F}_m^{(3)}$	$F_m^{(3)}$	$\bar{F}_m^{(4)}$	$F_m^{(4)}$
0	1	1	1	1	1	1	1
0,14	0,98	0,93	0,96	0,84	0,94	0,70	0,88
0,2	0,96	0,84	0,92	0,67	0,89	0,44	0,85
0,24	0,94	0,77	0,88	0,53	0,83	0,23	0,77
0,28	0,92	0,70	0,85	0,38	0,78	0,03	0,70
0,32	0,90	0,63	0,81	0,27	0,73	-0,13	0,65
0,34	0,88	0,61	0,78	0,07	0,68	-0,25	0,60
0,40	0,84	0,44	0,70	-0,02	0,59	-0,44	0,49
0,45	0,80	0,32	0,64	-0,16	0,51	-0,53	0,41
0,5	0,75	0,18	0,56	-0,28	0,42	-0,56	0,32

приведено относительное уменьшение интенсивности соответствующей волны, т.е. за единицу в каждом столбце принята интенсивность полнократной волны при $K_0 = 0$.

Анализ приведенных данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Наибольшей устойчивостью амплитуды при изменении коэффициента отражения от дна акватории обладают однократные волны. В диапазоне изменения K_0 от 0,1 до 0,4 амплитуда этих волн изменяется не более чем на 15%. Такие изменения амплитуд находятся в пределах погрешности их измерения за счет совокупности факторов (нестабильность возбуждения, изменение глубин погружения излучателя и приемника и т.д.).

2. В рассматриваемом диапазоне изменения K_0 интенсивность волн, соответствующих двукратному отражению, изменяется в пять раз, а волны третьей и четвертой кратности могут принимать нулевое значение и изменять полярность на противоположную, причем изменение интенсивности увеличивается по мере возрастания номера кратности.

3. Изменение интенсивности однократной донной волны, пропорциональное величине K_0 , должно сопровождаться как бы усиленными изменениями интенсивности всех полнократных волн, но практически не может коррелироваться с изменениями интенсивности однократных волн от других границ раздела.

4. Изменение интенсивности полнократных волн происходит в основном за счет волн комбинационного типа.

5. В случае, когда наклоны границы дна и более глубокой отражающей границы различны или обе эти поверхности являются криволинейными, понятие кинематических аналогов теряет свой стро-

гий смысл. Однако в интервале регистрации полнократных волн теперь будет иметь место интерференция этих волн с группами волн, кинематически "почти" аналогичных и смещенных друг относительно друга на время, определяемое конфигурацией отражающих границ и их средней глубиной. Это явление должно вызывать неустойчивость как интенсивности, так и формы всего волнового пакета, прослеживаемого на временах вступления полнократных волн, в то время как стабильность однократной волны будет сохраняться практически полностью.

Отмеченные свойства динамики полнократных волн представляют собой по существу совокупность критериев их распознавания при интерпретации данных НСП.

В заключение необходимо остановиться на оценке влияния формы криволинейной произвольной границы на динамику отраженных волн, поскольку все приведенные выше соображения относились к случаю плоскопараллельных границ раздела.

Известно [Альперт и др., 1953], что часть криволинейной поверхности будет отражать так же, как бесконечная плоскость, если площадка с радиусом r , касательная к поверхности в точке отражения, будет всюду отстоять от самой поверхности на расстоянии, не превышающие $\lambda/2$, где λ — длина падающей волны. Величина r при этом определяется соотношением

$$r = \sqrt{2\lambda H},$$

где H в случае НСП — расстояние по нормали от точки возбуждения (и приема) до элемента поверхности. Для метода НСП и однократных волн указанная площадка касается поверхности в точке зеркального отражения.

Рассматривая, как и прежде, двумерные криволинейные поверхности $z = z(x)$, условие, при котором криволинейную поверхность с точки зрения динамики отраженных волн можно рассматривать как плоскую, принимает вид

$$\rho_{\min} > 8\pi z_{\max}' \quad (11)$$

где ρ — радиус кривизны.

Сравнивая условие кинематической однозначности (1) сейсмического изображения криволинейной поверхности с условием (11) его "динамической однозначности", можно отметить, что однократные волны могут испытывать значительные амплитудные изменения даже в тех случаях, когда кинематически сейсмическое изображение остается еще однозначным.

Численные оценки величины этих изменений показывают, что при переходе от плоских участков отражающей поверхности к антиклинальным ее формам интенсивность отражений уменьшается на 50–100% в зависимости от крутизны структуры.

**ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ МЕТОДИКИ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО
ПРОФИЛИРОВАНИЯ С ЭЛЕКТРОИСКРОВОМ ИСТОЧНИКОМ.
БЛОК-СХЕМА АППАРАТУРЫ НСП**

Аппаратура НСП, как и всякого активного метода исследований, функционально состоит из трех блоков – возбуждения, приема и регистрации. В качестве источника возбуждения упругих волн в дальнейшем вслуду будет рассматриваться электроискровой источник. Не останавливаясь на принципах действия такого источника, его экспериментальных исследованиях, конструкции и тому подобных специальных вопросах, подробно рассмотренных нами в ряде работ и обобщенных в работе [Калинин, 1976], укажем лишь на место электроискровых источников в системе НСП в ряду других источников невязрывного типа.

С точки зрения технологичности, разрешающей способности, возможности варьирования в широких пределах спектра изучаемых колебаний без изменения конструкции собственно излучателя, габаритов, веса набортной и особенно забортной части аппаратуры, ресурса излучателя и простоты осуществления пространственного группирования излучателей электроискровой источник превосходит источники импульсного действия всех известных в настоящее время типов, если глубина исследований по грунту не превышает 1–2 км при практически неограниченной глубине воды.

Мы не будем останавливаться на собственно аппаратурных вопросах – конструкция, схемные решения, технологичность и т.д., поскольку все эти вопросы постоянно обретают новые и все более технические совершенные решения. Даже за те четыре года, в течение которых был получен сейсмический материал, рассматриваемый в настоящей работе, были использованы три конструктивно отличных блока возбуждения и три отличных по принципу действия типа регистраторов.

В этой связи ниже будут рассмотрены только принципиальные требования, предъявляемые к аппаратуре, которые определяются типом решаемых геологических задач.

Как известно, выбор методики работ методом НСП предполагает определение такой совокупности параметров возбуждения, приема и регистрации, которая в данных сейсмогеологических условиях обеспечит требуемую глубинность и детальность исследований. Очевидно, что часть этих параметров может быть определена априори на основе теоретических расчетов, связанных с возможностями применяемой аппаратуры и принципами самого метода НСП. Возможность выбора этих "субъективных" параметров и определяет требования, предъявляемые к аппаратуре. Другие же параметры в значительной мере связаны с объективными факторами сейсмогеологических условий (частотная характеристика разреза, его поглощающие свойства, уровень регулярных помех и др.), типом решаемой задачи, характеристикой нерегулярных помех. Выбор именно этих параметров, зависящих от объективных условий, и составляет сущность опытно-методических работ.

Блок возбуждения. Два основных показателя метода - глубинность и разрешающая способность - определяются в первую очередь интенсивностью, длительностью и спектральным составом излучаемых импульсов. Экспериментальные исследования показали, что при электрическом разряде в морской воде основными факторами, влияющими на указанные характеристики, являются емкость накопителя электрической энергии C , напряжение заряда на накопителе U , а также глубина h_u погружения собственно излучателя. При этом для амплитуды возбуждаемых колебаний справедливо соотношение

$$A_1 \sim \frac{W^{0,47}}{(1 + 0,1h_u)^{1/3}}, \quad (12)$$

для длительности импульса (времени повторного удара)

$$T = \frac{1,15 \cdot C^{0,36} U^{0,51} 10^{-3}}{(1 + 0,1h_u)^{5/6}}, \quad (13)$$

где $[T]$ выражается в с, $[C]$ - в мкф; $[u]$ - в кВ; $[h_u]$ в м; $W = CU^2/2$.

Максимум спектра излучения находится на частоте f_0 , причем

$$f_0 = 1/T, \quad (13a)$$

а в полосе $0 - f_{min}$, где $f_{min} = 1,6/T$, сосредоточено до 60% энергии излучаемого импульса. Форма возбуждаемого импульса $P(t)$, его спектральная характеристика (модуль спектра излучения) $S(\omega)$ и кривая распределения спектральной энергии приведены на рис. 6-7, из которых ясен смысл введенных выше обозначений.

Для всех $u \leq 15$ кВ формула (13) может быть переписана с точностью не менее 10% в виде

$$T = \frac{0,88W^{0,36} 10^{-3}}{(1 + 0,1h_u)}, \quad (13b)$$

где $[W]$ выражено в Дж.

Наличие свободной поверхности вода-воздух приводит к тому, что зондирующий (падающий) импульс на расстоянии $R \gg h_u$ от источника с точностью до постоянного множителя $1/R$ можно записать в виде

$$P_{\text{пад}}(t) = P(t) - P(t - 2h_u/V_0), \quad (14)$$

где V_0 - скорость звука в воде. В частотной области действие свободной поверхности вода-воздух аналогично действию фильтра с частотной характеристикой $K(\omega) = 2|\sin \omega h_u/V_0|$, т.е.

$$S_{\text{пад}}(\omega) = 2S(\omega) \left| \sin \frac{\omega h_u}{V_0} \right|. \quad (14a)$$

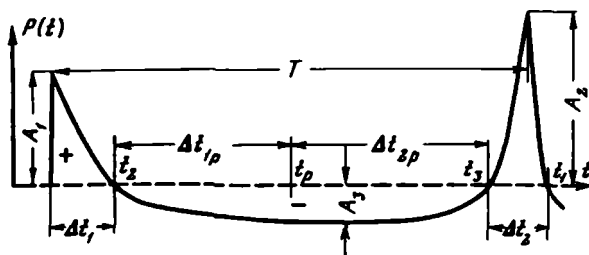


Рис. 6. Схематическое изображение импульса давления, возбуждаемого электроискровым источником

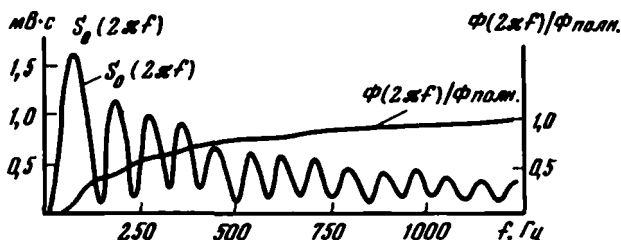


Рис. 7. Модуль спектра $S_0(\omega)$ и нормированная энергия $\Phi(\omega)/\Phi_{полн}$ импульса, излучаемого источником с параметрами: $C = 150 \text{ мкФ}$, $U = 10 \text{ кВ}$, $h_u = 10 \text{ м}$

Как следует из (12) – (14), глубина погружения излучателя действует на форму и интенсивность возбуждаемых колебаний двояко: с одной стороны, она непосредственно влияет на интенсивность и, главное, на длительность и спектральный состав возбуждаемой (прямой) волны $P(t)$, а с другой – определяет частотную характеристику интерференционного фильтра, формирующего зондирующий импульс.

Очевидно, далее, что при постоянном значении h_u или при изменении h_u в незначительных пределах интенсивность и спектральный состав возбуждаемых колебаний не могут меняться независимо друг от друга, поэтому в случае одиночного источника в принципе невозможно увеличивать интенсивность возбуждаемых колебаний с одновременным расширением их спектра в область высоких частот.

Таким образом основное требование, которому должен удовлетворять блок возбуждения, является возможность варьирования в нем значений электрической энергии. Реализация возможностей такого варьирования возможна лишь при использовании группирования источников; принципы группирования будут рассмотрены ниже.

Блок приема. Как и во всей современной морской сейсморазведке, в качестве блока приема использовалась плавучая пьезокоса, в которую помещены несколько пьезоприемников, составляющих линейную группу.

Основным методическим параметром приемного устройства являются: а) глубина погружения, б) расстояние приемного устройства

от судна, в) скорость буксировки, г) база группирования, д) шаг группирования, е) распределение чувствительности в группе.

Необходимость группирования пьезоприемников связана с наличием нерегулярных помех, конкретный характер которых во многом определяется типом работающего судна, а общие закономерности рассмотрены в ряде работ [Калинин и др., 1968; Мерклин и Конопкин, 1973]. Основные закономерности сводятся к следующему: 1) максимальная интенсивность нерегулярности помех буксируемой пьезокосы достигается в полосе 0–100 Гц, за пределами которой резко уменьшается; 2) минимальная скорость судна и максимальное удаление косы от судна не всегда обеспечивают минимальную интенсивность нерегулярных помех. Кроме того, увеличение расстояния косы от судна связано с ее заглублением под действием веса кабеля, передающего сигнала, причем это заглубление может достигнуть значительных, больших чем расчетное.

Расчетное значение глубины погружения пьезокосы определяется по известному соотношению [Зверев, 1964]

$$h_{\text{пр}} = V/4f_0, \quad (15)$$

где f_0 – центральная частота полосы регистрации.

База и шаг группирования увеличиваются с ростом глубины исследований, что вполне очевидно из геометрических соображений. В то же время при детальных малоглубинных исследованиях недопустимо использование длинных кос, так как суммарный сигнал, принимаемый косой, примет вид интерференционного пута колебаний за счет набега фазы при подходе к косе сферического фронта отраженной волны.

В настоящее время наибольшее распространение получили приемные пьезокосы с треугольным распределением чувствительности, в которых чувствительность максимальна в центре косы и минимальна на краях. По данным, приведенным в работе [Мерклин, Конопкин, 1973], такие приемные устройства более эффективно подавляют нерегулярные помехи, чем косы с равномерным (прямоугольным) распределением чувствительности.

Общее количество приемников в пьезокосе, кроме того, определяется необходимостью согласования выхода косы со входом регистратора [Калинин и др., 1967а], что позволяет обходиться без специальных согласующих элементов. Количество приемников n , необходимых в этом случае, определяется соотношением

$$n > \frac{1}{2\pi f_n R_{\text{вх}} C_0}, \quad (16)$$

где f_n – нижняя частота полосы регистрации; $R_{\text{вх}}$ – входное сопротивление регистратора; C_0 – собственная емкость пьезоприемника.

Влияние границы вода–воздух в точке приема приводит к интерференции принимаемого сигнала с отражением этого сигнала от ука-

занной границы; поэтому регистрируемый сигнал может быть с точностью до постоянного множителя записан в виде

$$P_{\text{рег}}(t) = P_{\text{пад}}(t) - P_{\text{пад}}\left(t - \frac{2h_{\text{пр}}}{v}\right) =$$

$$= P(t) - P\left(t - \frac{2h_u}{v}\right) - P\left(t - \frac{2h_{\text{пр}}}{v}\right) + P\left(t - \frac{2h_u}{v} - \frac{2h_{\text{пр}}}{v}\right), \quad (17)$$

а спектр регистрируемого сигнала - в виде

$$S_{\text{рег}}(\omega) = 4S(\omega) \left| \sin \frac{\omega h_u}{v} \right| \left| \sin \frac{\omega h_m}{v} \right|. \quad (18)$$

Формы $P_{\text{рег}}(t)$ и $S_{\text{рег}}(\omega)$ приведены на рис. 8.

Блок регистрации. Основными требованиями, которым должен удовлетворять регистратор, являются: а) возможность экспресс-вывода получаемой информации на видимый носитель записи с минимальной задержкой во времени, б) возможность многократного воспроизведения результатов НСП на видимом носителе записи.

Сейсмический материал, используемый при написании данной работы, получен с применением аппаратуры регистрации, удовлетворяющей лишь первому из названных условий. В этой связи здесь не рассматриваются требования, предъявляемые к регистрирующему комплексу, в состав которого входит блок промежуточной магнитной записи, а регистратор экспресс-записи (видимой записи) допускает внешнюю синхронизацию временной развертки.

Основными параметрами регистрирующего комплекса, использующего носитель видимой записи, являются: полоса пропускания регистрирующего тракта, коэффициент усиления, длительность развертки, диапазон задержек начала записи относительно момента возбуждения, стабильность развертки, динамический диапазон регистратора носителя записи.

Полоса пропускания связана как со спектральным составом излучаемых колебаний (с учетом влияния границы вода-воздух), так и с сейсмогеологической характеристикой разреза и со спектральными характеристиками помех. Учет двух последних факторов при выборе полосы пропускания осуществляется экспериментально. Очевидно при этом, что частоту правого среза полосы пропускания целесообразно брать больше той частоты, на которой сосредоточена подавляющая часть энергии излучаемого импульса. Как видно из рис. 7, эта частота соответствует примерно частоте $f_{2\text{min}}$ и для принятых условий возбуждения может быть рассчитана по формулам, аналогичным формуле (13). Таким образом, указанный экспериментальный выбор полосы пропускания относится в первую очередь к выбору левого среза. Имея в виду то обстоятельство, что спектр нерегулярных помех имеет максимальную интенсивность в области низких частот и при этом является "окрашенным", частоты левых

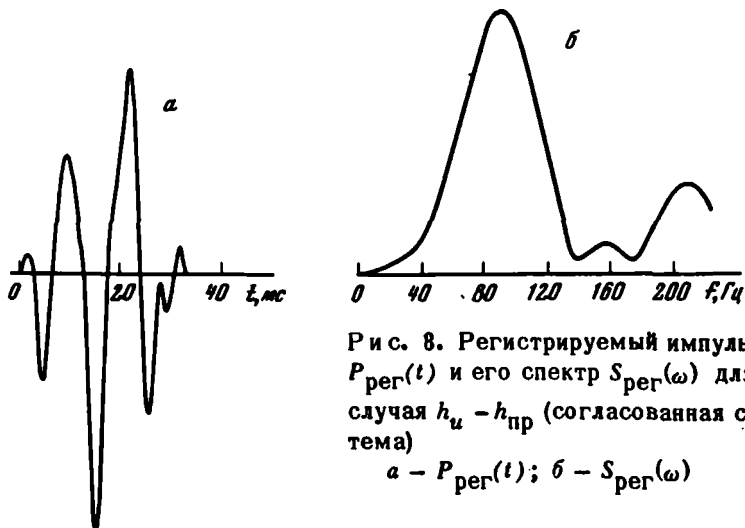


Рис. 8. Регистрируемый импульс $P_{\text{рег}}(t)$ и его спектр $S_{\text{рег}}(\omega)$ для случая $h_u - h_{\text{пр}}$ (согласованная система)

$a - P_{\text{рег}}(t)$; $b - S_{\text{рег}}(\omega)$

срезов должны выбираться достаточно дробно, а характеристики фильтров иметь крутизну порядка 40 дБ/октава.

Динамический диапазон по входу регистратора выбирается из следующих оценок: минимальная интенсивность регистрируемого полезного сигнала должна быть не выше интенсивности нерегулярных помех; последняя составляет, по экспериментальным данным, 25–50 мкВ. Максимальная амплитуда полезного сигнала при использовании электронных источников находится в диапазоне 0,1–1,0 В. Следовательно, средний динамический диапазон регистратора должен составлять 60–70 дБ. Динамический диапазон собственно носителя записи составляет: для фотобумаги – 50 дБ, для электрохимической бумаги – 30 дБ, для электротермической бумаги – 10 дБ.

Коэффициент усиления должен изменяться таким образом, чтобы минимальный полезный сигнал мог быть усилен до величины 20–30, чтобы быть зафиксированным на видимом носителе записи. Следовательно, $K_{\text{ус}}$ регистрирующего тракта должен достигать максимальной величины порядка 10^6 с использованием ступенчатого переключателя усиления. Как и в традиционных методах сейсморазведки, усиление должно быть программно регулируемым. Время развертки и время задержки определяются предполагаемой глубиной исследований и мощностью водного слоя.

В связи с тем что момент возбуждения при использовании электронных источников сопровождается интенсивной электрической наводкой, входные усилительные каскады в это время должны отключаться от входа регистратора.

Согласованная система источник–приемник. Как показано в работе [Калинин и др., 1974], согласование спектральной характеристики $S(\omega)$ излучаемого импульса $P(t)$ с интерференционными характеристиками источника и приемника, связанными с наличием границы вода–воздух в точках возбуждения и приема,

достигается в полосе $0 \leq f < 2f_0$ в случае, когда выполняется равенство

$$h_u = h_{пр} = V/4f_0, \quad (19)$$

при этом f_0 — центральная частота согласования определяется из соотношения

$$f_0 = \frac{58}{\sqrt{1 + 0,1W0,36 - 1}}, \quad (20)$$

где $[f_0]$ выражено в Гц, $[W]$ — в Дж.

Такая система называется согласованной, и для нее (в пренебрежении действия поглощения) нижняя и верхняя частоты полосы регистрации определяются как

$$\begin{cases} f_H = 0,64f_0; & f_B = 1,36f_0 \\ \Delta f = 0,72f_0; \end{cases} \quad (21)$$

Согласованная система является оптимальной с точки зрения использования электрической энергии источника W . Иными словами, при заданной величине энергии источника оптимальные параметры возбуждения, приема и регистрации однозначно определяются приведенными соотношениями.

Группирование источников. Как уже отмечалось, для единичного источника невозможно независимое варьирование интенсивности и спектрального состава возбуждаемых колебаний. В этой связи методическим приемом, позволяющим решить указанную проблему, является группирование источников.

Увеличение интенсивности возбуждаемых колебаний при этом непосредственно следует из формулы (12). Действительно, для энергии W , реализуемой через N источников, амплитуда возбуждаемых колебаний равна

$$\begin{aligned} A(N) &\propto N(W/N)^{0,47}; \\ A(N)/A(1) &= \frac{N(W/N)^{0,47}}{W^{0,47}} = N^{0,53}. \end{aligned} \quad (22)$$

В то же время длительность колебаний, возбуждаемых группой из N источников, равна длительности колебаний, возбуждаемых единственным элементом этой группы с энергией возбуждения W/N .

Аналогично, для получения согласованной группы величины f_H , h_u , $h_{пр}$, f_0 , f_B и Δf определяются по формулам (19)–(21), где W заменяется на W/N .

На практике оценить эффективность группирования возможно, только сравнивая относительную помехоустойчивость (т.е. отношение сигнал/шум) группы из N источников и единичного источника с той же энергией W_0 (энергетическая база группирования). На рис. 9, взятом из работы [Калинин и др., 1976а], приведены кривые срав-

нительной помехоустойчивости для различных типов спектральных характеристик помех и различных значений параметра поглощения.

Технически реализация N источников производится не путем одновременного использования N блоков возбуждения со специальным излучателем для каждого блока, а путем использования единого блока возбуждения, составленного на базе нескольких элементов (модулей), соединенных параллельно. Суммарная энергия W_6 подводится к излучателям с помощью единой энергетической магистрали, и собственно группирование осуществляется на уровне излучателей путем их параллельного соединения к энергетической магистрали. Технические аспекты группирования на базе единой энергомагистрали рассмотрены в работе [Калинин и др., 19766].

Основное требование, вытекающее из необходимости группирования источников, заключается в необходимости модульной конструкции источника электрической энергии.

Основные положения методики НСП. Приведенные в настоящем разделе количественные соотношения позволяют рекомендовать последовательность операций, с помощью которых проводится определение методических параметров НСП.

1. По соотношениям (20) и (21) определяется нижняя граничная частота полосы пропускания регистрирующего тракта для максимального значения электрической энергии источника $W_{пол}$, которая находится в распоряжении исследователя.

2. При значении частоты левого среза фильтра $f_H = 0,64 f_{0\min}$ и полосе пропускания порядка 300–500 Гц определяется средняя амплитуда нерегулярных помех для нескольких значений расстояния между приемным устройством и судном. Глубина погружения приемного устройства при этом выбирается равной 4–6 м. Как правило, начиная с некоторого значения $l = l_{опт}$, дальнейшее увеличение l не дает заметного уменьшения уровня помех. В зависимости от типа судна, глубины воды и жесткости дна $l_{опт}$ составляет 50–150 м. В процессе проведения этих измерений скорость движения судна выбирается равной его средней технической скорости.

3. При выбранном значении $l_{опт}$ в указанной полосе частот производится измерение зависимости уровня помех от скорости движения судна и выбирается такая скорость $V_{опт}$, при которой уровень помех имеет наименьшее значение.

4. С помощью частотной селекции оценивается характер спада интенсивности нерегулярных помех в зависимости от частоты и выбирается ближайшая из теоретических зависимостей, рассмотренных на рис. 9.

5. Выбирается несколько вариантов группирования источников для заданной энергетической базы $W_6 = W_{max}$ и с помощью кривых, приведенных на рис. 9, оценивается их сравнительная потенциальная помехоустойчивость. При прочих равных условиях число источников в группе выбирается исходя из технических возможностей группирования [Калинин и др., 19762].

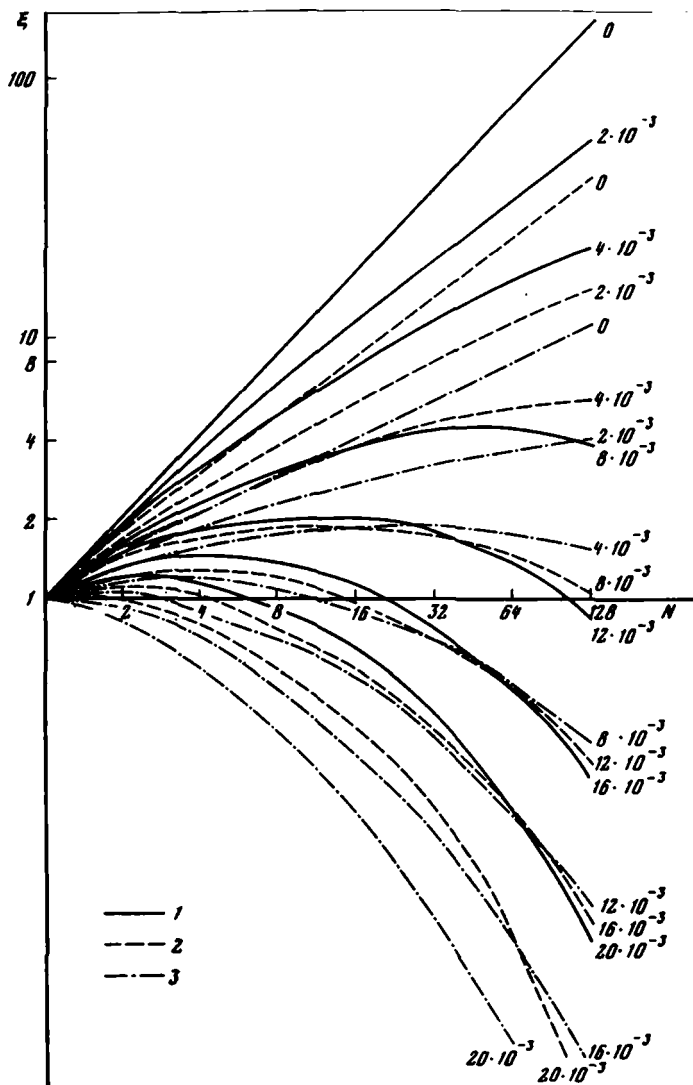


Рис. 9. Потенциальная относительная помехоустойчивость (N) единичного и группового излучателей в зависимости от параметра поглощения $m = 2\beta_0 H$ и вида спектральной характеристики помех (ξ)

Цифры — значения m . Спектр помехи пропорционален: 1 — $1/f^2$; 2 — $1/f^4$; 3 — белый шум.

Таблица 2

Зависимость амплитуды отраженного сигнала от энергии электронского

W, кДж	$h_u,$ $h_{пр},$ м	$f_0,$ Гц	$\Delta f,$ Гц	$T_{рег},$ мс	Максимальная амплитуда				
					$\beta_{эф} = 0$				
					Глубина $H_{ср},$ м				
					250	500	1000	2000	
1,25	3,3	113	75-226	17,7	28	13	5	2	
2,5	4,1	91	58-182	21,6	34	15	7	3	
5	5,7	75	48-150	26,1	43	19	8	4	
10	6,0	62	40-124	29,2	54	24	10	4,5	
20	7,2	52	33-104	37,4	70	31	6	6	
40	8,6	44	28-88	47,5	94	41	17	8	
80	10,3	36	23-72	54,6	115	50	21	10	
160	12,3	31	19-62	65,2	145	65	27	14	

6. Для выбранных параметров группирования определяются центральная частота полосы пропускания, нижняя и верхняя граничные частоты, глубина погружения приемника и излучателя - на основе соотношений (19), (20).

7. При заданных глубинах погружения и параметрах регистратора измеряется амплитуда помех при выбранной ранее скорости движения судна.

8. Используя данные, приведенные в табл. 2, по измеренным значениям амплитуды помех и задаваемым значениям коэффициента поглощения оценивается достижимая глубинность разведки и инструментальная разрешающая способность по времени. Экспериментальные исследования показали, что при использовании записи по способу переменной плотности (на фотобумаге, ЭХБ и ЭТБ) уверенно выделяются оси синфазности, соответствующие отношению сигнал/помеха, равному 1.

Данные, сведенные в табл. 2, взяты из работы [Калинин и др., 1974] и получены по результатам экспериментальных наблюдений и теоретических расчетов согласованных систем возбуждение-прием.

9. Расстояние ΔX между центром плавучей пьезокосы и излучателем выбирается, исходя из условия $\Delta X < \sqrt{V_0 H_0 / f_0}$ либо (если глубина воды мала) из условия $\Delta X < \sqrt{V_{ср} H_{ср} / f_0}$, где V_0 и H_0 - скорость и мощность водного слоя; $V_{ср}$ и $H_{ср}$ - скорость и мощность исследуемого разреза.

10. Для проведения работ в условиях большого волнения моря целесообразно использование площадного группирования излучателей и приемников, в частности использование двух пьезокос и двух энергомагистралей. Опыт работ показал, что установка такого типа обеспечивает проведение работ при скорости судна порядка 10 узлов и волнении до 5 баллов без заметного снижения глубинности исследований.

отраженного сигнала		$\Delta_{\text{макс}}$, мкбар					
$\beta_{\text{эф}} = 10 \text{ с/м}$				$\beta_{\text{эф}} = 4 \cdot 10 \text{ с/м}$			
Глубина				$H_{\text{ср}}$, м			
250	500	1000	2000	250	500	1000	2000
21	7,1	1,4	0,21	8,0	1,1	0,04	0,0004
24	8,6	2,1	0,31	11	1,7	0,1	0,0009
33	11,7	3,1	0,46	16	2,8	0,28	0,003
44	16,3	4	0,57	24,3	5,4	0,5	0,016
60	22,9	6,9	1,43	37,1	8,6	1,1	0,051
81	31,4	10	2,57	54,1	14,8	2,3	0,14
102	40	13,7	3,71	71,4	20	3,3	0,29
132	52,9	18,6	5,7	98,4	30	6,4	0,71

Аппаратурно-методические параметры НСП при сейсмоакустических исследованиях на северо-западном шельфе Черного моря. Как уже отмечалось, сейсмоакустические исследования акватории северо-западной части Черного моря проводились параллельно с совершенствованием аппаратурной базы и разработкой теоретических и методических принципов системы НСП с привлечением материала специализированных натуральных экспериментов. В этой связи аппаратурные и методические параметры исследований менялись в довольно широких пределах, при этом основная тенденция усовершенствования системы НСП заключалась в увеличении глубинности исследований.

Ниже приводятся данные по основным из названных параметров.

А. Блок возбуждения – использовался макетный образец аппаратуры, а позднее созданный на его базе серийный блок возбуждения УЭВ "Скат". Коммутация разрядов в этих блоках осуществляется с помощью высоковольтного воздушного разрядника [Калинин А., Калинин В., 1967]. Суммарная энергия менялась от 0,2 до 15 кДж. Энергия 15 кДж достигалась путем использования группы из 3 источников "Скат". В качестве энергомагистрали использовался коаксиальный кабель различных марок; собственно излучатель выполнялся в виде отрезка коаксиального кабеля. Группирование излучателей осуществлялось путем подсоединения к энергомагистрали через специальный разъем соответствующего количества отрезков коаксиального кабеля, освобожденных от внешней оплетки. Торцы медных жил этих кабелей и являются потенциальными электродами излучателей. Вторым (общим для всех излучателей) электродом является внешняя оплетка энергомагистрали. В процессе работы излучателя происходит сгорание медной жилы и разрушение внешней изоляции со скоростью 1–10 см/час (в зависимости от типа кабеля и реализуемой через излучатель электрической энергии); восстановление излучателя проводилось путем подсоединения к разъему новых отрезков кабеля.

- Б. Приемное устройство - применялись следующие типы пьезокосы:
- 1) - с прямоугольной чувствительностью на базе 4,5, 9 и 50 м;
 - 2) - с треугольным распределением чувствительности на базе 50 м.

В. Регистрирующие устройства. На начальной стадии исследований использовался фотооптический регистратор, разработанный в лаборатории сейсмоакустических методов исследований геологического факультета МГУ [Калинин, 1965]; запись велась плотностным способом на фотобумагу шириной 480 мм. Хотя фотобумага имеет довольно значительный (в сравнении с ЭХБ) динамический диапазон, необходимость визуального контроля за записью и введения необходимых корректив в параметры регистрации заставила отказаться от фотооптического регистратора. В дальнейшем использовался регистратор, созданный на базе эхолотного самописца [Воробьева, 1973], в котором запись велась на электрохимическую бумагу (ЭХБ) шириной 480 мм с использованием (как и в фотооптическом регистраторе) механического способа временной развертки. Системы фильтрации, усиления, ПРУ и т.д. в обоих типах регистраторов были выполнены в соответствии с требованиями, изложенными выше.

Г. Техника сейсмоакустических исследований. Работы методом НСП проводились в процессе непрерывного движения судна по профилю со скоростью 8-9 узлов. Перед выходом в район исследований за корму судна вытравливалась пьезокоса, буксировка которой осуществлялась на глубине $h_{пр}$ и расстоянии $l_{опт}$ от судна, определенных в соответствии с изложенными выше расчетными соотношениями. Необходимая величина $l_{пр}$ обеспечивалась применением разъемных накладных грузов обтекаемой формы, накладываемых на кабель-трос, соединенный с пьезокосой. Количество грузов определялось экспериментально - в зависимости от скорости судна, величины $l_{опт}$ и требуемого значения $h_{пр}$. Контроль за величиной $h_{пр}$ осуществлялся с помощью специального струнного датчика глубины. Датчик помещался внутри отрезка такого же шланга, в котором размещалась пьезокоса, и соединялся с последней с помощью стандартного муфтового разъема. Буксировка всего приемного устройства совместно с датчиком глубины осуществлялась кабель-тросом, по которому одновременно передавался сигнал от пьезокосы на регистрирующее устройство, а также осуществлялось питание и передача показаний датчика глубины. В качестве кабеля-троса использовался 4-жильный кабель с внешней оплеткой типа П-296. В тех случаях, когда датчик глубины не использовался, для буксировки косы применялся обычный коаксиальный кабель типа РК-50.

Для уменьшения вибраций, передаваемых по кабелю от судна к пьезокосе, кабель крепился к корпусу судна через амортизатор. Для стабилизации положения пьезокосы при буксировке в хвостовой ее части крепился фал длиной 5-7 м.

После того как требуемые параметры приемного устройства были зафиксированы, за борт вытравливалась энергомагистраль с подсоединенной к ней системой излучателей. Заглубление и контроль за величиной h_u велись аналогично тому, как это делалось при буксировке приемных устройств.

Запуск высоковольтного коммутатора в блоке возбуждения производился от регистратора. Период возбуждения составлял в основном 4 с, что при указанной скорости движения судна по профилю обеспечивало шаг наблюдения порядка 15–20 м.

Геодезическая привязка профилей осуществлялась навигационными штурманскими методами. Точность привязки в северной, прибрежной части изучаемой акватории составляла ± 200 м, что приближается к точности радиогеодезических методов. Для профилей, пройденных в южной части акватории, точность привязки снижалась до $\pm 2-3$ км.

ОСНОВНЫЕ ПРИЕМЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ НСП

Обработка и интерпретация данных НСП включает в себя как операции, полностью заимствованные из метода отраженных волн и потому не требующие подробного рассмотрения, так и операции, специфические для НСП, которые и будут рассмотрены ниже. При этом здесь не будут рассматриваться возможности интерпретации, связанные с наличием многократно воспроизводимой записи или с постановкой специализированных видов сейсмоакустических исследований — точечных зондирований. Таким образом, предполагается, что единственным исходным материалом обработки и интерпретации являются первичные сейсмограммы (на ЭХБ или фотобумаге), дающие сейсмическое изображение изучаемого разреза.

На этапе обработки сейсмограмм первичные материалы оцениваются по их качеству. Такая оценка позволяет выявить наличие бракованных сейсмограмм, выяснить примерную глубинность исследований, достигнутую в различных районах, выделить участки со сходными типами волновой картины, в том числе участки с интенсивным фоном многократных волн-помех, и, наконец, определить те профили или участки профилей, которые должны быть повторены либо в силу допущенного технического брака, либо в силу неправильно выбранного (как правило, недостаточно большого) времени регистрации. Этот этап включает также проведение чисто технических операций — маркировку сейсмограмм, уточнение отметок геодезической привязки, расшифровку отметок оператора и т.д. Выполнение указанных операций позволяет оценить равномерность движения судна, выявить зоны резких изменений его скорости и направления движения и увязать с этими данными возможные зоны аномальной записи на сейсмограммах. На этом же этапе проводится сопоставление сейсмограмм по точкам пересечения профилей с целью контроля геодезической привязки и корректировки схемы наблюдений, увязанной во всех точках пересечения.

Интерпретация данных НСП рассматривается здесь в узком смысле этого слова. Именно, под интерпретацией мы подразумеваем тот процесс дополнительной обработки сейсмограмм, который позволяет провести идентификацию волн по их типам и тем самым выделить однократные волны и провести построение временного разреза.

Исходным материалом для интерпретации в указанном смысле

являются сейсмограммы, прошедшие этап предварительной обработки. Как указывалось выше, динамический диапазон плотностной записи составляет примерно 20–30 дБ, что позволяет качественно оценить динамические параметры зарегистрированных волн и характерные особенности их формы.

Таким образом, интерпретация данных НСП может опираться, как и во всех методах сейсморазведки, на два критерия – динамический и кинематический. По аналогии с терминами, принятыми в других методах сейсморазведки, и сохраняя их содержание, можно оперировать понятиями осей синфазности, структуры волнового пакета и структуры волновой картины.

Ось синфазности (временная линия) есть линия в координатах $[X, t]$, определяющая время прихода одной и той же фазы волнового пакета, отраженного от одной и той же границы раздела. Таким образом, ось синфазности есть элемент сейсмического изображения отражающих границ. При плотностной записи ось синфазности выражается линией потемнения (или просветления) записи. Формула (17) и рис. 8 показывают, что даже в случае отражения от полупространства соответствующее ему сейсмическое изображение будет состоять из нескольких (пяти – в случае применения согласованной системы) осей синфазности, что объясняется сложной структурой волнового пакета. В этой связи целесообразно ввести понятие зоны синфазности, т.е. системы осей синфазности, соответствующих отражению от одной и той же границы раздела. Ширина этой зоны по координате t сравнима с длительностью волнового пакета, известного (без учета поглощения) априори.

Таким образом, первый этап интерпретации заключается в анализе пространственно-временной структуры волнового поля путем разбиения этого поля на конечное число элементов – зон синфазности. Однако при достаточно сложной пространственно-временной структуре сейсмограммы выделение зон синфазности является заведомо неоднозначной операцией, если процесс разбиения не подчинить ряду требований, вытекающих из физической сущности задачи. Важнейшими из таких требований являются:

1. Ось синфазности, проводимая в пределах зоны синфазности, не может иметь угловых точек.

2. Соседние пространственные элементы, входящие в выделенную зону синфазности, должны иметь сходную временную структуру на интервале времени, сравнимом с длительностью волнового пакета.

3. В координатах $[X, t]$ ось синфазности должна быть однозначной функцией X .

4. Интенсивность волн, объединенных данной зоной синфазности, не может, как правило, резко изменяться в пространстве (по координате X).

В пределах каждой зоны синфазности выделяется несколько осей синфазности, совпадающих по форме и сдвинутых по времени.

На первом этапе интерпретации используются главным образом кинематические параметры записи, т.е. положение во времени и форма осей синфазности. Динамические параметры, т.е. характер рас-

30

пределения интенсивности осей синфазности и их число в зоне синфазности, играют второстепенную роль, поскольку выделение зон уверенно проводится уже при соотношении сигнал/помеха, равном единице.

Выполнение первого этапа интерпретации позволяет составить общее представление о возможности выделения самостоятельных зон синфазности, их числе, пространственной выдержанности (коррелируемости), типах их форм в координатах $[X, T]$, о степени локализованности зон синфазности, т.е. о наличии между выделяемыми зонами интервалов записи либо со слабой коррелируемостью, либо малым изменением интенсивности в пределах нескольких полос синфазности, либо с монотонным изменением интенсивности этих полос. Этот же этап позволяет: 1 - выявить характер распределения интегральной интенсивности зон синфазности - монотонное убывание при увеличении T , чередование интенсивных и слабоинтенсивных зон, наличие периодичности в распоряжении зон синфазности, присутствие в пространственно-временной структуре сейсмограммы взаимопересекающихся зон синфазности; 2 - определить однотипность форм зон синфазности либо четкое деление этих форм на несколько типов; 3 - установить участки с различным уровнем фона нерегулярных помех и различной длительностью записи.

Несмотря на то, что на первом этапе основная задача интерпретации еще не решена, информация, получаемая в процессе его выполнения, позволяет провести полную классификацию имеющегося материала по типам волновой картины и тем самым осуществить своеобразное картирование исследуемой акватории. В совокупности с данными батиметрии, картами других геофизических полей и геологической картой примыкающей суши это картирование не только представляет самостоятельный интерес, но и имеет вспомогательное значение для проведения второго этапа интерпретации. В ряде случаев первый этап оказывается и последним - сложность сейсмогеологических условий и соответственно волновой картины не позволяет получить иных результатов, кроме выделения зон однотипной волновой картины. Однако в общем случае решение задачи интерпретации проводится на втором этапе, который включает сравнительный анализ формы различных зон синфазности, изучение тонкой структуры выделенных зон, сопоставление интенсивности волн, составляющих эти зоны, и идентификацию волн на основе набора динамических и кинематических критериев. В соответствии с результатами, приведенными в первом разделе данной главы, в качестве основных можно выделить следующие критерии.

1. Зоны синфазности однократных волн не могут пересекаться.
2. Из двух пересекающихся зон синфазности обе или одна связаны с боковыми или многократными волнами.
3. Полнократные от плоских наклонных границ волны образуют веерообразную систему зон синфазности, причем тангенсы углов наклона этих зон в координатах $[X, T]$ возрастают пропорционально номеру кратности: $\operatorname{tg} \phi_n = n \cdot \operatorname{tg} \phi_1$, где ϕ_1 - угол наклона зоны синфазности соответствующей однократной волны.

4. Интенсивность полнократных волн убывает быстрее, чем K_0^n , где K_0 – коэффициент отражения от донной границы раздела, n – номер кратности.

5. Зоны синфазности полнократных волн в координатах $[X, T]$ имеют одну и ту же абсциссу локальных экстремумов, причем полная амплитуда экстремумов возрастает пропорционально кратности волны.

6. Тангенсы углов наклона вблизи локальных экстремумов зон синфазности полнократных волн (при малых углах наклона – углы наклона) возрастают пропорционально номеру кратности.

7. В случае горизонтального или слабо наклонного дна неполнократные в водном слое волны образуют зоны синфазности, форма которых во всех деталях совпадает с формой зоны синфазности соответствующей однократной волны.

8. В случае, если рельеф отражающей границы слабо выражен, а рельеф дна имеет четкие структурные особенности, неполнократные в водном слое волны образуют зоны синфазности, форма которых полностью повторяет форму зоны синфазности донной волны, причем амплитуда локальных экстремумов возрастает пропорционально номеру неполнократной в водном слое волны. В случае горизонтальной отражающей границы форма зоны синфазности первой неполнократной в водном слое волны совпадает с формой зоны синфазности волной волны второй кратности и т.д.

9. Если как дно, так и некоторая отражающая граница имеют одинаково резкий рельеф, то форма зон синфазности неполнократных в водном слое волн не совпадает ни с формой зоны синфазности отраженной от дна волны, ни с формой зоны синфазности однократных волн, отраженных от рассматриваемой границы раздела.

10. Спад интенсивности неполнократных в водном слое волн происходит медленнее, чем интенсивности полнократных волн, и полностью определяется коэффициентом отражения от дна:

$$A_n \propto A_1 n K_0^n,$$

где A_1 – амплитуда волны, отраженной от данной границы; K_0 – коэффициент отражения от дна; n – номер неполнократной волны, $n \geq 2$.

При $K_0 > 0,5$ первая неполнократная волна будет иметь интенсивность, равную или большую интенсивности порождающей ее однократной волны.

11. Если дно имеет резкий рельеф, то особенности сейсмического изображения этого рельефа будут проявляться на форме всех зон синфазности однократных волн (с тем же знаком, если скорость звука в придонных отложениях больше скорости звука в воде, и с противоположным при обратных условиях) в соответствии с формулой

$$\Delta t_K = \Delta t_0 \frac{V - V_0}{V} = \Delta t_0 \left(1 - \frac{V_0}{V} \right),$$

где Δt_0 – прирост времени для зоны синфазности отраженной от дна волны; Δt_K – прирост времени для зоны синфазности некоторой

однократной волны; V_0 , V – скорость звука в воде и придонных отложениях мощностью h соответственно; Δh – амплитуда локальных структур рельефа дна; $\Delta t_0 = \Delta h/V_0$.

12. Неполнократные на внутренних отражающих границах волны образуют зоны синфазности, форма которых определяется рельефом всех границ, на которых данная волна претерпела отражения; в этой связи невозможно выделить кинематические признаки, позволяющие достаточно надежно идентифицировать волны такого типа. Однако в большинстве случаев интенсивность этих волн сравнительно мала, а в условиях случайных флуктуаций мощности слоев образования протяженных зон синфазности маловероятно.

13. В случае, когда локальный радиус кривизны отражающих границ сравним с глубиной до этих границ, непротяженные зоны синфазности появляются как следствие неоднозначности сейсмического изображения – эффект бокового сноса.

14. Протяженные зоны синфазности интенсивных волн, пересекающие несколько зон синфазности, порождаются боковыми волнами. Зоны синфазности, имеющие четко выраженную гиперболическую или близкую к гиперболической форму, порождаются дифрагированными волнами.

15. Изменение интенсивности волн, составляющих данную зону синфазности, является следствием либо интерференции нескольких волн, либо изменения свойств вышележащей толщи, либо связано с изменением коэффициента отражения от изучаемой границы. Таким образом, использование динамических критериев возможно лишь при совместном анализе формы волнового пакета в пределах выделенной зоны синфазности и пространственно-временной структуры предшествующей по времени части сейсмограммы.

Сформулированные выше критерии позволяют выделить два типа строения изучаемых отложений: с горизонтальными и негоризонтальными границами раздела.

В случае горизонтально-слоистой среды выделение однократных волн по кинематическим признакам практически невозможно. Динамические критерии позволяют выделить с некоторой долей вероятности лишь наиболее жесткие границы.

Поскольку в условиях горизонтальных или слабо наклонных отражающих границ корреляция волн осуществляется наиболее полно и надежно, а главная трудность связана с идентификацией этих волн, становится очевидной необходимость постановки специального вида сейсмоакустических исследований – точечных зондирований.

В условиях наклонных и складчатых границ раздела совокупность кинематических и динамических параметров записи дает возможность в большинстве случаев провести надежное выделение однократных волн, соответствующих основным отражающим горизонтам в разрезе.

Результатом сейсмической интерпретации является временной разрез, на котором в координатах $[X, t]$ представлены оси синфазности (временные линии), соответствующие однократным отражениям и вы-

деленные с той или иной степенью вероятности. Построение глубинных разрезов, стратификация границ и выделение элементов тектонического строения составляют сущность геологической интерпретации, которая рассматривается в других разделах настоящей работы.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ НСП НА АКВАТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЧЕРНОГО МОРЯ

Краткая сейсмогеологическая характеристика района¹. До внедрения в практику морских работ сейсмических методов разведки основным источником сведений о распространении скоростей в отдельных осадочных комплексах являлись данные сейсмокаротажа глубоких скважин, расположенных на прилегающих участках суши. При обобщении этих данных, проведенном в 1967 г. (трест Днепрогеофизика), отмечалось, что значения средних скоростей и закон их изменения для толщи палеогеновых отложений оказываются очень близкими и сохраняются постоянными для всей обширной территории впадины (линия сопоставления – подошва эоцена). При этом приводятся следующие значения средних скоростей (в м/с) для отдельных стратиграфических комплексов:

Миоцен	1860–2000	Палеоцен	2160–2390
Олигоцен	2040–2180	Верхний мел	2270–2740
Эоцен	2030–2270	Нижний мел	2350–2860.

Этому закону соответствует зависимость эффективной скорости от глубин, установленная по обобщенным графикам $V_{эф} = V_{эф}(H)$ для акватории северо-западной части Черного моря (рис. 10), по данным Днепрогеофизика. Перечисленные факты свидетельствуют о выдержанности скоростной характеристики палеоген-неогеновой толщи по площади.

По значениям пластовых скоростей в осадочных отложениях исследуемого района выделяется несколько толщ. Отложения неогеновой системы, слагающие верхнюю часть разреза, характеризуются значениями $V_{пл}$ от 1,8 до 2,6 км/с. Майкопские отложения отличаются несколько повышенными значениями пластовых скоростей – от 2,0 до 2,6 км/с. Контакт неогеновых отложений с майкопскими повсеместно отмечается перепадом скоростей от -0,6 до +0,4 км/с.

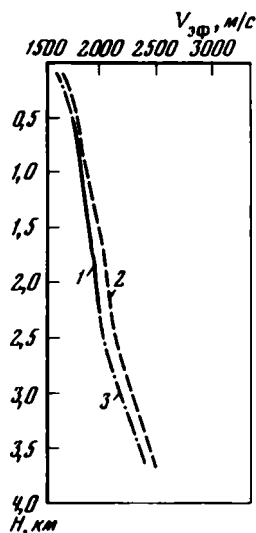
По данным площадных исследований МОВ, в области контакта приурочены два отражающих горизонта: Ia – N_1^1 (?) и Ib – P_3^3 (?) [Гаркаленко, 1970]. Кроме вышеуказанных горизонтов, также имеются отражающие границы, среди которых наиболее уверенно выделяется граница, связанная, по-видимому, с известняками сарматского яруса.

По данным треста Днепрогеофизика, поверхность эоценовых отложений также, возможно, является отражающей границей, так как

¹ Раздел написан В.П. Воробьевым.

Рис. 10. График эффективных скоростей

1 — для поднятия Голицына (по материалам 1967 г.); 2 — для зоны структурных осложнений — поднятий Голицына, Шмидта и окаймляющих их впадин (по материалам 1963–1964 гг.); 3 — участок экстраполяции графика 1 (параллельно графику 2)



в большинстве скважин на контакте отложений майкопа и эоцена отмечается перепад значений пластовых скоростей в 0,2–0,4 км/с.

Залегающие ниже по разрезу плотные известняки палеоцена и верхнего мела характеризуются значениями $V_{пл} = 3,0–4,5$ км/с. Скачок $V_{пл}$ на поверхности известняков достигает 0,8–2,0 км/с, вследствие чего эта граница является наиболее акустически жесткой для рассматриваемого разреза. К ней приурочен зарегистрированный в процессе площадных работ МОВ отражающий горизонт IIIa ($P_1^1 - K_2^d$) [Гаркаленко и др., 1969].

Значения, характерные для нижнемеловых отложений, оказываются достаточно близкими к отмеченным для верхнемеловых — скачок скоростей не превышает 0,4 км/с.

Значительный объем площадных работ МОВ, проведенных за последнее десятилетие трестом Днепрогеофизика на акватории исследуемого шельфа, позволил существенно уточнить имеющиеся представления о скоростной характеристике осадочных отложений.

В результате осреднения около 260 000 индивидуальных определений построены карты эффективных скоростей по северо-западной части Черного моря для уровней 3,0; 2,0 и 1,0 с. Совместный анализ полученных карт показывает, что распределение эффективных скоростей по площади и по глубине подчиняется определенному закону. При этом отмечается значительное влияние вертикального и горизонтального градиентов скорости. Последний заметно уменьшается с уменьшением вертикального времени. Так, для локальной области в западной части шельфа, где отмечается сгущение изолиний $V_{эф}$, горизонтальный градиент скорости уменьшается от 300 м/с на 1 км (для уровня $t_0 = 3,0$ с) до 100 м/с на 1 км (для уровня $t_0 = 1,0$ с). Для большей части территории шельфа горизонтальный градиент для уровня $t_0 = 1,0$ с оказывается незначительным и колеблется в пределах 20–30 м/с на 1 км. Проведенные статистические исследования по выяснению характера распределения $V_{эф}$ по площади показывают, что преобладающим значением эффективной скорости для уровня $t_0 = 1,0$ с является $V_{эф} = 2000$ м/с.

Приведем зависимость $V_{эф} = V_{эф}(t_0)$, установленную для площади поднятия Голицына, где она основывается на определениях по

данным МОВ и РНП (в интервале времен до 1,0 с) и ОГТ (от 2,0 до 2,5 с), а в интервале времен от 1,0 до 2,0 с линейно интерполировалась:

t_0 , с	0,7	0,8	0,9	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8
$V_{ср}$, м/с	1750	1780	1800	1850	1920	1970	2020	2060.

Распределение средних скоростей для всей площади шельфа, полученное на основании обобщений многолетних графиков $V_{зф}$, можно представить в виде следующей зависимости:

t_0 , с	0,5	1,0	1,5	2,0
$V_{зф}$, м/с	1700-1800	1800-1900	1890-2000	2100-2250.

В заключение отметим, что при предпринимавшихся ранее структурных построениях скорость принималась на уровне $t_0 = \text{const}$, постоянной для всей площади [Гордиевич и др., 1966; Самсонов, Красношек, 1969]. В этой связи следует особо подчеркнуть важность обобщения данных о скоростях для всей акватории шельфа северо-западной части Черного моря в виде карт $V_{зф}$ для различных уровней. Набор таких карт (по данным треста Днепрогеофизика должны быть подготовлены карты для уровней $t_0 = 0,5; 1,0$ и 2,5 с), позволяющий иметь значение скоростей практически для любой точки шельфа, даст возможность учета горизонтального и вертикального градиентов скорости, что в свою очередь обеспечит высокую точность структурных построений.

Характеристика волновой картины. Рассмотрение сейсмического материала показывает, что при анализе характерных особенностей волновой картины нет необходимости прибегать к детальному районированию изученной акватории. Попытка провести такое районирование по материалам наших исследований, предпринятая сотрудником лаборатории сейсмоакустики МГУ В.П. Воробьевым [Воробьев, 1973] в диссертационной работе, показала, что анализ общих закономерностей волнового поля сводится к суммированию частных случаев, выделенных по характерным профилям.

По характеру волнового поля изучаемая акватория в пределах шельфа может быть подразделена на два района: восточный и западный, граница между которыми проходит по линии Одесского глубинного разлома.

Восточный район. Общая длительность полезной записи в зависимости от энергии источника составляет 0,5-1,5 с и прямо пропорциональна этой энергии. Указанное обстоятельство свидетельствует об идентичности в указанном районе "внутренних" сейсмогеологических условий. Столь же однотипны и внешние сейсмогеологические условия: мощность водного слоя изменяется в пределах 20-200 м, оставаясь меньше мощности интервала исследований по грунту. Коэффициент отражения на границе вода-воздух составляет 0,2-0,3. Указанные соотношения мощности водного слоя и глубины исследований и высокий коэффициент отражения создают благоприятные условия для образования интенсивных реверберационных помех, осложняющих запись.

Типичные примеры волновой картины для акватории восточного района приведены на рис. 11-14, иллюстрирующих особенности сейсмической записи на различных участках района и при разном ориентировании сейсмоакустических профилей.

Как видно из рисунков, характерным для всего района является наличие большого числа однотипных зон синфазности, внутри каждой из которых выделяется несколько осей синфазности. Однотипность записи выражается в подобии формы зон (и осей) синфазности практически на всех участках профиля; и там, где оси синфазности горизонтальны, и на участках слабо наклонных, "моноклинальных" осей синфазности, и там, где они дают изображение сложных структурных форм (см. рис. 11).

Выше уже отмечалось, что в условиях горизонтально-слоистого разреза и слабо наклонных границ раздела кинематические параметры записи не позволяют проводить идентификацию волн-помех - реверберационных, комбинационных и полнократных. В этой связи, а также учитывая многофазность сейсмического изображения каждой границы, нельзя однозначно отождествлять "слоистость" сейсмограммы (т.е. наличие на ней большого числа осей синфазности) со слоистостью разреза. Тем не менее наличие в зоне синфазности или во всей пространственно-временной структуре сейсмограммы большого числа осей синфазности, совладающих по форме, может служить косвенным указанием на наличие слоистости в разрезе. Подтверждением этому служат результаты расчетов синтетических сейсмограмм для моделей тонкослоистых сред.

Нами рассчитана синтетическая сейсмограмма для модели горизонтально-слоистой среды, соответствующей сейсмогеологическому разрезу, который составлен по результатам бурения и сейсмокаротажа в районе структуры Голицына. Для построения сейсмограммы синтетическая сейсмотрасса многократно репродуцирована; таким образом, полученная сейсмограмма соответствует горизонтально-слоистому разрезу, параметры которого по профилю отвечают сейсмогеологическим условиям, определенным в точке бурения. Анализ синтетической сейсмограммы показывает, что общее число зон синфазности даже в отсутствие шума не превышает числа границ в разрезе, хотя и не все из этих зон соответствуют однократным отражениям.

Рассмотренная выше неоднозначность идентификации волновой картины в восточной части акватории не позволяет выделять большое количество зон синфазности. Для всей указанной части акватории четко выделяются три зоны синфазности:

а) верхняя зона длительностью 70-400 мс, первая ось синфазности в этой зоне соответствует вступлению донной волны; другие оси синфазности в этой зоне параллельны временной линии дна и являются практически горизонтальными; эти оси соответствуют границам в придонных отложениях; однако выделить среди них опорное отражение затруднительно; временная мощность первой зоны синфазности контролируется поведением верхней границы нижележащей второй зоны;

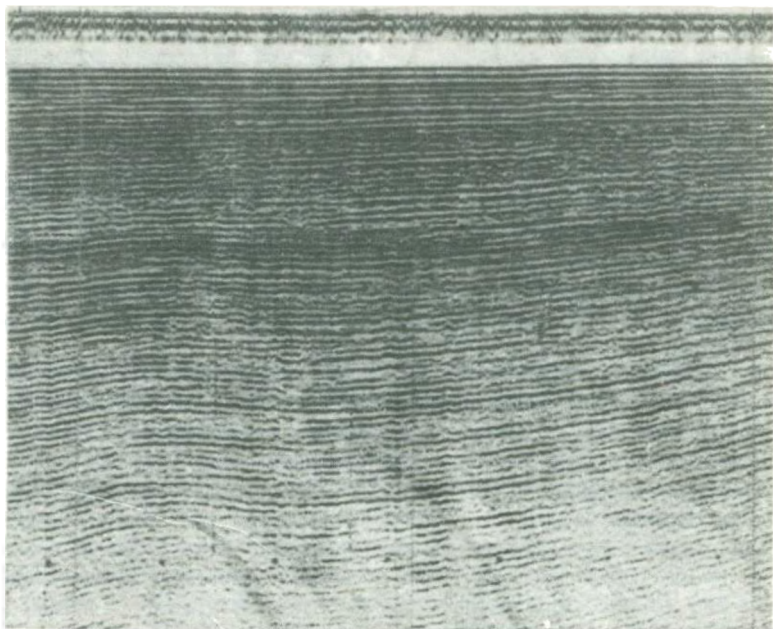
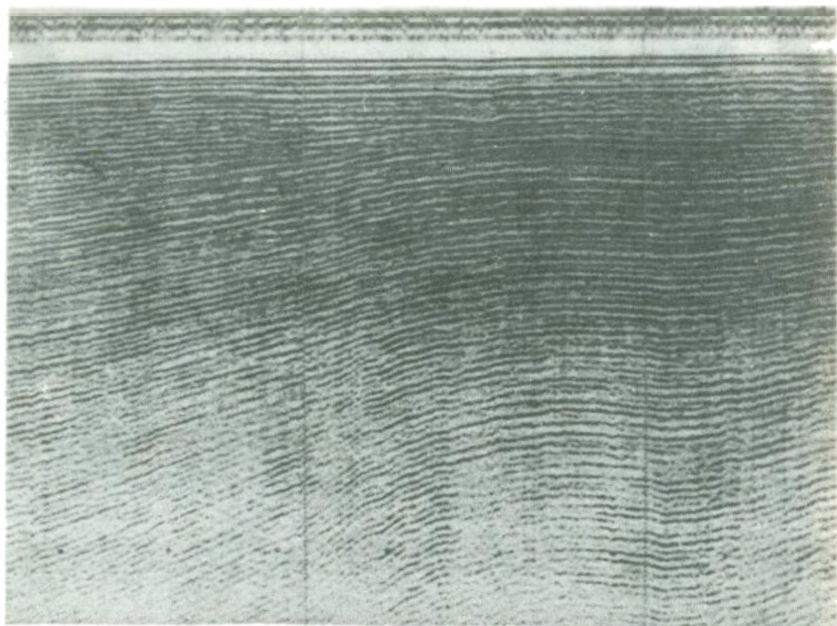


Рис. 11. Сейсмограмма НСП в восточной части района (Каркинитский залив)

б) вторая зона синфазности имеет довольно постоянную длительность (200–250 мс); в северной части акватории оси синфазности в этой зоне соответствуют моноклиальному падению отражающих границ с углом падения порядка $3-5^{\circ}$ (см. сейсмограмму на рис. 11); в центральной части на ряде сейсмограмм эта зона отвечает сложным формам (флексура) рельефа отражающих границ. Переход от центральной к южной части участка характеризуется моноклиальным залеганием отражающих границ с углами падения до 10° , которое затем переходит в практически горизонтальное. Верхняя граница указанной зоны выделяется нами во всей восточной части акватории как опорный горизонт по следующей совокупности признаков: уверенная и четко выраженная корреляция на больших расстояниях как по отдельным профилям, так и по площади; динамическая выразительность записи; резкое несогласие с формой вышележащих осей синфазности;

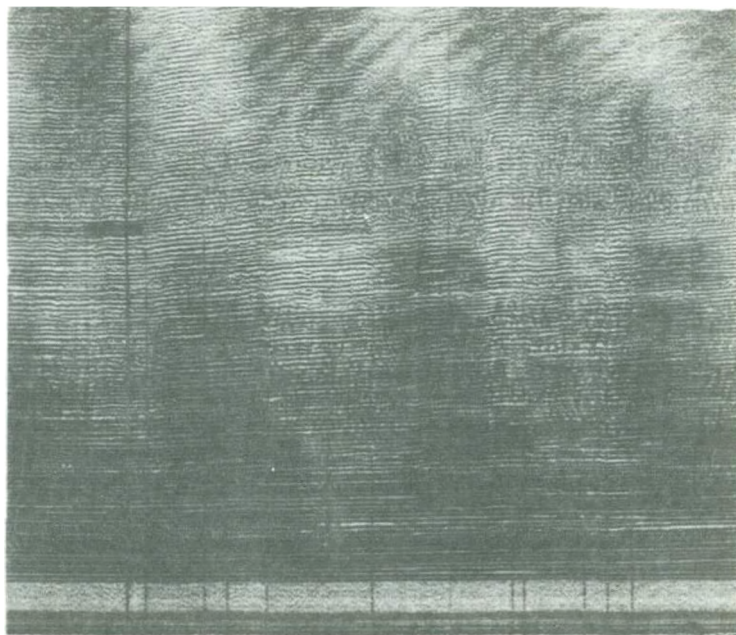
в) третья зона синфазности характеризуется теми же особенностями, что и вторая; идентичность поведения осей синфазности во второй и третьей зонах настолько очевидна, что это может привести к выводу о соответствии третьей зоны кратным отражениям. Однако анализ кинематики волн в этой зоне показывает, что они не являются ни полнократными, ни частично-кратными волнами второй зоны. Кроме того, комплексное изучение материала по сети профилей, его детальный сравнительный анализ по кинематическим и динамическим признакам позволили установить высокую коррелируе-



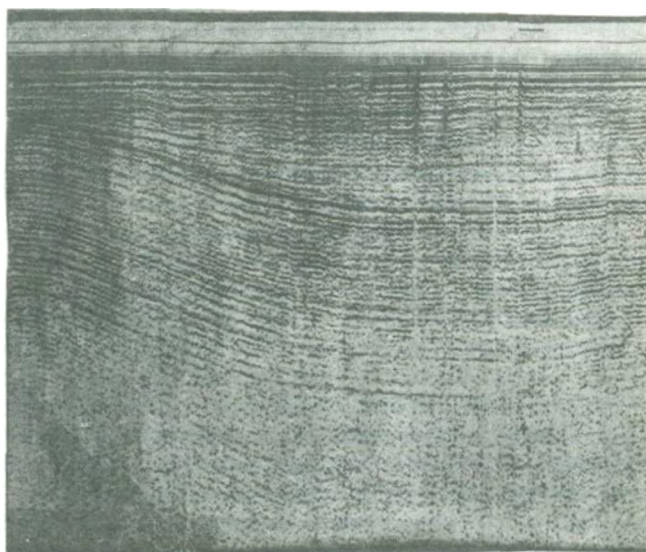
мость этой зоны по площади, а также несовмещение детальных особенностей ее конфигурации с осями синфазности второй зоны. Это послужило основой для выделения верхней границы этой зоны в качестве опорного горизонта.

Для всей волновой картины описываемой восточной части акватории характерно уменьшение длительности интервала полезной записи на южных участках – по мере приближения к бровке континентального склона. В частности, степень коррелируемости выделенных опорных горизонтов ухудшается, и в южной части они практически не прослеживаются; здесь выделяется лишь первая зона синфазности и соответствующая ей система реверберационных (кратных в водном слое) отражений.

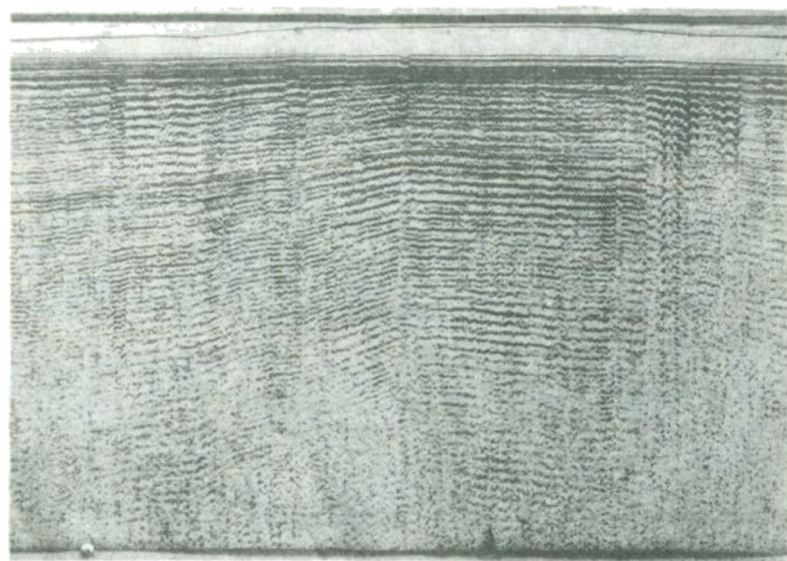
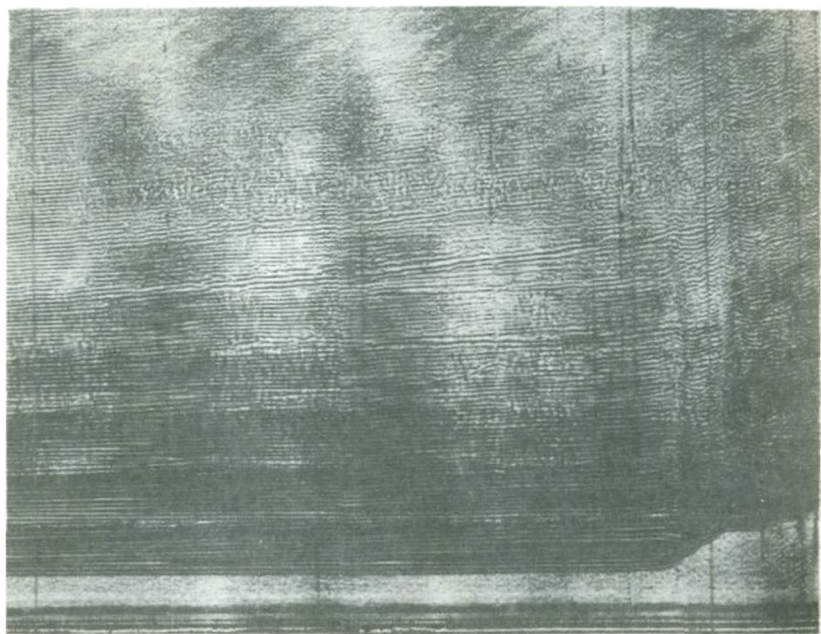
В заключение общей характеристики волновой картины в восточной части изучаемой акватории приведем примеры, иллюстрирующие необходимость правильного выбора сети наблюдений. На рис. 12 приведена сейсмограмма на одном из профилей Каламитского залива, ориентированном по простиранию геологических структур. Как видно из сейсмограммы, в этом случае мы имеем дело с самым неблагоприятным вариантом волновой картины: все зоны синфазности практически горизонтальны, и ни кинематические, ни динамические признаки не позволяют выделить в этой сложной интерференционной картине опорные однократные отражения. В то же время на сейсмограмме, полученной в этом районе при прохождении профиля, ориентированного по падению (см. рис. 13), с использованием тех же методических параметров волновая картина интерпретируется однозначно.



Р и с. 12. Сейсмограмма НСП в Каламитском заливе по профилю, расположенному по простиранию структур



Р и с. 13. Сейсмограмма НСП в Каламитском заливе по профилю, расположенному вкрест простирания



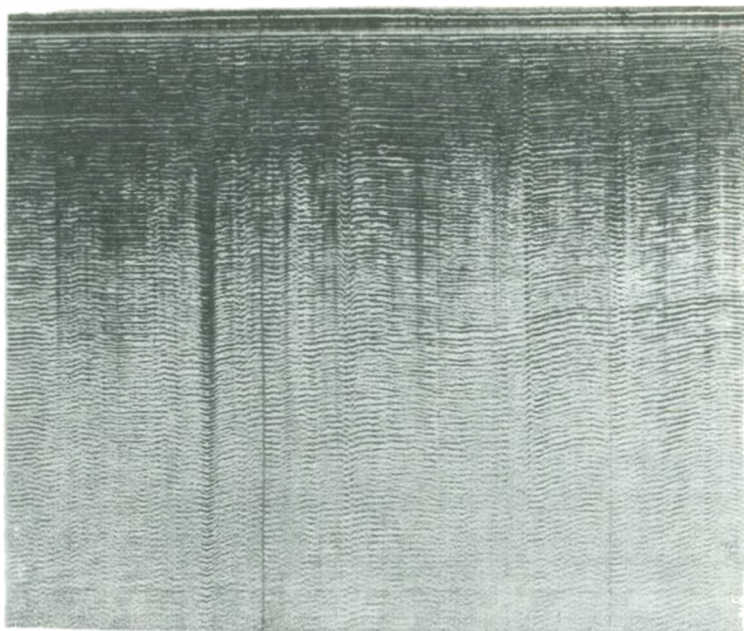
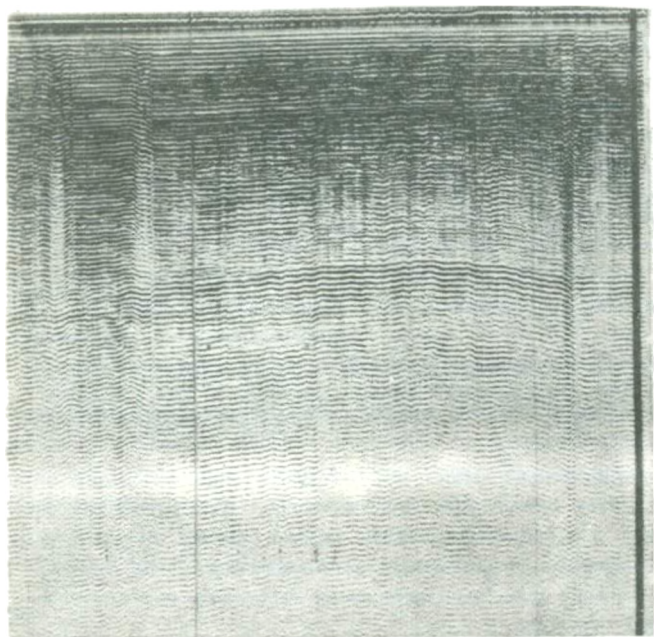


Рис. 14. Сейсмограмма НСП в северной части района. Хорошо видны зоны "звучащей" записи

Аналогичный пример являет рассмотрение сейсмограммы по профилю, расположенному по простиранию основных структур Восточно-Европейской платформы в северной части акватории (см. рис. 14). И здесь система горизонтальных осей синфазности делает волновую картину практически нерасшифровываемой, в то время как запись на меридиональном профиле (см. рис. 11) позволяет уверенно выделить основные опорные отражения.

В целом сейсмогеологические условия в восточной части акватории благоприятны для постановки сейсмоакустических исследований и соответствуют тому не столь частному варианту, когда увеличение глубинности может быть достигнуто увеличением энергии источника, разумеется, с соблюдением тех методических принципов, которые были рассмотрены выше.

Западный район. В отличие от восточного района акватории, где волновая картина имеет достаточно однородный и выдержанный по площади характер, для западной части типична более дифференцированная картина. При этом пространственная зональность волнового поля прослеживается в меридиональном направлении. Типичным в этом смысле примером является сейсмограмма, отражающая сейсмический разрез по меридиональному профилю, проходящему от дельты Дуная через о-в Змеиный. Рассмотрение сейсмограммы показывает, что по характеру волновой картины на профиле прослеживаются две зоны.



В северной зоне четко выделяются четыре опорные временные границы – зоны синфазности. Характерно, что число осей синфазности в выделенных зонах соответствует волновому пакету, отраженному от границы "толстого слоя". Это особенно хорошо видно на примере нижнего опорного отражения, фиксируемого на временах от 900 мс на севере зоны до 700 мс в ее южном окончании. Промежуточные между опорными отражениями зоны синфазности ни по кинематическим признакам, ни по динамической выразительности не могут однозначно отождествляться со слоистостью разреза либо с кратными волнами различных типов.

Выделенная северная зона на своем южном окончании ограничивается участком резкого и тотального изменения характера волновой картины, за исключением самой верхней (не более 250 мс) части: интервал записи – не только полезной, но и соответствующей кратным волнам – резко сокращается; из структуры волнового поля полностью выпадают, резко обрываясь, большинство осей синфазности, хорошо коррелирующихся в северной части профиля; соответствующий им временной интервал сменяется типичной фоновой записью нерегулярных помех. На первый взгляд, может создаться впечатление, что столь катастрофическое изменение волнового поля связано с изменением аппаратурно-методических параметров записи. Однако причиной указанного изменения является изменение сейсмогеологических условий, переход от одного тектонического элемента к другому, причем границей между этими элементами служит, по всей вероятности, тектоническое нарушение. Практическое отсутствие переходной зоны между двумя типами волновой картины мо-

жет быть объяснено большим интервалом между трассами - на рассматриваемой сейсмограмме шаг дискретизации составил 40 м. Однако рассмотрение сейсмического материала по всей акватории с различным шагом дискретизации (до 10-15 м) показывает, что изменение волнового поля, как правило, проявляется именно в виде рассмотренного выше разлома.

Южная зона профиля (южнее выделенного разлома) по характеру волнового поля является более сложной и разделяется на три блока, граница между которыми фиксируется сменой волнового поля. Общим для всех трех блоков нижним опорным отражением является хорошо динамически выраженная зона синфазности, регистрируемая на временах от 500-800 мс в среднем блоке до времени вступления донного отражения в южном блоке (на траверзе о-ва Змеиный). Количество и временная мощность других зон синфазности контролируются временем вступления нижнего опорного горизонта.

Отметим, что выделенные выше, при рассмотрении волновой картины в восточной части акватории, два опорных отражения, как правило, коррелируются и в западной части, хотя и время их регистрации, и временной интервал между ними уменьшаются, а на некоторых участках, как, например, в районе о-ва Змеиный, эти отражения не фиксируются вообще.

Таким образом, волновое поле в западной части акватории имеет более сложный, нежели в восточной, характер, что соответствует более сложному тектоническому строению района. Изменение волновой картины в таких районах характеризуется различного типа осложнениями сейсмической записи, основные типы которых целесообразно рассмотреть особо.

Осложнения сейсмической записи. Характерной особенностью волновой картины на разных участках акваторий является наличие зон так называемой резонансной записи (см. рис. 14). Впервые наличие таких зон на сейсмоакустической записи было отмечено при исследованиях на акватории Бакинского архипелага (Каспийское море) [Калинин, Ковальская, 1970]. Аналогичные зоны были отмечены при работах на акваториях рек Обь и Южный Буг [Калинин и др., 1973].

Характерными признаками резонансной записи являются слабое затухание их со временем и выдержанная периодичность колебаний. Указанные признаки позволяют легко выделить участки резонансной (или "звучащей") записи на профиле; при этом наличие таких зон практически не искажает коррелируемость основных отражений. Протяженность зон звучащей записи по профилю изменяется от 50-100 м до 3-5 км.

Геологическая природа зон звучащей записи весьма разнообразна, однако физическая сущность этого явления, по-видимому, одна, а именно: "звучащая" волна представляет собой пакет реверберационных отражений (см. раздел "Волны-помехи"), возникающих в том случае, когда водный слой, в котором формируется цуг реверберационных колебаний, является своеобразной акустической ловушкой.

Для более ясного понимания этого эффекта рассмотрим следующую сейсмогеологическую модель среды: водный слой с мощностью h_0 и скоростью V_0 над полупространством, коэффициент отражения от горизонтальной границы полупространства равен K ; источник и приемник совмещены и находятся на границе вода-воздух. Тогда в случае падения на границу полупространства плоской волны от источника в приемнике будет зарегистрировано отражение, спектр которого можно записать в виде [Калинин, 1976]:

$$S(j\omega) = S_0(j\omega) [K e^{-j\omega r_0} - K^2 e^{-2j\omega r_0} + K^3 e^{-3j\omega r_0} - \dots (-K)^{n+1} e^{-j(n+1)\omega r_0}]. \quad (22)$$

Здесь $r_0 = 2h_0/V_0$, S_0 — спектр падающей волны, а коэффициент отражения от границы вода-воздух равен -1 . Поскольку $|K| < 1$ для любых сколько-нибудь реальных сейсмогеологических условий, то (22) можно представить как сумму бесконечной геометрической прогрессии:

$$S(j\omega) = S_0(j\omega) \frac{kz}{1 + kz}, \quad (24)$$

где $z = e^{-j\omega r_0}$.

Таким образом, суммарная реверберационная волна формируется в водном слое, действие которого можно описать фильтром с частотной характеристикой

$$\phi(j\omega) = \frac{kz}{1 + kz}. \quad (25)$$

При этом спектральная интенсивность реверберационной волны составляет

$$S(\omega) = S_0(\omega) \frac{|K|}{\sqrt{1 + k^2 + 2|K|\cos\omega r_0}}. \quad (26)$$

При значениях $|K|$ от 0,5 до 0,7 и при $\cos\omega r_0 \approx 0$ интенсивность реверберационной волны составляет (0,45–0,47) $S_0(\omega)$. Общая оценка интенсивности максимума частотной характеристики дается очевидной формулой

$$0 < \phi_{\max}(\omega) < 0,5.$$

Максимум частотной характеристики $\phi(\omega)$ достигается на частотах $\omega^{(m)}$, равных

$$\omega^{(m)} = \frac{m\pi}{2r_0} \quad \text{или} \quad f^{(m)} = \frac{mV_0}{8h_0}. \quad (27)$$

где $m = 1, 2, 3, \dots$

Если частота f_0 максимума спектра возбуждения $S_0(\omega)$ совпадает с одной из частот $f^{(m)}$ максимума частотной характеристики

$\phi(\omega)$ водного слоя, то суммарное реверберационное колебание в области времени будет представлять собой цуг синусоидальных колебаний с периодом $1/f_0$, слабо затухающих во времени.

Несмотря на то что приведенные соотношения получены в предположении плоской волны, они достаточно хорошо описывают физическую сущность возникновения звучащей записи. Наличие сферического расхождения сказывается на практике в постепенном затухании реверберационного цуга на больших временах регистрации.

Таким образом, резонансная запись возникает в условиях, когда коэффициент отражения от дна достигает достаточно больших значений, а мощность водного слоя невелика (иначе влияние сферического расхождения начнет сказываться уже на малых временах) и определяется из (27):

$$h_0 = \frac{\pi V_0}{8h_0}. \quad (28)$$

При сейсмоакустических исследованиях на описываемой акватории величина f_0 составляла, как правило, 75 Гц, откуда: $h_0 = 2,5$, т.е. для глубин от 25 до 50 м при наличии акустически жесткого дна возможно образование зон звучащей записи.

Как уже отмечалось, геологическая природа зон резонансной записи может быть различной. Так, например, при исследованиях аван-дельты р. Дуная эти участки соответствуют врезам древних рукавов реки в четвертичные отложения, заполненные полужидким илом, обогащенным органическим веществом [Калинин и др., 1972]. Такие илы обладают высоким (до -0,8) отрицательным коэффициентом отражения. Малопротяженные участки резонансной записи, подобные приведенным на рис. 13, приурочены, по-видимому, к локальным особенностям рельефа дна. Более интересными представляются протяженные зоны, которые могут быть связаны либо с литологическими особенностями придонных отложений (как это имеет место на рис. 13), либо с зонами тектонических нарушений [Калинин, Ковальская, 1970].

В общем случае зоны тектонических нарушений определяются по резкой смене характера волновой картины на сейсмограммах, подобной рассмотренной выше при описании материала в восточной части изучаемой акватории.

Заканчивая обзор основных типов осложнения волновой картины, отметим, что они, как правило, легко выделяются и не препятствуют корреляции основных отражений, являясь в то же время важными картировочными признаками.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ШЕЛЬФА И ОБРАМЛЯЮЩЕЙ СУШИ

ДОКЕМБРИЙСКИЕ И ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Работы, проведенные лабораториями морской геологии и сейсмоакустики геологического факультета МГУ, позволяют выявить только структуры и историю формирования верхней части осадочного чехла. Но для правильного понимания тектоники, истории развития и взаимосвязи структур осадочного чехла со строением фундамента необходимо проанализировать имеющиеся данные по геологическому строению последнего. Рассматривать геологию фундамента региона удобнее всего по крупным тектоническим единицам, какими являются Восточно-Европейская и Скифская платформы.

Восточно-Европейская платформа. Юго-западная часть Восточно-Европейской платформы представлена в общей виде двумя комплексами пород. Нижний комплекс – породы, слагающие фундамент платформы, верхний – ее чехол.

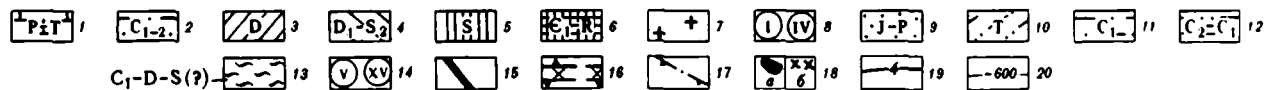
Фундамент платформы обнажается на дневной поверхности в пределах Украинского кристаллического щита (УКЩ), где он сложен преимущественно гнейсами, мигматитами, гранитоидами и (реже) породами основного и ультраосновного состава.

К югу в сторону моря кристаллические породы фундамента весьма полого погружаются под осадочный чехол. Примерно по субширотной линии Кишинев – Николаев – Каховка – Мелитополь погружение поверхности фундамента не превышает нескольких градусов [Геофизические..., 1969]. Южнее темп погружения фундамента возрастает до 10° , а само погружение происходит ступенчато. Между собой ступени разграничены разрывными нарушениями широтного, субширотного и северо-западного направлений. Увеличение наклона фундамента и образование ступеней явно связано с приближением к сочленению Восточно-Европейской платформы со Скифской.

Особенно заметное увеличение наклона фундамента наблюдается в зоне шельфа. Так, например, в прибрежной части района (Одесса, Очаков, Николаев) глубина залегания фундамента не превышает 1500–1700 м, а в 10–15 км южнее, на границе со Скифской платформой, докембрийский фундамент платформы залегает на глубине не менее 6000 м (рис. 15). По данным ГСЗ, в зоне Скифской платформы к востоку от Одесского разлома предположительно докембрийский фундамент залегает на глубине 10–11 км.

На схеме рельефа поверхности фундамента [Чекунов, 1972] видно моноклиналиное спокойное погружение этой выровненной поверхности к югу. На шельфе изогипсы поверхности вытянуты в широтном направлении.

Блоковое погружение фундамента платформы наблюдается не только с севера на юг, но и с запада на восток. Так, например, к западу от Одесского разлома выявлена более сложная, чем к востоку, конфигурация поверхности фундамента. Здесь стратоизогипсы приобретают северо-западное простирание и на линии Унгены – Бен-



поры образуют два структурных выступа. Состав пород фундамента в зоне шельфа неизвестен, но, судя по одинаковым геофизическим характеристикам пород в зоне Украинского шита и на шельфе, они по составу одни и те же.

Дорифейский фундамент Восточно-Европейской платформы перекрыт осадочным чехлом, состоящим из пород рифея и всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Правда, распределение этих пород по юго-западному и южному склонам УКШ неравномерное: наиболее полный разрез чехла отмечается в Молдавии и Одесской области, а к востоку от Одесского разлома чехол сложен в основном мезозойско-кайнозойскими отложениями. По обе стороны разлома породы чехла довольно полого падают к югу и юго-юго-западу.

Доордовикские отложения чехла и история их исследования достаточно подробно описаны рядом исследователей [Билинчис, 1971; Букатчук, 1967; Панченко, 1965; Геология СССР, т. 45, 1969; и др.]. Здесь мы приведем только сводную стратиграфическую колонку, составленную нами по данным Геологии СССР, т. 45 [1969].

В междуречье Днестр-Прут выявлены нижние части разреза чехла платформы. Они представлены отложениями рифея (каменная свита и могилев-подольская серия) и отложениями, отнесенными к

Рис. 15. Структурно-геологическая схема фундамента северо-западной части Черного моря и сопредельной суши

Восточно-Европейская платформа (чехол платформы). Отложения: 1 – пермско-триасовые, 2 – средне-нижекаменноугольные, 3 – девонские, 4 – нижедевонские – верхнесилурийские, 5 – силурийские, 6 – нижекембрийские-рифейские, 7 – дорифейские; 8 – структуры Днестровско-Прутского перикратонного прогиба: I – Андрушинский горст, II – Алуатская впадина, III – Татарбунарский горст, IV – Крыловская впадина

Эпигерцинская (Скифская) платформа. Орогенные отложения: 9 – юрско-пермские, 10 – триасовые, 11 – нижекаменноугольные (карапелитовая формация). Геосинклинальные отложения: 12 – средне-нижекаменноугольные, 13 – нижекаменноугольные-девонские (возможно силурийские); 14 – структуры фундамента: V – Нижнепрутский горст, VI – Измаильский грабен, VII – Килийско-Змеинный горст, VIII – зона Мэчин, IX – зона Тулча, X – Каркинитско-Сивашский прогиб, XI – Тарханкутский антиклинарий (горст), XII – Южно-Тарханкутский прогиб, XIII – Новоселовский антиклинарий (горст), XIV – Альминский прогиб, XV – Симферопольско-Новоцарицынский антиклинарий; 15 – глубинные разломы дорифейские, здесь и далее: Ф-А – Фрунзенско-Арцизский, О-О – Одесский, Н-Н – Николаевский, С-С – Скадовский; разломы: 16 – рифейские глубинные, 17 – палеозойские; 18 – интрузии: а – основного и среднего состава, б – гранитоиды и порфиры; изогипсы фундамента, км: 19 – дорифейского, 20 – палеозойского (для суши, по данным В. И. Друма, для моря – по сейсмоакустическим)

эокембрийской (вендской) системе (авдарминская серия). На размытую поверхность пород последней ложатся отложения балтийской серии нижнего кембрия (рис. 16).

Все перечисленные отложения, слагающие нижнюю часть чехла, относятся к байкальскому циклу развития. Общая мощность этих пород составляет 1600 м, и выполняют они Днестровско-Прутский перикратонный прогиб и прибрежную зону к северу от него.

После значительного, но дифференцированного размыва доордовикских образований в платформенной части района стали отлагаться осадки позднего ордовика (на северо-западе Молдавии) и силура. В приморской части района известны лишь отложения силура (Плахтеевка, Сарата, Мирное, Яргора и др.). Наиболее полный разрез силурийских отложений вскрыт скважинами в Алуатской впадине. Здесь к нижнему отделу (лландоверский ярус) отнесены известняки, аргиллиты и песчаники общей мощностью 31 м. Выше залегают доломиты, мергели, известняки и аргиллиты венлокского яруса мощностью до 180 м. На них согласно ложатся известняки, аргиллиты и алевролиты верхнего силура, мощность которого достигает 1000 м. Аналогичный разрез, но меньшей мощности, известен и в пределах Андрушинского горста. В Татарбунарском горсте известны только отложения нижнего силура, которые представлены преимущественно карбонатными породами незначительной мощности (рис. 17, см. вкладку). Следует отметить, что силурийские отложения нигде не вскрыты на полную мощность [Билинчис, 1971].

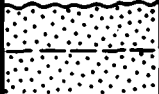
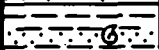
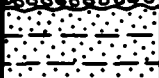
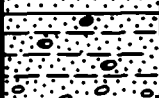
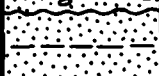
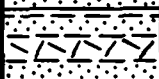
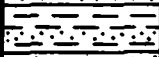
Девонские отложения расположены ближе к южной границе Восточно-Европейской платформы и вскрыты скважинами на глубинах от 1100 до 2000 м. Они представлены чередованием довольно мощных пачек терригенных пород с прослоями известняков (Ягори́нская площадь). Здесь мощность нижнего девона около 200 м. На Баурчинской площади (в Алуатской впадине) на нижнем девоне залегает толща карбонатных пород среднего и верхнего девона мощностью свыше 1000 м (рис. 17). По данным Б.С. Слюсаря [1971], силурийские и девонские отложения моноклинально и довольно полого падают на юг: на севере – 4–5 м/км, а к югу уклон возрастает до 20 м/км.

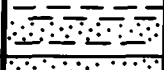
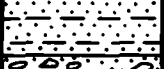
Недавно пробуренная в районе Сараты скважина вскрыла разрез девонских пород значительной мощности (интервал 2156–4253 м). Скважина расположена в Крыловской впадине, причем в ее наиболее прогнутой части. Здесь присутствуют отложения всех трех отделов девонской системы. Нижний отдел представлен (снизу вверх) песчаниками, туфоаргиллитами, прослоями известняков и аргиллитами жединского яруса; алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков и пачкой аргиллитов эггенского яруса; еще выше – аргиллитами, алевролитами и песчаниками эмского яруса. Суммарная мощность отложений нижнего девона составляет 1017 м. Средний отдел сложен ангидритами, известняками, доломитами с примесью вулканогенного материала. Мощность этих пород 440 м. Верхний отдел представлен толщей чередующихся ангидритов, из-

известняков и доломитов с незначительной примесью вулканогенного материала мощностью 640 м. Таким образом, суммарная мощность девонских отложений здесь достигла 2097 м. Это наиболее полный разрез девона в Днестровско-Прутском перикратонном прогибе (см. рис. 17). Ближе к южному краю Крыловской впадины Белолесская скважина вскрыла подобные отложения, но здесь мощность всего девона составляет всего 120 м.

Нижнекаменноугольные отложения были впервые вскрыты в 1963 г. скважинами в Алуатской впадине, а позже на Татарбунарском выступе (горсте). В первом случае пробурены известняки крупно- и мелкозернистые, органогенно-детритусовые, доломитизированные, местами окремненные и битуминозные. Они с небольшим стратиграфическим перерывом залегают на размытой поверхности верхнедевонских отложений. Собранный фауна позволяет отнести эту толщу к турнейскому ярусу, мощность которого составляет 134 м [Сафаров и Капшан, 1967]. Турнейские известняки (в этих же скважинах) вверх по разрезу переходят в светло-серые, микрозернистые, детритусовые и доломитизированные известняки визейского яруса. Венчают разрез известняки с линзами глин и прослоями ангидритов. Наибольшая мощность визейских отложений в этом районе составляет 44 м [Сафаров и Капшан, 1967].

На Татарбунарском выступе (Татарбунарская и Саратская площади), по данным Г.И. Мурзиной [1970], вскрыт более полный разрез каменноугольных отложений. Снизу вверх он представлен красно-бурыми и серыми кристаллическими известняками с прослоями кварцевого песчаника (пачка "г"), сероцветными кварцево-полевошпатовыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами визейского яруса (пачка "в"). Вскрытая мощность визейских отложений всего 100 м. Выше залегают конгломераты серые, грубообломочные, глыбообразные с прослоями карбонатных песчаников (пачка "б"). Галька известняковая и кварцево-кремнистая. Возраст пород пачки "б" устанавливается в пределах от раннего до среднего карбона. Наибольшая мощность пачки "б" 200 м. В отдельных скважинах над породами пачки "б" залегают слабосцементированные мелкозернистые кварцевые песчаники, алевролиты, аргиллиты и мелкий гравий (пачка "а"). Верхняя часть разреза этой пачки сложена серовато-бурыми кварцево-известковистыми мелкозернистыми песчаниками с примесью железистых оолитов и бобовин. В вышеупомянутой скважине в районе Сараты также вскрыты нижнекаменноугольные отложения. Визейский ярус представлен в нижней части разреза известняками с редкими прослоями доломитов (264 м), а в верхней - аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями известняков (314 м). Общая мощность пород визейского яруса 578 м. Турнейский ярус сложен исключительно карбонатными породами: известняками, доломитами и глинистыми известняками. Мощность 271 м, а суммарная мощность нижнекаменноугольных отложений здесь достигает 750 м. В Белолесской скважине мощность карбона не превышает 500 м. Верхнекаменноугольные отложения в перикратонном проги-

Группа	Система	Серия	Счита	Слой	Литология	Породы	Мощность, м	Примечание
Палеозойская	Кембрийская, нижний отдел	Балтийская				Мелкозернистые кварцитовидные песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов	70—80	Аналоги "зофитовых песчаников"
						Слюдистые аргиллиты с прослоями алевролитов	100—130	Аналоги "синих глин"
				Мирненские		Разнозернистые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов. Местами в основании конгломераты	75—90	Аналоги "надларамитовых песчаников"
Докембрийская	Авдари́нская	Феропон-та́вская		Вишневские		Полевошлатово-кварцевые песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов	81	
					Чередование алевролитов и аргиллитов, редко мелкозернистые песчаники	223		
		Соко-лецкая			Переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов с галькой конгломератов	225		
		Коушанская		Лангусские		Полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов	до 790	
				Салкуцкие		Туфогенные породы (прослой) алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников		
				Кослюские		Аргиллиты с прослоями алевролитов		
				Джуржевские		Аркозовые песчаники с линзами гравелитов и микроконгломератов		

Протерозойская	Рифейская	Могилев-подольская	Серебряйская	Виньковецкие		Песчаники, алевролиты, аргиллиты	0—20	Регрессивные осадки
				Бронницкие		Аргиллиты, фосфориты, туффиты, песчаники	0—17	
				Котлубаевские		Аркозовые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты	0—5	590 млн. лет (по глаукониту)
			Дерловская	Борщевоярские		Аргиллиты с прослоями алевролитов	5	
				Неминские		Полевошлатовые кварцевые песчаники и алевролиты	10—13	
				Пядаевские		Аргиллиты с прослоями алевролитов	12—40	
				Косоуцкие		Кварцево-полевошлатовые песчаники, алевролиты и аргиллиты	21	
			Старотаровская	Ломозовские		Чередование аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников	0—12	800 млн. лет (по глаукониту)
				Ольчедаевские		Гравелиты, аркозовые песчаники, мелкогалечные конгломераты	9—38	
			Каменная	Эффузивная		Диабазы, вулканические брекчии	34	1020—900 млн. лет
				Сорокские		Континентальные образования: конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники (тиллиты?)	0—17	

Р и с. 16. Сводная стратиграфическая колонка пород байкальского этапа развития юго-западной части Восточно-Европейской платформы (по данным [Геология СССР, т. 45, 1969], с уточнениями)

бе (как, впрочем, и в других местах исследуемого района) неизвестны.

Пермские отложения слагают еще более узкую полосу, чем каменноугольные. В северной части района у с. Веселое скважиной были вскрыты две пачки гипсово-ангидритовых пород, разделенных алевроитово-аргиллитовой пачкой. По фауне и спорово-пыльцевому комплексу выделены нижне- и верхнепермские отложения. Мощность перми в этом месте не превышает 300 м [Славян, 1965]. По мнению В.Х. Кацана и соавторов [1963], нормальная мощность пород перми превышает 1000 м и в них отмечается дислоцированность, связанная с криптотектоникой (см. рис. 17).

Некоторые исследователи к пермским отложениям относят красноватую толщу, местами вулканогенно-осадочного генезиса, вскрытую несколькими скважинами в пределах перикратонного прогиба. Возраст этой толщи трактуется по-разному: от карбона до триаса включительно. Наиболее полный ее разрез вскрыт скважиной в районе с. Татарбунары и приведен в работе [Лапкин и др., 1975]. Следует отметить, что авторы этой работы выделили два комплекса пород. Нижний представлен чередованием пачек аргиллитов, алевролитов, песчаников, граувакк и конгломератов. В разрезе присутствуют прослои вулканических туфов, андезитовых порфиритов, авгитовых порфиритов и спилитов. Эта часть разреза сопоставляется с низами разрезов в западных районах прогиба (Готешты и Баймаклия). Но в последних полностью отсутствуют эффузивные и другие вулканогенные породы, зато встречаются известняки и доломиты, которых совершенно нет в Татарбунарской скважине. Против такого сопоставления говорит не только разница в литологическом составе, но и палеотологические данные. Например, А.О. Муромцева [1971] нижнюю часть разреза скважины Баймаклия на основании определения фораминифер в гальке известняка относит к визейскому ярусу. То же относится и к разрезу скважины Готешты — он не сопоставим по литологии с разрезом Татарбунарской скважины, хотя они и могут быть разновозрастными — пермскими. Вулканогенно-терригенные породы Татарбунарской скважины к перми относят также Н.И. Черняк, А.Д. Самарский [1974] и ряд других исследователей. Мы тоже присоединяемся к этой точке зрения. Терригенные породы, очевидно, пермского возраста вскрыты также скважинами в районах Сараты, где их мощность не превышает 150–200 м, и у с. Белолесского (240 м). Верхний комплекс сложен континентальными и лагунными образованиями и отнесен к верхам нижней перми.

К востоку от Одесского разлома достоверные палеозойские отложения чехла неизвестны. Здесь по северному побережью шельфа чехол представлен мезозойско-кайнозойскими породами, залегающими на докембрийском фундаменте (скважина у Скадовска).

Эпигерцинская (Скифская) платформа. Нами рассматривается только та часть Скифской платформы, которая расположена в северо-западной части шельфа и его обрамления на суше: Северная Добруджа с Нижнепрутским горстом, шельф к югу от озера Шага-

ны на западе и до Сиваша на востоке, а также западная часть Степного Крыма.

Северная Добруджа с Нижнепрутским горстом (Кагульским выступом) служит западным обрамлением платформы, где складчатый байкальский и герцинский фундамент выступает на дневную поверхность или скрыт маломощным мезозойско-кайнозойским чехлом.

Наиболее древние породы в Северной Добрудже (зона Мэчин) — амфиболиты, амфиболовые и слюдяные сланцы и белые сланцеватые кварциты. Это так называемая серия мезозональных кристаллических сланцев докембрийского возраста [Гид..., 1961]. Аналогичные по составу и степени метаморфизма породы известны в антиклинали Баштунар—Чамурлия де Сус (на границе между Северной и Центральной Добруджей), где их возраст определен в 711 млн. лет [Mirăuță et al., 1968]. Вполне вероятно, что в данном случае определен не возраст пород, а возраст метаморфизма. Мощность мезозональных сланцев не установлена, но на многих геологических разрезах она не менее 1500 м.

Стратиграфически выше залегают менее метаморфизованные породы — серия зеленых сланцев. В Северной Добрудже они имеют незначительное распространение. Наиболее широко эти породы развиты в Центральной Добрудже, где представлены в основном чередованием граувакк и хлористых филлитов, иногда серицит-кварцитовыми сланцами. В нижней части разреза в Центральной Добрудже присутствуют прослои конгломератов и микроконгломератов с галькой гранитов, порфиров, крупных зерен микроклина и ортоклаза. К серии зеленых сланцев также отнесена филлито-кварцитовая толща, занимающая более высокое стратиграфическое положение. Филлиты образуют в разрезе прослои мощностью в несколько метров, имеются серицитовые и хлоритовые их разновидности. Кварциты залегают прослоями в 2—4 м, это белые, серые или красноватые породы, иногда с небольшим количеством серицита или хлорита на плоскостях сланцеватости. В низах толщи преобладают филлиты, а в верхах — кварциты. Общая мощность серии зеленых сланцев неизвестна, но мощность одной только филлито-кварцитовой толщи превышает 1500 м. Возраст серии раньше определялся как кембрий — ордовик (иногда докембрий) на том основании, что она подстилает фаунически охарактеризованный силур [Гид..., 1961]. В настоящее время возраст ее определен радиометрическими измерениями от 590 до 520 млн. лет [Mirăuță et al., 1968].

Еще выше залегает свита очень слабо метаморфизованных глинистых сланцев и известняков силура. Мощность свиты 1400 м. На известняках силура согласно залегают серые кварциты, кварцевые песчаники, глинистые сланцы и известняки нижнего девона. В породах наблюдается ритмичное чередование. Низы ритмов представлены кварцитовыми песчаниками и кварцитами, мощность слоев от 40 см до 1 м. Выше — глинистые сланцы мощностью в несколько сантиметров (иногда до нескольких метров). Завершаются ритмы слоистыми известняками с мощностью слоев 5—6 см.

По данным О. Мирауты [Mirăuță, 1966b], в зоне Тулча (район

Махмудия) выделяется толща среднего девона — известняки с конодонтами и аргиллиты мощностью 50 м, залегающие на флишевой пачке песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями известняков. Общая мощность среднего девона 150 м. Выше выделена пачка мощностью 100 м, представленная силиколитами (лидиты, кремнистые сланцы), которая отнесена к верхнему девону. Такой разрез приведен и в работе В. Мутихака [Mutihac, 1974].

Палеозойский разрез Северной Добруджи завершается так называемой карпелитовой формацией. Породы ее залегают несогласно на различных слоях подстилающих толщ. Формация представлена чередованием граувакк, песчаных филлитов с линзами известняков и конгломератов общей мощностью до 1500 м. Возраст ее считается нижнекаменноугольным. Пермские отложения в данном районе отсутствуют.

Аналогичные разрезы пород фундамента известны в пределах южной Молдавии в Нижнепрутском горсте (этот участок иногда называют Каргильским выступом, или Нижнепрутским валом, выступом). Как и в Северной Добрудже, допалеозойские, палеозойские и триасовые породы прорваны различными по составу и по возрасту интрузиями, дислоцированы и подвергнуты динамометаморфизму. Здесь наиболее древними породами являются кварц-серицит-хлоритовые, карбонатные и кварц-биотит-мусковитовые сланцы. Возраст сланцев условно принят рифейским или нижнекембрийским, и они сопоставляются с аналогичными породами Северной Добруджи [Бобринский, 1964б].

Стратиграфически выше залегают отложения верхнего силура, представленные рассланцованными алевролитами, известняками и аргиллитами. Породы силура слагают ядро антиклинальной складки северо-западного простирания, а крылья сложены кварцитами, кварцитовидными сланцами девона, рассланцованными известняками, аргиллитами и алевролитами с прослоями кварцевых порфиров и диабазовых туфов карбона. Мощность каменноугольных отложений составляет здесь не менее 500 м. Палеозойская толща прорвана позднегерцинскими интрузиями кислого и среднего состава [Палеотектоника Молдавии, 1965]. Взаимоотношения верхнесилурийских — девонских и подстилающих пород не установлены.

Как и в Северной Добрудже, палеозойские породы Нижнепрутского горста характеризуются весьма слабой степенью метаморфизма. Последние перекрыты триасовыми отложениями, имеющими, вероятно, унаследованный от палеозоя структурный план (складки северо-западного простирания). Юрские отложения уже не подчиняются этой закономерности.

К востоку от устья Дуная в зоне шельфа достоверно палеозойские отложения доказаны только на о-ве Змеином, где скважиной вскрыт разрез пород, очень сходных с палеозойскими породами Северной Добруджи. Здесь выделено шесть пачек (сверху вниз):

I — конгломерато-брекчиево-песчаниковая (обнажается на поверхности острова; интервал 0—37 м); II — глинистых пород (37—53 м); III — известняковая (53—153 м); IV — мергелей (153—56

300 м); V пачка представлена известняково-мергелистыми отложениями (300–461 м), а VI сложена известняками с прослоями аргиллитов (461–509 м). Пачки I–IV отнесены к нижнему девону, пачки V–VI – к верхнему силуру [Богаев и др., 1976]. Скважина из пород верхнего силура не вышла.

Некоторые сведения о глубине залегания пород палеозоя можно почерпнуть по двум профилям ГСЗ [Строение..., 1972]. Профиль 26 проведен в широтном направлении: о-в Змеиный – мыс Тарханкут, а профиль 25 в субмеридиональном направлении: Херсон – мыс Кефкен.

На профиле 26 выделено несколько четких отражающих границ, которые различаются по граничным скоростям и характеризуют границы разделов различных толщ. В западной части профиля интерес представляют границы d_5^{OC} и d_1^K , а на востоке d_3^{OC} , d_4^{OC} и d_2^K . Ниже этих разделов проходит граница d_3^K , разделяющая "базальтовый" и "гранитный" слои, а ниже – граница d^M , отделяющая земную кору от верхней мантии.

Граница d_5^{OC} представляет собой раздел между эрозионно-тектонической поверхностью палеозойских пород о-ва Змеиный и вышележащими отложениями. На профиле ГСЗ она, естественно, выглядит не так, как на сейсмоакустических лентах, а более грубо и полого погружается на восток, в сторону Одесского разлома. У последнего запись этой границы прерывается, и к востоку от разлома прослеживается граница d_3^{OC} с V_r 5,4–5,9 км/с. Точная стратификация этой границы неизвестна. По мнению авторов [Строение..., 1972], она может соответствовать границе третичных и меловых отложений (?), но не исключена возможность и более глубокого ее стратиграфического положения (туронский ярус?).

Глубина залегания границы d_5^{OC} колеблется от 0 м у о-ва Змеиный до 1–1,5 км у Одесского разлома, что хорошо согласуется и с данными сейсмоакустики. Ниже границы d_5^{OC} находится отражающий горизонт с V_r 5,8–6,1 км/с, который довольно условно отождествляется с поверхностью докембрийских образований. Эта поверхность наклонена с запада на восток, что характерно для рифейских пород Добруджи (наклон рифейского фундамента Восточно-Европейской платформы в южном направлении). Граница этой поверхности залегает на глубинах от 3 до 6 км, что также соответствует мощностям палеозойских образований в Северной Добрудже.

К востоку от Одесского разлома между Николаевским и довольно крупным разломом на профиле 26 [Строение..., 1972], совпадающим с простиранием Очаковского разлома, выделяется граница d_2^K , которая залегает на глубине 10–11 км и характеризуется V_r = 6,6–6,4 км/с. Авторы данной работы отождествляют, хотя и с оговорками, эту границу с кровлей палеозойского (?) складчатого фундамента эпипалеозойской платформы и не исключают возможность отнесения ее даже к кровле раннемезозойских (триас-нижнеюрских) метаморфизованных пород (типа таврической серии). Подобная стратификация границы вызывает недоумение. Известно, что в южной части Тарханкутского полуострова (восточное окончание

профиля 26), по данным буровых скважин, под нижнемеловыми отложениями на глубине 2–3 тыс. метров залегают сланцы палеозойского возраста [Муратов и др., 1968]. Логичнее считать, что поверхности палеозойских образований соответствует граница d_4^{OC} с $V_{\Gamma} = 5,7$ км/с на глубине 3–4 км. В таком случае граница d_2^{K} соответствует разделу палеозойских и рифейских (?) пород, известных в Степном Крыму, такая интерпретация границы d_2^{K} будет соответствовать и $V_{\Gamma} = 6,2\text{--}6,4$ км/с, и глубине залегания в 10–11 км и явится естественным (восточным) продолжением границы d_1^{K} профиля 26.

В Равнинном Крыму фундамент Скифской плиты представлен гетерогенным в разной степени метаморфизованным байкальско-герцинским складчатым комплексом пород. Байкальское основание известно в районе Новоцарицынского выступа (нижнегорская скважина) и в районе Симферопольского поднятия (с. Зуя). В последнем случае байкальский фундамент залегает на небольшой глубине (215–370 м) представлен зелеными хлоритовыми сланцами с прослоями черных кварцево-карбонатных [Муратов и др., 1968].

На запад и на восток от Симферопольского поднятия, т.е. в сторону моря, поверхность байкальского основания резко погружается. В пределах Новоцарицынского выступа он уже встречен в интервале глубин 2750–3200 м. Здесь породы представлены также различными разновидностями хлоритовых зеленых сланцев. По определению А.А. Савижиной, в верхней части разреза залегают альбит-хлоритовые, хлорит-актинолит-серицитовые, кварц-карбонатные, кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые и серицит-альбит-хлоритовые сланцы. Средняя часть разреза представлена хлорит-тремолитовыми, актинолит-тремолитовыми, эпидот-актинолитовыми и хлорит-кварц-альбитовыми сланцами. Вся эта сланцевая толща подстилается пачкой роговиков мощностью до 12 м. Еще ниже (в интервале 3183–3207 м) скважина вошла в интрузивное тело типа силла диабазового и габбро-диабазового состава рифейского возраста [Геология СССР, т. 8, 1969]. Такой же возраст складчатого основания предполагается к востоку от Симферополя до Старого Крыма.

Палеозойский комплекс пород вскрыт многими скважинами в районе Новоселовского поднятия. Наиболее древними здесь являются сланцы, пройденные скважиной у с. Елизаветово. Разрез представлен актинолит-эпидотовыми сланцами, образовавшимися предположительно в результате метаморфизма эффузивных пород основного и среднего состава. Ниже залегают хлорит-карбонатные, углесто-карбонатно-кварцевые, кварц-талыковые сланцы и известняки. К сожалению, мощность этой толши и взаимоотношения с подстилающими породами неизвестны. Возраст условно принят девонско-нижнекаменноугольным [Муратов и др., 1968]. Вместе с тем первичный магматизм указывает на их сходство с отложениями силура-девона Северной Добруджи.

Рядом скважин (Новоселовские, Красновская и др.) вскрыты более верхние части разреза – так называемые аспидные сланцы [Муратов и др., 1968]. Эта часть разреза состоит из темно-серых пильчатых углисто-серпидит-кварц-мусковитовых и кварц-слюдистых сланцев с прослоями эпидот-хлоритовых и хлорит-слюдистых сланцев. Мощность аспидных сланцев в Красновской скважине и у с. Мельничного достигает 1100–1200 м. Толща отнесена к нижнему карбону.

Еще выше (в этих же скважинах) вскрыта флишеподобная толща, состоящая из ритмично переслаивающихся известняков и кварц-слюдисто-карбонатно-глинистых сланцев. Мощность этой толщи достигает 700 м (с. Тарасовка). Возраст толщи определен как нижне-среднекаменноугольный.

Верхнекаменноугольные отложения в Равнинном Крыму ни в одном из разрезов не обнаружены. Неизвестны они и по глыбам, валунам и галькам в Горном Крыму.

Однако на северном склоне Новоселовского поднятия и к северу и северо-востоку от него многими скважинами вскрыты породы, которые условно отнесены к палеозою, верхнему палеозою, верхнему палеозою-нижнему мезозою. Возраст этих пород не моложе позднего триаса. В общих чертах это преимущественно терригенные отложения с прослоями или пачками карбонатных или карбонатно-терригенных пород (см. рис. 29). Для этой толщи характерно наличие прослоев и пачек (иногда до 300 м – Красновская скважина) эффузивов основного и среднего, реже кислого состава, а также интрузивных, дайковых и жильных тел того же состава [Муратов и др., 1968; Плехотный, Бондаренко, 1972]. Мощность этой толщи и взаимоотношение с подстилающими породами точно не установлены, но в некоторых скважинах мощность не менее 500–600 м. Перекрывают они либо меловыми, либо среднеюрскими породами. По нашему предположению, возраст этой толщи пермско-триасовый.

На южном склоне Новоселовского поднятия вскрыт скважинами преимущественно карбонатный разрез верхнего палеозоя-триаса (г. Евпатория). Здесь снизу вверх выделены три пачки: 1 – оолитовые серые известняки (интервал 1111–1220 м); 2 – красно-бурые доломитизированные известняки (1011–1111 м); 3 – доломиты серые и розовые (893–1011 м). На глубинах 1065 и 1190 м обнаружена фауна плохой сохранности, позволяющая, по заключению Я.И. Коломиец, отнести породы к верхней перми. Правда, имеются также сведения о наличии в доломитах спорово-пыльцевого комплекса лейаса – низов средней юры [Муратов и др., 1968].

Об относительно широком распространении карбонатных пород нижнего-среднего карбона и перми в южной части Равнинного Крыма свидетельствуют также многочисленные их глыбы, валуны и галька в предгорьях Горного Крыма.

По литературным данным нами была составлена структурно-геологическая схема домезозойских образований (см. рис. 15): запад-

ная часть (Молдавия, Северная Добруджа и Одесская область) с некоторыми изменениями по работе Б.С. Слюсаря [1971], изогипсы по доюрской поверхности для этой территории были составлены А.В. Друмя и его коллегами, а по району о-ва Змеиный – нами по сейсмоакустическим данным. Изображение восточной части района (Крымского полуострова) взято из работы М.В. Муратова и др. [1968] и Л.Г. Плахотного, В.Г. Бондаренко [1972]. В целом схема дает представление о литологии и структурном плане пород фундамента описываемого региона.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Достоверные отложения триасовой системы известны только на территории эпигерцинской платформы. На юго-западе и западе это Северная Добруджа и Нижнепрутский горст, а на северо-востоке платформы – район Сивашской впадины и южнее г. Евпатории.

В зоне Тулча (Северная Добруджа) на сильно расчлененной и размытой поверхности палеозойских образований трансгрессивно залегают отложения триаса (всех его отделов), но ни в одном месте нет полного разреза. Самые нижние части разреза (верфенский или скифский ярус) встречаются на южном крыле антиклинали Махмудия–Тулча и представлены разнообразными конгломератами, состоящими из галек пород подстилающего фундамента (кварциты, филлиты, граниты, порфиры и т.д.). Вверх по разрезу конгломераты переходят в белые и красные песчаники с прослоями глин. Еще выше залегают известковистые и глинистые сланцы верхневерфенского возраста [Гид..., 1961]. Мощность отложений яруса в районе г. Тулча 80–100 м, к востоку уменьшается до 20–30 м.

Анизийские и ладинские отложения, представленные разноцветными известняками, тоже трансгрессивно залегают на подстилающих породах нижнего триаса и, возможно, палеозоя. Их мощность колеблется от 100 до 300 м.

Карнийский и норийский ярусы представлены зеленоватыми аргиллитами, плитчатыми известняками, доломитами и мергелями. Последние к западу переходят в песчаники с глинистыми прослоями. Эта ритмичная толща с максимальной мощностью около 100 м широко распространена в западной части зоны Тулча, имеет черты флишевых образований. В дельте Дуная (в пределах Румынии) у с. Малюк скважина на глубине 144 м, вошла в толщу темно-серых мергелей и аргиллитов. По данным румынских геологов Е. Литяну и Г. Георгиу, эти отложения отнесены к карнийскому ярусу [Слюсарь, 1971].

В Нижнепрутском горсте триасовые отложения залегают на размытой поверхности палеозойских пород и перекрыты юрскими или неогеновыми породами. К нижнему триасу отнесены полигенные конгломерато-брекчии, мелкогалечные и крупнообломочные конгломераты, гравелиты, аркозовые песчаники и красно-бурые филлиты, вскрытые скважинами в районах сел Манга и Гаваноса. Ни в одном месте скважины не прошли всю толщу до основания, поэтому

точная их мощность неизвестна. Вскрытая мощность нижнего триаса колеблется от 20 до 60 м. Обломки пород слабо окатаны, плохо сортированы, окраска пестроцветная: серая, розовая, иногда красная, реже зеленая и зависит от окраски цемента. Возраст этой толщи определяется только на основании сопоставления с конгломератами зоны Тулча.

Средний триас вскрыт скважинами в районе сел Новоселовка и Слободзея-Маре и представлен светло-серыми, розовыми, мраморизованными, брекчиевидными, иногда доломитизированными известняками. Мощность их тоже неизвестна, так как пройдено всего 2-6 м.

К верхнему триасу отнесена красноцветная толща чередования алевролитов и известковых песчаников, залегающих на известняках среднего триаса и вскрытых на крайнем юге Молдавии [Геология СССР, т. 45, 1969]. Сохранившаяся от размыва мощность не превышает 30 м.

Отложения рэтского яруса в западной части описываемого района не обнаружены, отсутствуют здесь также нижнелейасовые породы.

Из отложений юрского возраста в зоне Тулча встречаются только породы плинсбахского яруса. Они залегают трансгрессивно на различных отложениях триаса и представлены глинистыми песчаниками с прослоями глин. В районе горы Денис-Тепе поверх указанных пород залегают кремнистые песчаники, которые, возможно, могут иметь тоарский возраст.

Румынские геологи считают [Гид..., 1961], что лейасом кончаются геосинклинальные осадки Северной Добруджи, после чего зона была приподнята и подверглась интенсивной эрозии. В последнее время появились данные [Слюсарь, 1971], что в дельте Дуная пробурены скважины глубиной до 400-521 м (Киля-Веке, Периправа, Кришан, Сфынтул-Георге), которые были остановлены в пестроцветных отложениях кимеридж-титона.

К северу от зоны Тулча располагается Молдавская впадина, заполненная отложениями средней и верхней юры. Стратиграфия, литология, структурные особенности юрских отложения Молдавской впадины довольно подробно охарактеризованы в работах Б.С. Слюсаря [1971], Л.Ф. Романова [1966; Романов, Славин, 1970] и других исследователей.

Среднеюрские отложения разделены на три толщи (снизуверх):

1) в основании местами залегают базальные песчаники, выше алевропесчаники, алевритистые аргиллиты и глинистые алевриты; состав толщи хорошо выдержан по площади, мощность ее 50-1000 м; 2) песчаники и алевролиты с глинисто-карбонатным цементом, мощность 100-300 м; 3) в основании - песчаники и алевролиты (очень мало), выше - глинистые породы с конкрециями сидерита, мощность 70-200 м [Слюсарь, 1971].

Верхнеюрские отложения представлены келловейским, оксфордским и кимеридж-титонским (нерасчлененными) ярусами. Келловейские отложения: нижний горизонт - карбонатно-терригенный, верх-

ний – карбонатный. Мощность 200–900 м. Оксфордский ярус (снизу вверх): 1) рифогенные известняки; 2) органогенно-детритовые песчано-глинистые и органогенные известняки; 3) коричневые глины с прослоями тонкозернистых и конгломератовидных известняков; 4) сероцветные глины и алевролиты. Мощность не превышает 400 м. Кимеридж-титонские отложения (вишневская свита) по строению разреза делятся на две зоны: юго-западную – терригенно-карбонатно-сульфатные отложения (нижняя толща) и красноцветные терригенные (верхняя) и северо-восточную – пестроцветные (красноцветные) глины и песчаники с доломито-глинистыми и гипсовым цементом (нижняя толща); верхняя часть разреза зоны сложена, как и в предыдущей зоне, красноцветными песчано-глинистыми отложениями. Мощность отложений вишневской свиты от 25 до 615 м [Слюсарь, 1971].

К востоку от указанных районов (в море – до Одесского разлома) триасовые отложения не обнаружены.

Нерасчлененные предположительно юрские отложения установлены по данным сейсмоакустики в районе о-ва Змеиный. Они трансгрессивно залегают на неровной эрозионно-тектонической поверхности палеозойских образований (местами, возможно, и на триасовых отложениях) и повсеместно перекрыты палеогеновыми породами. Юрские отложения здесь сохранились лишь во впадинах палеозойского рельефа. Мощность 0–800 м.

В пределах морской части Восточно-Европейской платформы юрские отложения могут быть выделены по данным сейсмоакустики весьма условно и то только к западу от Одесского разлома. Здесь они залегают на палеозойских отложениях почти горизонтально и на глубинах 1300–1400 м. Мощность их, судя по данным сейсмоакустических профилей, не превышает 150 м. Перекрыты юрские отложения меловыми. Эти данные получены на основании анализа сейсмоакустических профилей и сопоставления их со скважиной, расположенной на побережье в районе с. Большая Балабановка.

К востоку от Одесского разлома вплоть до Степного Крыма триасовые и юрские отложения не изучены. Если они есть, то залегают на глубинах, недоступных для изучения по техническим причинам. Неизвестны они и по литературным данным [Строение..., 1972]. Имеются только предположения, что отражающая граница d_4^{0c} на профилях 25 и 26 предположительно может отвечать кровле триасово-юрских пород. При описании палеозойских пород мы рассматривали положение границы и пришли к выводу о соответствии ее поверхности палеозойских образований. Неглубокое залегание палеозоя и значительные мощности меловых отложений, известные в Равнинном Крыму и предполагаемые в зоне шельфа, указывают на то, что триасовые и юрские отложения на шельфе вряд ли могут иметь большие мощности. Это подтверждается также данными по мезозойским отложениям в Равнинном Крыму.

В пределах Степного Крыма триасовые и юрские отложения в связи со значительной глубиной залегания изучены слабо. Некото-

рая общая характеристика триасовых и юрских пород Степного Крыма дана в работе М.В. Муратова с соавторами [1968].

В центральной части Альминской впадины у с. Николаевка под меловыми отложениями скважиной вскрыта толща терригенных пород (интервал 1160–3215 м), отнесенных к верхнему палеозою – нижнему мезозою. Верхняя часть толщи представлена темно-серыми до черного слюдистыми и кварцеванными сланцами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников (1160–2655 м), нижняя – переслаиванием песчаников серых, темно-серых, полевошпатово-кварцевых и слюдистых алевролитовых сланцев. Интервал 3190–3195 м отвечает позднепалеозойскому возрасту пород. Литологически сходные отложения вскрыты и у с. Найденовки между Симферопольским и Новоселовскими поднятиями. В северо-восточном Присивашье (районы Ново-Алексеевки и Геническа) скважинами вскрыта толща терригенных пород. В нижней части – переслаивание песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями гравелитов, мощность этой пачки 300 м. Выше залегают мелкообломочные конгломератобрекции и гравелиты. Мощность их тоже около 300 м. Указанная толща имеет молассовидный характер и отнесена по возрасту к раннему мезозою. М.В. Муратов и соавторы [1968] относят эту толщу к низам триаса.

Южнее г. Саки, у с. Ново-Федоровка буровыми скважинами под мелом вскрыты известковистые аргиллиты с прослоями алевролитов и известняков. Толща залегает довольно круто (углы падения по керну $20-80^{\circ}$), не затронута вторичными процессами и отнесена к карнийскому ярусу верхнего триаса [Муратов и др., 1968].

Присутствие нижнеюрских отложений в Равнинном Крыму до сих пор не доказано. Кроме уже упоминавшихся сведений о возрасте доломитов у г. Евпатории (плинсах – низы средней юры), имеются сведения о возрасте пород из скважин г. Геническа, с. Новоселовка и с. Гвардейска (верхи нижней юры) [Денег, Орлова-Турчина, 1971; Денег, 1973]. Относительно широкое распространение имеют среднеюрские породы. Они заполняют часть Альминской впадины и значительную площадь Каркинитской и Сивашской впадин. К северу от Новоселовского поднятия (Чапаевская площадь) они представлены песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью 50–140 м. Толща содержит тела измененных диабазов. В Северном Присивашье на триасовых породах с угловым несогласием залегают аргиллиты и алевролиты среднеюрского возраста мощностью до 100 м.

Верхнеюрские отложения в Равнинном Крыму неизвестны. Лишь в центральной части Равнинного Крыма (Симферопольское поднятие, район Зуи) скважинами вскрыты красноцветные образования: конгломераты, глины, песчаники, реже прослои известняков, отнесенные к верхам титонского яруса [Геология СССР, т. 8, 1969].

Меловые отложения имеют достаточно широкое распространение в описываемом районе и отвечают этапу образования осадочного чехла как в пределах Восточно-Европейской, так и эпигерцинской платформ.

В западной части района нижнемеловые отложения имеют ограниченное распространение и обнажаются лишь в пределах Восточно-Европейской платформы (преимущественно в пределах Днестровско-Прутского перикратонного прогиба). Они залегают с угловым и азимутальным несогласием и со стратиграфическим перерывом на подстилающих породах. Ближе к границе со Скифской платформой нижнемеловые отложения представлены терригенными образованиями (глинисто-песчанистыми) и в северном направлении постепенно переходят в карбонатные породы. Мощность нижнемеловых отложений 30–150 м.

Верхнемеловые отложения на западе района имеют несколько большее распространение, чем нижнемеловые, в основном за счет расширения мелового бассейна к северу, в пределах Восточно-Европейской платформы, и за счет образования позднемеловой Бабадагской грабен-синклинали на юге Северной Добруджи.

В последней верхнемеловые отложения начинаются с сеномана (конгломератовые и песчанистые известняки с косой слоистостью). Выше залегают известковистые мергели. Турон представлен песчанистыми известняками, чередующимися с песчанистыми мергелями, содержащими кремневые линзы. Венчается разрез отложениями сенона – мергелистыми и песчанистыми известняками с линзами кремней. Мощность верхнемеловых отложений здесь превышает 300 м [Гид экскурсий ..., 1961].

В пределах Восточно-Европейской платформы верхнемеловые отложения представлены терригенно-карбонатными породами. Залегают они на эрозионной поверхности верхнего протерозоя, силтура, юры и нижнего мела, а на северном побережье даже на породах архея.

В зоне Днестровско-Прутского прогиба верхнемеловые отложения представлены известняками, олигомиктовыми песками и глинами. К северу-западу Восточно-Европейской платформы они переходят в глауконит-кремнистые породы, а к северу – в песчаный мел и мелоподобные мергели [Билинчис, 1971]. Верхнемеловые отложения выполняют здесь впадину субширотного направления. Мощности колеблются от 0 до 400–500 м на побережье, увеличиваясь в восточном направлении.

На акватории северо-западной части Черного моря поверхность меловых отложений зафиксирована нами на многих сейсмоакустических профилях. Относительно густая сеть профилей позволила составить схематическую структурную карту поверхности меловых отложений (рис. 18). Правильность построения карты по отражающему горизонту, отождествляемому с поверхностью мела, была подтверждена при бурении морской скважины на поднятии Голицына. Кроме того, была произведена увязка этого горизонта с данными буровых скважин на побережье.

О вещественном составе верхнемеловых отложений акватории можно судить только по морским скважинам, пробуренным на поднятии Голицына. На глубине 2200 м под глинами бахчисарайского яруса (эоцен) скважина встретила 50-метровую пачку мергелей и известняков палеоцена. Ниже залегает 116-метровая толща орга-

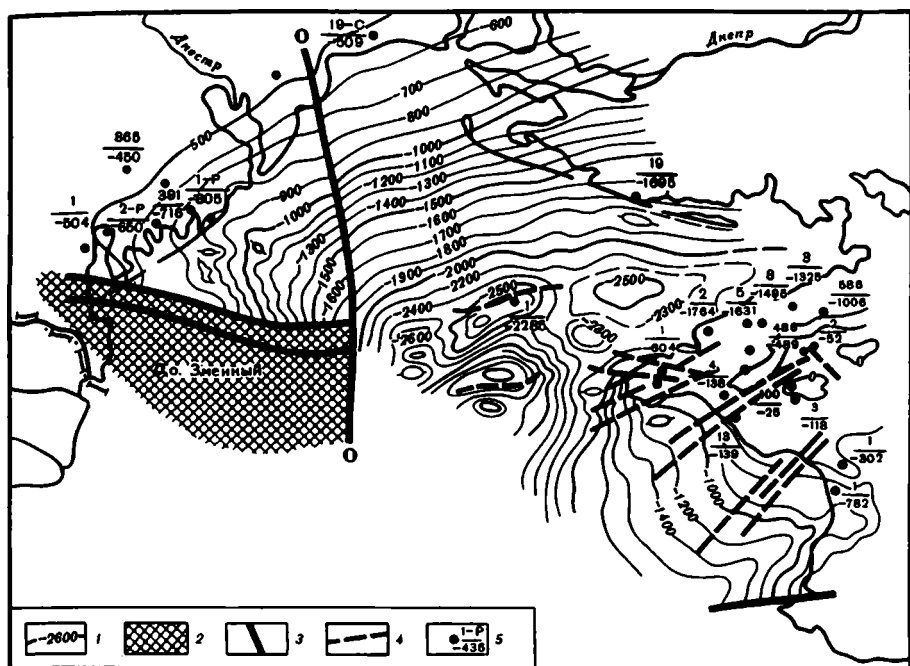


Рис. 18. Структурная карта поверхности меловых отложений. Составил А. Ф. Лимонов

1 — изогипсы поверхности меловых отложений, м; 2 — зона отсутствия меловых отложений; 3 — глубинные разломы; 4 — разрывные нарушения; 5 — буровые скважины

ногенно-обломочных известняков и мергелей датского яруса. Еще глубже — 165-метровая толща светло-серых известняков маастрихта. Скважина остановлена на глубине 3000 м в известняках с прослоями мергелей и глин нижнего сеномана.

Следует заметить, что изображенная нами поверхность, возможно, в некоторых местах является поверхностью палеоцена, но так как последний представлен маломощной лачкой и распространен не на всей территории, то в общем предлагаемую карту можно считать картой поверхности мела.

В связи с поисками на нефть и газ меловые отложения Равнинного Крыма изучены довольно хорошо, особенно верхнемеловые. Их изучали: В.А. Гордиевич, Л.Г. Плахотный, А.Е. Каменецкий, А.В. Чекунов, Н.И. Черняк, Г.А. Лычагин, Н.И. Маслакова, В.В. Друшин и др. Недавно вышла очень хорошая обобщающая работа по геологическому строению Причерноморского прогиба [Чекунов и др., 1976]. Многими из указанных исследователей составлены структурные, литологические карты, карты мощностей отдельных толщ и карты суммарных мощностей, разработаны стратиграфические схемы. Детальное описание отложений меловой системы дано в Тео-

логии СССР" [т. 8, 1969], поэтому описание меловых отложений Крыма мы не приводим. Следует только отметить, что отложения нижнего мела в Равнинном Крыму с верхнего готерива – нижнего баррема и до альба (включительно) представлены в большинстве случаев терригенными породами. Суммарная мощность нижнего мела 1500–2000 м.

Верхнемеловые породы во всех семи ярусах отдела представлены исключительно карбонатными разновидностями. Суммарная мощность верхнемеловых отложений достигает 3000 м.

При более глубинном изучении акватории литологическая разница между породами верхнего и нижнего мела может служить четким отражающим горизонтом, который поможет выявить как сами структуры, так и структурный план меловых отложений в целом, а также уточнить многие черты истории геологического развития чехла Скифской платформы.

КАЙНОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Кайнозойские отложения, как и верхнемеловые, имеют широкое распространение в исследуемом районе.

Западная часть района (до Одесского разлома) по геологии палеогена несколько отличается от восточной. Здесь, в пределах Восточно-Европейской платформы, палеогеновые отложения залегают трансгрессивно и начинаются, как правило, с эоцена, который представлен на западном побережье глинисто-карбонатными породами. Мощности последних возрастают с северо-запада на юго-восток от 1–20 до 60–300 м [Друмя и др., 1965а]. В конце эоценовой эпохи началась регрессия моря, продолжавшаяся до середины олигоцена. Только в приморской части и в зоне шельфа продолжалось осадконакопление, и олигоценовые отложения здесь представлены глинистыми алевритистыми породами. Мощность последних колеблется от 30 (с. Новая Дофиновка) до 150–200 м (с. Мирное). На акватории этого участка платформы палеогеновые отложения нами не расчленялись. Суммарная мощность их достигает на профиле I (см. рис. 26) 500–550 м и к востоку увеличивается. Возможно, здесь имеются и палеоценовые отложения.

На западе эпигерцинской платформы палеогеновые отложения во многих местах вообще отсутствуют. Так, например, их нет в Нижнепрутском горсте. Эоценовые отложения появляются только, вероятно, в Измаильском грабене, в районе Килии они представлены толщей карбонатных пород мощностью более 150 м, а несколько восточнее, в районе Вилково, маломощной (51 м) пачкой песчаников в нижней части разреза и глинистых пород в верхней его половине.

По аналогии с геологическим строением суши среднепалеогеновые отложения мы показываем и на акватории в районе о-ва Змеиный. Здесь, как и на суше, палеогеновые отложения залегают на размытой поверхности юрских пород, выполняя неровности поверхности юрского рельефа. Мощность их не превышает 200–250 м.

Отложения олигоценевого возраста в западной части эпигерцинской платформы (к западу от Одесского разлома) неизвестны. Повсеместно палеозойские, юрские и эоценовые отложения перекрыты верхнемиоценовыми (сарматскими) породами.

Наиболее полный разрез кайнозойских отложений находится восточнее Одесского разлома, он (разрез) был выявлен при бурении морских скважин на поднятии Голицына. Здесь присутствуют отложения всех отделов и ярусов палеогеновой и неогеновой систем.

По данным бурения, на глубине от 2200 до 2260 м на известняках и мергелях датского яруса залегают отложения палеоцена, представленные в нижней части разреза серыми, органогенно-обломочными известняками. Мощность этой пачки 25 м. Выше залегают глинистые мергели, известняки и алевритистые глины мощностью около 30 м. Нижняя пачка отнесена к инкерманскому ярусу, а верхняя – к качинскому. Аналогичные породы вскрыты скважинами на Тарханкутском полуострове. Но мощности палеоценовых отложений здесь во много раз превышают мощности, выявленные в море. На суше максимальная мощность инкерманского яруса достигает 110–170 м (юго-западная часть Тарханкутского полуострова), а качинского – 200–300 м [Геология СССР, т. 8, 1969].

Выше, примерно до глубины 1270–1280 м, залегают породы эоцена, представленные здесь, как и на суше, отложениями всех четырех ярусов. Бахчисарайский ярус сложен черными, слабоизвестковистыми, плотными алевритистыми глинами мощностью 275 м, залегающими на размытой поверхности отложений качинского яруса. Аналогичные отложения бахчисарайского яруса вскрыты скважинами на Тарханкутском полуострове, но мощность здесь, наоборот, меньше, чем на акватории, и колеблется от 40 до 150 м. На суше верхняя часть разреза представлена светло-серыми мергелями. К югу и юго-востоку от Тарханкутского полуострова разрез отложений бахчисарайского яруса становится мергелистым или песчанистым [Геология СССР, т. 8, 1969].

На отложениях бахчисарайского яруса согласно залегают органогенно-детритусовые известняки и мергели мощностью 75 м, отнесенные к симферопольскому ярусу. На Тарханкутском полуострове отложения симферопольского яруса представлены серыми, реже светло-серыми мелоподобными известняками. В погруженных участках Новоселовского поднятия, на Сакском поднятии и в Альминской впадине симферопольский ярус сложен белыми, песчанистыми мергелями. Мощность отложений на суше 100–500 м.

Отложения бодракского и альминского ярусов в морских скважинах пока не расчленены и представлены единой толщей: в верхней и средней частях разреза – светло-серые алевролитистые или глинистые мергели, в нижней – мергели с прослоями алевролитов и известковистых глин. Внизу толщи – известняки. Поверхность мергелей альминского яруса вскрыта скважиной на глубине 1280 м. Общая мощность обоих ярусов на поднятии Голицына около 700 м.

Следует отметить, что разрез морской скважины является наи-

более полным по стратиграфическому объему. Судя по значительной мощности, здесь могут присутствовать все три горизонта бодракского яруса и обе зоны альминского яруса, известные в Крыму [Чекунов и др., 1976]. На Тарханкутском полуострове из разреза выпадают мелоподобные известняки куберлинского горизонта и разрез начинается сразу с отложений керестинского горизонта (мергелей, известняков и глин), максимальная мощность которого 70 м. Выше залегают мергели кумского горизонта, максимальная их мощность не превышает 100 м. Мощность мергелей альминского яруса достигает 280 м. Таким образом, общая мощность обоих горизонтов на Тарханкутском полуострове всего 450 м.

К югу от Тарханкутского полуострова мощности обоих горизонтов еще больше уменьшаются. Так, например, на Сакском поднятии и в Альминской впадине мелоподобные мергели керестинского горизонта, залегающие на нуммулитовых известняках симферопольского яруса, имеют мощность всего 14 м. Мощность отложений альминского яруса на склонах Новоселовского поднятия 50–107 м, а в Альминской впадине – 14–79 м.

Залегающие выше отложения майкопской серии (олигоцен–нижний миоцен) в скважине на поднятии Голицына еще не разделены на горизонты или части серии, как это принято на суше. Вероятно, после обработки собранной микрофауны это можно будет сделать и для отложений шельфа. В целом отложения майкопской серии представлены монотонной толщей темно–серых алевроитов, глин с включениями пирита и сидерита, с прослоями и линзами алевролитов. В нижней части разреза глины известковистые. На подстилающих породах они залегают без всяких следов перерыва. Мощность майкопской серии в скважине 870 м.

Идентичный разрез майкопской серии вскрыт скважинами на Тарханкутском полуострове, где он на основании изучения микрофауны разделен на три части. Здесь общая мощность майкопской серии превышает 1000 м. В Альминской впадине присутствует только нижняя часть серии мощностью 325 м [Геология СССР, т. 8, 1969].

Отложения среднего миоцена на акватории северо–западной части Черного моря в связи с их неравномерным распространением по площади, частым выклиниванием горизонтов и малой мощностью последних нами не расчленялись. Также не отбивается подошва нижнего сармата из–за литологического сходства его пород с породами верхних горизонтов среднего миоцена. И в том и в другом случае они представлены преимущественно глинистыми породами.

В Равнинном Крыму отложения среднего миоцена расчленены по скважинам на четыре горизонта (тарханский, чокракский, караганский и конкский). Здесь они представлены морскими отложениями и залегают на размытой поверхности более древних пород вплоть до юрских [Геология СССР, т. 8, 1969]. В морской скважине на поднятии Голицына выделен лишь тортон (караганский и конкский горизонты), представленный глинистыми породами.

На западе исследуемого района отложения неогеновой системы

начинаются с тортона – нижнего сармата. Тортон представлен рифовыми отложениями, а к востоку от них – терригенно-карбонатными осадками незначительной (до 15 м) мощности [Билинkis и др., 1965]. Нижнесарматские отложения залегают согласно и тоже представлены терригенно-карбонатными породами мощностью до 20 м.

В морской скважине на поднятии Голицына сарматские отложения не расчленены, но примерно на глубине 300 м начинается глинистая часть разреза сармата, которая постепенно переходит в отложения тортона. Мощность глинистой части сармата в скважине около 100 м.

В Равнинном Крыму нижний сармат представлен в основном терригенной толщей: в районе Севастополя – пески и песчаники с прослоями известняков и глин, севернее – глины с прослоями известняков. В Альминской впадине и в Центральных районах Крыма нижний сармат – глинистая толща с маломощной (3–8 м) пачкой известняков в основании. Нижняя часть среднего сармата на Тарханкутском полуострове сложена глинами, практически не отличающимися от глин нижнего сармата. То же самое и в Альминской впадине. Мощность глинистой пачки нижнего сармата не превышает 20–30 м. Только в Севастополе средний сармат представлен раковинными оолитовыми известняками с прослоями мергелей и глин мощностью 40–50 м.

Четкая граница между нижне-среднесарматской глинистой толщей и вышезалегающей толщей карбонатных пород является одновременно и хорошим акустическим отражающим горизонтом.

Отложения верхнего сармата имеют более широкое распространение и равномерным чехлом покрывают весь шельф северо-западной части Черного моря. В районе Севастополя верхний сармат представлен желтоватыми и красноцветными ракушечными известняками мощностью не более 35 м. В Альминской впадине наблюдается переслаивание известняков с мергелями и глинами. Мощность толщи здесь возрастает в сторону моря до 50 м. В районе Новоселовского поднятия и на побережье Тарханкутского полуострова преобладают известняки, иногда мелоподобные. Мощности от 20 до 40–45 м. Общая мощность карбонатной толщи среднего и верхнего сармата на акватории достигает 170–175 м, что видно из структурной карты поверхности сарматских отложений (рис. 19).

На западном побережье верхнесарматские отложения представлены песчано-глинистыми породами с линзовидными прослоями известняков. Мощность толщи 40–130 м.

Сарматские породы на акватории являются последними смятыми в простые малоамплитудные складки. Находящиеся выше по разрезу мэотис-четвертичные отложения залегают практически горизонтально или с небольшим наклоном на юг. Смятая в пологие складки поверхность верхнего сармата и литологические отличия вышезалегающих мэотис-понтических отложений дают четкий отражающий сейсмоакустический горизонт, по которому и была составлена структурная карта поверхности сарматских отложений (см. рис. 19).

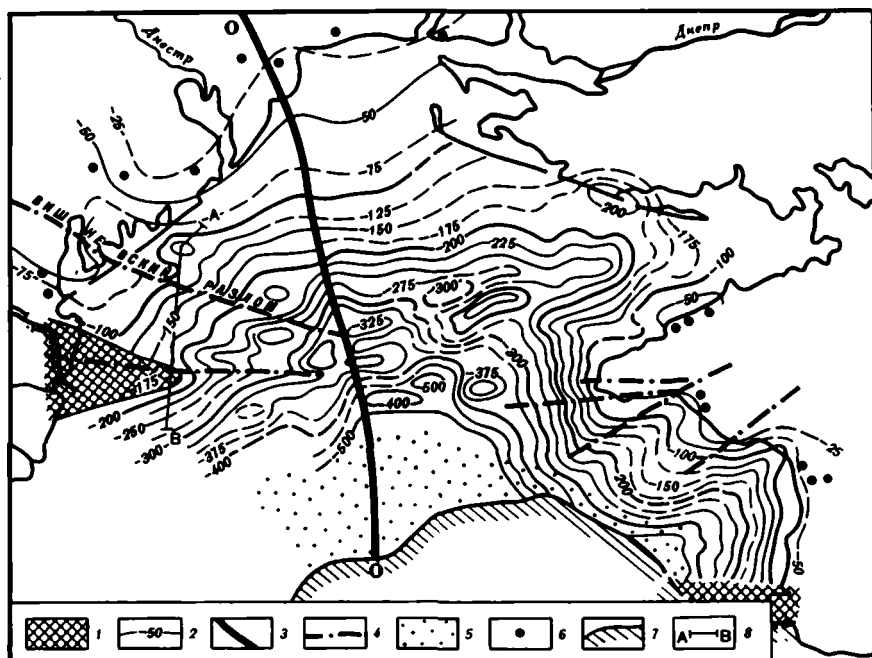


Рис. 19. Структурная карта поверхности сарматских отложений

1 – зона отсутствия сарматских отложений; 2 – изогипсы поверхности сарматских отложений; 3 – Одесский разлом; 4 – разрывные нарушения; 5 – зоны интенсивных кратных волн; 6 – буровые скважины; 7 – граница континентального склона; 8 – линии геологических профилей

Мэотические образования, залегающие в основном на размытой поверхности сарматских пород, не имеют широкого распространения в Молдавии и на южном крыле УКШ. Там, где они есть, эти отложения уже не участвуют в складчатости, а плащеобразно покрывают нижележащие породы. В связи с этим на сейсмоакустических лентах видно, что низы слоистого мэотического разреза в пределах северо-западного шельфа Черного моря образуют линзы в пологих впадинах на поверхности сарматских пород (см. рис. 33).

Литологический состав пород мэотического яруса довольно пестрый. Песчано-глинистые озерные и речные отложения балтской свиты (верхний сармат, мэотис, понт) в центральной части Молдавии постепенно замещаются к югу мелководными морскими фациями (в основном глины, часто песчанистые, алевритистые, известковистые, с редкими прослоями песчаника и известняка). Мощности мэотиса изменяются от нескольких метров на северо-востоке Молдавии до 100 м в южной части республики.

По побережью Северного Причерноморья мэотические отложения залегают, как правило, на верхнесарматских породах. Состав их в целом аналогичен породам, распространенным на территории Мол-

давию, но при этом глинистость разреза к востоку от Одесского разлома увеличивается. В Южном Побужье глины иногда полностью замещают слои известняков. Такая же картина наблюдается в приустьевой части Днепра (Тендровская коса). В Одесском районе мэотический ярус представлен чередованием пресноводных и морских отложений мощностью 30–40 м.

Отложения мэотического яруса широко распространены в Присивашье и Равнинном Крыму. Выходы его известны в балках к северо-западу от Евпатории, по берегам Догузлавского озера, на Тарханкутском полуострове [Геология СССР, т. 8, 1969]. Мэотис в этом районе представлен преимущественно карбонатными породами, причем карбонатность возрастает снизу вверх по разрезу. Низы мэотического яруса сложены континентальными галечниками и песчано-глинистыми отложениями. Выше наблюдаются известняки с прослоями глин, мергелей и песков. Верхний мэотис представлен в основном известняками (исключение составляет Альминская впадина, где широко развиты мэотические глины). Мощность мэотиса не превышает 80 м. В скважине на поднятии Голицына общая мощность мэотиса и понта составляет всего 12–15 м. Сложены мэотические отложения здесь мелководными известняками с прослоями глин.

Отложения понтического яруса широко развиты в пределах исследуемого района. На территории Молдавии, в центральных и северных районах он представлен континентальными отложениями балтской свиты, а южнее – морскими образованиями: известняками, мергелями, песками и изредка конгломератами. В разрезе отложений понта встречены прослой лигнита. Мощность понта в скважинах по западному побережью района обычно не превышает 40 м, в среднем составляет около 20 м.

На юге Украины понтический ярус делится на три подъяруса: нижний – новороссийский, средний – портаферский и верхний – босфорский [Горещкий и др., 1977]. Два последних подъяруса распространены лишь на Керченском полуострове.

В Северном Причерноморье в составе новороссийского подъяруса выделяются два горизонта. Нижний горизонт от Днестровского лимана до р. Южный Буг сложен глинами с прослоями мергелей, а верхний – известняками-ракушечниками. Мощность понта в Северном Причерноморье не превышает 20 м. К востоку от Южного Буга оба горизонта приобретают карбонатный состав: желтые оолитовые известняки внизу, ракушечные известняки выше. Часто горизонты отделены прослоем известняковой гальки.

В пределах западной части Равнинного Крыма нижний подъярус понта представлен желто-бурыми известняками с прослоями мергелей и глин, часто мергелистых. Так же как и в восточной части Северного Причерноморья, нижний горизонт известняков сложен оолитами, а верхний – раковинами моллюсков. Мощность новороссийского подъяруса, как и в Северном Причерноморье, не превышает 20 м.

Среднеплиоценовые пестроцветные песчано-глинистые и песчано-галечные отложения с многочисленными остатками птиц, рыб,

рептилий и т.д. (слои с руссильонской фауной) здесь залегают на понтических, но площадь распространения их значительно меньше. Заканчивают плиоценовый разрез этого района поратские слои, имеющие узкое распространение и сложенные грубообломочными образованиями.

В Причерноморье и Крыму в составе среднего плиоцена выделяются киммерийский и куяльницкий ярусы. На большей части той территории юга Украины и Крыма, которая прилегает к северо-западному шельфу Черного моря, и, по-видимому, на самом шельфе, отложения среднего, а также верхнего плиоцена представлены континентальными породами. Лишь на левобережье Днепра и в Скадовском районе имеются киммерийские пески, глины и железистые песчаники частично морского генезиса, мощность которых достигает 20 м. В Крыму киммерийские отложения развиты только в восточной части, где с ними связаны промышленные залежи железных руд.

Куяльницкие континентальные глины и алевролиты известны в Одесском районе. Они залегают в эрозионных ложбинах по берегам Куяльницкого, Хаджибеевского и Аджиашского лиманов. Мощность их до 40 м. Аналогичный разрез их вскрыт в Присивашье. В Крыму куяльницкие отложения не установлены, но на акватории северо-западного шельфа Черного моря они вскрыты скважиной на поднятии Голицына и представлены суглинками, местами ожелезненными, с прослоями мелкозернистых кварцевых песков. Мощность всего среднего плиоцена, по данным бурения, 90 м [Черняк и др., 1973].

Верхний плиоцен на всем Северо-Западном Причерноморье представлен континентальными отложениями, в основном так называемыми красными глинами, являющимися, по-видимому, аналогами морских таманских и гурийских слоев Восточного Крыма и Кавказа. Вероятно, именно эти породы были вскрыты нами грунтовыми трубками в центральной части северо-западного шельфа на глубинах моря 50–60 м (рис. 20).

Своеобразный характер имеют отложения верхнего, а возможно, частично и среднего плиоцена в южной части Западного Крыма. Здесь они часто представлены грубыми гравийными песками и галечниками с характерной косо́й слоистостью. Это континентальные отложения, слагающие пролювиально-делювиальные шлейфы, покрывающие северные склоны Горного Крыма и их подножие. Вероятно, их можно предположительно рассматривать как аналог массандровской свиты, выделяемой М.В. Муратовым [Геология СССР, т. 8, 1969] на южном склоне Горного Крыма. Не исключено, что подобные образования распространены в составе главным образом верхнего плиоцена и на той же части северо-западного шельфа Черного моря, которая прилегает к Западному Крыму.

Плейстоценовые континентальные отложения широко распространены во всем Северо-Западном Причерноморье. Это лессовидные суглинки, стратификация которых обусловлена наличием горизонтов ископаемых почв, формировавшихся в периоды межледниковья. Зна-

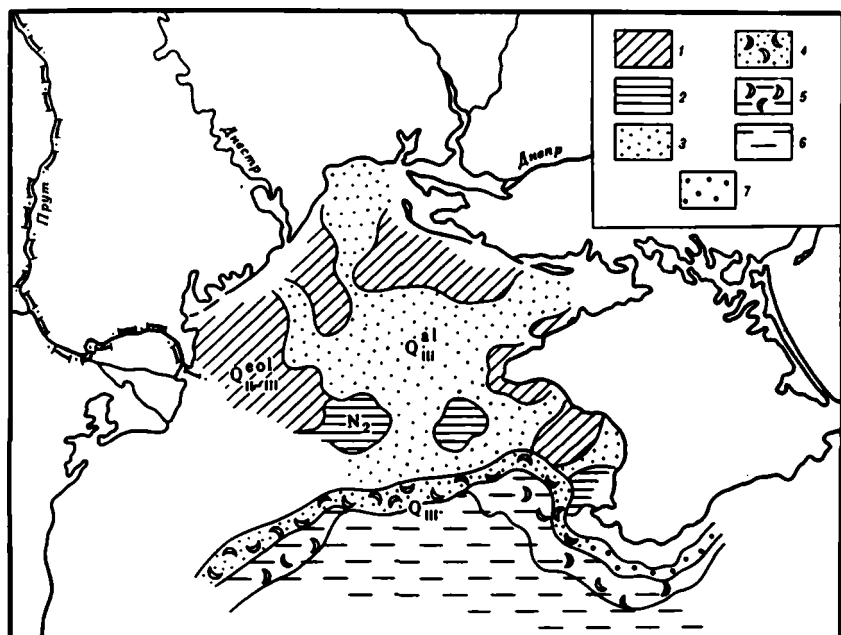
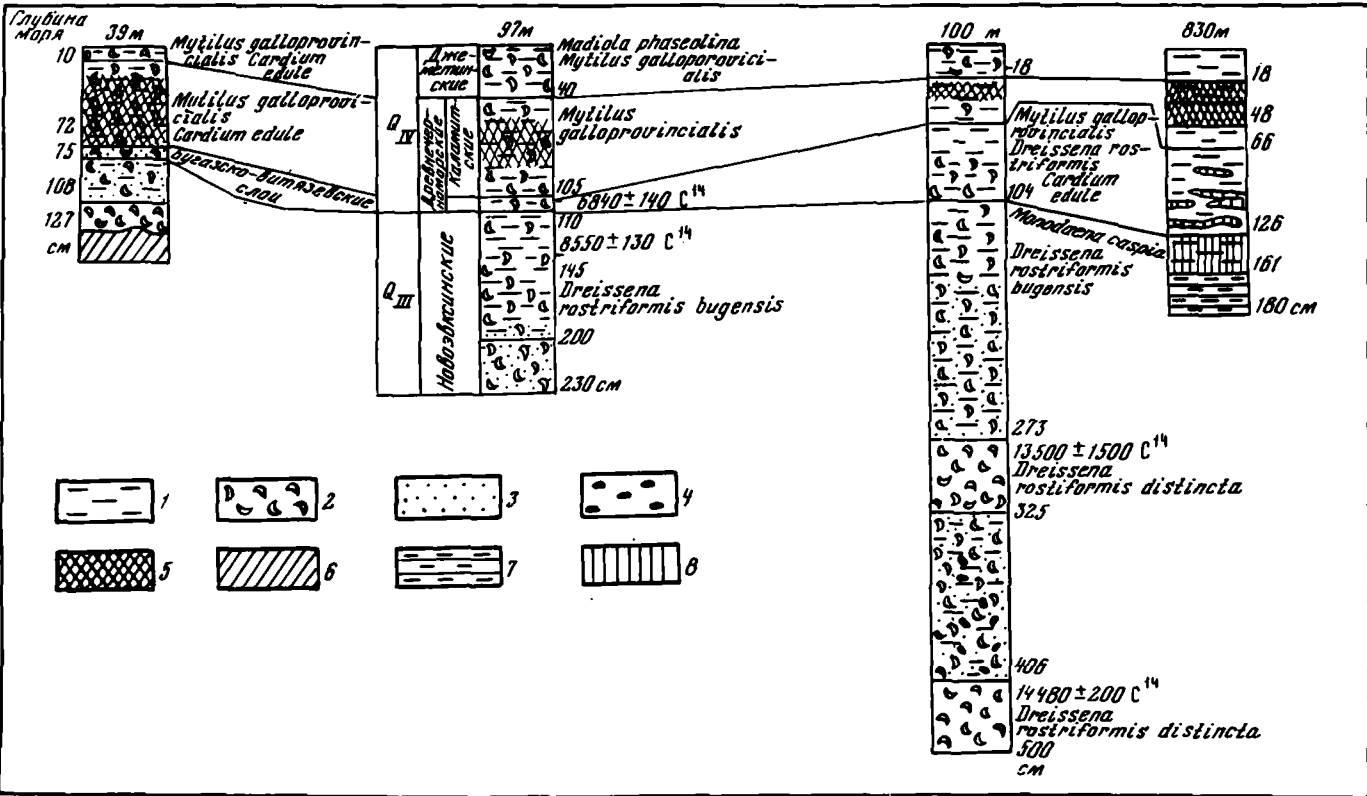


Рис. 20. Геологическая карта доголоценовой поверхности шельфа северо-западной части Черного моря

1 – лёссы и лёссовидные суглинки плейстоцена; 2 – глины, песчаные глины, пески и галечники среднего и верхнего плиоцена (куляник?); 3 – аллювиальные пески, супеси, торфы плейстоцена; новоэвксинские отложения: 4 – ракушечные и песчано-ракушечные прибрежные, 5–6 – илы (5 – раковинные, 6 – глинистые), 7 – прибрежные галечники

чительную роль в разрезах плейстоцена Северного Причерноморья играют и различные континентальные субаквальные отложения, среди которых преобладают аллювиальные осадки древних долин Днестра, Буга и Днестра. В настоящее время установлено [Шербаков, Моргунов, 1975], что все эти породы также широко распространены на северо-западном шельфе Черного моря. В отличие от территории нынешней суши в разрезах континентального плейстоцена шельфа большую роль играют аллювиальные отложения. Кроме того, в этих разрезах, по-видимому, имеют место горизонты морских отложений. Однако в данном районе морской плейстоцен не известен выше современного уровня моря. Террасы соответствующего возраста отсутствуют на северо-западном побережье Черного моря. Поэтому пока такие слои были вскрыты и описаны Л.А. Невеской и Е.Н. Невеским [1961] лишь в одной точке северо-западного шельфа, в толще позднечетвертичных осадков внешней части дна Каркинитского залива. Это так называемые каркинитские и тарханкутские слои, которые, как мы сейчас считаем, соответствуют



молого-шекснинскому интерстадиалу последнего валдайского оледенения Восточной Европы. Они являются, таким образом, аналогом сурожских слоев, выделяемых в разрезе морского плейстоцена Восточного Причерноморья Г.И. Поповым [1973].

В настоящее время отложения морского позднего плейстоцена и голоцена на северо-западном шельфе Черного моря детально изучены и стратиграфически расчленены. Это позволило провести анализ мощностей отложений данного возраста и установить связь их с новейшими движениями. Анализ строения толщи позднечетвертичных отложений шельфа северо-западной части Черного моря был проведен нами на основе исследования около ста колонок осадков, полученных грунтовыми трубками. При этом отдельные колонки достигали 5–7 м. Однако большинство колонок имело длину порядка 1 м.

Схема стратиграфического расчленения верхнеплейстоценовых отложений шельфа и подножия континентального склона северо-запада Черного моря, представленная на рис. 21, базируется на схеме А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [1938] с учетом детализации, проведенной Л.А. Невеской и Е.Н. Невеским [1961], и абсолютными датировками, полученными по материалам авторов. В основном же расчленение полученных нами колонок морских отложений шельфа проводилось по фауне моллюсков. Комплексы моллюсков открытой и тем более внешней части шельфа значительно беднее прибрежных, однако резко различаются по руководящим формам. Было установлено, что практически на всем пространстве северо-западного шельфа Черного моря современные морские осадки залегают на размытой поверхности континентальных отложений плейстоцена, а местами плиоцена и более древних пород (см. рис. 20). Лишь на шельфе Западного Крыма не были вскрыты континентальные породы плейстоцена, подстилающие морские. В краевой зоне этого шельфа, находящейся на глубинах более 100 м, возможно, и значительная часть плейстоцена представлена морскими осадками. В основании морской толщи вскрываются осадки с солоноватоводной (каспийской) фауной. Это так называемые новозевксинские слои, охарактеризованные на большей части шельфа фауной *Dreissena rostriformis*, которая в сторону берегов замещается *D. polymorpha*. В верхах этого горизонта в значительном количестве обычно появляется *Monodacna caspia*. Возраст раковин из самых верхних горизонтов толщи с исключительно каспийской фауной, определенный радиоуглеродным методом, оказался равным 8550 ± 130 лет, а возраст залегающих непосредственно выше слоев, содержащих уже совершенно иную, солонолюбивую фау-

Рис. 21. Схема стратиграфического расчленения и абсолютная датировка основных горизонтов в опорных колонках отложений шельфа

1 – ил; 2 – ракуша; 3 – песчано-алевролитовый материал; 4 – галька; 5 – сапропель; 6 – лёсс; 7 – тонкодисперсные окисленные илы новозевксина; 8 – гидротроиллит

ну, оказался равным около 7 тыс. лет. Таким образом, мы можем считать, что возраст кровли новоэвксинских слоев колеблется в пределах 7–8 тыс. лет. В тех районах шельфа, где была вскрыта значительная по мощности толща морских солоноватоводных осадков (Западный Крым), определенный по раковинам возраст нижних горизонтов ее достигает 17–18 тыс. лет. Такой возраст имеет подошва горизонта прибрежных грубозернистых песчано-ракушечных осадков, а местами даже галечников. Ныне эти отложения залегают на внешнем шельфе и обнаруживаются до глубин порядка 90 м, а глубже не прослеживаются. Этот слой является базальным для всей лежащей выше толщи солоноватоводных новоэвксинских осадков, представляющей собой трансгрессивную серию. Нами был определен по раковинам *Dreissena rostiformis* возраст кровли грубозернистых мелководных осадков, который оказался равным $13,5 \pm 1,5$ тыс. лет. Таким образом, мы можем заключить, что формирование трансгрессивной толщи, а следовательно, и поднятие уровня Черного моря с отметкой около –90 м началось в период между 12 и 15 тыс. лет назад. Все сказанное относительно новоэвксинских слоев позволяет разделить их на три подгоризонта. Нижне-новоэвксинским является базальный горизонт прибрежных осадков, содержащий фауну *Dreissena rostiformis distincta*. Выше залегает средненовоэвксинский подгоризонт, охватывающий по времени основную часть трансгрессивного этапа в позднечетвертичной истории Черного моря и содержащий фауну *Dreissena rostiformis distincta* и *D. rostiformis bugensis*. Наконец, разрез новоэвксина венчается верхне-новоэвксинскими слоями, в которых к моллюскам указанного выше подвида *D. rostiformis bugensis* добавляется *Monodacna caspia*.

Как явствует из сказанного, в изученных нами разрезах не удается выделить хроностратиграфической границы с возрастом 10–11 тыс. лет, которая обычно считается границей голоцена и плейстоцена. Это и понятно, так как такой рубеж не связан с каким-либо крупным глобальным событием в истории Мирового океана. Наиболее важными из таких событий, которые вызывали изменения в разрезах морских отложений, являются начало позднечетвертичной трансгрессии около 15 тыс. лет назад и ее конец или резкое замедление 7–8 тыс. лет назад. Эти этапы соответствуют по времени началу и концу позднеюрмской дегляциации на континентах. В связи с этим в наших исследованиях (в частности при построении мощностей голоцена) мы принимали за границу голоцена и плейстоцена кровлю новоэвксинских слоев с возрастом 7–8 тыс. лет.

Стратиграфически выше новоэвксинских на северо-западном шельфе залегают отложения, резко отличающиеся тем, что они содержат морской "средиземноморский" комплекс моллюсков. В разрезах отложений внешнего шельфа это проявляется прежде всего в появлении раковин *Mytilus galloprovincialis* и *Madiola phaseolina*, которые являются не только руководящими, но и осадкообразующими. В основании слоев с этой фауной чаще всего выделяются переходные, так называемые бугазско-витаевские слои, где солоноватоводные и более солонолюбивые формы присутствуют одновременно.

но [Невесская, Невесский, 1961]. Возраст раковин *Dreissena rostriformis* из самых нижних слоев толщи, характеризующихся появлением средиземноморских видов, 6840 ± 140 лет. Примерно такой же возраст для этой кровли приводится в работах Е.Н. Невесского [1967], также Е.Т. Дегенса и Д.А. Росса [Degens, Ross, 1972]. Над слоями со смешанной фауной выделяется горизонт, где в разрезах внешнего шельфа резко преобладают раковины *Mytilus galloprovincialis*. Это так называемые каламитские слои, которые, кстати сказать, зачастую служат маркирующим горизонтом благодаря присутствию в осадках сапропелеподобного вещества бурого цвета. Бугазско-византийские и каламитские слои составляют вместе древнечерноморский горизонт А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова [1938]. Венчается разрез позднечетвертичных морских осадков северо-западного шельфа Черного моря четко выделяемым горизонтом с фауной *Mediola phaseolina*. Это джеметинские [Невесская, Невесский, 1961], или современные [Архангельский, Страхов, 1938], слои, отвечающие нынешней позднеголоценовой стадии развития Черного моря.

ТЕКТОНИКА

Северо-западная часть Черного моря представляет собой уникальное место как для изучения шельфовых зон, так и для отработки методик геолого-геофизических исследований на акваториях. В северо-западной части Черного моря происходит сочленение одной из древнейших (дорифейских) на Земле платформ – Восточно-Европейской – с эпигерцинской Скифской платформой, местами захваченной киммерийскими движениями. Последняя в свою очередь граничит с альпийскими складчатыми сооружениями Горного Крыма. К шельфовой зоне, характеризующейся континентальной земной корой, примыкает Черноморская впадина с субокеаническим типом строения коры. На стыке древней и молодой платформ расположены мезозойские наложенные впадины, связанные с платформенным циклом развития земной коры.

Значительное количество разрывных нарушений различных типов и возрастов еще больше осложняет и без того сложную тектонику района. В северо-западной части шельфа Черного моря зафиксированы древние глубинные, субмеридионального направления разломы, хорошо изученные на суше. Густая сеть субширотных рифейских и палеозойских разломов пересекает субмеридиональную систему, разбивая всю территорию на отдельные блоки, которые в различные моменты геологической истории испытывали дифференцированные вертикальные движения друг относительно друга.

И, наконец, изучение современных осадков, их состава, распределения по площади и анализ мощностей позволяют получить представления о новейших и современных движениях отдельных участков земной коры этого сложного региона.

До недавнего времени (10–15 лет тому назад) территория шельфа считалась почти не изученной. Только с развитием морских геофизических работ стал появляться фактический материал, позволяющий дать тектоническую характеристику тому или иному участку шельфа. Зато прилегающая территория суши исследуется уже более ста лет.

Достаточно напомнить, что для данного региона существуют более двадцати тектонических карт и схем, составленных как отдельными исследователями, так и коллективами. История геологических и геофизических исследований с достаточной детальностью освещена в книге "Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР" [1969].

Основными структурными единицами на северо-западной акватории Черного моря являются: отдельные участки древней (дорифейской) Восточно-Европейской платформы, входящий в ее состав Днестровско-Прутский перикратонный прогиб, участки эпигерцинской платформы (Скифской), шовная зона сочленения вышележащих платформ, а также мезозойские наложенные впадины (см. рис. 15).

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ (ДОРИФЕЙСКАЯ) ПЛАТФОРМА

В целом, по литературным данным, тектоника этой зоны представляется в следующем виде. В северной части выходят на дневную поверхность архейско-среднепротерозойские образования Украинского кристаллического щита, составляющие фундамент платформы. В юго-западном и южном направлениях поверхность фундамента погружается и перекрывается верхнепротерозойскими-кайнозойскими породами чехла.

Погружение поверхности фундамента происходит моноκлиально с углами наклона, не превышающими нескольких градусов. К югу от линии Кишинев – Николаев – Каховка – Мелитополь зафиксировано первое изменение наклона этой поверхности, достигающее 5–8°. Здесь в полосе шириной 15–20 км глубина залегания поверхности фундамента возрастает с 1200 до 3000 м. Вдоль указанной линии предполагается существование древнего широтного разлома, а полоса представляет собой южный борт Восточно-Европейской платформы [Геофизические..., 1969; Чекунов, 1972].

Фундамент нарушен серией древнейших разломов субмеридионального и субширотного направлений. Часть разломов является глубинными [Чекунов, 1972]. Разломы дробят фундамент на ряд блоков, имеющих некоторую разницу в гипсометрическом уровне поверхности и влияющих на формирование чехла платформы.

Особенно важную роль в тектонике региона играет Одесский разлом, разделяющий в меридиональном направлении как сушу, так и акваторию на две части, развивающиеся по-разному в течение палеозоя, мезозоя и раннего кайнозоя. На эту характерную особенность разлома обратили внимание еще в 1969 г. А.В. Чекунов и И.А. Гаркаленко. К западу от разлома фундамент перекрыт довольно мощным рифейско-мезозойско-кайнозойским чехлом, в то время как к

востоку от разлома палеозойские образования неизвестны (скважина Тендровская), а чехол сложен мезозойско-кайнозойскими отложениями. Также по обе стороны от разлома отмечается изменение мощностей и литологического состава мезозойско-кайнозойских отложений. Мощности осадочного чехла изменяются и с севера на юг. Так, например, к западу от Одесского разлома (между Кишиневом и Днестровским лиманом) мощности только палеозойской части чехла увеличиваются от 700 м на севере до 2000 м на юге.

В целом породы чехла залегают моноκлиально с небольшим наклоном к югу или юго-западу (в западной части района). Правда, согласно А.Г. Авербуху [1965], в палеозойских отложениях намечается несколько небольших антиκлиальных поднятий с амплитудой до 200 м. В зонах поднятий, по данным бурения и КМПВ, мощности палеозойских отложений сокращаются. Но эти поднятия совершенно не находят отражений в структуре мезозойско-кайнозойских отложений. А.Е. Каменецкий и соавторы [1973] эту часть Восточно-Европейской платформы выделяют как самостоятельный тектонический элемент под названием Молдавской моноκлинали, а Б.С. Слюсарь [1971] – как северную область Северо-Западного Причерноморья.

К востоку от Одесского разлома находится приподнятый (по отношению к западному) блок фундамента Восточно-Европейской платформы. Амплитуда относительного превышения составляет от 500 м на севере до 1000 м на юге. Поверхность кристаллического фундамента, как и в предыдущем случае, наклонена полого (несколько градусов) в сторону Черного моря. Моноκлиальное падение поверхности фундамента осложнено лишь субмеридиональными и субширотными разломами. Восточным ограничением блока, по-видимому, является Скадовский разлом, восточнее которого поверхность кристаллического фундамента залегает еще выше.

Этот блок от западного отличается также строением осадочного чехла. Как уже упоминалось, здесь полностью отсутствуют палеозойские отложения, а чехол сложен меловыми, палеогеновыми и неоген-четвертичными осадками, мощность которых увеличивается с севера на юг. Несмотря на выпадение в некоторых местах из разреза ряда горизонтов, угловые несогласия практически отсутствуют и чехол также имеет моноκлиальное строение.

Описанный участок и следующий блок, ограниченный с востока Мелитопольским разломом, А.Б. Каменецким и его коллегами [1973] назван Причерноморской моноκлиалью.

Проследивая строение южного склона Восточно-Европейской платформы с востока на запад и с севера на юг, следует отметить блоковое строение и закономерное погружение блоков фундамента и чехла с севера на юг по субширотным разломам и с востока на запад по субмеридиональным разломам.

Оба вышеописанных блока вместе с более восточным, который мы не рассматриваем, представляют собой классический образец



Рис. 22. Схема гравитационных аномалий северо-западной части Черного моря [Геофизические ..., 1969]

Контуры и оси: 1 – гравитационных максимумов, 2 – минимумов, 3 – изобаты, м. Цифры на схеме – максимумы (1 – Авдарминский, 2 – Белгород-Днестровский, 3 – Одесский, 4 – Голованевский, 5 – Ингуло-Ингулецкий, 6 – Восточно-Добруджинский, 7 – Красноперекопский, 8 – Новоселовский, 9 – Азово-Майкопская зона положительных аномалий, 10 – Крымский) и минимумы (11 – Бырладский, 12 – Пандаклиевский, 13 – Крыловский, 14 – Каркинитский, 15–16 – Северо-Черноморская зона относительных минимумов)

склона древней платформы, сочленяющейся с более молодыми структурами посредством перикратонного прогиба и шовной зоны.

В гравиметрическом поле эта часть Восточно-Европейской платформы очень четко отделяется от структур, расположенных южнее (рис. 22). Для нее характерны положительные региональные аномалии северо-западного и субмеридионального направлений. На западе региона находится крупный Авдарминский максимум, ширина которого составляет около 80 км. Внутри Авдарминского максимума находится несколько локальных аномалий. Восточнее располагаются Белгород-Днестровский и Одесский максимумы силы тяжести. Первый имеет изометричную форму, а второй – линейную, вытянутую в северо-западном направлении. Еще восточнее зафиксированы Голованевский и Ингуло-Ингулецкий максимумы. Они отделены друг от друга полями с несколько пониженными значениями силы тяжести. Характер гравитационного поля определяется здесь

глубиной залегания фундамента платформы и его структурными особенностями [Геофизические..., 1969].

К югу от этой зоны располагается полоса пониженных и даже отрицательных значений аномалий силы тяжести. И, самое главное, они имеют широтное, субширотное, а в Каркинитском заливе – северо-восточное простирания.

Подобная картина наблюдается и при рассмотрении магнитного поля. Для этой части Восточно-Европейской платформы характерны высокая напряженность и дифференцированность поля, а также субмеридиональное простирание магнитных аномалий, совпадающих с гравитационными. В южном направлении магнитные аномалии затухают. В зоне пониженных значений аномалий силы тяжести наблюдается также пониженное значение магнитного поля, а характер гравитационного и магнитного полей Скифской платформы, которые будут рассмотрены ниже, позволяет более точно провести границу между обеими платформами.

Днестровско-Прутский перикратонный прогиб

Примерно по линии г. Леово – устье Днестровского лимана установлено второе, более резкое погружение поверхности кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Здесь в полосе шириной 30–50 км фундамент погружается с глубины 2 до 6 км и более. По данным А.Е. Каменецкого и соавторов [1973], наклон поверхности фундамента достигает 8–10°. Резкое погружение последнего связано с приближением к шовной зоне расчленения с эпигерцинской платформой, которая является южной границей перикратонного прогиба. Восточным ограничением прогиба служит Одесский глубинный разлом. На запад от Одесского разлома прогиб протягивается на расстояние 230 км по р. Прут и уходит далее за пределы СССР, простираясь на этом участке широко.

Перикратонный прогиб заложился на юго-западном краю Восточно-Европейской платформы в начале рифейского времени и связан с формированием байкальской геосинклинальной области, расположенной к югу от платформы. Судя по глубине залегания дорифейского фундамента платформы [Балавадзе и др., 1968; Строение..., 1972; и др.], мощность отложений, выполняющих прогиб, колеблется от 2 км на западе до 6 км на востоке, а возрастной диапазон пород охватывает время от рифея до конца палеозоя. Увеличение мощности отложений прогиба наблюдается как с запада на восток, так и с севера на юг, по мере приближения к краю платформы.

Внутреннее строение прогиба довольно сложное, серией разрывных нарушений он разбит на ряд блоков, смещенных по вертикали один относительно другого. С запада на восток здесь выделяются Андрушевский горст, Алуатская впадина, Татарбунарский выступ (горст) и Крыловская впадина. Эти структуры четко фиксируются

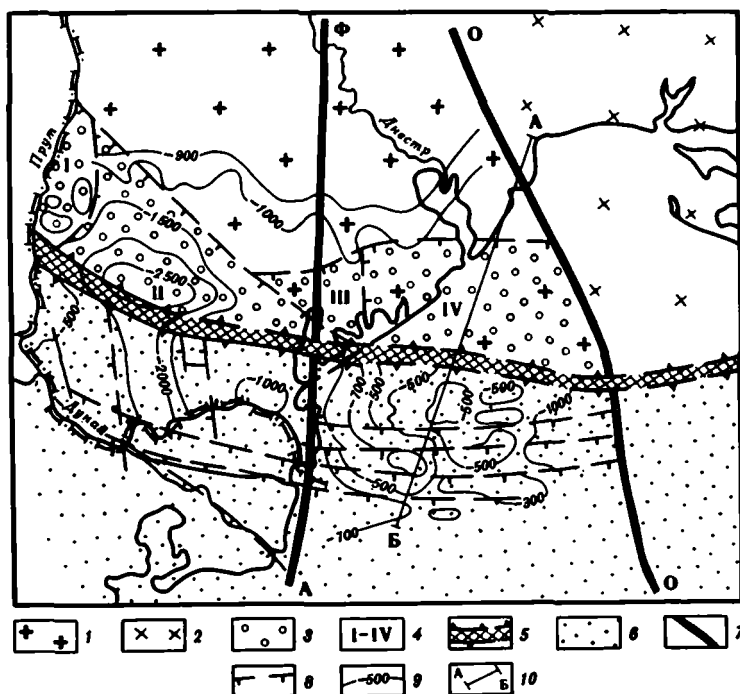


Рис. 23. Тектоническая схема Днестровско-Прутского перикратонного прогиба

Восточно-Европейская платформа: 1 – с рифейско-четвертичным чехлом, 2 – с мезозойско-четвертичным чехлом; 3 – Днестровско-Прутский перикратонный прогиб; 4 – его структуры: I – Андрушинский горст, II – Алуатская впадина, III – Татарбунарский горст, IV – Крыловская впадина; 5 – зона сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ; 6 – Скифская платформа; 7 – глубинные разломы; 8 – разрывные нарушения; 9 – стратоизогипсы поверхности палеозойских образований, м; 10 – линия геологического профиля

изогипсами по поверхности доюрских пород¹ и по характеру гравиметрического поля (рис. 23).

К сожалению, многочисленные скважины, пробуренные в прогибе, нигде не вскрыли его фундамента. Глубина залегания последнего определена по геофизическим данным. В Андрушинском горсте и в Алуатской впадине вскрыты фаунистически охарактеризованные нижнекембрийские отложения [Букатчук, Кольцова, 1970]. В Андрушинском горсте они залегают на глубинах 1102–1366 и 1145–1392 м, а в Алуатской впадине – в интервале 2404–2494 м.

¹ Структурная карта поверхности доюрских пород для суши составлена А.В. Друмя и его сотрудниками в Институте геофизики и тектоники АН МССР.

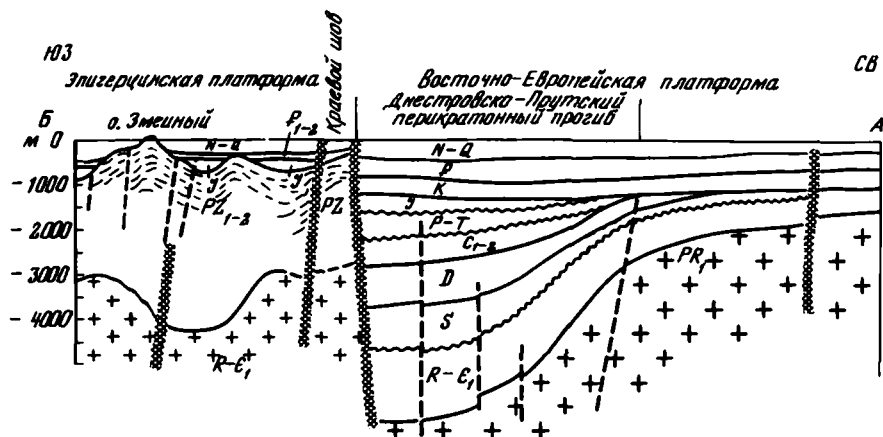


Рис. 24. Геологический профиль (положение профиля см. на рис. 23)

Мощность нижнекембрийских отложений достигает 250–300 м (см. рис. 17), залегают они на размытых отложениях венда (феррапонтьевская свита и вишневецкие слои) и перекрыты силурийскими отложениями. По данным А.В. Друмя и соавторов [19656], общая мощность досилурийских осадочных пород составляет 500–800 м, а по данным П.Д. Букатчука [1967]: – 100–1200 м. В Татарбунарском выступе досилурийские отложения не вскрыты.

При построении меридионального профиля (рис. 24) о–в Змеиный–Одесса через Крыловскую впадину для нанесения поверхности фундамента Восточно–Европейской платформы были использованы геофизические данные [Балавадзе и др., 1968; Чекунов, 1972]. Учитывая тенденцию увеличения мощностей всех палеозойских отложений к югу и юго–востоку, мы считаем, что мощность досилурийских пород в Крыловской впадине составляет около 1500 м.

Падение пород в Крыловской впадине – к югу, углы падения постепенно уменьшаются к центру впадины. Структурные особенности строения досилурийских пород остаются неизученными. Среднекембрийские – ордовикские отложения в пределах перикратонного прогиба отсутствуют.

В начале силурийского времени произошло оживление разломов в дорифейском фундаменте, опускание не только зоны перикратонного прогиба, но и территории к северу от него. Мощность силурийских отложений в прогибе, по данным разных исследователей, колеблется от 500 до 1200 м [Друмя и др., 19656] или от 150 до 900 м [Черняк, Самарский, 1974]. Несмотря на то что силурийские отложения залегают на размытой поверхности более древних пород, существенные угловые несогласия между ними неизвестны.

Девонские отложения обнаружены во всех тектонических элементах Днестровско–Прутского прогиба, где они представлены терригенными образованиями. Мощность отложений нижнего девона колеблется от 100 м в Алуатской впадине до 200 м в Андрушинском

горсте, а в Крыловской впадине достигает 1000–1200 м. Нижнедевонская терригенная формация сменяется карбонатной формацией среднего и верхнего девона, разрез которой лучше всего изучен в Алуатской впадине (район Баурчи). Здесь мощность среднего девона достигает 820 м, а верхнего – примерно 200 м (см. рис. 17). Пликативные формы девонских отложений изучены слабо. По керновому материалу установлено, что породы девона имеют углы наклона 30° , а местами даже $45\text{--}50^{\circ}$ [Сафаров, Капчан, 1967]. Общая мощность отложений девона в Алуатской впадине превышает 1100 м, в Крыловской впадине достигает 2000 м и уменьшается в сторону северного борта прогиба.

Сведений о структурных формах каменноугольных и пермских отложений не имеется. Только для западной части прогиба В.Х. Капчан и соавторы [1963] отмечают дислоцированность хемогенных пород, связанную с криптотектоникой. Известно также, что пермские отложения залегают несогласно, со значительным стратиграфическим перерывом на разновозрастных нижнепалеозойских образованиях и несогласно перекрываются юрскими отложениями.

Некоторое представление о тектонике палеозойских отложений перикратонного прогиба дает рисунок изогипс эрозивной тектонической поверхности доюрских образований (см. рис. 23). В Андрушинском горсте поверхность доюрских пород вскрывается на глубине 1300–1500 м. В южной части горста вскрыты пермские, каменноугольные и девонские породы, а в северной – силурийские и нижнедевонские. Глубина залегания кристаллического фундамента здесь неизвестна, но, вероятно, составляет не менее 3000–3500 м. От Алуатской впадины Андрушинский горст отделяется разрывными нарушениями северо–северо–западного направления. Алуатская впадина – наиболее прогнутая часть Днестровско–Прутского перикратонного прогиба. Размеры ее примерно 100×40 км. Здесь поверхность палеозойских пород погружается с севера на юг и к центру впадины с 1100 до 2700 м. Впадина четко оконтуривается изогипсами поверхности палеозойских пород. В самой глубокой части вскрыты силурийские отложения, а на северном борту – девонские и каменноугольные. Северным ограничением Андрушинского горста и Алуатской впадины является Вишневский разлом.

Татарбунарский выступ (горст) находится в зоне глубинного Фрунзенско–Арцизского разлома и отделяет Алуатскую впадину от Крыловской. Здесь фундамент платформы находится на глубине 3–4 км, а поверхность палеозойских пород вскрывается на глубинах 1000–1200 м. В основном вскрыты нижне–среднекаменноугольные отложения и, возможно, пермские. Г.И. Мурзина [1970] уточняет, что на Саратовской площади рядом скважин под средней юрой вскрываются силурийские и нижнедевонские отложения.

Крыловская впадина, почти целиком располагающаяся в зоне шельфа, была обнаружена при проведении морской сейсморазведки МОВ [Гаркаленко, Красношек, 1965]. Профиль, проходящий через впадину, в какой–то мере гипотетичен и построен нами для палеозойских отложений на основании данных, известных на суше и даю-

ших общие закономерности развития перикратонного прогиба (см. рис. 24).

Палеозойские породы здесь разбиты рядом разрывных нарушений широтного направления на несколько блоков, ступенчато спускающихся в южном направлении. В верхних частях разреза (J-N) эти ступени выражаются складками облекания. Разломы, по-видимому, очень крутые π' (или) слегка наклонены к югу.

В тектонических элементах Днестровско-Прутского перикратонного прогиба наблюдается унаследованное развитие на протяжении рифея — палеозоя. В результате байкальских орогенических движений в южной геосинклинальной области в зоне прогиба образовались поднятия и впадины, которые не меняли своего структурного плана во время палеозойского осадконакопления. На поднятиях в результате этого получились сокращенные разрезы, во впадинах — более полные.

Приведенный материал позволяет отнести краевую зону опускания платформы к особой тектонической структуре — перикратонному прогибу, выделенному Е.В. Павловским [1959] на примере Сибирской платформы. Еще в 1946 г. Н.С. Шатский, анализируя строение и развитие Восточно-Европейской платформы, предположил, что в юго-западной части платформы на границе со складчатыми областями существует прогиб, выполненный нижнепалеозойскими отложениями, который постепенно выклинивается вдоль южного края платформы.

На основании данных о значительной мощности юрских (район Болграда) и меловых отложений (Тарханкутский полуостров) И.Ю. Лапкин и Л.С. Темин [1958] предположили существование глубокого Преддобруджско-Тарханкутского мезозойского прогиба, который сформировался на месте более древнего передового прогиба, унаследовав его тенденцию к опусканию.

В обобщающей работе по тектоническому развитию Русской платформы М.В. Муратов, М.Ф. Микунов и Е.С. Чернова [1962] впервые выделили по периферии платформы окраинные прогибы: Приднестровский (Западный) и Камско-Уфимский. Приднестровский прогиб был показан ими в более широких границах, чем показываем его мы. Он протягивался от Одесского побережья вдоль границы Восточно-Европейской платформы до Варшавы. Впервые было обращено внимание на очень длительное формирование этого прогиба (со среднего рифея вплоть до конца миоцена) и предложено назвать такие прогибы перикратонными (следуя примеру Е.В. Павловского).

Только по мере накопления буровых и геофизических данных в 60-х годах все большее количество исследователей приходят к мнению о существовании прогиба в зоне сочленения этих двух тектонических единиц.

В 1967 г. Э.И. Сафаров и В.Х. Кампан выделили предгорный (краевой) прогиб герцинид Добруджи с внутренним (преддобруджским) и внешним (платформенным) крыльями.

Платформенное крыло почти совпадает с перикратонным прогибом, выделяемым нами, а внутреннее мы относим к складчатому

основанию Скифской платформы. В 1970 г. эти же исследователи высказали предположение о существовании в юго-западной части древней платформы предгорного прогиба байкалид, также имеющего внешнюю и внутреннюю зоны. Таким образом, по данным Э.И. Сафарова и В.Х. Капшана [1967, 1970], в Днестровско-Прутском междуречье существует предгорный (краевой) прогиб, развивающийся с рифейского до пермского времени, что, конечно, противоречит пониманию предгорного (краевого) прогиба.

Против выделения краевого прогиба в Придубуджье высказывались А.И. Самсонов и А.Я. Красношек [1969]. Они считают, что здесь нет того формационного ряда (моласса, флиш, соленосная и угленосная формации), который свойствен краевым прогибам, и не наблюдается миграций оси прогиба в сторону платформы. Кроме того, краевой палеозойский прогиб не мог возникнуть по той причине, что к началу палеозойской эры еще не существовало молодой складчатой зоны, вдоль которой в момент ее воздымания могла бы сформироваться область компенсационного прогибания, соответствующая краевому прогибу [Самсонов, Красношек, 1969]. Вместо краевого прогиба упомянутые авторы в своей работе выделяют более узкую Западно-Черноморскую палеозойскую синеклизу, протягивая ее от Припутья до Перекопского перешейка, хотя восточнее Одесского разлома палеозойские отложения на причерноморской территории Восточно-Европейской платформы нигде не известны.

Днестровско-Прутский перикратонный прогиб на тектонической карте был показан А.Е. Каменецким и его коллегами в 1973 г. [Каменецкий и др., 1973]. Северная граница прогиба примерно совпадает с северной границей выделенного нами прогиба, а южная проводится по разрывным нарушениям Кагул-Болград-Измаил-Сулинское гирло, включая в прогиб о-в Змеиный.

И, наконец, о перикратонном прогибе упоминают Н.И. Черняк и А.Д. Самарский [1974], не указывая его границ.

Для Днестровско-Прутского перикратонного прогиба в целом характерны пониженные и даже отрицательные значения аномалий силы тяжести. И самое главное то, что изоаномалы приобретают широтное направление, которое прослеживается вдоль всей шовной зоны сочленения платформы (см. рис. 22).

На самом западе прогиба (за пределами СССР) существует Бырладский минимум силы тяжести, который в восточном направлении переходит в Ореховский (Пандаклиевский) минимум. Последний соответствует полностью Алуатской впадине. К сожалению, мы не располагаем сведениями о характере гравитационного поля в Андрушинском горсте, разделяющем Бырладскую и Алуатскую впадины. Но можно предположить, что он, как и Татарбунарский выступ, характеризуется несколько повышенными значениями поля. Крыловской впадине соответствует минимум силы тяжести. На юге Крыловский минимум резко контактирует с гравитационной ступенью повышенных значений. Последняя соответствует шовной зоне сочленения платформы.

Геофизики [Геофизические..., 1969] считают, что здесь существует прямое соответствие между гравитационным полем и структурами фундамента: Бырладскому, Ореховскому, Крыловскому и другим минимумам соответствуют опущенные участки складчатого фундамента. Магнитное поле перикратонного прогиба характеризуется значительно меньшей интенсивностью, чем поле склонов Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, пересмотр данных по палеозойским отложениям приводит исследователей к мнению о необходимости выделения в западной части региона на границе Восточно-Европейской и эпигерцинской платформ перикратонного прогиба. Северная его граница устанавливается более или менее однозначно, зато южная граница разными исследователями проводится по-разному. Изучение перикратонного прогиба и уточнение его южной границы имеет не только теоретическое значение, но и практическое. Оно связано с обоснованием и проведением нефтегазопроисловых работ, так как от характера преобразования палеозойских отложений зависят и перспективы нефтегазоносности того или иного района.

КРАЕВОЙ ШОВ-ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И ЭПИГЕРЦИНСКОЙ СКИФСКОЙ ПЛАТФОРМ

Одним из самых дискуссионных вопросов тектоники региона являются положение и структурные особенности зоны сочленения Восточно-Европейской (дорифейской) и эпигерцинской (Скифской) платформ.

Еще в 1946 г. Н.С. Шатский в своей работе по Восточно-Европейской платформе на основании довольно скудных геологических материалов провел южную и юго-западную границы платформы очень близко к ее современному положению. Подобной точки зрения придерживались в своих работах М.В. Муратов [1949, 1955] и А.А. Богданов [1964]. Таково ее положение и на тектонической карте Европы 1964 г. Правда, М.В. Муратов в своих последних работах [Муратов и др., 1968; Муратов, 1969] границу между платформами в западной части региона проводит значительно южнее (по Сулинскому гирлу р. Дуная, а в последней работе "Земная кора и история развития Черноморской впадины" [1975] — даже по Георгиевскому гирлу).

Большинство геологов в 40–50-х гг. проводили границу на основании имевшихся в то время данных по юрским и меловым отложениям. Палеозойские образования были изучены очень слабо.

Как это ни странно, но появление новых данных о палеозойских и мезозойских отложениях привело к тому, что границу между платформами разные исследователи стали проводить по-разному, особенно к западу от Одесского разлома. Из рис. 25, на котором показана южная граница Восточно-Европейской платформы, по данным только некоторых исследователей, видно, что к востоку от Одесского разлома расхождения в понимании положения границы не столь значительны. Большинство исследователей проводят границу

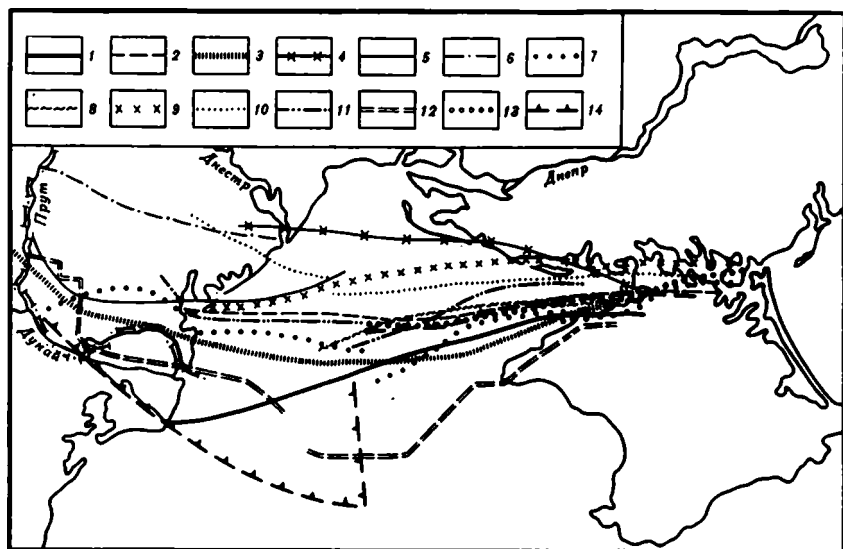


Рис. 25. Положение границы между Восточно-Европейской и эпигерцинской (Скифской) платформами в северо-западной части Черного моря, по данным различных исследователей

1 – И. О. Брод [1945]; М. В. Муратов: 2 – [1955], 3 – [1962]; 4 – В. Б. Соллогуб [1960]; 5 – А. В. Друмя и соавторы [1964]; 6 – Б. С. Слюсарь и В. С. Макареску [1965]; 7 – И. А. Гаркаленко, Л. Г. Богаевский и соавторы [1966]; 8 – И. А. Гаркаленко, М. Р. Пустильников и соавторы [1966]; 9 – В. П. Гончаров, А. И. Непрочнова и соавторы [1966]; 10 – Е. Е. Милановский [1967]; 11 – В. И. Головинский, А. Я. Гольмшток и соавторы [1968]; 12 – И. А. Самсонов, А. Я. Красношек [1968]; 13 – Л. З. Левин, Я. П. Маловицкий и соавторы [1968]; 14 – И. А. Гаркаленко, Б. С. Никифоров и соавторы [1969]

по осевой части Каркинитского залива, но зато мнения резко расходятся, когда рассматривается положение границы к западу от Одесского разлома. Особенно сильные разногласия появились после 1967 г., когда о-в Змеиный, входящий в состав эпигерцинской платформы, посетили геологи Черноморской геофизической экспедиции треста Днепрогеология. Они дали подробную литолого-петрографическую характеристику пород, обнажающихся на острове, уточнили их возраст ($S - D_1$) и высказали предположение о принадлежности образований, слагающих о-в Змеиный, к чехлу Восточно-Европейской платформы [Ткаченко и др., 1969].

С этого момента ряд геологов и геофизиков стали проводить южную границу Восточно-Европейской платформы южнее и даже значительно южнее о-ва Змеиног. А. И. Самсонов и А. Я. Красношек [1969] проводят ее к югу от острова, далее к западу по Сулинскому гирлу Дуная и западнее г. Измаила коленообразно изгибают, огибая Кагул-Болградский выступ Северной Добруджи. И. А. Гар-

каленко и его соавторы [1969а] проводили ее еще южнее, относя к Восточно-Европейской платформе часть района Кагул-Болградского выступа, что противоречит всем имеющимся данным, затем от г. Измаила протягивают ее в юго-восточном направлении по Георгиевскому гирлу Дуная до Одесского разлома, а у последнего граница делает резкий (более чем на 90°) поворот на северо-северо-запад и на широте лимана Сасык снова резко поворачивает на восток, сечет поднятие Голицына и проходит через центральную часть Каркинитского залива. А.Е. Каменецкий с соавторами [1973] к западу от Одесского разлома проводят границу, как И.А. Гаркаленко, а к востоку – по направлению северного побережья Тарханкутского полуострова и вдоль него.

Сейсмоакустические работы в районе о-ва Змеиного, проведенные нами в 1969–1972 гг., и анализ геолого-геофизических материалов Прутско-Днестровского междуречья и профилей ГСЗ позволили по-иному подойти к оценке имеющегося материала.

Описание сейсмоакустических профилей района о-ва Змеиного дано нами в предыдущих работах [Моргунов и др., 1974, 1979], а сами профили приведены на рис. 26.

Для этого участка наиболее интересной является поверхность доюрских образований, обнаженных выше уровня моря на о-ве Змеином и прослеженных нами на север до широты южного края о. Шаганы. Поверхность палеозойских образований по разлому субширотного простирания резко обрывается, и к ней причленяются юрские, меловые, палеогеновые и вышележащие отложения, расположенные на Восточно-Европейской платформе. Таким образом, амплитуда смещения разновозрастных пород по разлому не менее 1,5 км. К северу от разлома в мезозойско-кайнозойских породах почти отсутствуют складки и породы залегают практически горизонтально. Отложения палеозоя находятся на глубинах не менее 1,5–2 км, они выполняют Крыловскую впадину перикратонного прогиба и тоже смяты в складки.

Ширина зоны разрывного нарушения (зоны потери корреляции сейсмоакустических волн) не менее 7000 м. Плоскость разлома очень круто погружается к северу под перикратонный прогиб. Примерно в 7 км южнее находится второе разрывное нарушение, также субширотного простирания, южнее которого палеозойские отложения опущены лишь на 200–300 м (см. рис. 26, профили I и IV).

К югу от этой разрывной зоны наблюдается совершенно иная геологическая картина. Структура поверхности пород, отождествленных с палеозойскими образованиями о-ва Змеиного, довольно сложна, ее эрозивно-тектонический генезис отражает также внутреннее строение палеозойских толщ. На сейсмоакустических лентах видно, что палеозойская толща смята в антиклинальные и синклинальные складки и выступам в палеозойском рельефе соответствуют своды антиклиналей, а понижениям – синклинальные складки, осложненные к тому же многочисленными разрывными нарушениями. На размытой поверхности палеозоя во впадинах залегают юрские и палеогеновые отложения, а на выступах – неоген-четвертичные [Моргунов и др., 1976б].

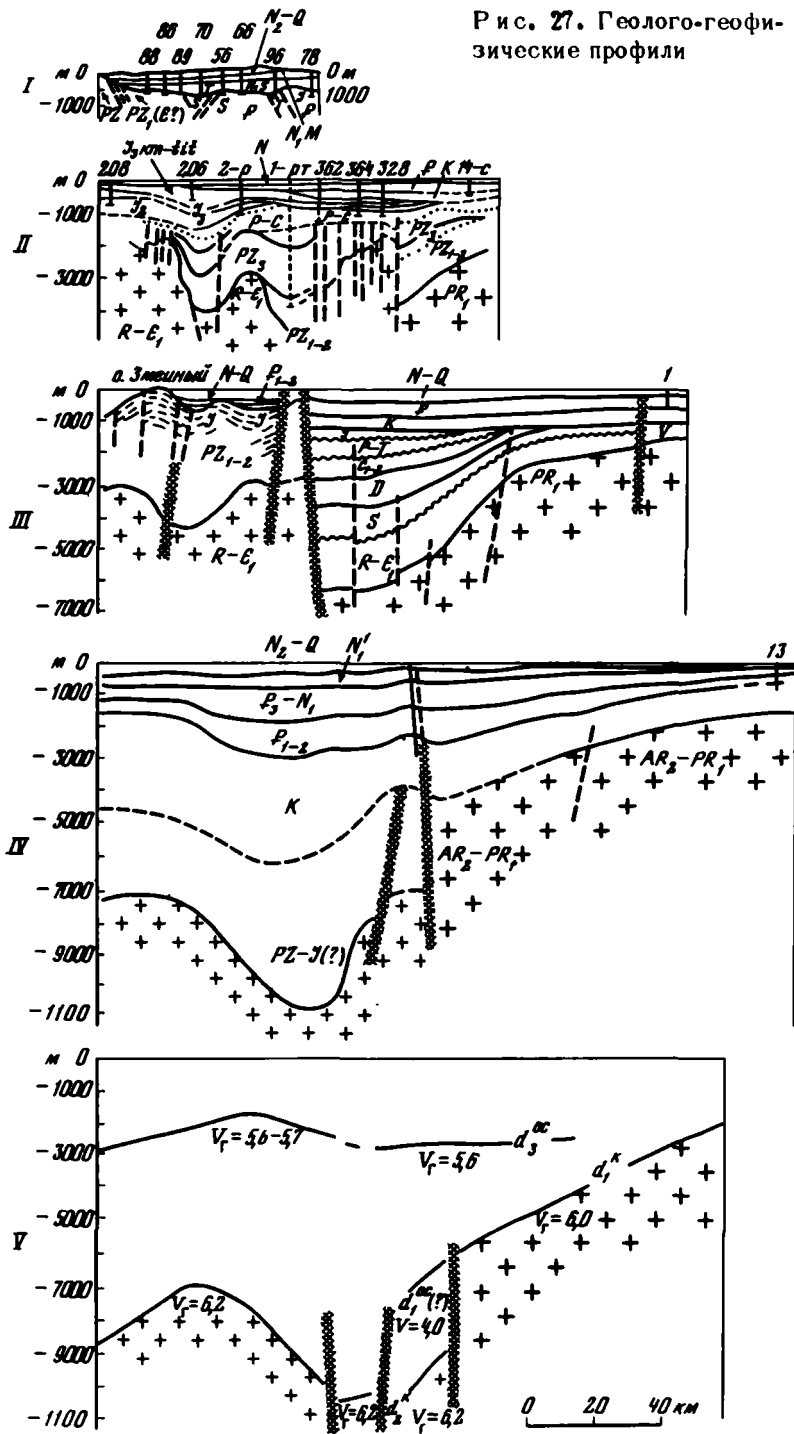
По вышеупомянутым двум разрывным нарушениям палеозойские образования приподняты до отметок -250 - -600 м, создавая, таким образом, горстообразную структуру, ориентированную в субширотном направлении. В морской части эта структура пересечена несколькими профилями и прослежена до Одесского разлома. Подобную структуру на границе двух платформ независимо от авторов выделили В.С. Попович и Л.А. Ступак [1973] при интерпретации гравиметрических материалов, назвав ее Черноморским валом.

Обнаружение узкой горстообразной палеозойской структуры в морской части района поставило вопрос о нахождении подобной структуры на суше. В работе Б.С. Слюсаря [Слюсарь, 1971, рис. 34, разрез III] приведен геологический разрез от Дуная до Днестра, построенный по данным буровых скважин и геофизических исследований. Разрез Б.С. Слюсаря не только похож на наши морские разрезы, но даже совпадает по многим деталям. Здесь, на широтном продолжении горста, также показана узкая приподнятая зона, правда ограниченная разломами только с юга. Приподнятая зона зафиксирована как по палеозойским, так и по допалеозойским образованиям. Поверхность палеозойских пород в приподнятой зоне установлена на глубине 1000-1100 м, что хорошо увязывается с данными по структурной поверхности палеозоя в море (см. рис. 23). Южнее зоны горста на суше и в акватории поверхность палеозойских пород располагается на более низком гипсометрическом уровне, что соответствует, по-видимому, крупной синклинали широтного простирания, осложненной небольшими антиклинальными складками.

Отсутствие разлома на профиле Б.С. Слюсаря, ограничивающего поднятие с севера, вероятно, вызвано нехваткой фактических данных, поскольку скв. 1-РТ на профиле расположена уже севернее горста. Зато горстовая структура отчетливо выражена в районе г. Кагула на меридиональном геологическом разрезе Рени-Кагул. Разрез был составлен по скважинам В.С. Макареску и Б.С. Слюсарем еще в 1964 г. В районе г. Кагула между скважинами 56 и 96 (рис. 27, профиль I) зафиксирован горст шириной около 15 км, сложенный черными сланцами силурийского возраста. Горст располагается на глубинах 400-500 м от поверхности и возвышается над разновозрастными породами перикратонного прогиба на 800-1000 м. По обе стороны горста фиксируются понижения, выполненные на юге отложениями силура, а на севере - аргиллитами средней юры. Последние находятся уже в зоне перикратонного прогиба на древней платформе.

Таким образом, в современной структуре западной части района устанавливается, что вдоль южной границы перикратонного прогиба Восточно-Европейской платформы существует относительно узкое горстообразное поднятие субширотного простирания, по обе стороны которого палеозойские образования находятся на различных гипсометрических уровнях, имеют различный фациальный состав, свои особенности палеозойского рельефа и совершенно различный характер тектонических деформаций.

Рис. 27. Геолого-геофизические профили



Горстообразное поднятие прослежено от р. Прут на западе до Одесского разлома на востоке, т.е. на протяжении 250 км. Наибольшая ширина горста (15 км) отмечена на западе в районе Кагула, далее к востоку горст погружается, его ширина по поверхности постепенно уменьшается и у Одесского разлома не превышает 3–5 км. Амплитуда перемещения палеозойских пород по вертикали (т.е. в горсте и в перикратонном прогибе) колеблется от 800 м на западе до 2 км на востоке.

К востоку от Одесского разлома палеозойские породы резко погружаются на значительную глубину и труднодоступны для изучения. Косвенными признаками для установления положения горстообразной зоны в пределах Каркинитского залива могут служить структурные особенности мезозойско-кайнозойских отложений. На основе сейсмоакустических данных нами составлены структурные карты по поверхностям верхнемеловых, майкопских и сарматских отложений, подробная характеристика которых будет дана ниже. Забегая вперед, следует отметить, что по расположению изогипс верхнемеловых, майкопских и сарматских пород зона Каркинитского залива четко делится на две части: северную и южную. Для северной части характерны простая конфигурация изогипс, широтное простирание, равномерное распределение их по площади и плавное погружение к югу. Основной особенностью северной части является почти полное отсутствие замкнутых контуров структур по этим изогипсам. Южная зона, наоборот, характеризуется сложным рисунком изогипс при общем наклоне поверхностей к югу. По всем трем поверхностям изогипсы обрисовывают несколько рядов положительных структур, которые являются морским продолжением цепочки структур Тарханкутского полуострова. Сейсмоакустикой подтверждено наличие таких структур, как поднятия Голицына, Шмидта, Сельского, Архангельского и др. Самым северным из них является поднятие Голицына, северный борт которого образует крутую флексуру, связанную на глубине с крупным разрывным нарушением (см. рис. 27, профиль IV). Флексурный перегиб, переходящий глубже в разлом, и все поднятие Голицына можно считать поверхностным отражением горстовой зоны сочленения двух платформ.

Эта же зона разломов зафиксирована на профиле ГСЗ (№ 25) в районе пункта Н₁ ПК-40, восточнее на широтном продолжении поднятия Голицына [Строение..., 1972]. К северу от разлома граница, соответствующая поверхности дорифейского фундамента Восточно-Европейской платформы, плавно погружается с севера на юг и в зоне разлома и к югу от него теряется. Здесь появляются другие границы (d_2^K) с иными физическими свойствами. К югу вышеуказанного разлома на профиле ГСЗ у ПК-60 зафиксирован второй разлом на глубине около 8 км, который может соответствовать южному разлому горстовой зоны (см. рис. 27, профиль V).

На участке ПК 40–50 по горизонту d_3^{OC} установлен небольшой антиклинальный перегиб, соответствующий восточной периклинали структуры Голицына [Строение..., 1972].

Северный разлом имеет крутое падение на север, под древнюю платформу, и уходит на глубину более 40 км, т.е. в мантию, а южный еще более круто падает на юг, аналогично разломам, описанным для западной части района. Он зафиксирован на глубине 8–20 км. К югу от южного разлома по горизонтам d_2^K и d_3^{OC} выделяется депрессия, которую тоже можно сопоставить с вышеуказанной синклиналию в палеозойских породах на западе. Авторы профиля ГСЗ указывают, что граница между этими участками очень резкая и связана с зоной глубинного разлома, по которому происходит ступенчатое опускание даже границы d_1^M (Моховичича) с юга на север от 30–32 до 36–38 км. Нарушение сплошности отмечается и для горизонтов d_3^K и d_2^K . Восточнее граница между платформами проходит по центральной части Сивашской впадины.

На связь шовной зоны с глубинным разломом, прорывающим всю толщу земной коры, и падением его к северу под Восточно-Европейскую платформу указывал и А.В. Чекунов в 1972 г., основываясь на данных ГСЗ по Крымско-Азовскому району.

Проводимая нами зона сочленения платформ хорошо фиксируется по материалам гравиметрии и магнитометрии. К северу от зоны сочленения, в пределах перикратонного прогиба и северной части Каркинитского залива располагаются минимумы силы тяжести, а к югу значения силы тяжести увеличиваются и изоаномалы приобретают широтное простираие. Подобные изменения отмечаются и в характеристике магнитных полей [Геофизические исследования..., 1969; Попович, Ступак, 1973].

В результате анализа приведенных материалов можно сделать следующее заключение.

1. Положение зоны сочленения Восточно-Европейской и эпигерцинской платформ четко устанавливается по структурным особенностям палеозойских образований перикратонного прогиба и эпигерцинской платформы для западной части района. Для восточной половины района – по данным ГСЗ, по характеру гравиметрических и магнитометрических полей и в основном по структурным особенностям мезозойско-кайнозойских отложений.

2. Зона сочленения представляет собой краевой шов, в понимании Н.С. Шатского [1946], так как во всем исследуемом регионе отсутствует краевой прогиб как переходная зона между герцинидами и Восточно-Европейской платформой.

3. Краевой шов в современной структуре представляет собой горстообразное поднятие, сложенное палеозойскими образованиями, деформированными в заключительную стадию формирования герцинской складчатой области.

4. Краевой шов (горстообразное поднятие) является поверхностным выражением движений палеозойских складчатых пород в зоне глубинного разлома, отделявшего Восточно-Европейскую платформу от зоны байкальской складчатости, а в современной структуре – от герцинского фундамента Скифской платформы.

5. Краевой шов в пределах исследуемого района протягивается от района г. Кагул на западе, по южному краю оз. Шаганы, в Каркинитском заливе проходит под поднятием Голицына и далее на восток — по центральной части Сивашской впадины.

ЭПИГЕРЦИНСКАЯ (СКИФСКАЯ) ПЛАТФОРМА

О том, что между дорифейской Восточно-Европейской платформой и Крымско-Кавказскими горными сооружениями находятся "герциниды", впервые, вероятно, сказал Н.С. Шатский в 1937 г. А в 1941 г. он на своей схеме позднепалеозойской структуры восточной части Русской платформы показал зоны "герцинид", обрамляющие с юга и востока платформу.

Позже наличие погребенных складчатых пород палеозоя между платформой и Горным Крымом признавалось многими исследователями, но наиболее обоснованную и точную для того времени картину строения "палеозонид" к югу от Восточно-Европейской платформы дал М.В. Муратов [1955]. В этой работе он выделил сложно построенную область от Прикарпатья на западе до низменности Каракумов на востоке (включая обширные акватории Черного, Азовского и Каспийского морей) и предложил называть ее Скифской платформой. М.В. Муратов указывал [1955, с. 62], что "скифской платформой" является область с палеозойским и отчасти мезозойским складчатым основанием и мезозойским осадочным покровом, распространенным между краем Русской платформы и передовыми альпийскими сооружениями Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа и Копетдага". Признавая, что на отдельных участках этой обширной области в состав фундамента входят и раннемезозойские образования ($T-J_1$, а местами и J_2), М.В. Муратов считал, что в целом рассматриваемую область надо относить скорее к "герцинидам" с запоздалым развитием, чем к "мезозонидам" [Муратов, 1955].

Геолого-геофизические работы, проведенные в последние 20 лет на территории Скифской платформы, существенно уточнили представления о геологическом строении отдельных участков платформы и подтвердили правильность взглядов М.В. Муратова.

В данной работе нас интересует только район юга МССР, Одесской области, Северной Добруджи, северо-западной части Черного моря и Степного Крыма, т.е. западная часть платформы.

Здесь, как и на других платформах, выделяются фундамент платформы и чехол. В каждом из них определены свои структурные комплексы.

Фундамент платформы

Палеозойская геосинклиналь описываемого района заложилась на байкальском складчатом основании. Байкальское основание молодой платформы известно в Северной Добрудже и в Равнинном Крыму [Муратов и др., 1968]. К северу от выходов байкальских образований, а в Северной Добрудже и к югу от них известны средние и верхнепалеозойские породы, смятые в складки и тоже входящие

в состав фундамента платформы. Байкальские и герцинские образования разделены между собой угловым несогласием и крупным стратиграфическим перерывом. К фундаменту платформы следует отнести также дислоцированные комплексы раннего мезозоя + триаса в Северной Добрудже и триаса – средней юры – в Равнинном Крыму. Породы позднего палеозоя и раннего мезозоя представляют собой образования орогенного этапа развития герцинской геосинклинали.

Таким образом, в строении фундамента платформы можно выделить два структурных комплекса: нижний и верхний. Нижний структурный комплекс представлен древними породами, смятыми в байкальскую эпоху складчатости, а верхний – палеозойскими, дислоцированными в основном в герцинскую эпоху складчатости и подвергшимися воздействию более молодых тектонических движений.

Нижний структурный комплекс (байкальский)

В зоне Мэчин (Северная Добруджа) породы байкальского структурного комплекса обнажаются в осевой части крупной антиклинали (самой западной в зоне Мэчин), которая протягивается в северо-западном направлении от г. Мирча Водэ до г. Орлига. В юго-восточном направлении ось антиклинали уходит под наложенную впадину Бабадаг. Эта крупная структура у румынских геологов получила наименование антиклинали Меджины [Гид..., 1961].

На дневную поверхность породы выступают в районах городов Орлига, Меджины и Мирча Водэ и представлены серией мезозональных кристаллических сланцев: амфиболовыми, слюдяными сланцами с мусковитом и биотитом, амфиболитами, а также белыми сланцеватыми кварцитами. На рис. 28, заимствованном у румынских геологов [Гид..., 1961], видно, что кристаллические сланцы на юго-западном крыле антиклинали падают очень круто, даже с подворотом к северо-востоку. Северо-восточное крыло антиклинали по крутому сбросу Греч опущено, и кристаллические сланцы находятся здесь на значительной глубине. Они прорваны гнейсо-гранитами, и истинная мощность их неизвестна. Видимая мощность кристаллических сланцев, судя по геологической карте Добруджи и разрезу на рис. 28 [Гид..., 1976], в этом месте достигает 1,5 км.

К нижнему структурному комплексу мы относим также филитово-кварцитовую серию, подверженную эпизональному метаморфизму. Вероятнее всего, эти серии слагают самостоятельные структурные этажи, но в силу слабой их изученности и незначительной площади выходов на дневную поверхность на тектонической карте они показаны как один комплекс. Серия представлена чередованием кварцитов, серицитовых и хлоритовых сланцев и филитов, т.е. пород, относимых к зеленым сланцам. Подобные зеленые сланцы известны в Центральной Добрудже и Равнинном Крыму.

К сожалению, взаимоотношения кристаллических и зеленых сланцев неизвестны: они контактируют всюду по разрывам. Возраст зеленых сланцев долго не был определен. Многие румынские геологи

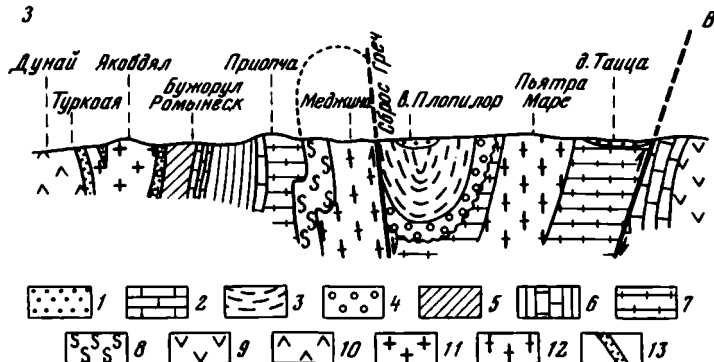


Рис. 28. Геологический разрез палеозоя зоны Мэчин [Гид ..., 1961, рис. 1]

1 — лёсс; 2 — средний триас; 3 — карапелитовая формация; 4 — карапелитовые конгломераты; 5 — нижний девон; 6 — филлиты и известняки силура; 7 — филлитно-кварцитовая серия; 8 — серия мезозональных кристаллических сланцев, 9 — диабазы; 10 — порфиры; 11 — щелочные граниты (карбоновые); 12 — древние граниты (гранитогнейсы); 13 — роговики

[Гид..., 1961] считали их кембрийско-ордовикскими лишь на том основании, что они залегают под фаунистически охарактеризованным силуром. Они вполне могут быть кембрийскими или нижнекембрийскими, а может быть, и верхнерифейскими. По последним данным, возраст зеленых сланцев определен радиометрическим методом в 590–520 млн. лет [Mirăuță et al., 1968; Raileanu et al., 1968]. Взаимоотношения между зелеными сланцами и силурийскими отложениями тоже нигде не описаны.

Зеленые сланцы обнажаются в ядрах антиклинальных структур зоны Мэчин и в зоне Тулча [Гид..., 1961]. Повсеместно складки в зеленых сланцах опрокинуты к северо-востоку: углы очень крутые, юго-западные крылья более пологи, а северо-восточные, как правило, оборваны разрывными нарушениями.

Аналогичные породы известны в Южной Молдавии в Нижнепрутском горсте. Они подробно были описаны В.М. Бобринским [1964]. От Кагула на западе до Килии на востоке под отложениями неогена буровыми скважинами вскрыто складчатое основание Скифской платформы. В пределах Южной Молдавии оно находится на глубине от 50 м (с. Новоселовка) до 600 м (с. Брынза). К востоку погребенный фундамент по разломам субмеридионального направления ступенчато погружается на значительную глубину.

К нижнему структурному комплексу здесь относятся метаморфизованные породы рифея и, возможно, нижнего кембрия: кварц-биотит-мусковитовые, кварц-серпидит-хлоритовые и карбонатные сланцы (села Валены, Орловка, Новоселовка и др.). Цепочка выходов подобных пород протягивается в юго-восточном направлении.

нии в зону Тулча. Кварц-биотит-мусковитовые сланцы вскрыты в районе с. Валены на глубине 540–550 м, где они залегают в виде крутопадающих пластов с почти вертикальной сланцеватостью. Кварц-серицит-хлоритовые сланцы в виде широкой полосы прослежены скважинами на левом берегу Дуная от с. Слободзея Маре до Новоселовки. В окрестностях с. Орловки они выходят на поверхность. Падение пород западное, под углом 25–30°. Породы очень крепкие разлинзованные и гофрированные, разбиты в разных направлениях трещинами, которые заполнены керсантидами, кварцевыми и карбонатными жилами различной мощности. Взаимоотношения обоих типов сланцев остаются неясными. Карбонатные сланцы, вероятно, являются прослоями в кварц-серицит-хлоритовых сланцах.

Подобные породы недавно были вскрыты параметрическими скважинами в районе пос. Суворово на глубине 1830 м. Первоначально эти породы сопоставлялись с вендским комплексом, известным в южной части Восточно-Европейской платформы [Няга, 1972]. В настоящее время В.И. Няга считает их аналогами зеленых сланцев Добруджи (устное сообщение, 1974 г.). Мощность пород, вскрытых в районе пос. Суворово, превышает 1500 м. Выявление зеленых сланцев в данном районе еще раз убеждает нас в правильности проведения границы между платформами севернее пос. Суворово.

Для морской части района геологических сведений о структурах байкальского этажа не имеется. Но по некоторым скудным геофизическим данным в районе о-ва Змеиного можно сделать следующие предположения. В работе "Строение западной части Черноморской впадины" [1972] на рис. 100 приведена схема поверхности "консолидированной" коры. Под консолидированной корой авторы этой работы понимают метаморфизованные породы, кровля которых выражена преломляющими горизонтами с граничной скоростью 6–6,8 км/с. Стратиграфическое положение границы со скоростью 6–6,8 км/с довольно широкое: от архейских – нижнепротерозойских кристаллических пород в пределах Восточно-Европейской платформы до слабометаморфизованных пород верхнего палеозоя и даже нижнего мезозоя на западе крымского побережья. Для построения вышеуказанной схемы были использованы также данные гравиметрической съемки.

При построении профилей мы использовали в районе о-ва Змеиного (см. рис. 24, 27, профиль III) изогипсы поверхности этой "консолидированной" коры и получили полную аналогию со структурой (эрозивно-тектонической) поверхности палеозойских отложений, полученной во время сейсмоакустических работ. Поднятиям "консолидированной" коры отвечают антиклинали в силурийско-нижнедевонских породах, и наоборот, прогибам – синклинали. Зная мощность палеозойских отложений силура, нижнего девона и нижнего карбона Северной Добруджи, которая в сумме составляет более 3300 м, трудно предположить, что "консолидированная" кора в данном месте соответствует байкальским образованиям, т.е. нижнему структурному комплексу.

Приведенная выше увязка структур байкальского комплекса со структурами палеозоя, полученными различными геофизическими методами и геологическим сопоставлением Северной Добруджи с районами о-ва Змеиногорского, еще раз подтверждает правильность отнесения последнего к эпигерцинской платформе. Таким образом, в районе о-ва Змеиногорского по поверхности нижнего структурного комплекса на профиле III фиксируются две антиклинальные структуры, разделенные между собой широкой синклиной. Южная антиклиналь (антиклиналь о-ва Змеиногорского) имеет широтное простирание, несколько асимметрична и расположена на глубине 3000 м (южное крыло более полого, чем северное, т.е. с тенденцией к запрокидыванию к северу, аналогично структурам Северной Добруджи). Гипсометрическое превышение антиклинали над синклиной более 1000 м. Антиклиналь от синклинали отделяется крупным разломом, показанным на схеме поверхности "консолидированной" коры и нашедшим свое отражение в палеозойских породах и в породах чехла (см. рис. 24). Синклиальная структура более симметрична, глубина ее залегания около 4000 м, а ширина 20-25 км, склоны относительно пологие (но это только по гравиметрическим данным), и к северу она переходит в антиклиналь. У последней северный борт разрушен горстом - краевым швом. Южный разлом горста также отмечается на схеме поверхности "консолидированной" коры. Амплитуда поднятой горстом части байкальской структуры неизвестна.

К востоку от Одесского разлома на акватории структуры байкальского комплекса настолько глубоко погружены, что зафиксировать их очень трудно. Мы предполагаем, что горизонт со скоростями 6,2 км/с на профиле 25 и 6,4 км/с на профиле 26 ГСЗ [Строение..., 1972] отвечает поверхности байкалид. Эта поверхность, находящаяся на глубинах 9-11 км, и была использована при построении наших профилей IV и V (см. рис. 27). Используя приведенные выше данные при построении профиля IV, мы получили очень сходные картины строения поверхности байкальского структурного этажа в данном месте и на разрезе III. Это значит, что к югу от краевого шва расположена синклиальная структура, являющаяся продолжением аналогичной структуры, расположенной к северу от о-ва Змеиногорского.

Южнее синклиальной структуры по поверхности байкальских отложений на профиле IV наблюдается поднятие, совпадающее по простиранию на западе с поднятием поверхности байкалид в районе о-ва Змеиногорского. Аналогичная структура поверхности байкальского структурного комплекса прослеживается еще восточнее на профиле 25 ГСЗ (см. рис. 27, профиль V). Только здесь сама поверхность байкалид находится на несколько большей глубине - от 7 до 11 км. Таким образом, в северной части эпигерцинской платформы по поверхности байкальского структурного комплекса прослеживаются по всему шельфу с запада на восток антиклинальные и синклиальные зоны. По всей вероятности, они имеют свое продолжение и в структурах Равнинного Крыма.

Образования байкальского структурного комплекса обнаружены также в Равнинном Крыму при интенсивном проведении буровых работ в течение последних 15–20 лет. Наиболее древние, глубококоматоморфизованные породы вскрыты скважинами в пределах Новошарипинского выступа (в районе г. Нижнегорска и в районе Симферопольского поднятия у с. Зуя [Муратов и др., 1968]).

Нижнегорская скважина в интервале глубин 2750–3200 м вскрыла альбит-хлоритовые, хлорит-актинолит-серицитовые, кварц-хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы. Структуры, сложенные этими породами, имеют северо-восточное простирание, что находит свое отражение в наблюдаемом и остаточном гравитационных полях. В районе с. Зуя древние породы залегают неглубоко и вскрыты скважиной в интервале 215–370 м. Они представлены зелеными хлорит-кварц-карбонатными, хлорит-эпидот-карбонатными и тальк-кварц-хлоритовыми сланцами с прослоем черных кварц-карбонатных сланцев. Простирание структур в этом месте широтное и северо-западное. На основании состава галек в конгломератах юры и нижнего мела предполагается, что подобные породы распространены на восток до Старого Крыма, а на западе слагают южный борт Альминской впадины [Муратов и др., 1968].

Возраст пород точно не установлен, и отнесены они к рифею-нижнему палеозою на основании сопоставления с подобными породами Добруджи и данных о радиометрическом определении возраста валунов из пород таврической серии, принесенных из Равнинного Крыма. Возраст пород валунов определен Н.П. Семененко [1964] в интервале 900–820 млн. лет. Неясны также стратиграфические взаимоотношения пород районов Зуи и Нижнегорска, несмотря на принадлежность их к одной тектонической зоне и одинаковую степень метаморфизма. М.В. Муратов с соавторами [1968] не исключают возможности более молодого возраста зеленых сланцев с. Зуя по сравнению с нижегорскими.

Как видно из вышеизложенного, данных о тектонике нижнего структурного комплекса очень мало. М.В. Муратов и соавторы [1968] считают, что породы байкальского структурного комплекса в Равнинном Крыму (в районе Симферополя, Зуи, Белогорска) образуют срединный массив, и предлагают назвать его Среднекрымским. Нам кажется, что для выделения здесь срединного массива нет достаточных оснований, так как нет уверенности в том, что на породах нижнего структурного этажа не залегают отложения палеозоя и что вместе они не подвергались герцинским дислокациям. Скорее всего породы байкальского комплекса обнаружены в наиболее приподнятых частях крупной антиклинальной структуры, как это установлено в Северной Добрудже, и имеют непосредственную структурную связь с последними. Таким образом, устанавливается, что байкальские структуры имеют северо-западное простирание в Северной Добрудже, широтное – в акватории Черного моря и северо-восточное – в Равнинном Крыму, т.е. они обрамляют края Восточно-Европейской платформы.

Герцинский цикл развития имел важнейшее значение в эволюции не только описываемого региона, но и всего Средиземноморского пояса [Ханн, 1970], поэтому герцинский структурный комплекс является основным в строении фундамента эпигерцинской платформы. В нем можно выделить два структурных этажа: нижний этаж сложен породами геосинклинального этапа развития, деформированными в основную фазу складчатости, которая проявилась неодновременно на исследуемой территории: к западу от Одесского разлома – на границе девона–карбона (бретонская фаза), а к востоку – на границе карбона–перми или в позднем карбоне (астурийская фаза). Во время этих фаз описываемая территория превратилась в складчатую область. Верхний этаж соответствует формированию структур орогенного этапа развития.

Нижний (геосинклинальный) этаж

Структуры нижнего этажа наследуют структурные формы байкальского комплекса, т.е. несмотря на общее погружение зоны палеозойской геосинклинали, антиклинальные и синклинальные структуры нижнего (байкальского) комплекса продолжали существовать. Унаследованный характер развития структур обоих комплексов виден на разрезах румынских геологов [Mirăuță et al., 1968]. Структуры нижнего и верхнего комплексов сохраняют одинаковое направление складчатости; на западе района они имеют северо-западное простирание, в пределах акватории – субширотное и в Равнинном Крыму – северо-восточное.

В состав пород, слагающих нижний этаж на западе региона, входят отложения силура и девона. На дневной поверхности они обнажены в основном в зоне Мэчин и кое-где в зоне Тулча. В первой они слагают западное крыло упоминавшейся нами антиклинали Меджина. В южной части антиклинали палеозойские образования обнажены под меловыми породами впадины Бабадаг.

Восточнее антиклинали Меджина и параллельно ей протягивается антиклиналь Таица, в ядре которой обнажены породы нижнего структурного комплекса, а юго-западный склон сложен породами герцинского структурного комплекса. Антиклиналь прослеживается от горы Буджак на северо-западе до горы Консул на юго-востоке и далее на юго-восток уходит под меловые породы впадины Бабадаг.

Северо-восточные крылья антиклиналей оборваны крупными разрывами и опущены на глубину. Плоскости разрывов имеют юго-западное довольно крутое падение, и юго-западные крылья антиклиналей как бы надвинуты в северо-восточном направлении.

Обе антиклинали разделены синклиналью, ядро которой выполнено отложениями нижнего карбона (карпелитовой формацией), представляющими уже верхний орогенный структурный этаж.

По данным румынских геологов [Онческу, 1960; Гид..., 1961], палеозойские породы смяты в складки, запрокинутые в северо-вос-

точном направлении, разбиты разрывными нарушениями и пронизаны многочисленными интрузиями.

Отложения силура и девона известны также и в зоне Тулча, где они обнажены в ядрах антиклинальных складок. Ядро одной из антиклинальных складок хорошо прослеживается по правому борту Георгиевского гирла от с. Махмудия до с. Тулча. Породы сматы в складки с крутыми падениями на крыльях, и опять же северо-восточное крыло оборвано разломом, по которому заложился рукав р. Дуная - Георгиевское гирло. Следует отметить, что в зоне Тулча простиранье осей складок приобретает более широтное направление, чем в зоне Мэчин, и становится восточно-юго-восточным.

Таким образом, в Северной Добрудже фундамент платформы ступенчато погружается по крупным разрывам в северо-восточном направлении. Такое погружение прослеживается до Сулинского гирла р. Дуная, к северу от которого фундамент опять воздымается и выходит на дневную поверхность на о-ве Змеином. Разрывные нарушения здесь приобретают субширотное направление.

На территории СССР (левобережье р. Дуная) герцинский фундамент платформы вскрыт рядом скважин на различных глубинах. Поэтому установить структуру фундамента удастся только фрагментарно. В современной структуре территории от р. Прут на западе до о-ва Змеиног на востоке представляет собой ряд блоков, опущенных по разрывам на различную глубину. Нижнепрутский горст является наиболее приподнятым блоком на суше. Здесь глубина залегания фундамента от 50 до 600 м. Герцинский фундамент, как и в Северной Добрудже, представлен породами силура, девона, нижнего карбона и триаса, которые образуют крупную антиклиналь северо-западного простиранья. Силурийские образования находятся в ядерной части антиклинали и залегают на коре выветривания байкальского возраста [Бобринский, 1964]. На крыльях антиклинали залегают отложения девона, нижнего карбона и триаса.

Восточнее Нижнепрутского горста располагается Измаильский грабен, в котором поверхность герцинского фундамента опущена на глубину 1500-2200 м. Здесь, по-видимому, существует крупная синклиналь тоже северо-западного простиранья.

Еще восточнее находится приподнятый Килийско-Змеиный блок (горст). Все три блока (два горста и один грабен) с севера ограничены глубинным разломом - краевым швом, а с юга - зоной разрывных нарушений субширотного простиранья, протягивающейся вдоль Сулинского гирла на восток до Одесского разлома. Между собой блоки разграничены разрывными нарушениями северо-западного простиранья. Килийско-Змеиный блок изучен еще очень слабо. На суше известно, что фундамент залегает на глубинах 1000-1100 м и поверхность его сложена предположительно нижнекаменноугольными отложениями, а морская часть - силурийско-нижнедевонскими. Возможно даже, что морская часть блока отделена от сухопутной зоной Фрунзенско-Арцизского разлома. Изогипсы по поверхности герцинского фундамента приобретают широтное простиранье, которое сохраняется и в морской части блока.

Во время наших работ в северо-западной части Черного моря сейсмоакустические профили прокладывались в основном в меридиональном направлении с таким расчетом, чтобы пересечь структурные элементы вкрест простирания и выявить зону сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. Несколько связующих профилей пройдено в субширотном направлении.

Геологическое строение этой части акватории оказалось довольно сложным. Структурные формы в отложениях, слагающих о-в Змеиный, и скрытые под маломощным чехлом кайнозойских отложений, продолжают на север до широты оз. Шаганы и прослежены нами на восток до Одесского глубинного разлома, а на юг до границы с Социалистической Республикой Румынией. Относительно густая сеть сейсмоакустических профилей позволила составить для данного района ряд карт по структурным поверхностям некоторых отражающих горизонтов, имеющих достаточно хорошую стратиграфическую привязку [Моргунов и др., 1975]. Стратиграфически наиболее глубоким является отражающий горизонт, соответствующий поверхности доюрских образований. Построенная по этой поверхности карта и сейсмогеологические профили позволяют дать характеристику геологического строения района.

Один из основных профилей, пройденный к западу от о-ва Змеиного (профиль I), уже получил освещение в геологической литературе [Моргунов и др., 1974]. Основы геологической интерпретации профиля, изложенные в вышеуказанной работе, относятся и к другим профилям, поэтому здесь не упоминаются. В настоящей работе мы приводим четыре основных профиля (в том числе и профиль I), положенные в основу построения структурной карты (см. рис. 26).

На профилях I и IV очень хорошо видно, что исследуемый район делится на две зоны: северную и южную. Два других профиля (более коротких) расположены только в южной зоне. Профиль I своим северным концом привязан к скважине 1-р, пробуренной на побережье в районе Большой Балабановки, и стратиграфическая привязка временных границ (отражающих горизонтов) проводилась по этой скважине. Южная часть профиля идентифицировалась с геологией о-ва Змеиного.

В северной зоне на профилях I и IV имеется три-четыре хороших отражающих горизонта. На обоих профилях наиболее уверенно прослеживается нижний горизонт (глубина 800–900 м), который можно сопоставить с поверхностью мела. Залегающий стратиграфически выше отражающий горизонт грубо отождествляется с поверхностью палеогеновых отложений.

В данном случае важно то, что прослеживаемые горизонты на широте примерно южной оконечности оз. Шаганы упираются во взброшенный кверху блок более древних пород. Эта картина отчетливо видна на обоих приведенных профилях (см. рис. 26), а также на других профилях. Если принять, что приподнятая южная часть профилей сложена палеозойскими образованиями (о чем речь пойдет ниже), то амплитуда взброса не менее 1,5 км. Как опущенная, так и приподнятая зоны равномерно перекрыты неоген-четвертичными отло-

жениями, мощность которых в южной зоне превышает в некоторых местах 400 м. В северной зоне породы мезозоя-кайнозоя залегают практически горизонтально или с небольшим наклоном (не более 10°) на юг. Мощность толщ, выделенных в скважине 1-р и на профиле 1, почти полностью совпадает.

В полосе взброшенного и опущенного блоков наблюдается резкая смена характера волновой картины, что свидетельствует о наличии здесь зоны разлома. Она делит шельф северо-западной части Черного моря на резко отличные по структуре северную и южную зоны. По совокупности геолого-геофизических данных выделяемую полосу тектонического нарушения можно продолжить и к востоку от Одесского разлома.

Южная зона отличается более сложным геологическим строением, чем северная. Здесь также выделено несколько отражающих горизонтов. Особенно четким является нижний опорный горизонт, ниже которого отражения характеризуются на всех профилях динамической выразительностью и своеобразной конфигурацией осей синфазности. Наблюдаемые ниже указанной временной границы некоррелируемые отражения свидетельствуют об однообразном, но сложном строении толщ. Данный опорный горизонт отождествляется нами с поверхностью палеозойских образований, выходящих на поверхность о-ва Змеиного. По этому горизонту и построена структурная карта. Судя по приведенным профилям, данная граница является эрозионно-тектонической. Форма эрозионной поверхности, как правило, отражает внутреннее строение палеозойских толщ: антиклинальным складкам отвечают выступы, а синклиналям — впадины в эрозионной поверхности, осложненные к тому же разрывными нарушениями.

В целом доюрские образования описываемой зоны резко приподняты по отношению к разновозрастным породам в других частях шельфа. Здесь наибольшая глубина залегания доюрской поверхности доходит до 1000 — 1200 м на западе и востоке, в центральной части зоны она поднимается до отметок -50 — -300 м, а на о-ве Змеином возвышается даже на 18—37 м над уровнем моря. К западу, в дельте р. Дунай, происходит погружение этой поверхности, и в Кагульском блоке она опять поднимается почти на дневную поверхность. Таким образом, мы предполагаем, что Кагульский блок и блок о-ва Змеиного представляют собой северное продолжение герцинского складчатого сооружения Северной Добруджи, разделенное грабеном дельты р. Дунай. Только в Кагульском блоке присутствуют магматические образования, вызвавшие контактовый метаморфизм вмещающих палеозойских толщ, а в блоке о-ва Змеиного проявления магматизма отсутствуют, поэтому палеозойские толщи не метаморфизованы.

Как видно на прилагаемых сейсмогеологических профилях, доюрские образования южной зоны разбиты разрывными нарушениями на ряд продольных блоков, смещенных по вертикали друг относительно друга (см. рис. 26). Разломы хорошо прослеживаются на всех сейсмоакустических профилях от дельты р. Дуная до Одесского глубинного разлома и имеют широтное простирание. В плане блоки выражены узкими пластинами или чешуями, а на профилях виден наклон

или напользание блоков друг на друга в северном направлении. Поверхности разрывных нарушений чаще всего под очень крутыми углами падают на юг либо близки к вертикальному положению. Только самый северный разлом, по которому сочленяется Скифская платформа с Восточно-Европейской, очень круто наклонен на север. Подобная картина нальгнания пород палеозоя по разрывам в северо-восточном направлении упоминалась при описании Северной Добруджи [Гид..., 1961].

Северный блок представляет собой горст, приподнятый по отношению к структурам в мезозойско-кайнозойских отложениях северной зоны более чем на 1000 м и представляет собой шовную зону сочленения Восточно-Европейской и Скифской платформ. Ширина горста 5-15 км. В плане здесь не удалось установить замкнутых складок, но, судя по форме, описываемой осями синфазности на сейсмоакустических лентах, горст мог представлять собой крупную антиклинальную структуру, крылья которой оборваны разломами и оброшены вниз. Погружение доюрской поверхности происходит к западу и востоку от профиля I, достигая глубин до 1000 м.

К югу от описанного горста располагается опущенный блок - грабен, первоначально имевший, вероятно, синклинальную структуру, осложненную небольшими седловинами и перегибами. Наибольшая ширина отмечается у западного края шельфа (до 30 км). К востоку ширина грабена, определяемая расстоянием между ограничивающими его разломами, уменьшается до 5-7 км и восточнее Одесского глубинного разлома грабен уже не прослеживается. В плане грабен имеет сложное строение, а именно вид брахиантиклинали, разделяющей опущенные участки грабена, в его центральной части поверхность доюрских пород приподнимается до отметки -200 м. Восточнее предполагается пониженный участок поверхности, имеющий в плане вид синклинальной складки широтного простираия. Наибольшая глубина поверхности доюрских пород достигает здесь -700 м, к югу она приподнимается до отметки -400 м и приобретает вид антиклинальной складки тоже широтного простираия, еще восточнее опускается на глубину 1000-1100 м.

Южнее грабена расположен следующий наиболее крупный в южной зоне блок - горст, в котором возвышается над уровнем моря о-в Змеиньй. Крылья этого блока осложнены разрывными нарушениями, по которым они несколько опущены по отношению к центральной части горста. Ширина горста 25-30 км, простираие его также широтное и хорошо прослеживается от Одесского разлома на запад до побережья. В целом этот блок состоит из нескольких крупных поднятий - антиклиналей, разделенных между собой узкими, но достаточно глубокими в поверхности доюрских образований понижениями. Наиболее крупное поднятие антиклинальной формы - западное, на котором находится о-в Змеиньй. Это поднятие вытянуто в запад-северо-западном направлении, западный и южный борта относительно полого погружаются, северный борт оборван разломами с довольно крутыми углами падения к югу, а восточный склон тоже круто погружается и через седловину в доюрском рельефе переходит в дру-

гое поднятие (см. рис. 26). Глубина погружения крыльев поверхности достигает 700–900 м. Таким образом, воздымание доюрской поверхности в данном месте достигает 1000 м.

К востоку через узкую сердловину северо–западного простирания поднятие о–ва Змеиногo переходит в другое поднятие, поверхность которого не поднимается выше отметки –250 м. Восточное поднятие имеет вид слабовыгнутой дуги, вершина которой обращена к югу: западная часть поднятия имеет субширотное или запад–северо–западное простирание, а восточная – северо–восточное. Амплитуда поднятия более 500 м. Здесь, как и в предыдущем случае, южное крыло более пологое, а северное – крутое, обрванное разрывным нарушением. К востоку от Одесского разлома происходит резкое погружение поверхности доюрских пород. Это сложно построенный блок–горст к югу через узкий грабен снова переходит в поднятие, которое нами не исследовалось.

Наряду с широтной ориентировкой блоков, следует указать и на меридиональное группирование структурных форм. На рис. 15 и 23 видны две четко выраженные меридиональные полосы сгущения изогипс, отражающие ступенчатое погружение доюрской поверхности с запада на восток. Западная ступень, к которой относится и о–в Змеиный, возвышается в своей зоне на 300–400 м над центральной ступенью, которая в свою очередь резко доминирует над восточной ступенью. Не исключено, что эти меридиональные полосы обусловлены наличием разрывов, ориентированных вкрест простирания блоков–чешуй фундамента эпипалеозойской платформы.

Ранее было указано, что поверхность байкальского фундамента в районе о–ва Змеиногo залегает на глубинах 3–4 км. Следовательно, мощность палеозойских пород, смятых в складки и слагающих здесь герцинский фундамент, составляет не менее 3–4 км. Сложное геологическое строение палеозойских отложений района о–ва Змеиногo, пикативные и дизъюнктивные нарушения и их простирание, гипсометрическое положение, характер гравитационного и магнитного полей указывают на то, что данный район имеет аналогичное с Нижнепрутским блоком строение и оба являются северным продолжением герцинского складчатого основания Северной Добруджи.

Сведения о структурах герцинского комплекса на акватории к востоку от Одесского разлома отсутствуют. Здесь физические свойства палеозойских пород настолько близки к физическим свойствам меловых образований, что провести между ними границу пока не удастся. На профилях ГСЗ 25 и 26 граница между складчатым фундаментом и чехлом платформы не выделена, а для сейсмоакустического метода она пока недоступна из–за значительной глубины залегания. В геологической литературе для этого района приводится несколько схем мощностей верхне– и нижнемеловых отложений.

Нам удалось с помощью сейсмоакустических данных построить только структурную схему поверхности меловых отложений. С использованием соответствующих схем мощностей меловых отложений для суши на профилях IV и V (см. рис. 27) были построены поверхности домеловых отложений. Судя по этим данным, мощность палеозойских

и раннемезозойских образований, т.е. мощность верхнего структурного комплекса, на акватории колеблется от 2,5 до 4 км.

В Равнинном Крыму герцинский фундамент вскрыт буровыми скважинами во многих местах, но мощность герцинского структурного комплекса и его внутреннее строение, несмотря на многочисленные геофизические работы, до сих пор не изучены. В современной структуре здесь выделяются только наиболее крупные элементы: Тарханкутский вал, Донузлавско-Войковский прогиб, Новоселовское поднятие, Калиновский прогиб, Альминская впадина и Симферопольское поднятие [Геология СССР, т. 8, 1969]. Все эти элементы связаны со строением фундамента.

В Тарханкутском валу, по предположению Н.И. Черняк [Геология СССР, т. 8, 1969, рис. 102], палеозойские образования залегают на глубине 2500–3300 м в районе Октябрьских структур и резко погружаются к северу, в сторону Каркинитского залива, до глубины 6–6,5 км в районе Межводненской скважины. Предполагается, что домеловой фундамент разбит разломами на блоки, гипсометрическое положение которых сказывается в структурах чехла в виде трех рядов куполовидных складок. В южной части Тарханкутского полуострова, в районе сел Октябрьское и Громово, углы падения палеозойских пород, по керну, 10–60° [Муратов и др., 1968].

К югу от Тарханкутского вала располагается узкий Донузлавско-Войковский прогиб, отделяющий от последнего Новоселовское поднятие. Глубина залегания пород фундамента и тем более его строение изучены слабо. По данным Н.И. Черняк [Геология СССР, т. 8, 1969], поверхность фундамента здесь залегает на глубинах 3200–3600 м и представлена породами орогенного этапа развития.

Новоселовское поднятие занимает центральное положение в западной части Равнинного Крыма. На суше поднятие протягивается в субширотном направлении от берега моря до Новоселовки и Красновки на 90 км и от берега Крыма на шельфе его структуры прослеживается на протяжении 70 км до континентального склона. На акватории Новоселовское поднятие приобретает юго-западное простирание и окончание его "поглощено" молодым континентальным склоном.

Ширина Новоселовского поднятия довольно выдержана на всем его протяжении и не превышает 30 км. С севера и юга поднятие отделено от других структур узкими орогенными грабенами: с севера – Донузлавско-Войковским, а с юга – Калиновским.

Воздымание герцинского фундамента Новоселовского поднятия происходит с юго-запада на северо-восток и наиболее приподнятый участок находится восточнее с. Новоселовского. Там поверхность складчатого основания вскрыта на абсолютной отметке –844 м и перекрыта нижнемеловыми (альбскими) отложениями, на которых с размывом залегают сарматские породы. Герцинский фундамент вскрыт также у сел Глубокое, Елизаветово, Шишкино и др. В центральной части поднятия фундамент залегает примерно на одинаковой глубине – 1000–1500 м (от с. Шишкино на западе до с. Красный Партизан на востоке).

Вероятно, наиболее древними породами, вскрытыми на Новосе-

ловском поднятии у с. Елизаветово, являются актинолит-эпидотовые, хлорит-карбонатные и другие сланцы и известняки. Их возраст считается условно девонско-раннекаменноугольным [Муратов и др., 1968]. Более молодые отложения палеозоя (каменноугольные) вскрыты на склонах поднятия у сел Урожайное, Чапаево, Глубокое и др. А в районе г. Евпатории под нижнемеловыми отложениями вскрыты на глубине свыше 1000 м известняки и доломиты, отнесенные к перми. В западной части поднятия (Крыловская площадь) эффузивная толща, отнесенная к палеозою, залегает под углами 45-50°.

На основании геофизических данных устанавливается, что Новоселовское поднятие разбито разломами на ряд блоков, занимающих различное гипсометрическое положение относительно друг друга. Большая часть разломов приурочена к фундаменту [Геология СССР, т. 8, 1969]. В центральной части Новоселовского поднятия палеозойский фундамент несогласно перекрыт породами нижнего мела. Триасовые и юрские отложения здесь отсутствуют.

Геофизические поля (гравитационное и магнитное) эпигерцинской платформы как качественно, так и количественно отличаются от таковых в зоне Восточно-Европейской платформы.

Как указывалось выше, к северному борту краевого шва примыкает зона минимумов силы тяжести. К югу от краевого шва наблюдается повышение значений силы тяжести с преобладанием субширотных элементов. На фоне общего возрастания значений силы тяжести выделяется ряд положительных аномалий.

На западе в пределах акватории в районе о-ва Змеиного выделяется максимум силы тяжести (см. рис. 22), имеющий широтное простирание и примерно прямоугольную форму. Максимум ограничен гравитационными ступенями с запада, востока и севера. Интенсивность аномалий значительная [Геофизические..., 1969]. Этот максимум продолжается и к западу, где он выявлен румынскими исследователями между Сулинским и Килийским гирлами [Слюсарь, 1971; Airinei, 1968].

На востоке региона в Равнинном Крыму зафиксировано несколько максимумов силы тяжести: на южном краю Тарханкутского полуострова, на Новоселовском, Симферопольском и Новоцарицынском поднятиях. Два последних связаны с рельефом и неглубоким залеганием байкальского основания, а все предыдущие – с герцинским основанием платформы.

Магнитное поле эпигерцинской платформы характеризуется значительно меньшей интенсивностью, чем магнитное поле в зоне Восточно-Европейской платформы. На западе в зоне Северной Добруджи и ее северного продолжения аномалии магнитного поля имеют широтное простирание и связаны с интрузиями позднегерцинского – раннемезозойского возраста. На правобережье Килийского гирла между Килией и Периправой отмечен магнитный максимум [Слюсарь, 1971].

Южная часть Каркинитского залива и районы Равнинного Крыма характеризуются слабозамушенным магнитным полем. В восточном направлении его напряженность возрастает. Здесь фундамент пред-
108

ставлен породами с малой магнитной восприимчивостью, но на фоне относительно спокойного магнитного поля встречаются аномалии, связанные с наличием диабазов и базальтов как в складчатом фундаменте, так и в нижних горизонтах платформенного чехла [Геология СССР, т. 8, 1969; Плахотный, Бондаренко, 1972]. Лучше всего выявляются в магнитном поле дайковые породы, имеющие общее простирание с породами фундамента и связанные с разломами в нем. Так, например, Новоселовское поднятие ограждено с севера (Донузлавский грабен) и с юга (в районе с. Саки) линейными магнитными аномалиями, протягивающимися на запад в Черное море. В зоне Николаевского разлома зафиксирована крупная магнитная аномалия предположительно северо-западного простирания, а магнитоактивные породы, создающие эту аномалию, залегают здесь на глубине около 5 км [Геология СССР, т. 8, 1969].

Верхний (орогенный) этаж

К этому структурному этажу отнесены структуры, образованные на западе породами нижнего карбона и триаса, а к востоку от Одесского разлома — пермскими — среднеюрскими. В западной части региона юрогенный этаж из-за отсутствия средне-верхнекаменноугольных и пермских отложений можно разделить на два структурных подэтажа: нижний и верхний.

Структура нижнего подэтажа сложена нижнекаменноугольными отложениями, получившими название карапелитовой формации. Последняя залегает несогласно на подстилающих породах геосинклинального этажа и представлена в нижней части разреза полигенными конгломератами. Гальки в конгломератах слабо окатаны, плохо сортированные и представлены местными подстилающими породами. Верхняя (большая) часть разреза сложена чередующимися средними тонкозернистыми граувакками [Гид..., 1961]. Таким образом, породы карапелитовой формации представляют собой типичные отложения молассовой формации. Основное поле распространения карапелитовой формации — синклиналь между антиклиналями Меджина и Таипа в зоне Мэчин. Мощность отложений в синклинали достигает 1500 м.

К сожалению, мы не располагаем данными о характере складок нижнекаменноугольных образований, но на разрезах, составленных румынскими геологами [Очэску, 1960; Гид..., 1961; и др.], показано, что эти отложения смяты в складки тоже северо-западного простирания и местами имеют довольно крутые углы падения. В некоторых районах юго-западные крылья складок сорваны разломами.

К этому же структурному подэтажу отнесены нижнекаменноугольные отложения, известные в Нижнепрутском горсте (известняки, алевролиты, аргиллиты и прослои кислых эффузивов мощностью более 500 м). Об их структурном строении мы располагаем еще меньшими сведениями.

Нижнекаменноугольные отложения во многих местах прорваны относительно мелкими интрузиями гранитов, граводиоритов, диоритов,

габбро-диабазов, габбро и др. Для вмещающих пород характерен контактовый метаморфизм: вокруг массивов образовались роговики с серицитом, хлоритом, альбитом и т.д. [Гид..., 1961].

Верхний структурный подэтаж сложен триасовыми отложениями, которые повсеместно залегают со значительным стратиграфическим перерывом и угловым несогласием на подстилающих разновозрастных породах нижнего структурного этажа. Преимущественное распространение пород этого подэтажа - зона Тулча.

Стратиграфия триасовых отложений была описана выше. Здесь следует обратить внимание на следующие обстоятельства: 1) мощность всех триасовых отложений не превышает 1000-1700 м; 2) наличие доломитовых прослоев в низах (верфенский ярус [Онческу, 1960]) и в верхах триаса (карнийский ярус) указывает на то, что эти отложения не могли формироваться в геосинклинальных условиях. Для геосинклинали мощности триасовых отложений явно малы, да и формационный состав их не соответствует геосинклинальному. Особенно это касается доломитов. М.С. Швецов [1958, с. 299] указывает "на связь появления в разрезах доломитов с признаками жаркого засушливого климата и выпаривания водных масс, а тем самым также с мелководьем и изолированностью бассейна". Л.Б. Рухин [1958] отнес доломиты к формациям переходной группы от геосинклинальной к платформенной.

Триасовые отложения выполняют внутреннюю межгорную впадину, которая образовалась на месте палеозойского синклинория в зоне Тулча. С запада впадина была ограничена по разлому Лункавица - Консул приподнятой зоной Мэчин, а с востока - блоком о-ва Змеиного. Приподнятые блоки являлись поставщиками материала во впадину. Сама впадина на суше вытянута с северо-запада на юго-восток. Во время древнекиммерийской фазы складчатости триасовые отложения были смяты [Гид..., 1961, рис. 5]. На упомянутом рисунке видно, что у горы Консул палеозойские отложения по разлому надвинуты на триасовые. Здесь вблизи зоны Мэчин триасовые породы смяты более интенсивно почти в изоклинальные складки, часто нарушены разломами и запрокинуты в северо-восточном направлении. В основном эти складки образованы флишевой формацией [Гид..., 1961]. В центральной части зоны у р. Телицы складки имеют более простую форму: относительно широкие синклинали и более узкие антиклинали, образованные известняками и известковистыми мергелями среднего и верхнего триаса. Триасовые отложения прорваны интрузиями диабазов, микрогранитов, кварцевых порфиров и др. Для этого же подэтажа характерны подводные излияния диабазов. Внедрение и излияния магматических пород происходили вдоль таких крупных разломов, как Печеняга-Камена, Лункавица-Консул, Исакча-Сомова, до формирования флишеподобной толщи норийского возраста.

Породы верхнего структурного подэтажа несогласно перекрыты нижнеюрскими образованиями, которые здесь начинают уже новый структурный комплекс - платформенный чехол.

К востоку от Одесского разлома верхний (орогенный) структур-

ный этаж представлен пермскими и триасово-среднеюрскими образованиями. Они вскрыты большим количеством скважин, но тем не менее изученность их остается еще слабой, особенно это касается определения возраста. Здесь между пермскими и нижнеюрскими отложениями нигде не фиксируется стратиграфического перерыва и угловых несогласий. Только породы средней юры в Присивашье залегают с угловым несогласием на подстилающих отложениях, поэтому выделить здесь подэтажи не представляется возможным и описание дается для этажа в целом.

В отличие от западной части, где породы орогенного этажа слагают практически одну структуру – возрожденную впадину в зоне Тулча, в Равнинном Крыму выделяются три межгорных прогиба, в которых шло формирование отложений верхнего структурного этажа: самый северный – Каркинитско-Сивашский, южнее расположен Южно-Тарханкутский и самый южный – Альминский.

Границы Каркинитско-Сивашского прогиба устанавливаются весьма условно. Вероятно, северной границей является горстовая зона сочленения платформ, а южная проходит в южной половине Тарханкутского полуострова. В целом прогиб имеет северо-восточное простирание. Орогенные формации в этом прогибе вскрыты только в районах Ново-Алексеевки, Геническа и Балашовки, т.е. в Северном Присивашье. Здесь выделены две толщи. Нижняя, представленная переслаиванием песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями гравелитов, может быть отнесена к нижней молассе (вскрытая мощность толщи не превышает 300 м). Верхняя толща состоит из мелкообломочных пестроцветных конгломератобрекчий и гравелитов, которые к востоку замещаются хлоритизированными песчано-глинистыми породами с прослоями гравелитов. Мощность верхней толщи тоже 300 м, и она соответствует верхней молассе. Верхняя толща с угловым несогласием перекрыта среднеюрскими аргиллитами и алевролитами мощностью до 100 м. Таким образом, общая мощность орогенных отложений здесь превышает 700 м. Возраст нижней толщи условно принят как пермско-триасовый. Верхняя толща отнесена к верхнему триасу – нижней юре.

В этом же районе у с. Балашовки вскрыты ороговикованные аргиллиты и песчаники мощностью свыше 350 м и интрузия гранитов. Принято считать, что ороговикование связано с этой интрузией [Муратов и др., 1968]. Возраст роговиков определен в 250 млн. лет [Плахотный, Бондаренко, 1972], т.е. отвечает середине пермского периода. Значит, эта часть разреза не моложе средней перми, а верхняя часть может быть отнесена к триасу (?). Обе толщи дислоцированы – углы залегания пород здесь составляют 30–60°.

В восточной (морской) части прогиба подобные образования еще не обнаружены, но то, что к югу от шовной зоны существует прогиб, доказано сейсмоакустикой и профилем ГСЗ № 25 (см. рис. 27, профили IV и V). Здесь подобные породы залегают на глубине не менее 4500–5000 м.

Южно-Тарханкутский прогиб расположен между Тарханкутским и Новоселовским антиклинориями (см. рис. 15). В современной

структуре ему в какой-то мере соответствует Донузлавско-Войковский грабен. Породы орогенного структурного этажа в этом прогибе вскрыты скважинами на Октябрьской площади, у сел. Крыловка, Березовка, Северное и др. Обобщенные их разрезы приведены на рис. 29 (см. вкладку). Здесь следует обратить внимание на следующие особенности прогиба.

1. Почти весь интрузивный и особенно эффузивный магматизм орогенного этапа развития сосредоточен в этом прогибе. Эта особенность указывает на то, что разломы, сформировавшие прогиб, уходили глубоко в земную кору и достигали мантии.

2. Несмотря на значительную глубинность разломов, сам Южно-Тарханкутский мекторный прогиб не был глубоким, о чем свидетельствует наличие углисто-глинистых и доломитовых прослоев в разрезах, указывающих на то, что формирование данных пород происходило не в геосинклинальных условиях, а в условиях мелко-воды.

3. Магматизм Южно-Тарханкутского прогиба также нехарактерен для геосинклинального этапа развития, он свойствен именно орогенному, так как представлен андезит-диабазитовой (порфировой) формой.

В ряде мест прогиба по скважинам определены условия залегания пород. Так, например, на Октябрьской площади углы падения колеблются от 10–30 до 50–60°, а у с. Крыловки эффузивная толща залегает под углами 45–50° [Муратов и др., 1968]. Столь значительная крутизна углов падения пород в этом и других прогибах вызвана, безусловно, древне- и новокиммерийскими фазами тектогенеза, которые испытала молодая складчатая область в связи с близостью к Крымской геосинклинали.

Самым южным прогибом являлся Альминский, который находится между Новоселовским антиклинорием и современной южной границей молодой платформы. Что собой представляла южная граница прогиба – остается неясным. Возможно, что его южным бортом был Симферопольско-Новопарицкский антиклинорий. В настоящее время породы этого прогиба полностью перекрыты отложениями платформенного чехла, слагающими Альминскую впадину. Этот прогиб, как и оба предыдущих, хотя и слабо, но прослеживается, по геофизическим данным, к западу от Крыма в море до Николаевского глубинного разлома. Восточное замыкание прогиба происходит, вероятно, где-нибудь у г. Симферополя.

Разрезы Альминского прогиба существенно отличаются от разрезов, описанных выше. Здесь значительную роль играют карбонатные образования, которых очень мало в северных прогибах. Зато в Альминском прогибе совершенно неизвестны магматические проявления (см. рис. 29). Как и в предыдущих случаях, возраст пород доказан очень слабо, но даже имеющиеся доказательства позволяют эти толщи отнести к пермско-нижнеюрским (средняя и верхняя юра здесь отсутствует).

Карбонатные породы вскрыты у г. Евпатория, где они представлены доломитами и различными известняками. Мощность вскрытой

толщи составляет 327 м, углы падения пород, по керну, — 40–80°. Если у г. Евпатория разрез полностью состоит из карбонатных пород, то южнее у с. Ново-Федоровки уже появляются терригенные прослои, а в центре прогиба у с. Николаевки весь разрез (более 2000 м) представлен терригенными породами.

В Альминском прогибе породы слабо изменены в верхней части разрезов: находятся на стадии раннего метазенеза. В нижних частях разреза степень изменения пород несколько увеличивается и здесь встречаются достаточно сильно окварцеванные песчаники. Углы падения пород, по керну, также увеличиваются с глубиной: например, в Николаевской скважине они меняются от 10–15° в верхней части разреза до 40–70° в нижней. В разрезах с. Ново-Федоровки, также по керну, отмечены крутые углы падения пород — от 20 до 80°.

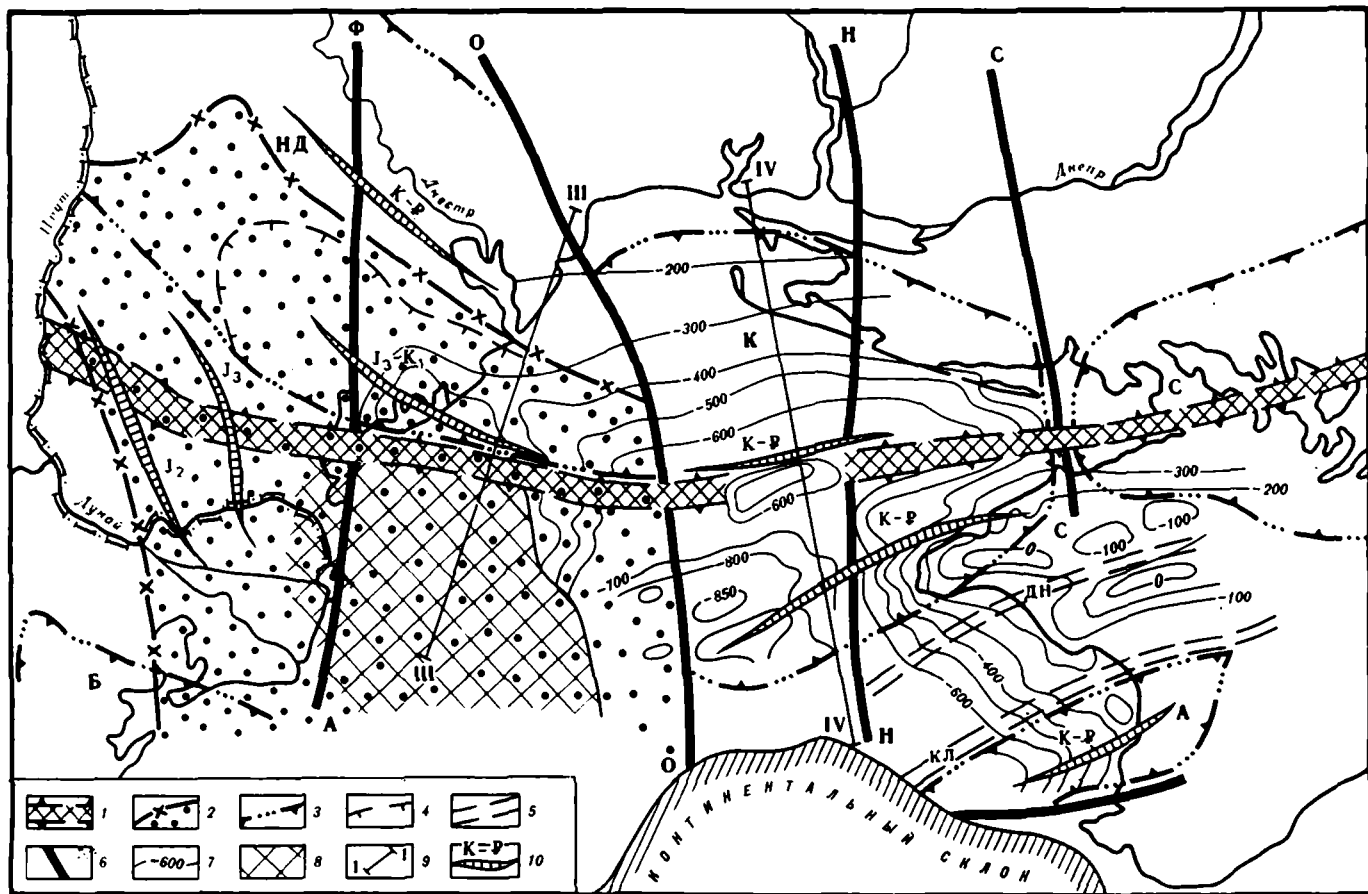
ЧЕХОЛ ПЛАТФОРМ (НАЛОЖЕННЫЕ ВПАДИНЫ)

Чехол в северо-западной части Черного моря представляет собой верхний структурный комплекс и залегает на гетерогенном основании разновозрастных платформ. В северной зоне он ложится на кристаллические образования архей-протерозойского возраста, составляющие фундамент Восточно-Европейской платформы, а в южной части — на метаморфизованные палеозойские породы геосинклинального этапа развития и на раннемезозойские орогенные отложения эпигерцинской платформы.

В разных частях разновозрастных платформ возраст чехла тоже разный. В формировании чехла обеих платформ существенную роль сыграл Одесский глубинный разлом, по обе стороны которого образование чехла началось одновременно. К западу от Одесского разлома в зоне Восточно-Европейской платформы чехол начал формироваться в позднем рифе, и у опущенного края платформы в Днестровско-Прутском перикратонном прогибе его формирование с перерывом в кембрийском и ордовикском периодах продолжалось до юнца палеозоя. В зоне эпигерцинской платформы к западу от Одесского разлома начало образования чехла относится к ранней юре, а к востоку — с раннемеловой эпохи формируется общий чехол для обеих платформ.

Структуры рифей-палеозойской части чехла были охарактеризованы при описании Днестровско-Прутского перикратонного прогиба, который они слагают. Выше указывалось, что в зоне Восточно-Европейской платформы к востоку от Одесского разлома палеозойские образования отсутствуют, и на архей-протерозойские породы и их кору выветривания ложатся нижнемеловые отложения.

Самой характерной структурной особенностью в формировании мезозойско-кайнозойского чехла обеих платформ является образование наложенных впадин. Впервые на южной окраине Восточно-Европейской платформы впадина была выделена А.Д. Архангельским [Архангельский, 1923], который назвал ее Причерноморской, и под этим названием она фигурирует в литературе иногда и до сих пор. Вна-



чале Причерноморскую впадину (по А.Д. Архангельскому) выделяли как довольно широкую и длинную структуру, протянувшуюся от Предкарпатского прогиба на западе до Каспийского моря на востоке и охватившую склоны Украинского кристаллического массива до Северной Добруджи и Горного Крыма. Затем размеры Причерноморской впадины были значительно сокращены самим А.Д. Архангельским и рядом других исследователей [Шатский, 1946; Богданов, 1964]. В 1955 г. М.В. Муратов еще более сократил размеры Причерноморской впадины, выделив из ее состава приподнятые участки эпигерцинской платформы, и обособил Иядо-Кубанский прогиб.

В настоящее время благодаря многочисленным геофизическим и буровым работам стало очевидным, что Причерноморская впадина не представляет собой единой структуры, а состоит из ряда самостоятельных, иногда разновозрастных впадин, несколько отличающихся друг от друга историей формирования, но заложившихся в мезозойско-кайнозойском чехле на окраинах Восточно-Европейской и обрамляющей ее эпипалеозойской платформ. Цепочка таких впадин выявлена вдоль западной и южной границ Восточно-Европейской платформы от Северного моря до Каспийского [Найдин, Петренко, 1961]. Все они носят характерные черты наложенных впадин.

В описываемом регионе выделены следующие наложенные впадины (рис. 30). На западе – Молдавская, Нижнеднестровская и Бабадагская, а на востоке – Каркинитская, Сивашская и Альминская. Молдавская – юрского возраста, а остальные заложены в ранне- или позднемерловое время.

Молдавская (юрская) впадина

Наиболее полно и подробно эта впадина описана на суше в работах Б.С. Слюсаря [1971] и Л.Ф. Романова [Романов, 1966; Романов, Славин, 1970]. К контурам Молдавской впадины, по этим исследователям, мы только добавили морскую часть и зону Тулча в Северной Добрудже, так как считаем, что платформенный чехол начал формироваться здесь с раннеюрской эпохи, поскольку

Рис. 30. Тектоническая карта платформенного чехла северо-западной части Черного моря

1 – шовная зона сочленения Восточно-Европейской и эпигерцинской (Скифской) платформ; 2 – Молдавская (юрская) впадина; контуры: 3 – мел-палеогеновых впадин (НД – Нижнеднестровской, Б – Бабадагской, К – Каркинитской, С – Сивашской, А – Альминской); 4 – распространения нижнемеловых отложений в пределах Нижнеднестровской впадины; 5 – грабены (ДН – Донузлавский, КЛ – Калиновский); 6 – глубинные разломы (Ф-А – Фрунзенско-Арцизский, О-О – Одесский, Н-Н – Николаевский, С-С – Скадовский); 7 – изогипсы поверхности майкопских отложений, м; 8 – область отсутствия майкопских отложений в пределах Килийско-Змеинового блока; 9 – геологические профили (положение см. на рис. 27); 10 – оси впадин и время их заложения

лейасовые отложения залегают почти горизонтально, со значительным перерывом, угловым несогласием и трансгрессивно на различных размытых образованиях палеозойского и триасового возраста [Гид..., 1961].

Общее простирание впадины с юго-востока на северо-запад. Восточным ее ограничением служит Одесский разлом (а не район оз. Сасык, как считают Л.Ф. Романов и В.И. Славин [1970]), где находится наиболее широкий участок впадины. К северо-западу впадина сужается и за рекой Прут уходит за пределы СССР. У р. Прут ширина впадины не превышает 80 км, а по линии Днестровский лиман-Бабадагская впадина достигает 180 км; длина Молдавской впадины на исследуемом участке превышает 280 км. Ее северная граница проходит несколько южнее с. Леушени в юго-восточном направлении на устье Днестровского лимана. Граница почти прямолинейна, за исключением небольшого выступа, идущего севернее с. Чимшилия в сторону г. Котовска. Юго-западная граница имеет сложные очертания и является повсеместно тектонической.

По разрывным нарушениям она отделяется от Нижнепрутского горста в районе Кагула и Болграда, затем спускается на юг несколько западнее г. Измаила и отсекает ту часть зоны Тулча, где развиты нижнеюрские отложения.

В зоне Восточно-Европейской платформы основание Молдавской впадины составляют разновозрастные породы палеозойского чехла: от силурийских до пермских включительно. Здесь породы основания очень полого погружаются к югу от 500-700 до 1300-1500 м на протяжении 80 км, и только в Алуатской впадине основание погружается до 2700 м. В зоне краевого шва и к югу от него Молдавская впадина располагается на складчатом фундаменте эпипалеозойской платформы. Здесь доюрский рельеф более сложный и более расчлененный. Южный и юго-западный борта впадин крутые и по серии разломов ступенчато опускаются в северо-восточном направлении. В этой части района среднеюрские отложения залегают на складчатом фундаменте, имеющем возраст от рифея (Суворовский блок) до раннего карбона, и выполняют те отрицательные линейные формы, которые образовались в результате герцинской складчатости.

В целом Молдавская впадина выполнена средне- и верхнеюрскими отложениями, и только в зоне Тулча сохранились небольшие пятна нижней юры, представленные глинистыми песчаниками с прослоями глины. Нижняя юра обнажается на дневной поверхности в виде эрозийных останцов, сохранившихся от размыва в ядерных частях синклиналей. Мощность нижнеюрских отложений не превышает нескольких сотен метров, и судя по профилям, составленным румынскими геологами [Гид..., 1961; Слюсарь, 1971], отложения смяты в пологие малоамплитудные складки и нарушены разрывами разного направления.

На остальной территории впадины юрские породы перекрыты более молодыми отложениями. Б.С. Слюсарь [1971] по типу взаимоотношений юрских пород с субстратом разделяет впадину на две

части: северную и южную. Северная часть впадины соответствует части Восточно-Европейской платформы. Здесь юрские отложения залегают трансгрессивно и с незначительным угловым несогласием на подстилающих породах палеозоя. В южной части, т.е. в зоне эпигеринской платформы, где палеозойский рельеф более расчленен, взаимоотношения юрских пород с подстилающими отложениями палеозоя значительно сложнее: четко выражены угловые и азимутальные несогласия, в юрских породах складки простые с меньшими углами падения пород на крыльях, чем в подстилающем субстрате. В этой части впадины более значительно проявилась дизъюнктивная тектоника (разрывы, трещиноватость, плоскости скольжения и т.д.).

Строение впадины асимметричное: северное ее крыло, расположенное на древней платформе, пологое с углами наклона $3-5^{\circ}$, реже $10-12^{\circ}$, южное более крутое, с падением на север и северо-восток под углами от $7-9$ до 45° [Слюсарь, 1971]. Асимметрия впадины выражается также в расположении наиболее прогнутой ее части.

Анализ мощностей средне- и верхнеюрских отложений, по данным Л.Ф. Романова и В.И. Славина [1970], указывает на некоторое смещение оси наиболее прогнутой части впадины в позднеюрскую эпоху к северо-востоку по сравнению со среднеюрским прогибом. Но оси обоих прогибов тяготеют больше к южной части впадины. Ось среднеюрского прогиба резко смещена к юго-западному борту впадины и протягивается с северо-запада на юго-восток примерно параллельно северо-восточной границе Северной Добруджи. Ось среднеюрского прогиба, судя по карте равных мощностей [Романов, Славин, 1970], сечет Днестровско-Прутский перикратонный прогиб (Андрюшинский горст у с. Рошу), затем пересекает краевой шов сочленения обеих платформ на стыке Алуатской и Измаильской палеозойских впадин восточнее г. Болграда и уходит на юго-восток параллельно Георгиевскому гирлу (см. рис. 30).

Наибольшая мощность среднеюрских отложений (1190 м) была вскрыта скважиной севернее г. Болграда. Л.Ф. Романов и В.И. Славин [1970] считают, что наибольшая мощность средней юры в центральной части впадины достигает 1400 м. По данным Б.С. Слюсаря [1971], на фоне общего моноклинального погружения среднеюрских пород выделяются цепочки антиклинальных складок на северном (Готешская, Баймаклийская, Баурчинская и др.) и южном (Московей-Чумайская, Калчевская, Суворовская и др.) бортах впадины.

Более сложное строение Молдавская впадина приобрела в позднеюрскую эпоху, когда ось ее сместилась в северо-восточном направлении. В это время ось впадины проходила несколько севернее с. Готешты, через Казаклию, восточнее с. Алуат на с. Суворово и севернее Сулинского гирла приобретала субширотное направление. Ось верхнеюрского прогиба почти параллельно следовала оси среднеюрского прогиба располагаясь несколько северо-восточнее последней. Кроме этой основной, наиболее прогнутой части верхнеюрской впадины, к

востоку и северо-востоку существовало еще несколько обособленных небольших прогнутых структур (впадин) с амплитудами 50–100 м. Такие впадины вырисовываются в районе оз. Сасых – северо-северо-западного простирания и в районе оз. Шаганы – северо-западного простирания. Эта особенность верхнеюрской впадины была отмечена Б.С. Слюсарем [1971, с. 178]. Он писал: "... на юго-востоке юрская впадина, по-видимому, разделяется на две ветви: одна проходит севернее, другая – южнее о-ва Змеиногорского". Северная ветвь почти полностью располагается в Днестровско-Прутском пекриктонном прогибе, преимущественно в пределах Крыловской палеозойской впадины и под небольшим углом сечет палеозойскую структуру. Южная почти целиком находится в пределах эпигерцинской платформы. Она пересекает шовную зону и замыкается в пределах палеозойского блока о-ва Змеиногорского.

Наибольшая мощность верхнеюрских отложений (более 1480 м) была вскрыта скважиной недалеко от с. Ореховка. При этом подошва толщи не была достигнута. Таким образом, суммарная мощность средне-верхнеюрских отложений в осевой части Молдавской впадины достигает 2500 м. В морской части впадины, в районе блока о-ва Змеиногорского, в углублениях палеозойского рельефа сохранились мало-мощные (до 500 м) пакки нерасчлененных юрских отложений. По аналогии с сушей здесь, вероятно, присутствуют средне- и верхнеюрские отложения. Залегают они полого, с небольшим наклоном к югу и юго-западу, иногда образуют пологие, небольшие складки, связанные с облеканием выступа фундамента (см. рис. 24). В зоне Восточно-Европейской платформы (Крыловская палеозойская впадина) присутствуют (опять же по аналогии с сушей) только верхнеюрские отложения, залегающие, по данным бурения у Большой Балабановки, на девонских породах. Мощность их не превышает 150 м. И в том и в другом случае простирание юрских пород в море субширотное.

У исследователей нет единой точки зрения на историю формирования Молдавской впадины. Ряд вопросов истории исследования Молдавской впадины рассмотрен в работе Б.С. Слюсаря [1971]. Вся сложность вопроса заключалась и заключается сейчас в том, где проводить границу между фундаментами древней и молодой платформ, в понимании структурной природы самой границы и генезиса Молдавской впадины. На эти проблемы существует несколько точек зрения.

1. Граница между Восточно-Европейской и эпигерцинской платформами проходит по Георгиевскому гирлу р. Дуная [Шлезингер, 1968; Гаркаленко и др., 1969а; Самсонов, Красношек, 1969; и др.]. В этом случае все палеозойские породы к северу от этой границы представляют собой чехол Восточно-Европейской платформы, характеризуются платформенным характером складчатости и являются образованиями предгорного прогиба, расположенного на древней платформе перед горными сооружениями герцинид Северной Добруджи. Поэтому ряд исследователей считают, что юрская впадина – платформенная структура, унаследованная от позднепалеозойского доюрского прогиба [Шлезингер, 1968; Романов, Славин, 1970; и др.],

2. Юрская впадина (Преддобруджский прогиб) – типичный предгорный (краевой) прогиб, возникший в киммерийскую фазу складчатости [Гофштейн, 1952; Сухаревич, 1957; Панченко, 1965; и др.]. Подробное рассмотрение этой точки зрения проведено Б.С. Слюсарем, который показал, что "древнекиммерийские движения в Северной Добрудже действительно имели место, но они не завершились горообразованием; возникновение юрской впадины генетически не связано с развитием герцинско-киммерийского сооружения Добруджи; впадина образовалась в период платформенного развития юга СССР и сопредельных территорий в самом начале альпийского цикла тектогенеза" [Слюсарь, 1971, с. 174].

Выше нами было рассмотрено палеозойское основание юрской впадины, которое является гетерогенным, показана зона сочленения платформ, на которые наложилась впадина, описан структурный характер последней и исследован фациальный и формационный состав юрских отложений, выполняющих впадину. Таким образом, вполне очевидно, что юрская впадина не может быть ни Преддобруджским, ни Придобруджским прогибом. Это платформенная структура, наложенная на палеозойский складчатый фундамент эпигерцинской платформы и палеозойские отложения перикратонного прогиба Восточно-Европейской платформы. Формирование впадины относится к началу образования общего для обеих платформ платформенного чехла. Наиболее удачным названием для этой структуры, на наш взгляд, является название "Молдавская (юрская) впадина", как называют ее, вслед за Г.М. Мургочи, Б.С. Слюсарь и В.С. Макареску [1965].

Нижнеднестровская впадина

Впадина полностью расположена на южном краю Восточно-Европейской платформы в междуречье Прут–Днестр. Южным ее ограничением служит горстовая зона сочленения двух платформ, юго-западным – Вишневский разлом, а восточным – Одесский разлом. Северная граница впадины проведена нами по верхнемеловым отложениям условно.

Возникновение впадины связано с поднятием горстовой зоны сочленения платформ и Нижнепрутского – Змеиногорского блоков в конце позднеюрской–начале раннемеловой эпохи. Как суша этот блок существовал в течение всего мелового периода и палеоценовой эпохи, представляя собой полуостров, напоминающий Крымский полуостров в современной структуре.

Нижнемеловые отложения в Нижнеднестровской впадине имеют ограниченное распространение и трансгрессивно с небольшим угловым несогласием перекрывают различные горизонты верхнеюрских образований. Они полностью располагаются только в пределах северной части Молдавской юрской впадины; контур их распространения показан нами на рис. 30, по данным Б.С. Слюсаря [1971]. Практически ось нижнемеловой впадины совпадает с таковой в этом районе по верхнеюрским отложениям и тоже имеет северо-западное на суше и субширотное в море простирание.

Нижнемеловые отложения образуют очень пологие борта впадин (максимальный угол наклона слоев $1-3^{\circ}$) [Слосарь, 1971] и почти горизонтально залегают в центральной части впадины. Но все же юго-западное крыло впадины, расположенное ближе к шовной зоне сочленения платформ, несколько круче северо-восточного. А в районах сел Авдарма, Тарутино и Сарата отмечены некоторые структурные осложнения в нижнемеловых отложениях. Образования нижнего мела представляют собой отложения мелководного морского бассейна: гравийно-галечные породы, глауконит-кварцевые пески, органиогенный детрит и глинисто-алевритовые илы. Мощность нижнемеловых пород на суше не превышает 100 м, но увеличивается в сторону моря и на шельфе может достигать 300–400 м [Железняк и др., 1973].

Верхнемеловые отложения имеют более широкое распространение, но южная и юго-западная границы впадины остаются на прежнем месте, расширение бассейна происходило только в северном и северо-западном направлениях. В связи с тем что в целом верхнемеловые отложения образуют довольно широкую и пологую моноклинал, наклоненную к югу и юго-востоку, провести северную границу можно только условно. Незначительные пликативные деформации верхнемеловых пород широтного направления известны в районах сел Авдарма, Тарутино и Сарата. Палеогеновые породы в целом повторяют складки меловых пород, но в более сглаженном виде, как это, например, установлено на Готешско-Баймаклинской площади. Иногда складки нарушены разрывами незначительной протяженности и глубины [Геология СССР, т. 45, 1969; Слосарь, 1971]. У исследователей нет единого мнения по поводу местоположения оси впадины. Так, например, по данным А.В. Друмя и соавторов [1965, рис. 30], ось позднемеловой – палеогеновой впадины проходит в северо-западном направлении от г. Одессы через Дубоссары на участок между Липканами и Могилев-Подольским. По данным В.Е. Железняк и соавторов [1973], ось позднемеловой синеклизы проходит по линии Кишинев–Одесса, а Л.Ф. Романов и В.И. Славин [1970] проводят ось мел-палеогенового прогиба еще южнее, примерно по линии Каушаны–устье Днестровского лимана, что принято и нами (см. рис. 30).

Неогеновые отложения несогласно перекрывают не только палеогеновые породы Нижнеднестровской впадины, но и более древние толщи за пределами впадины, образуя пологую моноклинал с наклоном пластов от $1-3^{\circ}$ до 10° в южном направлении.

Бабадагская впадина

Бабадагская впадина расположена на юге Северной Добруджи на границе с Центральной Добруджей. Южной ее границей является крупная зона нарушений Печеняга–Камена, которая протягивается в северо-западном направлении от побережья Черного моря до Дуная и отчетливо выражена на поверхности благодаря надвиганию зеленых сланцев Центральной Добруджи на триасовые породы Се-

верной Добруджи. Северный борт впадины, вероятно, также является тектоническим, но перекрыт более молодыми отложениями. Только у северной части впадины у с. Николае Бэлческу видны следы зоны разлома Лунковича-Консул. Северо-западное замыкание впадины происходит у южных склонов гор Мэчин, в юго-восточном направлении впадина погружается под воды Черного моря, где она не изучена.

Таким образом, Бабадагская впадина имеет форму грабен-син-клинали, вытянутой с северо-запада на юго-восток на 70 км (по суше). Борта ее почти параллельны друг другу, но при приближении к Черному морю несколько расширяются, поэтому ширина ее колеблется от 10 до 25 км.

Впадина наложена на разновозрастные породы складчатого основания эпигерциевской платформы (от рифея до триаса включительно) и выполнена верхнемеловыми отложениями, начиная с сеноманских. Общая мощность верхнемеловых пород во впадине несколько превышает 300 м [Гид..., 1961].

Породы, выполняющие Бабадагскую впадину, смяты в очень пологие несимметричные брахиформные складки. Углы наклона крыльев не превышают $10-20^{\circ}$, складки располагаются кулисообразно и разделены поднятиями, связанными с блоковыми подвижками фундамента. Несмотря на то что впадина и складки имеют в целом северо-западное простирание, они не наследуют структуры фундамента, а располагаются под некоторым углом к последним.

Каркинитская впадина

К востоку от Одесского разлома и до Бакальской перемычки располагается широкая Каркинитская впадина, выполненная меловыми — нижнеогеновыми отложениями. Западным ограничением впадины служит Одесский разлом, который более четко проявился в зоне эпигерциевской платформы. В последней (в блоке о-ва Змеиног) предполагается отсутствие меловых отложений. В зоне Восточно-Европейской платформы Одесский разлом в мел-палеогеновое время проявил себя очень слабо и мел-огеновые отложения Нижнеднепровской впадины сменяются постепенно однообразными отложениями Каркинитской впадины. Здесь этой четкой границы между впадинами нет. Северная граница Каркинитской впадины проходит по суше и проведена нами несколько условно от Кинбурнской косы до Скадовского разлома, который, проходя через Бакальскую косу, служит восточным ограничением впадины. У Бакальской косы и ее северного продолжения изогипсы поверхности меловых, майкопских и сарматских отложений значительно поднимаются к поверхности дна и замыкают впадину с востока. Южная граница в Западном Крыму (на Тарханкуте) проводится нами в некоторой мере условно, а на морской территории между Одесским и Николаевским разломами — примерно в 20 км севернее верхней бровки континентального склона, где начинается гипсометрический подъем меловых отложений и фундамента (см. рис. 30, 27, профиль IV). По данным сейсмоакустики

нами были построены карты структурной поверхности меловых, майкопских и сарматских отложений.

В Каркинитской впадине чехол обеих платформ начинается с меловых отложений. Наличие триас-юрских пород можно предполагать только в зоне Скифской платформы. Как было указано выше, они входят в состав фундамента эпигерцинской платформы.

При построении карт структурной поверхности были использованы данные прибрежных буровых скважин и аналогичные карты и схемы, составленные различными исследователями по побережью. Особенно ценной оказались скважины, пробуренные на поднятии Голицына.

По структурным особенностям строения чехла Каркинитская впадина может быть разделена на две части: северную и южную, разграниченные между собой краевой шовной зоной. Северная половина впадины располагается в зоне Восточно-Европейской платформы, где поведение изогипс поверхности верхнемеловых, майкопских и сарматских отложений значительно отличается от структурных особенностей этих же изогипс в южной половине впадины (см. рис. 18, 19, 30). В северной части впадины положение изогипс указывает на довольно простое строение чехла. Отложения здесь залегают очень спокойно, полого погружаясь с севера на юг, мощность пород также постепенно увеличивается в этом же направлении, колеблясь от 1500 м на севере до 5000 м на юге у шовной зоны. Наибольшую мощность имеют меловые отложения — 1000–2500 м, т.е. они составляют от половины до двух третей мощности чехла в северной части впадины. Наибольшая глубина залегания подошвы меловых отложений (5000 м) и их наибольшая мощность (2500 м) находятся у северного борта поднятия Голицына.

В пределах южной половины впадины, залегающей на фундаменте Скифской платформы, рисунок изогипс вышеуказанных поверхностей совершенно иной, более сложный. Здесь выделяется целый ряд брахиформных, антиклинальных складок северо-восточного простирания, разделенных между собой узкими прогибами. Эти структуры (поднятия и впадины) являются западным (морским) продолжением аналогичных разновозрастных структур Тарханкутского полуострова. Наиболее четко они трассируются до Одесского разлома. Нами прослежены следующие поднятия: Голицына, Шмидта, Морское, Сельского, Архангельского и др. Они проявляются по поверхности как верхнемеловых, так и майкопских и даже верхнесарматских отложений, что указывает на унаследованное развитие структур в течение почти всего кайнозоя.

В южной половине впадины поверхность меловых отложений находится на глубинах 2300–2400 м у зоны сочленения платформ и погружается к югу до 3000–4000 м между Одесским и Николаевским разломами. В зоне последних зафиксированы также и наибольшие мощности меловых отложений, которые здесь достигают 3800 м, а подошва их залегает примерно на глубинах от 4500 до 6500 м.

Наиболее прогнутая часть Каркинитской впадины находится не в центральной части, как считалось ранее [Феликс, Медведев, 1969; Феликс, 1969], а примерно в середине южной половины впа-

дины, между поднятиями Голицына, Морским и Сельского, Архангельского. Здесь же наблюдаются и наиболее погруженные части байкальского и герцинского комплексов молодой платформы. К югу от поднятий Сельского и Архангельского происходит постепенное воздымание фундамента южной половины впадины и поверхность меловых отложений залегает примерно на глубине 1500–1700 м (см. рис. 27, профиль IV). Такой же структурный план сохраняется и для палеогеновых, майкопских и сарматских отложений. Надсарматские слои как в северной, так и в южной половинах Каркинитской впадины не смяты в складки и практически залегают горизонтально, увеличиваясь несколько в мощности в южном направлении.

Рассмотрим несколько подробнее структурную поверхность майкопских отложений впадины (см. рис. 30). Последняя имеет аналогичное строение с поверхностью верхнемеловых отложений, и в ней тоже выделяются две зоны: северная и южная. Отражающий горизонт, отождествляемый нами с поверхностью майкопских отложений, довольно хорошо следует на всей площади Каркинитского залива и увязывается с данными буровых скважин на побережье и со скважиной на поднятии Голицына. Правда, в некоторых местах горизонт может отражать частично поверхность нижней части среднего миоцена, которая имеет некоторое литологическое сходство с майкопскими отложениями.

В северной части впадины (у Кинбурнской косы) поверхность майкопской серии находится на глубине 175–200 м. Изогипсы равномерно распределены по площади и отражают постепенное погружение в юго-восточном направлении до глубин 600–625 м. Простирание изогипс восток–северо-восточное, и только у восточного замыкания Каркинитской впадины они поворачивают на юго-восток, а затем, уже в южной половине впадины – на запад-юго-запад. В северной части впадины изогипсы нигде не образуют замкнутых контуров, т.е. складки в майкопских отложениях в северной половине практически отсутствуют. Исключением может являться восточная часть Тендровской косы, где на шельфе недалеко от скважины Тендровской выделяется небольшая брахиантиклинальная складка с амплитудой примерно 20–25 м. И у северного борта краевого шва (к северу от поднятия Голицына) по изогипсе 625 м можно оконтурить наиболее глубокую часть северной половины впадины. По всей вероятности, ось этой впадины – возможное продолжение оси Нижнеднестровской впадины.

Совершенно иную картину представляет собой южная половина впадины. Здесь поверхность майкопских отложений более сложна, и выделяется ряд положительных и отрицательных структур различной величины. У восточного замыкания впадины изогипсы изгибаются в запад-юго-западном направлении почти параллельно северному борту Тарханкутского полуострова. В направлении с севера на юг (от краевого шва до берега) поверхность майкопских отложений равномерно поднимается с 600 до 200 м и хорошо увязывается с данными на суше. К западу от Тарханкутского полуострова у Николаевского разлома изогипсы делают резкий поворот к югу, протя-

гиваясь вдоль разлома, подчеркивая тем самым его существование. Здесь уже подъем майкопских отложений происходит с запада на восток, но порядок глубин остается таким же.

К востоку от Николаевского разлома по изогипсам 475 и 500 м выделены две небольшие брахиформные складки широтного простирания. Ближе к краевому шву расположено поднятие, получившее в литературе название "поднятие Шмидта". В майкопских отложениях оно оконтурено изогипсой 475 м, размеры его 10×5 км, амплитуда 25 м. Южнее расположено Тарханкутское морское поднятие, оконтуренное изогипсой 500 м и вдвое большее по размеру поднятия Шмидта.

Большой интерес представляют собой структуры южной половины впадины, находящиеся между Одесским и Николаевским разломами. Здесь расположено самое большое количество поднятий и впадин, и выражены они в майкопских отложениях более четко. Самой северной положительной структурой является поднятие Голицына. Размеры его по изогипсе 650 м составляют 50×15 км, а амплитуда – более 200 м. Наименьшая глубина поверхности залегания майкопских отложений на поднятии 425 м. Северный борт поднятия более крутой и образует резкий флексурный перегиб, который связан с разломом, переходящим в глубинный разлом шовной зоны. Южный разлом шовной зоны непосредственно в майкопских отложениях не проявляется, но в целом поднятие Голицына является структурой, отражающей горстовое поднятие краевого шва (см. рис. 27, профиль IV). Южный борт поднятия более пологий. Западная половина поднятия имеет юго-западное простирание, а восточное – субширотное. Простирание поднятия Голицына связано с простиранием в данном месте краевого шва зоны сочленения двух платформ.

К юго-западу от поднятия Голицына расположены поднятия Одеско-Морское и Морское, разделенные между собой небольшой седловиной. Последнее имеет размеры 20×10 км, оконтурено изогипсой 650 м, и амплитуда его более 50 м. Оба поднятия вместе с поднятиями Голицына и Шмидта составляют северный ряд структур, примыкающих к шовной зоне сочленения платформ и генетически связаны непосредственно с ней. К югу от них расположена южная цепь поднятий. Северные и южные поднятия разделены между собой Михайловским прогибом, в котором выделяется несколько мелких брахиформных впадин. В целом ось прогиба имеет северо-восточное простирание. Поверхность майкопских отложений в Михайловском прогибе находится на глубинах 800–875 м, амплитуда отдельных впадин колеблется от 25 до 50 м.

В южном ряду расположены поднятия Сельского и Архангельского. На этом же направлении к востоку от Николаевского разлома находится Тарханкутское морское поднятие. Поднятия Сельского и Архангельского оконтурены изогипсой 700 м, а наименьшие глубины залегания поверхности майкопских отложений находятся в них на отметках 650 м, т.е. амплитуды поднятий достигают 150 м. Размеры поднятий примерно одинаковые, они не превышают 15×10 км. К западу от Тарханкутского морского поднятия изогипсы меняют свое

простираение с субширотного на субмеридиональное, делая резкий поворот в зоне Николаевского разлома. Северные склоны поднятий южного ряда более крутые, чем южные и, как и в северной цепи поднятий, связаны с разрывами в палеозойском фундаменте. Разлом, проходящий по северному борту поднятий Сельского и Архангельского, хорошо прослеживается в палеозойских породах блока о-ва Змеиного к западу от Одесского разлома, а к востоку от Николаевского разлома его можно продолжить по северному краю Тарханкутского вала.

Южнее описанной цепочки поднятий, по геофизическим данным [Стровиние ..., 1972], отмечается поднятие так называемой консолидированной коры, т.е. фундамента платформы, которое прослеживается до самого континентального склона. Здесь же происходит гипсометрический подъем отложений чехла и уменьшение его мощности. В большей мере это касается меловых отложений. Таким образом, складки и северного и южного ряда имеют тесную генетическую связь с разломами и структурами фундамента эпигерцинской плиты и отражают современное положение его блоков (возможно складок). Можно предположить также, что северный и южный ряды складок в чехле находятся над складками антиклинальных зон, а Михайловский прогиб (в породах чехла), разделяющий эти ряды, соответствует синклинальной зоне (синклинорию) в палеозойской структуре (фундаменте) платформы.

Тектоника средне- и верхнемиоценовых отложений (по верхний сармат включительно) полностью сходна с тектоникой майкопских отложений. Каркинитская впадина по этим отложениям также делится на две зоны, и положение изогипс в зонах аналогично положению изогипс майкопских отложений (см. рис. 19) [Моргунов и др., 1975].

Верхний этаж мезозойско-кайнозойского структурного комплекса представлен надсарматскими отложениями ($N_1^3 - Q$). Последние изучены сейсмоакустикой недостаточно и на отдельные пакки нами не расчленялись, так как их исследования требуют постановки специальных работ и разработки определенной методики. Сейсмоакустические материалы показывают, что отложения нижней части мзотиса выполняют неровности сарматских отложений, а вышезалегающие слои совершенно не затронуты складчатыми процессами и равномерным чехлом покрывают весь шельф северо-западной части Черного моря.

Мощность надсарматских отложений постепенно увеличивается с севера на юг. В северной половине Каркинитской впадины она колеблется от 50 до 3000 м, в южной половине меняется от 150 м на поднятии Голищна до 500 м и более в направлении к континентальному склону.

Альминская впадина

Альминская впадина расположена в юго-восточной части описываемого региона, точнее в юго-западной части Равнинного Крыма на стыке эпигерцинской платформы и складчатой области Горного Крыма. С юга впадина ограничена шовной зоной - глубинным

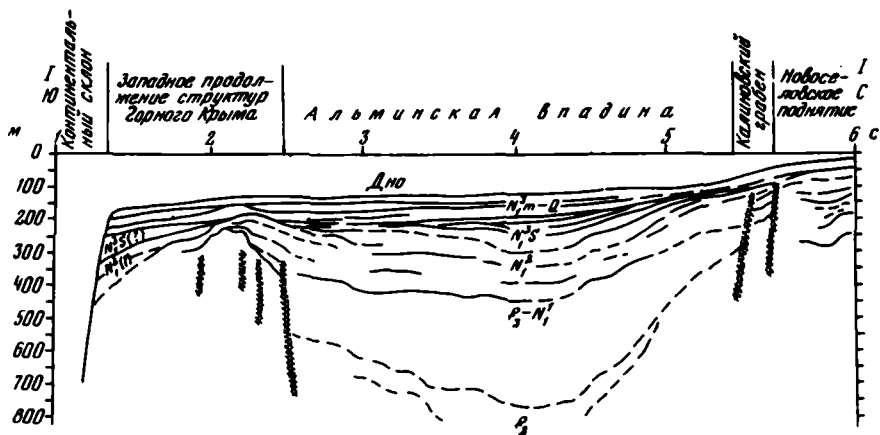


Рис. 31. Геолого-сейсмоакустический профиль (I—I) через Альминскую впадину (положение профиля см. на рис. 32)

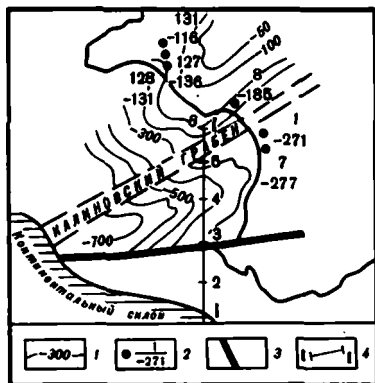


Рис. 32. Карта структурной поверхности майкопских отложений Каламитского залива

1 — изогипсы поверхности майкопских отложений; 2 — скважины (числитель — номер скважины, знаменатель — абсолютная отметка поверхности майкопских отложений, м); 3 — глубинный разлом; 4 — положение геолого-сейсмоакустического профиля (см. рис. 31)

разломом, отделяющим складчатые сооружения Горного Крыма от молодой платформы. С севера Альминская впадина отделяется Калиновским грабеном от Новоселовского поднятия, а с востока — Симферопольским поднятием. Западным и юго-западным ограничением служит молодой континентальный склон, который "поглощает" ее юго-западные окончания.

На суше Альминская впадина достаточно подробно описана по данным буровых скважин и геофизических исследований [Геология СССР, т. 8, 1969]. Морское ее продолжение описывается нами только на основании сейсмоакустического профилирования, проведенного в 1970–1972 гг. На суше установлено, что Альминская впадина представляет собой платформенную структуру, выполненную отложениями мела, палеогена, неогена и антропогена. Основание впадины изучено очень слабо. М.В. Муратов [Геология СССР, т. 8, 1969] предполагает, что в строении основания впадины существенную роль играют каменноугольные и пермские известняки, слагающие структуры верхнего структурного этажа складчатого

основания. В морской части впадины фундамент ее не выявлен, хотя некоторые исследователи [Строение ..., 1972] считают, что "консолидированная" кора залегает на глубине 1500–2000 м.

Сейсмоакустическим профилированием до глубины 700–800 м от дна выявлено несколько отражающих горизонтов с различной четкостью прослеживания. Хуже всего и не на всех профилях прослеживается горизонт, который условно можно принять за поверхность верхнемеловых отложений. Поэтому структурная поверхность меловых отложений в Альминской впадине (см. рис. 18) является в какой-то мере условной. Привязка изогипс произведена по скважинам, расположенным на побережье, и в целом схема увязана с аналогичной схемой, составленной А.Б. Каменешким и его коллегами для суши в западной части Равнинного Крыма.

Строение морской части впадины относительно простое. Поверхность меловых отложений спокойно погружается с севера на юг от отметок 300 м у г. Евпатории до отметки 1000 м у зоны сочленения с Горным Крымом. Только к западу от с. Николаевки по изогипсе 500 м оконтуривается небольшая антиклиналь, которая, по всей видимости, является морским продолжением цепочки подобных складок, обнаруженных в районе г. Саки. Н.И. Черняк считает, что эти складки связаны с наличием валлообразного поднятия в домеловых породах [Геология СССР, т. 8, 1969, рис. 100]. Это валлообразное поднятие делит впадину на две части: северо-западную (меньшую) и юго-восточную (более широкую). На шельфе по поверхности меловых отложений вал прослеживается очень слабо, возможно, по направлению к континентальному склону он замыкается. Ось юго-восточной части впадины, ориентированная в северо-восточном направлении, только южнее с. Николаевки приобретает почти северное направление. К северо-востоку от с. Николаевки происходит замыкание впадины по поверхности верхнемеловых отложений.

Значительно лучше прослеживается отражающий горизонт, который мы отождествляем с поверхностью майкопских отложений. Он также увязан с отметками поверхности майкопских отложений в скважинах на берегу. А структурная схема поверхности майкопских отложений по всему Каламитскому заливу хорошо согласуется со структурной схемой одновозрастных пород Западного Крыма. Наиболее представительным из сейсмоакустических профилей для Альминской впадины является профиль I (рис. 31), пройденный с севера на юг от скважины, пробуренной на Новоселовском поднятии, через всю Альминскую впадину и Горный Крым до континентального склона. На профиле выделяется южный край Новоселовского поднятия, который с юга ограничен двумя разрывными нарушениями, отделяющими от него Альминскую впадину. Ширина нарушенной зоны между двумя разломами не менее 2,5 км, и в ней происходит потеря корреляции осей синфазности акустической записи. По всей вероятности, эти разломы являются морским продолжением разломов, ограничивающих Калиновский грабен. Разломами затронуты все палеогеновые и часть неогеновых отложений до мзотиса. В зоне разломов происходит выклинивание палеогеновых отложений.

Отражающий горизонт, принятый нами за поверхность майкопских отложений, хорошо прослеживается по всей впадине, а палеогеновые отложения при приближении к Горному Крыму уменьшаются в мощности и по разлому примыкают к его складчатому основанию, что свидетельствует о послемайкопском воздымании последнего. Наибольшая мощность майкопских отложений наблюдается в центральной части впадины, где она достигает 330–350 м. Поверхность майкопских отложений слегка волнистая, особенно в местах сочленения с Горным Крымом и Новоселовским поднятием и почти горизонтальная в центральной части впадины. В целом поверхность майкопских отложений плавно погружается с северо-востока на юго-запад с отметки 150 м до глубины 700 м (рис. 32). В центральной части впадины, судя по поведению изогипс, существует валообразное поднятие, унаследованное от подстилающих структур северо-восточного направления, которое разделяет впадину на две части. А на широте с. Николаевки в этом вале зафиксирована брахиантиклинальная складка, оконтуренная изогипсой 275 м. Амплитуда складки несколько больше 50 м. Последняя находится над уже упоминавшейся складкой в верхнемеловых породах и тоже связана с валообразным поднятием в подстилающих породах. По майкопским отложениям этот вал выражен наиболее четко, но в верхнесарматских отложениях он уже не фиксируется. По-видимому, рост вала закончился в предсарматское время, это подтверждается данными бурения в районе г. Саки, которое показало уменьшение мощностей палеогеновых отложений на своде вала [Геология СССР, т. 8, 1969, рис. 100]. Таким образом, благодаря валу в палеогеновую эпоху впадина тоже была разделена на две части и имела две оси, которые проходят вблизи вала и сходятся у континентального склона, т.е. сам вал в юго-западном направлении сужается и замыкается примерно по майкопским отложениям на глубине 700 м. Выше залегает толща среднего миоцена, которая, как установлено на суше [Геология СССР, т. 8, 1969], ложится на размытую поверхность подстилающих пород вплоть до юрских. В морской части Альминской впадины она трансгрессивно ложится на майкопские отложения. Максимальная мощность толщи на шельфе, как и на суше, не превышает 250–260 м. Внутри среднемиоценовой толщи выделяются отдельные отражающие площадки, отвечающие, очевидно, литологическим разновидностям пород, слагающих толщу, но стратифицировать их на данном этапе исследований не представляется возможным.

Толща среднего миоцена в свою очередь трансгрессивно перекрыта сарматскими отложениями. Наиболее полный разрез последних отмечается в юго-восточной части впадины, где он достигает на приведенном нами разрезе (см. рис. 31) более 120 м. На профиле видно, как нижние части сарматского разреза, уменьшаясь в мощности, постепенно выклиниваются как в сторону Новоселовского поднятия, так и в сторону Горного Крыма. Только верхняя половина разреза покрывает всю Альминскую впадину и распространяется на склоны Новоселовского поднятия и Горного Крыма. В зоне последнего сарматские отложения присутствуют и на его южном борту.

Максимальные мощности сарматских отложений находятся на суше и достигают 150–160 м [Геология СССР, т. 8, 1969]. Судя по уменьшению мощностей сарматских отложений в юго-западном направлении можно предположить, что Альминская впадина не протягивалась далеко на юго-запад, а замыкалась, вероятно, у Николаевского разлома. В настоящее время эта часть впадины "поглощена" молодым континентальным склоном.

Перекрыты Альминская впадина, а также склоны Новоселовского поднятия и Горного Крыма равномерным чехлом мэотис-четвертичных отложений, мощность которых по профилю г. Евпатория-Горный Крым (см. рис. 31) меняется от 20 до 40 м.

НЕОТЕКТЕНИЧЕСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Вся толща отложений, залегающая на сарматских породах, представляет собой, судя по сейсмическим данным, единый, самый верхний структурный этаж. Породы, слагающие этот этаж, залегают с заметным угловым несогласием на нижележащих. На сейсмических профилях видно, что их залегание можно считать практически горизонтальным. Во всяком случае, углы наклона пластов мэотических отложений, контактирующих с подстилающим сарматом, значительно меньше, чем у последних. Внутри надсарматского структурного этажа не обнаруживается каких-либо заметных несогласий. Это позволяет предполагать, что деформации пород данного этажа связаны с тектоническими движениями, которые имели и имеют такой же характер и план, что и современные движения.

Таким образом, мы можем с уверенностью заключить, что надсарматский структурный этаж отвечает представлению о неотектоническом этапе развития. Интересно отметить, что начало этого этапа в районе северо-западного шельфа Черного моря совпадает с данными, приведенными Е.Е. Милановским [1969] для Кавказа. В связи с этим правомочно высказать предположение о том, что так было, вероятнее всего, и во всем Черноморском регионе.

Материалы сейсмоакустического профилирования показывают, что в надсарматской толще можно отчетливо выделить два отражающих горизонта, разделяющие комплексы отложений с очень характерным типом сейсмической записи. Они, так же как и отражающий горизонт, приуроченный к поверхности сарматских отложений, имеют региональное распространение в пределах северо-западного шельфа Черного моря и, как правило, отвечают поверхностям размыва и несогласия.

Стратификация осадочных комплексов, разделенных региональными отражающими горизонтами, осуществлялась, по данным бурения, как на побережье, так и на поднятии Голышнына, при этом учитывался характер залегания и распространения этих комплексов. Комплексы образуют самостоятельные структурные подэтажи, соответствующие отдельным подэтапам развития. Снизу вверх на сарматских отложениях залегают: мэотис-понтический, средне-верхнеплиоценовый и четвертичный подэтажи.

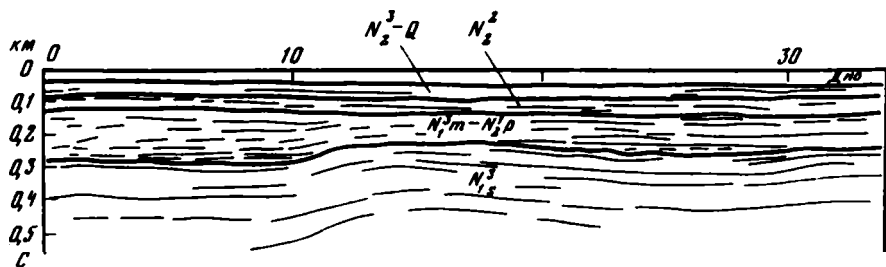


Рис. 33. Пример типичного соотношения сарматских и вышележащих отложений (профиль проходит через восточную периклиналь поднятия Голицына)

Мэотис-понтический подэтаж. В отличие от подстилающих образований мэотис-понтические отложения залегают спокойно, в связи с чем на сейсмоакустических лентах видно, что низы слоистого мэотического разреза часто образуют линзы во впадинах на поверхности сарматских пород (рис. 33).

Слабые складчатые движения в пределах северо-западной части шельфа Черного моря, постепенно ослабевая, продолжались и в мэотисе-понте, во всяком случае, в Одесской области понтические отложения смяты в широкие и пологие складки [Геология СССР, т. 5, 1959].

На большей части шельфа данные сейсмоакустики показывают, что многие поднятия осадочного чехла практически прекратили свой рост, хотя с полной уверенностью об этом говорить нельзя из-за недостаточной разрешающей способности сейсмоакустического метода.

Резкое снижение тектонической активности в мэотис-понтическое время отражается в очень простом поведении стратонизогипс досреднеплиоценовой структурно-эрозивной поверхности (эта поверхность в пределах северо-западного шельфа, как правило, соответствует кровле понта). Она полого, с уклоном около 1,5 м/км, погружается в южном направлении от отметок -25 до -250 м (рис. 34). Простирающие стратонизогипс на шельфе преимущественно субширотные, но восточнее Николаевского разлома они круто поворачивают к югу и юго-востоку. По характеру дислокаций досреднеплиоценовой поверхности серьезных различий в структуре чехла Восточно-Европейской и Скифской платформ уже не наблюдается. Замкнутые структуры на обеих платформах в пределах северо-западного шельфа Черного моря имеют очень незначительную амплитуду и расплывчатые изометричные очертания и сильно отличаются от структур на поверхности сарматских отложений. В пределах морской части приподнятого Килийско-Змеиного блока наблюдаются два небольших поднятия, являющихся отражением погребенных выступов палеозойского складчатого основания. Более восточное из этих поднятий имеет амплитуду около 15 м, тогда как по поверхности сарматских отложений его амплитуда превышает 25 м.

Из поднятий центральной и восточной частей шельфа наиболее

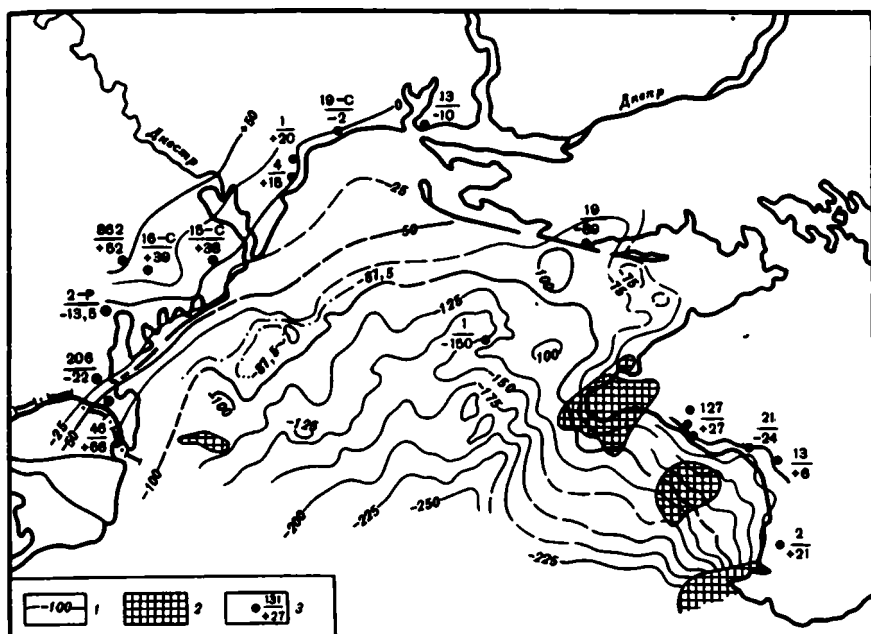


Рис. 34. Карта досреднеплиоценовой структурно-эрозионной поверхности

1 – стратоизогипсы поверхности досреднеплиоценовых отложений, м; 2 – область отсутствия отложений мэотиса – понта; 3 – скважины (числитель – номер, знаменатель – абсолютная отметка залегания поверхности, м)

четко выделяется поднятие Архангельского, его амплитуда составляет около 15 м при размерах по стратоизогипсе 175 приблизительно 15×10 км. Поднятие Голицына вырисовывается в виде вытянутого "структурного носа" шириной около 15 км. Ось его несколько смещена к югу относительно оси по более глубоким горизонтам. Поднятие Шмидта по поверхности понтических отложений выглядит как очень пологий свод амплитудой менее 10 м. Таким образом, на досреднеплиоценовой структурно-эрозионной поверхности фиксируются лишь самые крупные поднятия.

Гораздо лучше структуры проявляются в мощностях мэотис-понтических отложений (рис. 35). Мэотис-понтический комплекс по существу представляет собой слепок сарматской поверхности, а его изопакеты чрезвычайно напоминают очертаниями изогипсы кровли сарматских отложений.

Разломная тектоника в мэотис-понтический подэтап проявилась весьма своеобразно. Ни одно из разрывных нарушений в толщу мэотис-понта не проникает, все они оканчиваются в более глубоких горизонтах чехла. Но косвенное влияние разломов, как крупных, так и более мелких, повсеместно ощущается в изгибах слоев, в ограни-

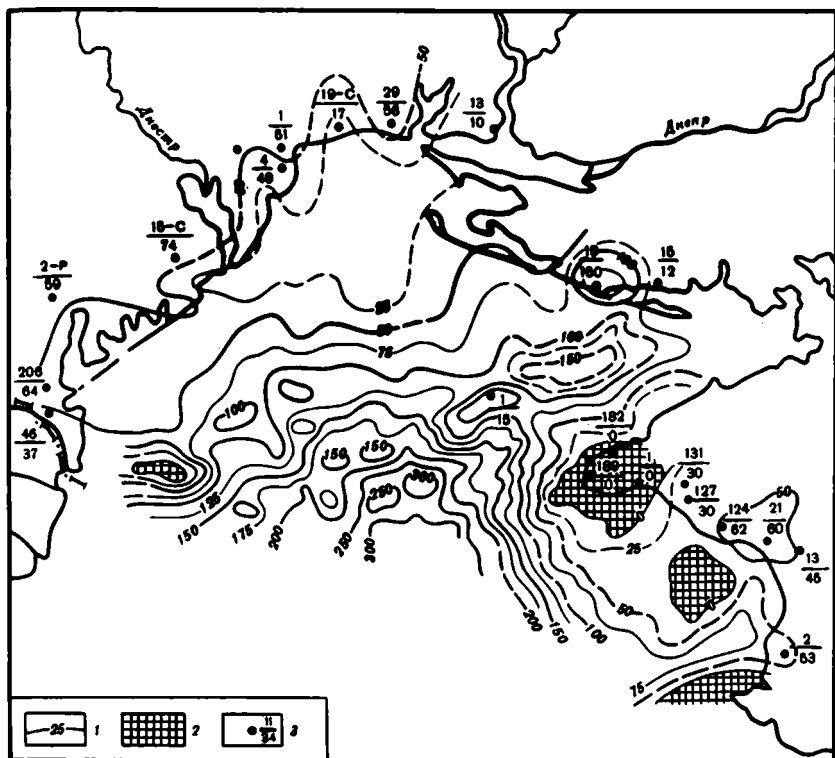


Рис. 35. Карта мощностей мэотиса-понта. Составил А. Ф. Лимонов
1 - изопакхты, м; 2 - зоны отсутствия отложений мэотиса-понта;
3 - скважины (числитель - номер, знаменатель - мощность отложений, м)

чений областей отсутствия мэотис-понта, в их мощностях и фа-
циях. В частности, разломы контролируют зону отсутствия мэоти-
са-понта в районе о-ва Змеинного, Тарханкутского полуострова и Но-
воселовского поднятия.

С большой силой проявляется дифференциация территории северо-
западного шельфа Черного моря на три крупных блока, разделен-
ных Одесским и Николаевским разломами.

Эти блоки отличаются мощностями и фаціальным составом от-
ложений мэотиса-понта. Западный блок имеет северо-восточное про-
стирание стратонизогипс и изопакхт мэотиса-понта. Простира-
ния локальных структур меняются от северо-западных через широтное до
юго-западных. Собственно Одесский разлом отмечается изгибом
стратонизогипс досреднеплиоценовой поверхности. Кроме того, как
установлено буровыми работами по северному побережью района,
фа-
ции мэотиса-понта к западу от Одесского разлома в целом но-
сят более мелководный (иногда субконтинентальный) характер, чем
фа-
ции, распространенные восточнее разлома.

Центральный блок, имеющий максимальные мощности мэотиса-понта, характеризуется субширотным простиранием стратонизогипс и изопакит, которые при приближении к Николаевскому разлому изгибаются вдоль него. Здесь же происходит сгущение изогипс до среднеплиоценовой поверхности. В Северном Причерноморье по Николаевскому разлому наблюдается смена существенно глинистых фаций мэотиса-понта (к западу от разлома) на карбонатные (к востоку от него). Сближение Одесского и Николаевского разломов в южном направлении отражается в сужении зоны максимальных мощностей мэотиса-понта в пределах Центрального блока. В восточном блоке вновь фиксируется уменьшение мощностей этих отложений, а изогипсы и изопакиты имеют преимущественное северо-западное направление.

Средне-верхнеплиоценовый подэтаж. Каких-либо заметных структур на поверхности верхнеплиоценовых отложений с помощью сейсмоакустического профилирования обнаружить не удается. Эта поверхность имеет региональный наклон к югу, а ее рельеф напоминает рельеф дна на более низких абсолютных отметках. Из положительных структур северо-западного шельфа Черного моря в уменьшении мощностей среднего-верхнего плиоцена очень слабо проявляются два небольших поднятия западнее Одесского разлома. Поднятие Архангельского распадается на два малоамплитудных свода, фиксирующихся также в уменьшении мощностей среднего-верхнего плиоцена.

Неглубокое бурение, проведенное в 1969 г. Одесским университетом и геофизической экспедицией треста Днепрогеофизика по двум профилям в восточной части поднятия Голицына, показало, что слабый рост его продолжался во второй половине плиоцена и позже, о чем говорят незначительное поглубение фаций и уменьшение мощностей отдельных прослоев в сторону свода поднятия [Ткаченко, 1972; Пазюк и др., 1972].

В средне-позднеплиоценовое время происходит ослабление подвижек блоков по глубинным разломам. Эти разломы проявляются лишь в градиантах мощностей отложений и уже не служат границами фациальных зон, как в мэотическом и понтическом веках. Влияние более мелких разломов вообще не ощущается.

Четвертичный подэтаж. Большой комплекс исследований, связанных с изучением рельефа и толщи верхнечетвертичных отложений шельфа и всей континентальной террасы северо-запада Черного моря, позволил авторам составить достаточно полное представление о современных тектонических движениях дна описываемой акватории. Под современными в данном случае понимаются движения, происходившие в позднечетвертичное (позднеплейстоценовое и голоценовое) время и отраженные в строении отложений и формах рельефа соответствующего возраста. Результатом этой работы явилось построение схемы современных движений дна северо-запада Черного моря (см. рис. 40). Она составлена на основе использования построенных нами схем основных элементов рельефа дна района, карты мощностей голоценовых отложений, геологической карты-схемы доголоценовой поверхности дна, карты распространения литологии.

ческих типов современных отложений шельфа. Опыт нашей работы показал, что перечисленные материалы успешно могут быть использованы для построения карт современных движений и анализа современной тектоники и структуры шельфа эпиплатформенных областей. В настоящее время есть основания полагать, что наши выводы о характере тектонических движений в голоцене мы можем распространять по крайней мере на поздне- и среднеплейстоценовое время, т.е. практически на большую часть четвертичного времени. Поэтому в настоящем разделе современные движения рассматриваются нами как характеризующие четвертичный подэтаж послесарматского неотектонического структурного этажа. Лишь нижнеплейстоценовые, древнечетвертичные отложения, по-видимому, в структурном отношении надо, скорее всего, объединять со средне-верхнеплиоценовым подэтажом. Такое мнение базируется на некоторых данных о развитии в плио-плейстоцене всей Черноморской впадины, изложенных в главе, касающейся истории развития этого региона.

Анализ рельефа дна шельфа северо-западной части Черного моря позволил построить схему основных элементов рельефа исследованного района (рис. 36). Наличие крупных элементов рельефа еще раз подтверждает уже широко известный факт сохранности субаэрального рельефа на шельфах, причем эта сохранность имеет место даже в том случае, если основные элементы рельефа сложены рыхлыми, легко абрадируемыми отложениями. Естественно, что основной причиной этого является высокая скорость подъема уровня моря в процессе поздне- и послеледниковой трансгрессии Мирового океана. Будучи затопленными, реликты субаэрального рельефа на шельфе оказываются законсервированными и лучше сохраняются, чем на суше. Это дает возможность в ряде случаев проводить на шельфах структурно-геоморфологический анализ более успешно.

Основным, наиболее четко структурно обусловленным, крупным элементом рельефа шельфа северо-западной части Черного моря являются обширные пологие возвышенности с реликтами эрозионного рельефа. Такие возвышенности занимают немногим менее половины исследованного шельфа. Например, в северной части шельфа наблюдается возвышенность Тендровская, прилегающая с юга к косе Тендра. Две крупные возвышенности расположены в западной части района: Днестровская, протягивающаяся к юго-востоку от участка берега, расположенного между Днестровским лиманом и Одесским заливом, и Будацкая (наиболее сложная по конфигурации), протягивающаяся из района Будацкого лимана к югу и юго-востоку. В восточной части района — только одна небольшая возвышенность, прилегающая с юго-запада к п-ову Тарханкут и названная нами Тарханкутской. Как видно на рис. 36, она вытянута в широтном направлении, в сторону юго-восточной оконечности Будацкой возвышенности. Каждая из упомянутых крупных возвышенностей расчленена на ряд частей, представляющих довольно значительные, но все же локальные поднятия в рельефе дна. Благодаря сохранности элементов эрозионного вреза могут быть выделены и отдельные более мелкие положительные формы мезорельефа, осложняющие локальные поднятия.

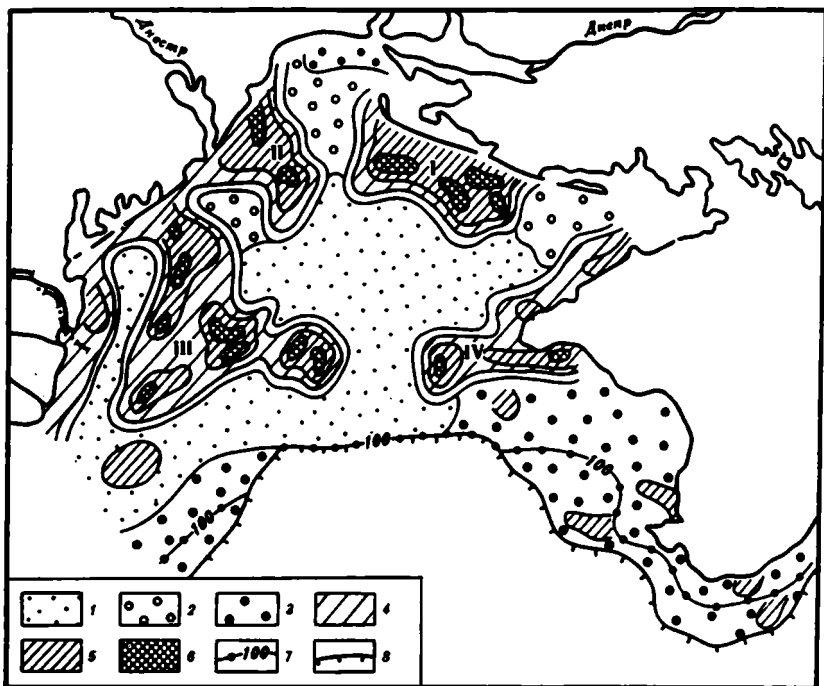


Рис. 36. Основные элементы рельефа дна северо-западной части Черного моря

1 — крупные понижения с расчлененным аккумулятивным рельефом; 2 — выровненные днища долин; 3 — шельф с выровненной аккумулятивной поверхностью; 4 — крупные пологие возвышенности (I — Тендровская, II — Днестровская, III — Будацкая, IV — Тарханкутская); 5 — поднятия в пределах возвышенностей; 6 — отдельные локальные поднятия; 7 — изобата 100 м; 8 — край шельфа

Конфигурация значительных и более мелких локальных поднятий и их расположение в пределах крупных возвышенностей в наибольшей степени отражают характер тектонических движений последних тысячелетий геологической истории дна северо-западной части Черного моря. Остановимся на них подробно. В пределах Тендровской возвышенности конфигурация и расположение упомянутых форм мезорельефа просты. Здесь имеются цепочки и гряды овальных пологих выступов, вытянутых в строго широтном направлении. То же самое можно сказать и о формах рельефа, осложняющих Тарханкутскую возвышенность.

Иначе обстоит дело с западной, одесско-дунайской частью района. Например, отдельные поднятия Будацкой возвышенности, хотя и относительно просты по конфигурации, имеют уже не широтную, а меридиональную или субмеридиональную ориентировку. Наиболее сложен рельеф поверхности Будацкой возвышенности. Здесь можно выделить несколько групп поднятий с разной конфигурацией и ориенти-

ровкой. Так, выделяется субмеридиональная цепочка пологих выступов, тянущихся от Будацкого лимана на севере через о-в Змеиный и далее на юг. С другой стороны, юго-восточный выступ Будацкой возвышенности представляет собой как бы ее широтную ветвь, образованную двумя группами более мелких выступов, для которых характерны неправильная конфигурация и беспорядочное расположение.

Значительную часть территории дна шельфа занимают обширные пологие понижения с аккумулятивным рельефом. Одним из основных факторов формирования такого рельефа в этих областях было накопление верхнечетвертичных морских отложений, способствовавшее общему выравниванию поверхности впадин. На значительных площадях понижений аккумулятивный рельеф является унаследованным от доголоценового этапа истории описанного района. Имеется в виду, что под слоем современных морских осадков в таких районах развиты мощные накопления континентальных отложений, образовавших различные аккумулятивные формы субазального рельефа (главным образом связанные с существовавшими здесь реками, озерами, лиманами).

Характеризуя наиболее крупные из отрицательных форм рельефа, надо обратить внимание прежде всего на крупное понижение, занимающее практически всю центральную часть описываемого шельфа. Отличие его от других понижений как раз в том, что оно не абсолютно выровнено, а имеет довольно сложный мезорельеф. Это многочисленные мелкие, неправильные формы рельефа в основном грядового характера с относительным превышением 1–2 м. Все эти формы связаны, по-видимому, с аккумулятивными элементами рельефа еще доголоценовой поверхности.

Кроме этого самого обширного понижения выделяется ряд других, которые характеризуются полностью выровненным морской аккумуляцией рельефом, возникшим уже после заполнения этих впадин трансгрессирующим морем. Три таких относительно небольших понижения располагаются в западной части шельфа. На севере это тянущееся к югу от Одесского залива продолжение так называемого Днепровского желоба. Далее выделяется понижение, разделяющее Днестровскую и Будацкую возвышенности, и, наконец, узкое меридионально вытянутое понижение, отделяющее авандельту Дуная от поднятий Будацкой возвышенности.

На востоке района, в его прикрымской части, такие понижения с полностью выровненным рельефом занимают обширные площади. Одним из них является понижение Каркинитского залива. Фактически таким понижением является все пространство шельфа к югу от п-ова Тарханкут.

Подводя итог характеристике основных элементов рельефа шельфа северо-западной части Черного моря, можно данный район подразделить по крайней мере на три части. Это крайняя восточная, прикрымская, с преобладанием понижений и областей с морским аккумулятивным рельефом дна. Центральная часть выделяется как полоса, начинающаяся от косы Тендра на севере и до края шельфа на юге. Она характеризуется в общем простым рельефом с тенденцией

к широтной ориентировке основных его элементов и с примерно одинаковым по площади распространением возвышенных и пониженных областей дна. Наконец, крайняя западная (одесско-дунайская) часть характеризуется значительным расчленением рельефа, а также тем, что здесь большую площадь занимают возвышенности (Днестровская, Будацкая). Большая часть элементов рельефа в этой области имеет довольно четкую меридиональную ориентировку.

Важным показателем характера современных движений шельфа является положение его внешнего края, в частности, глубина границы с континентальным склоном. Анализ данных по этому вопросу показал, что в пределах исследованного района глубина расположения края шельфа различна. По этому показателю могут быть выделены те же три основные области шельфа, о которых говорилось выше. Обычным для шельфа севера Черного моря и большей части крымского побережья является расположение края (шельфа) на глубине около 100 м. Именно поэтому на схеме элементов рельефа шельфа указана изобата 100 м. Таким образом, могут быть выделены "аномальные" участки с погруженным ниже "нормы" краем. На схеме видно, что глубже всего расположен край шельфа, прилегающего к Юго-Западному Крыму. Этот участок четко ограничен с запада примерно по меридиану г. Николаева и с востока — по меридиану г. Ялты участками со 100-метровой глубиной края шельфа. Наиболее глубоко край шельфа погружен на юго-западном продолжении Каламитского залива. В пределах упомянутой выше центральной полосы северо-западного шельфа (между меридианами г. Николаева и г. Одессы) край шельфа довольно четко совпадает со 100-метровой изобатой. Наконец, край самого западного района нашего шельфа оказывается погруженным на глубину около 130 м. Таким образом, как по характеру рельефа собственно шельфа, так и по положению его края северо-западный шельф Черного моря делится на три части: восточную прикрымскую, центральную и западную (одесско-дунайскую).

Небольшая мощность голоцена на шельфе позволила, несмотря на небольшую длину большинства колонок, вскрыть под толщей морских осадков континентальные отложения плейстоценового, а местами, возможно, и плшоценового возраста. Это позволило построить геологическую карту доголоценовой поверхности северо-западной части Черного моря (см. рис. 20). На этой карте покров морских отложений снят по существу со всей территории исследованного шельфа.

Хорошо видно, что значительные пространства шельфа покрыты песчано-алевритовыми, аллювиально-озерно-лиманными отложениями позднелайстоценового возраста. Эти отложения выполняют все крупные современные впадины с аккумулятивным рельефом, которые являются унаследованными от позднелийстоценового рельефа.

Большим распространением на территории пользуются лёссы и лессовидные породы среднего-верхнего плейстоцена. Они слагают большинство крупных возвышенностей дна с эрозийным рельефом поверхности. Часть этих крупных положительных форм рельефа оказывается сложной и более древними континентальными отложениями.

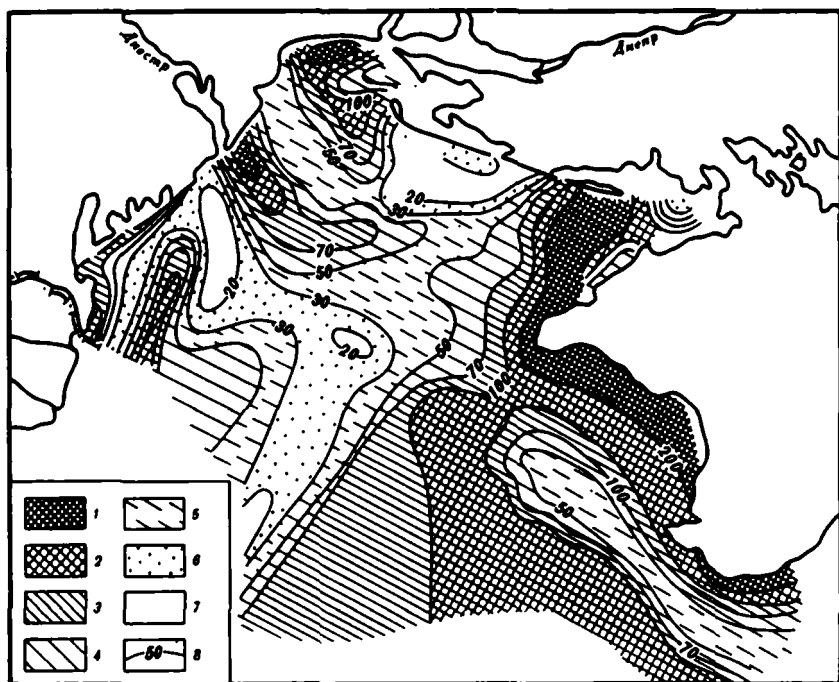


Рис. 37. Карта мощностей голоценовых (ново- и древнечерноморских) отложений северо-западной части Черного моря

Мощность, см: 1 – > 200, 2 – от 100 до 200, 3 – от 70 до 100, 4 – от 50 до 70, 5 – от 30 до 50, 6 – от 20 до 30, 7 – < 20; 8 – изопахиты, см

ми, аналогичными породам, обнажающимся в основании береговых обрывов в районе Одессы и Очакова. Таким образом, выделенные крупные возвышенности в современном рельефе северо-западного шельфа Черного моря также оказываются четко унаследованными от соответствующих форм плейстоценового рельефа.

Детальное стратиграфическое расчленение практически всех колонок отложений позволило отбить в них подошву голоценовых отложений. В соответствии с этим почти для каждой колонки осадков удалось установить мощность голоценовых отложений, что и легло в основу карты мощностей (рис. 37). Это удалось сделать не только там, где голоценовые осадки лежали непосредственно на размытую поверхность континентального плейстоцена, но и там, где под морским голоценом залегает морской плейстоцен (новоэвксин).

Анализ карты мощностей голоценовых (надновоэвксинских) отложений позволяет подразделить описываемую нами территорию дна Черного моря на две части – восточную и западную. Они отделяются друг от друга достаточно четко по линии, совпадающей (примерно) с меридианом г. Николаева. Большая из этих частей – западная является областью распространения малых мощностей голо-

ценовых отложений как на шельфе, так и у подножия континентального склона. Однако, рассматривая более детальный план распространения мощностей западного района шельфа, мы можем в свою очередь подразделить ее на две части примерно по меридиану г. Одессы. При этом выделяется средняя часть всего северо-западного шельфа Черного моря в виде меридионально вытянутой полосы распространения наименьших для данного района мощностей голоцена (от 70 до 20 см). Характерной чертой распространения мощностей в этой полосе дна шельфа является также их малая изменчивость по площади. Здесь выделяются лишь две зоны самых минимальных мощностей (на прибрежной части дна косы Тендра и у края шельфа), разделенные зоной несколько больших мощностей голоцена.

Иной план распределения и порядок величин мощностей голоценовых отложений в западной, одесско-дунайской части шельфа. Здесь резко изменяются мощности современных осадков, колеблющиеся от более 2 м (отдельные значения) до минимальных (менее 20 см). Особенностью этого района является также то, что области максимальных мощностей голоцена образуют здесь серию субмеридионально вытянутых зон, прослеживаемых от побережья до меридиана г. Одессы.

Существенно отличаются от вышеописанных мощности голоценовых отложений в восточной (восточнее меридиана г. Николаева), прикрымской части северо-западного шельфа Черного моря. Здесь в целом выше порядок величин мощностей, так как большая площадь этой территории покрыта осадками голоцена мощностью от 1 до 2 м и более. Следует отметить, что общее увеличение мощностей самых молодых отложений в направлении с запада на восток отмечается и в глубоководных осадках, накапливающихся у подножия континентального склона. Характерным является равномерное, мало изменчивое распределение мощностей голоцена на всей территории шельфа, прилегающей к Западному Крыму. Здесь выделяется лишь полоса минимальных мощностей вдоль континентального склона Западного Крыма, где имеются участки, вообще лишенные голоценовых осадков, а также небольшие участки пониженных мощностей в восточной части Каламитского залива.

Детальное исследование состава современных осадков позволило построить карту распространения основных типов новочерноморских отложений шельфа, континентального склона северо-запада Черного моря и его (континентального склона) подножия (рис. 38). При этом оказалось, что в главных своих чертах, т.е. в распределении основных типов осадков, эта карта отражает структурный план позднечетвертичной тектоники описываемого района.

Выше мы анализировали все материалы, которые в наибольшей степени отражают современный структурный план дна северо-западной части Черного моря. На основе этих материалов были построены структурно-геоморфологическая схема и схема тектонических движений этой территории, происходивших в средне- и позднечетвертичное время и скорее всего происходящих и ныне. На структур-

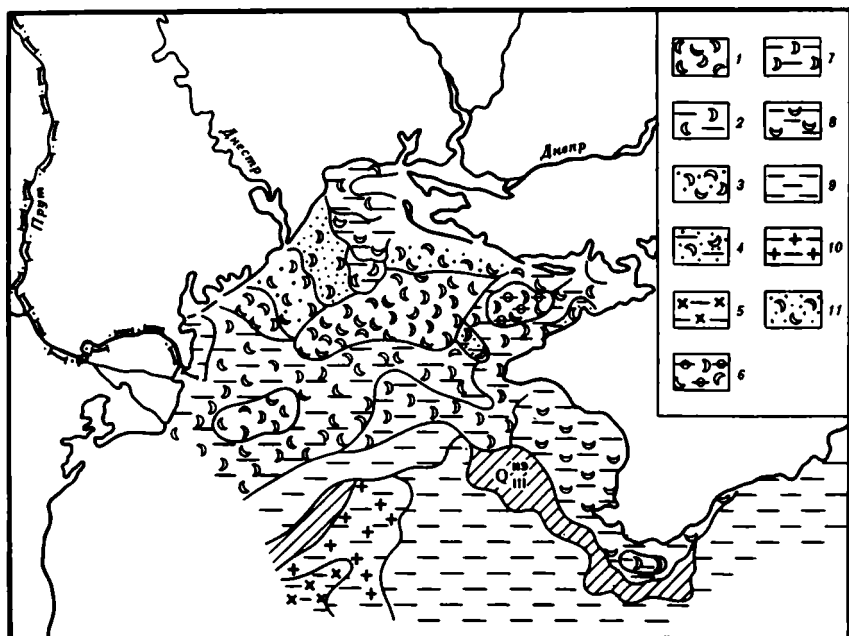


Рис. 38. Карта литогенетических типов (современных новочерноморских) осадков дна северо-западной части Черного моря

Карбонатные отложения ($> 50\% \text{CaCO}_3$) биогенные: 1–4 – ракушечники, $\% \text{CaCO}_3$ (1 – > 80 , 2 – илестые, 50–80, 3 – песчанистые, 50–80, 4 – песчано-илестые, < 50 –80), 5–6 – илы, $\% \text{CaCO}_3$ (5 – глинисто-кокколито-литовые, > 50 , 6 – глинисто-карбонатные раковинные, > 70); терригенные глинистые отложения: 7–10 – илы (7 – алевролит-глинистые раковинные, 8 – глинистые, слабораковинные, 9 – глинистые, 10 – кокколито-глинистые), 11 – пески раковинные

турно-геоморфологической схеме (рис. 39), как видно по ее легенде, нами сведено воедино по существу все, что было сказано выше относительно современного рельефа, строения доголоценовой поверхности дна и современных осадков. Поэтому подробнее мы остановимся на анализе схемы современных движений дна северо-западной части Черного моря (рис. 40). На этой схеме мы выделяем области интенсивного опускания и области относительно слабого опускания. К области интенсивного опускания и отнесена часть дна глубоководной впадины Черного моря в пределах исследованного нами района. Коснемся лишь выделения областей интенсивного опускания на шельфе. Такой областью является, в частности, полоса шельфа, прилегающая к Западному Крыму. Интенсивное опускание привело к формированию выровненного аккумулятивного рельефа, явившегося результатом накопления мощных толщ в голоцене, которые в свою очередь были мобилизованы активным размывом берегов. Последнее обстоятельство, а также отсутствие террас на берегах За-

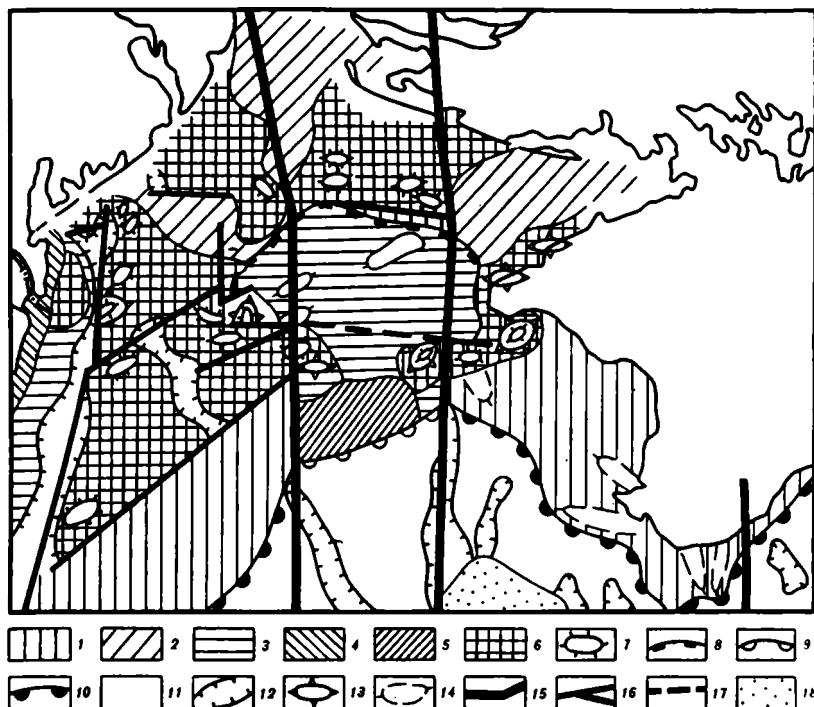


Рис. 39. Структурно-геоморфологическая схема северо-западной части Черного моря

Равнины: 1 – морские аккумулятивные, 2 – аллювиально-морские, 3 – затопленные аллювиально-озерные; 4 – авандельты; 5 – затопленные древние дельты; поднятия, выраженные в рельефе: 6 – крупные, 7 – локальные; 8 – древние затопленные береговые линии; край шельфа: 9 – стабильный, 10 – "переуглубленный"; 11 – континентальный склон; 12 – затопленные палеодолины и подводные каньоны; локальные поднятия: 13 – выраженные в рельефе и выделенные по геофизическим данным, 14 – слабо выраженные в рельефе; 15 – зоны разломов фундамента; 16 – разломы фундамента; 17 – предполагаемые разломы фундамента; 18 – континентальное подножие

падного Крыма, "ненормально" большие уклоны подводных абразионных террас, например у п-ова Тарханкут [Зенкович, 1959], указывают на вовлечение в эти опускания также и прибрежных районов суши [Бабак, 1959], включая, по-видимому, и п-ов Тарханкут. Особенно интенсивно, вероятно, погружается юго-западная, обращенная к глубоководной впадине часть этого шельфа, на что указывает резкое переуглубление (примерно на 90 м) края шельфа в данном районе по сравнению с соседними участками. Высокая скорость опускания и мощное осадконакопление не позволяют выявить здесь более мелкие структурные элементы, проявляющиеся в современных движениях. Здесь можно наметить лишь отдельные участки относительно

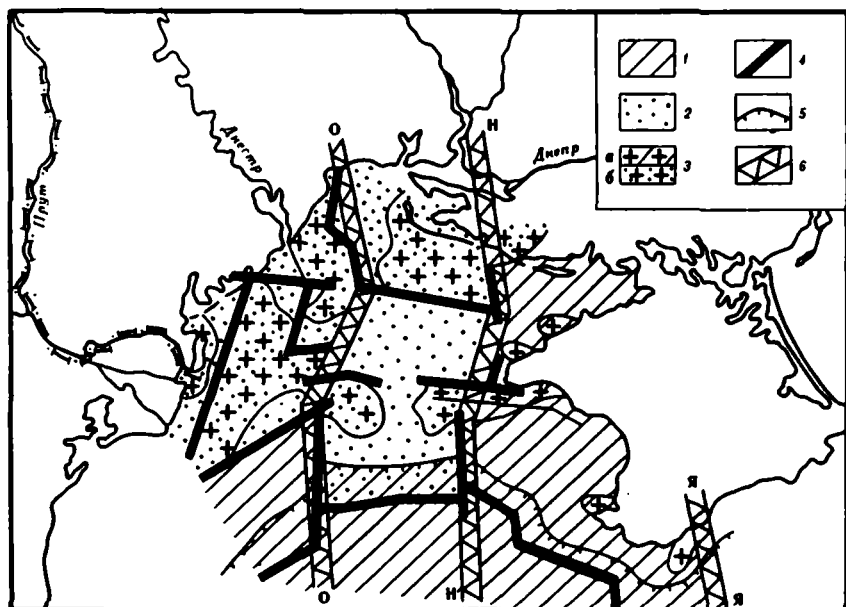


Рис. 40. Схема современных (позднечетвертичных) движений континентальной террасы северо-западной части Черного моря

Области опускания: 1 – интенсивного, 2 – слабого; 3 – участки относительного поднятия в областях слабого (а) и интенсивного (б) опускания; 4 – предполагаемые разломы фундамента; 5 – край шельфа; 6 – зоны Одесского (О–О), Николаевского (Н–Н) и Ялтинского (Я–Я) глубинных разломов

ного поднятия (вернее несколько замедленного опускания), примыкающие к п-ову Тарханкут и юго-западному окончанию Крыма.

Область слабого опускания расположена западнее описанной выше области и охватывает большую часть шельфа северо-западной части Черного моря. Она простирается к западу от меридиана г. Николаева, включая и одесско-дунайское побережье. О преобладании на данном этапе нисходящих движений в этом районе свидетельствуют прежде всего строение прилегающей суши, отсутствие морских террас, переуглубление речных долин, абразия берегов. В то же время невысокий темп опускания отражается на скоростях осадконакопления, которые здесь в целом низки (несколько сантиметров в тысячу лет), слабом привносе терригенного материала, что в свою очередь приводит к преобладанию биогенно-карбонатного осадконакопления. Обширная область слабого опускания неоднородна. На общем фоне здесь выделяются также достаточно крупные участки относительного поднятия, часто площадью в многие десятки и сотни квадратных километров. Такие участки не только выражены в современном и плейстоценовом рельефе, как было показано выше, но и являются местами, где голоценовые отложения шельфа имеют наи-

меньшую мощность и, как правило, наивысшую карбонатность за счет развития ракушечных банок на жестком субстрате. Большие размеры участков относительного поднятия и их конфигурация в плане заставляют предполагать, что основой этих образований служат крупные, ограниченные разломами блоковые структуры складчатого основания. Среди разломов фундамента выделены лишь те, движения по которым происходили в позднплейстоценовое и, по-видимому, в голоценовое время.

Следует подчеркнуть четкое проявление в новейшей тектонике шельфа северо-западной части Черного моря, прежде всего блоковой структуры фундамента, а не пликативных структур осадочного чехла. Среди последних находят свое выражение, например в строении толщи верхнечетвертичных отложений, лишь наиболее крепкие, такие, как поднятие Голицына [Ткаченко, 1972].

По степени неоднородности блоковой структуры область слабого опускания может быть подразделена на две примерно равные части — западную и восточную. Граница, разделяющая эти части, приблизительно совпадает с меридианом г. Одессы. В результате в качестве восточной части области слабого опускания выделяется меридионально вытянутая зона, охватывающая практически всю среднюю часть северо-западного шельфа Черного моря. Блоковая структура фундамента этой зоны, отраженная в современных движениях, проста. Здесь выделяется три крупных блока. Два являются относительно приподнятыми: крупный участок относительного поднятия, примыкающий с юга к косе Тендра, и участок в южной части этой шельфовой зоны, у края шельфа. Между ними практически в центральной части шельфа располагается относительно опущенный блок, существование которого и обусловило наличие крупной области аккумулятивного понижения дна в позднем плейстоцене и голоцене. Пожалуй, мы можем фиксировать определенные элементы широтной ориентировки в общем плане современных движений этой средней зоны северо-западного шельфа. Следует отметить, что в описываемой зоне область слабого опускания простирается по крайней мере до самого края шельфа, а возможно, включает и верхнюю часть континентального склона, резко контрастируя в этом месте с интенсивно погружающейся частью дна глубоководной впадины.

Значительно более неоднородной является западная, прилегающая к одесско-дунайскому побережью часть области слабого опускания. Здесь выделяется два крупных участка относительного поднятия, отвечающих приподнятым блокам фундамента. Они имеют сложную конфигурацию, обусловленную, по-видимому, системой разломов, что особенно проявляется в пределах блока о-ва Змеиного. Приподнятые блоки разделены сравнительно узкими зонами несколько более интенсивного опускания, заполненными мощной толщей четвертичных отложений. Для данной зоны характерен довольно четко выраженный меридиональный план структурных элементов, испытывающих современные движения.

Особенностью рассмотренной только что зоны северо-западного шельфа Черного моря, расположенной к западу от меридиана г. Одессы

сы, является морфология и, по-видимому, структура края шельфа. Последний оказывается здесь несколько переуглубленным (около 30 м) по отношению к краю шельфа соседней зоны слабого опускания. Кроме того, прилегающая к краю часть шельфа здесь характеризуется значительными уклонами, что резко отличает ее от расположенного севернее участка относительного поднятия. На основании этого мы предполагаем (и это отражено на карте), что внешняя часть зоны одесско-дунайского шельфа является участком интенсивного опускания со значительным перекосом в сторону глубоководной впадины. В основании этого участка интенсивного опускания лежит блок складчатого основания, отделенный разломами от расположенного севернее более стабильного блока относительного поднятия.

Изложенный выше анализ карты современных движений дна северо-западной части Черного моря приводит нас к выводу о том, что в современной структуре этой территории мы можем наметить несколько меридиональных вытянутых крупных полос (или зон), различающихся между собой или знаком, или характером современных движений. Границы крупных структурных элементов представляют собой зоны разломов меридиональной ориентировки, которые с нашей точки зрения по своему значению являются структурами типа линеаментов.

Наиболее значительно проявляется в современных движениях, по-видимому, линеамент, отвечающий зоне так называемого Николаевского разлома [Чекунов, 1972]. К востоку и к западу от этого разлома наиболее резко различия в темпе и характере движений. Разлом отделяет более стабильную западную часть шельфа от вовлеченной в интенсивное погружение восточной, западнокрымской части.

Другим выделяемым нами линеаментом является зона так называемого Одесского разлома [Чекунов, 1972]. Он разделяет относительно стабильную область северо-западного шельфа Черного моря на две части, характеризующиеся различными планами блоковой тектоники.

Третьим линеаментом является зона Ялтинского разлома, выделение которого обосновано геофизическими данными [Чекунов, 1972]. Мы можем отметить здесь, что современные движения в зоне этого разлома проявляются в морфологии Южного Крыма, которая не рассматривается в данной работе.

Нам кажется особенно важным отметить, что различия между крупными меридиональными блоками, ограниченными указанными выше линеаментами, очень хорошо проявляются в современных движениях краевых участков шельфа. На карте (см. рис. 40) хорошо видно, что в некоторых из этих блоков краевые части шельфа на современном этапе оказываются вовлеченными в интенсивные опускания, характеризующие область глубоководной впадины Черного моря. Это явление, с нашей точки зрения, представляет собой зримое отражение процессов расширения Черноморской мегавпадины, происходящих в настоящее время.

В истории развития северо-западной части Черного моря, в формировании крупных тектонических единиц первого порядка и в создании более мелких структур разрывные нарушения играют огромную роль. Как было указано выше, здесь сочленяются южная часть Восточно-Европейской платформы с эпигерцинской Скифской, а последняя - с еще более молодыми складчатыми сооружениями Горного Крыма. Эти сочленения происходят по крупным зонам разрывных нарушений. Здесь также прослеживаются древние глубинные разломы меридионального простирания, рассекающие на отдельные блоки Восточно-Европейскую и Скифскую платформы и протягивающиеся в Черноморскую впадину, т.е. разломы, получившие название "сквозных" [Хаин, 1973].

Помимо вышеуказанных разломов, в регионе выявлено большое количество более мелких разрывных нарушений различной глубины заложения, разной ориентировки и разного возраста, которые В.Е.Хаин [1973] называет коровыми.

Разрывным нарушениям юга Украины, и в частности, северо-западной окраины Черного моря, посвящена обширная литература и дано немало схем расположения разрывных нарушений. В своей работе мы постараемся дать описание наиболее важным разрывам - и

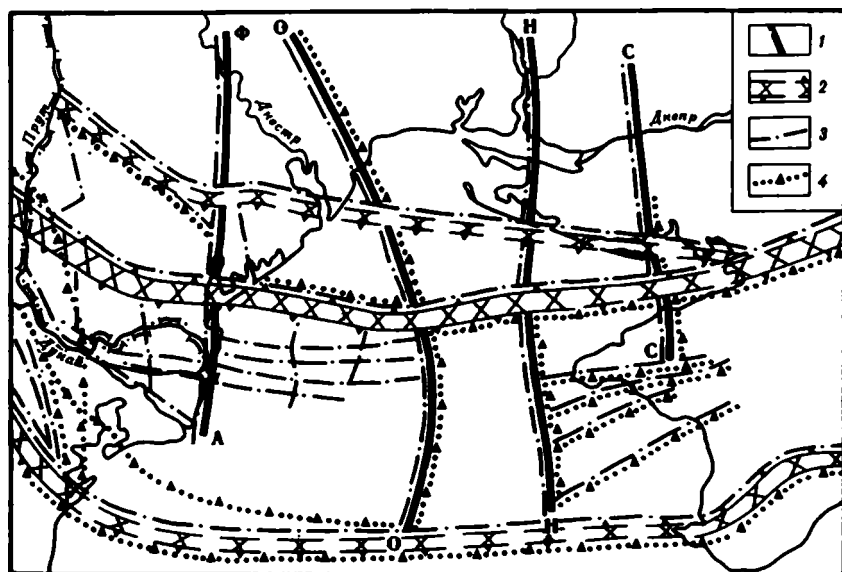


Рис. 41. Схема разновозрастных разрывных нарушений в северо-западной части Черного моря

Глубинные разломы: 1 - дорифейские (Ф-А - Фрунзенско-Арцизский, О-О - Одесский, Н-Н - Николаевский, С-С - Скадовский), 2 - рифейские; разломы: 3 - домезозойские, 4 - мезозойско-кайнозойские

только тем, которые были подтверждены нашими исследованиями. На основании анализа литературных данных, полученных во время исследований, нами выделяются по времени заложения следующие разрывные нарушения: дорифейские, рифейские, домезозойские и мезозойско-кайнозойские (рис. 41).

Дорифейские разрывные нарушения

К этой группе отнесены разломы субмеридионального простирания, выявленные на суше геофизическими и геологическими методами и протрассированные в Черное море. Они уже неоднократно были описаны в литературе и отнесены к категории глубинных разломов, хотя доказательства принадлежности к глубинным разломам имеются далеко не для всех. К дорифейским разломам в описываемом регионе отнесены Фрунзенско-Арцизский, Одесский, Николаевский и Скадовский, наличие которых было подтверждено и нашими работами. Очаковский (Ряснопольский) разлом нами не обнаружен, во всяком случае, в осадочном чехле акватории Восточно-Европейской платформы он себя никак не проявил. В литературе он нигде не описан, только показан на некоторых схемах [Геофизические..., 1969; Гаркаленко, 1970].

Фрунзенско-Арцизский разлом является самым западным в описываемом регионе и почти полностью располагается на суше. Выделен он по пережиму Пандаклеевского минимума силы тяжести и к северу прослеживается по относительному понижению поля субмеридионального направления. В районе г. Котовска этот разлом пересекается с зоной Одесского разлома и здесь наблюдаются изометричные максимумы Δg и мозаичное поле Za . В магнитном поле зона разлома сопровождается линейными аномалиями субмеридионального направления [Гаркаленко, 1970]. По данным И.А. Гаркаленко, Фрунзенско-Арцизский разлом к югу от г. Арциза продолжается в район г. Килия. Нам представляется, что южное продолжение проходит на Скифской платформе по восточному пережиму Пандаклеевского минимума силы тяжести, отделяя Бырладский, Пандаклеевский и Измаильский минимумы силы тяжести от Змеиногорского (Восточно-Добруджинского) максимума силы тяжести. Таким образом, Фрунзенско-Арцизский разлом в зоне Скифской платформы прослеживается по побережью Черного моря между приподнятым блоком о-ва Змеиного и долиной р. Дунай. Здесь же прослеживается гравитационная ступень, обусловленная разломом. В рельефе прибрежной зоны с этим разломом может быть связан прямолинейный участок берега между лиманом Сасык и мысом Сфынтул-Георге. Еще южнее разлом следует примерно до широты г. Констанца по гидромагнитным данным (по смене направлений изолиний ΔTa с широтного на близкое к меридиональному [Маловицкий и др., 1972]).

Для категоричного отнесения Фрунзенско-Арцизского разлома к категории глубинных недостаточно данных. Хотя такие признаки, как отделение на Скифской плите зон минимумов силы тяжести от зон максимума, резкое несоответствие гипсометрии поверхности

146

палеозойских отложений на о-ве Змеином и в дельте р. Дуная, появление в зоне разлома кислых эффузивов, основных гипабиссальных и различных вулкано-кластических пород (в районе Арциза), поведение изолиний магнитного поля и ряд геоморфологических особенностей береговой линии, могут служить доказательством его длительного развития и глубинности.

Одесский разлом прослежен восточнее Фрунзенско-Арцизского и является наиболее крупной зоной нарушения в северо-западной части Черного моря. Этот разлом в нашем регионе, пожалуй, наиболее детально изучен, особенно на суше [Сокологуб, 1960; Субботин, 1965; Чекунов, Гаркаленко, 1969; Гаркаленко, 1970; Чекунов, 1972; и др.]. Одесский разлом пересекает в субмеридиональном направлении всю территорию Украины и довольно подробно охарактеризован в работе А.В. Чекунова [1972], где достаточно убедительно доказано его глубинное заложение и дорифейский возраст [Чекунов, 1972, рис. 23]. Здесь отметим, что зона разлома в пределах Восточно-Европейской платформы сопровождается интенсивными магнитными аномалиями и одновременно разграничивает эти аномалии: к востоку располагаются отрицательные, а к западу — положительные. В гравитационном поле зона разлома характеризуется полосой повышенных градиентов силы тяжести (гравитационной ступенью), к востоку от зоны преобладает субмеридиональная ориентировка аномалий силы тяжести, а к западу встречаются все направления [Чекунов, 1972].

Принципиально правильная характеристика Одесского разлома дана А.В. Чекуновым [1972] и для северо-западной части Черного моря. Наши работы позволили во многом уточнить значение и поведение этого разлома на различных этапах геологической истории региона. При рассмотрении тектоники Восточно-Европейской платформы было указано на роль Одесского разлома в рифейско-палеозойское время, когда он разделял две различные по истории формирования зоны. К западу от разлома в течение всего этого времени на краю древней платформы формировался Днестровско-Прутский перикратонный прогиб, где накопилось от 2000 до 5000 м осадков. К востоку от разлома южный край Восточно-Европейской платформы в это время был приподнят над уровнем моря и служил источником сноса материала. При формировании перикратонного прогиба Одесский разлом служил восточным ограничением Крыловской палеозойской впадины.

Роль Одесского разлома в истории развития байкалид Скифской платформы из-за скудности данных неясна. Возможно, что разлом в это время себя никак не проявил и был "подавлен" субширотными разломами. Зато в формировании современной структуры Скифской платформы он играет существенную роль. К западу от разлома в блоке о-ва Змеиного высоко приподнят складчатый герцинский фундамент, а на самом острове он выходит на дневную поверхность. К востоку этот же фундамент погружается на глубину 4500–5500 м. Амплитуда смещения герцинского фундамента здесь не менее 3–4 км.

В мезозойско-кайнозойское время Одесский разлом играл весьма существенную роль в истории геологического развития северо-западной части Черного моря. В юрский период он служил восточным ограничением Молдавской (юрской) наложенной впадины. К востоку от разлома подобная структура отсутствует. Если Молдавская впадина, расположенная к западу от разлома, сложена средне- и верхнеюрскими отложениями, то к востоку, во всяком случае в Равнинном Крыму, верхнеюрские отложения неизвестны, а для среднеюрских отмечен различный фациальный состав по обе стороны разлома.

Еще большее значение в истории развития района Одесский разлом имеет в меловое время. В течение всего мела блок о-ва Змеиного между Фрунзенско-Арцизским и Одесским разломами в пределах Скифской платформы был приподнят и служил источником сноса материала. Здесь также, по-видимому, отсутствуют палеогеновые отложения. Меловой период является временем формирования общего платформенного чехла для обеих платформ. Но по обе стороны Одесского разлома меловые отложения имеют различный состав и различную мощность. Подобная картина наблюдается и для кайнозойских отложений, что привело еще Н.И. Андрусова к необходимости выделять в этом районе западный и восточный типы неогеновых осадков [Андрусов, 1926].

Значение Одесского разлома в распределении мощностей и фаций современных осадков будет показано ниже. Следует отметить, что Одесский разлом пересекает не только шельфовую зону, но и протягивается в глубоководную Черноморскую впадину, где он был подсечен профилем ГСЗ № 25 [Строение ..., 1972; Чекунов, 1972; и др.], который показал, что разлом сечет всю земную кору и уходит в мантию. А.В. Чекунов считает, что в зоне континентального склона Одесский разлом обуславливает каньонообразный изгиб изобат и разделяет сам склон на два участка: западный - пологий и расплывчатый, восточный - крутой и субмеридиональный изгиб контура выклинивания "гранитного" слоя в Черноморской впадине. Но продолжается ли разлом через всю Черноморскую впадину, остается неясным [Чекунов, 1972]. В.Е. Хаин [1968] значительно смелее решает этот вопрос. Он считает, что разлом пересекает все Черное море и сочленяется с северо-западной ветвью Главного Анатолийского разлома в Понтийских горах, разделяя Черноморский бассейн и прилегающую сушу в тектоническом отношении на два сегмента: Добруджинско-Западно-Анатолийский и Кавказско-Анатолийский. Такой же точки зрения придерживаются Я.П. Маловицкий с соавторами [1972], основываясь на данных анализа магнитного поля Черного моря.

Таким образом, Одесский разлом можно закономерно назвать глубинным разломом. В горизонтальном плане Одесский разлом рассекает Восточно-Европейскую докембрийскую платформу, продолжается в молодой эпигерцинской платформе (Скифской) и прослеживается в глубоководной Черноморской впадине. Такой разлом вполне подходит под категорию сквозных линейментов, в понимании В.Е. Хаина [1973].

Некоторые исследователи [Гаркаленко, 1970; Чекунов, 1972; и др.] выделяют восточнее одесского разлома еще Очаковский (Ряснопольский) разлом меридиональной ориентировки, относя его также к категории глубинных разломов. Продолжение этого разлома в северо-западной части Черного моря неизвестно. Нашими сейсмоакустическими исследованиями структур платформенного чехла он не был подтвержден и поэтому не показан на наших схемах.

К востоку от Одесского глубинного разлома в субмеридиональном направлении проходит крупный Николаевский (Кировоградско-Николаевский) глубинный разлом. Его роль в истории геологического развития северо-западной части Черного моря известна меньше, чем роль Одесского разлома. На суше в пределах Украинского щита, по данным ГСЗ, доказано его глубинное заложение: он прорывает всю толщу земной коры и уходит в верхнюю мантию [Чекунов, 1972]. На южном склоне щита разлом фиксируется по четким интенсивным градиентам в гравитационном поле [Гаркаленко, 1970], он разделяет Голованевский и Ингуло-Ингулецкий максимумы силы тяжести (см. рис. 22). На акватории в пределах Восточно-Европейской платформы Николаевский разлом служит западным ограничением Каркинитского минимума силы тяжести. Еще южнее, в зоне Скифской платформы между Одесским и Николаевским разломами находится наиболее погруженный блок земной коры, сложенный палеозойскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями, к которому приурочены и их наибольшие мощности (см. рис. 27, 30). Николаевский разлом служит восточным ограничением поднятия Голыцына. По обе стороны разлома стратонизогипсы меловых, майкопских и сарматских отложений сгущаются и приобретают субмеридиональную ориентировку вдоль него (см. рис. 30). Таким образом, в течение всего мезозоя-кайнозоя Николаевский разлом разделял два блока с различными гипсометрическими уровнями залегания их поверхностей: к западу располагался более погруженный блок, а к востоку — приподнятый.

К югу от зоны сочленения двух платформ Николаевский разлом был зафиксирован профилем ГСЗ № 26 в районе пикетов 25–35 [Строение ..., 1972, рис. 24]. На этом профиле разлом прорывает также всю земную кору, и, вероятно, затухает в низах "базальтового" слоя. К сожалению, профиль № 26 к востоку от Николаевского разлома остался не обработанным и судить об амплитуде перемещения блоков по обе стороны разлома не представляется возможным. К западу в сторону Одесского разлома, по данным ГСЗ, наблюдается воздымание всех преломляющих границ.

Еще южнее Николаевский разлом доходит до континентального склона, где он, к сожалению, остался неизученным. С востока к нему причленяются более молодые разломы, ограничивающие Донузовский грабен. По всей видимости, Николаевский разлом служит западным ограничением развития структур Горного Крыма. Можно также предположить, что южное продолжение этого разлома в пределах Черноморской впадины является восточным ограничением контура "залива", по которому выклинивается "гранитный" слой.

Скадовский глубинный субмеридиональный разлом расположен восточнее Николаевского. О простирании этого разлома в пределах Украинского щита и его южного склона у разных исследователей разное мнение. Так, например, А.В. Чекунов [1972] называет его Криворожско-Евпаторийско-Скадовским и показывает соответственно на своей схеме. И.А. Гаркаленко [1970] выделяет отдельно Евпаторийско-Скадовский и Криворожско-Кременчугский глубинные разломы, считая, что в районе г. Херсона оба разлома пересекаются. Еще больше противоречий существует по поводу наличия этого разлома в Равнинном Крыму. Например, А.Е. Каменецкий и соавторы [1973] вообще не признают наличия Скадовского разлома в зоне Каркинитского залива и Равнинного Крыма. Не показывает его и Л.Г. Плахотный на своих схемах [1969; Плахотный, Бондаренко, 1972]. Нет его (как, впрочем, и других субмеридиональных глубинных разломов) и на тектонической схеме Крыма, составленной под руководством М.В. Муратова [Геология СССР, т. 8, 1969].

Существование Скадовского разлома в пределах Украинского щита и его южного склона геофизиками доказывается наличием полюсовых магнитных и гравитационных аномалий. В обнаженной части щита к разлому приурочен раннепротерозойский Криворожский геосинклинальный трог. Здесь же исследованиями ГСЗ доказан глубинный характер этого разлома [Гаркаленко, 1970; Чекунов, 1972]. По данным И.А. Гаркаленко и А.В. Чекунова, Скадовский разлом в Каркинитском заливе разделяет два блока: Каркинитский и Первомайский. Первый из них несколько опущен по сравнению со вторым. А в равнинной части Крыма разлом отделяет Симферопольско-Евпаторийское поднятие от его западного погребенного продолжения и от Октябрьско-Меловой зоны антиклинальных поднятий. Оба исследователя считают, что южное продолжение Скадовского разлома (южнее г. Евпатория) проходит через Альминскую впадину с севера на юг до континентального склона и ограничивает Горный Крым с запада. Эта мысль о продолжении Скадовского разлома в Равнинном Крыму была высказана еще раньше В.Б. Соллогубом [Соллогуб и др., 1963].

Наши геолого-сейсмоакустические данные подтверждают наличие перемычки в восточной части Каркинитского залива между г. Скадовском и Бакальской косой. Перемычка в рельефе дна выражена приподнятым положением: по обе стороны перемычки происходит постепенное углубление дна залива. Кроме того, по данным сейсмоакустики, отражающие горизонты, отождествленные нами с поверхностями меловых, майкопских и сарматских отложений, по обе стороны перемычки значительно поднимаются к поверхности дна и позволяют замкнуть Каркинитскую впадину с востока, а Сивашскую – с запада. Эти данные позволяют считать, что здесь в меридиональном направлении протягивается валообразное (горстообразное) поднятие, являющееся поверхностным отражением Скадовского разлома.

Куда протягивается разлом в Равнинном Крыму – трудно сказать. Мы склонны считать, что он приобретает юго-восточное направление и ограничивает с востока Тарханкутский вал, Новоселов-

150

ское и Симферопольское поднятия. Во всяком случае, в Каламитском заливе (в морской части Альминской впадины) нам его не удалось подсечь. Если он здесь и есть, то совершенно не отражается на формировании платформенного чехла (мел – современные отложения) и не является западным ограничением Горного Крыма, так как структуры Горного Крыма установлены нами западнее разлома, показанного на схемах вышеуказанных исследователей, и прослежены до Николаевского разлома.

Рифейские разрывные нарушения

Рифейские разрывные нарушения связаны с зарождением байкальского субширотного геосинклинального пояса Тетис, поэтому они тоже имеют древнее глубинное заложение, очень сложную историю развития и в большинстве случаев субширотное простираение. В исследуемом районе известны три разрывные зоны этого возраста, которые можно отнести к категориям глубинных разломов и которые являются границами, разделяющими крупные тектонические структуры (см. рис. 41).

Самым северным является разлом, протянувшийся от г. Леово на западе через устьевую часть Днестровского лимана на Скадовск и далее на восток к Геническу, где, по-видимому, он соединяется с шовной зоной сочленения двух платформ. Этот разлом наименее изучен. В западной части (до Одесского разлома) он является северной границей Днестровско-Прутского перикратонного прогиба. Здесь разлом представляет собой зону шириной в несколько километров, к югу от которой происходит относительно резкое погружение кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы под углом $8-10^\circ$ [Гаркаленко и др., 1969а; Каменецкий и др., 1973]. Это погружение сказалось и в характере гравитационного поля по обе стороны разлома [Самсонов, Краснощек, 1969]. К северу от разлома располагаются аномалии северо-западного простираения, присущие фундаменту древней платформы, а к югу – крупные аномалии различного знака субширотного или близкого к нему направления, о чем мы уже упоминали при описании Днестровско-Прутского перикратонного прогиба. К северу от разлома кристаллический фундамент залегает на глубине 1500–3000 м, а к югу погружается до глубины 6000 м. На акватории (до г. Скадовска) разлом выделяется по изменению знака и направления ориентировки гравитационных аномалий [Самсонов, Краснощек, 1969]. Далее на восток разлом проходит по суше и соединяется с вышеуказанной шовной зоной. Между городами Скадовск и Геническ этот разлом называется Геническим и в какой-то мере описан у Ю.Г. Ермакова [1973]. По данным этого исследователя, Генический разлом морфологически выражен тектоническим уступом, к югу от которого установлено суммарное увеличение мощностей мел-неогеновых отложений. Геническая часть разлома до сих пор периодически испытывает нисходящие движения, что подтверждается неоднократными затоплениями прилегающей территории водами Азовского моря.

Вторым и самым крупным в описываемом регионе разрывным на-

рушением является шовная зона сочленения древней Восточно-Европейской и молодой эпигерцинской платформ, описанная нами выше.

Третьим, самым южным глубинным разломом является южная граница эпигерцинской платформы, которая, как и северная, представляет собой шовную зону. На юго-западе шовная зона отделяет наиболее приподнятый участок эпигерцинской платформы (зону Мэчин) от Мизийской плиты (срединого массива), имеющей байкальский фундамент [Левин и др., 1972; Стрельцова, 1972]. Эта граница продолжается и в западной части Черного моря, вероятно до Одесского разлома. К востоку от Николаевского разлома она отделяет Скифскую платформу от складчатых сооружений Горного Крыма.

Следует отметить, что южную границу эпигерцинской платформы в целом еще никто не рассматривал. Она была изучена только на отдельных участках суши. Сейчас в связи с появлением некоторых геофизических данных по черноморскому участку можно сделать попытку объединить имеющиеся данные и рассмотреть южную границу платформы как единое целое.

Западная и юго-западная граница между эпигерцинской платформой и Мизийской плитой проходит по разлому, получившему в литературе наименование разлома Печеняга-Камена (он же отделяет Северную Добруджу от Центральной). Разлом начинается в северо-западной части платформы примерно у г. Аджуд (СРР), где он уходит под Предкарпатский передовой прогиб и по территории Румынии спускается на юго-восток до г. Печеняга, а затем дальше до Камена и уходит в Черное море. На всем протяжении разлом Печеняга-Камена имеет северо-западное простирание и только при приближении к морю постепенно приобретает восток-юго-восточное простирание, которое в море переходит в широтное.

Разлом Печеняга-Камена, установленный румынскими геологами в 1912 г. [Гид ..., 1961], хорошо трассируется на дневной поверхности и имеет характер крутого взброса. По взбросу древние зеленые сланцы Центральной Добруджи во многих местах надвинуты на палеозойские и нижнемезозойские отложения Северной Добруджи. Особенно четко надвигание наблюдается на участке между городами Башпунар и Чамурия де Сус [Гид ..., 1961, рис. 3]. Вдоль разлома Печеняга-Камена обнажаются различные по составу и возрасту интрузивные тела: щелочные граниты Туркоая, Сакир Баира и Чукурова, порфиры, микрограниты, аплиты и гравофары районов Кыржеларь, Камена и др. Кроме того, румынские геологи указывают на то, что по обе стороны разлома различен характер геофизических полей [Гид ..., 1961].

На румынском шельфе зона разлома не изучена, а в глубоководной зоне Черного моря проведена по геофизическим данным. Здесь на основании анализа данных гидромагнитной съемки был выделен Крымско-Добруджинский разлом [Маловицкий и др., 1972]. В магнитном поле разлому соответствует широтная полосовая положительная магнитная аномалия, прерываемая Одесским разломом. В районе континентального склона разлом не обнаружен и вновь появляется на шельфе Западного Крыма, где он отделяет Равнинный

Крым (эпигердинскую платформу) от Горного. Я.П. Маловицкий и его коллеги [1972] предполагают, что в зону разлома внедрилась крупная интрузия, верхняя кромка которой залегает на глубине 5 км. Плоскость разлома круто (до 80°) падает на север.

В Крыму сочленение Скифской платформы со складчатыми сооружениями Горного Крыма тоже происходит по крупному глубинному разлому [Геология СССР, т. 8, 1969]. Хотя такое сочленение признается всеми исследователями, тем не менее подробного описания зоны этого разлома на всем его протяжении нет. Пожалуй, наиболее полно зона разлома описана в центральной части северного склона Крымских гор [Лебедев и др., 1963б; Ступка, 1969].

Здесь в районе Салгирского грабена проведены детальные геофизические и геологические исследования. На основании анализа гравиметрических и магнитометрических данных была выявлена зона глубинного разлома шириной 5–6 км, которая выражена полосой отдельных аномалий $F(\Delta g)$ положительного и отрицательного знаков. С отдельными гравитационными аномалиями в зоне разлома совпадают и локальные магнитные аномалии интенсивностью от 100 до 2000 у, связанные с интрузиями основного состава. Простирание зоны разлома на данном участке северо-восточное, она прослежена на протяжении около 40 км (рис. 42). Подобные магнитные аномалии прослежены к юго-западу вплоть до Бахчисарая работами Крымской геофизической партии [Лебедев ..., 1963б]. Гравиметрические исследования показали, что зона разлома имеет ступенчатый характер и погружение ступеней происходит в северо-западном направлении.

Дальнейшее простирание зоны разлома на запад и восток от описанного выше центрального района точно не установлено. Т.С. Лебедев и соавторы [1963а] предполагают, что на запад зона протягивается в направлении Балаклавы, а на восток – в сторону Феодосии или Планерского. По данным М.В. Муратова [Геология СССР, т. 8, 1969], зона разлома на востоке проходит по Парпачскому гребню, а на западе протягивается до Севастопольской бухты. В зоне разлома к югу от Симферополя (между селами Марьино и Строгановкой) породы таврической серии сильно перемяты, раздроблены и превращены в брекчию. Пробуренная здесь скважина глубиной около 900 м не вышла из перемятых и раздробленных песчаников и аргиллитов. В среднеюрское время в этом месте возник глубокий Битакский прогиб, заполненный мощной толщей конгломератов и песчаников. По данным ГСЗ, по профилю Белозерка – Ново-Алексеевка – Джанкой – Белогорск – Приветное в районе Белогорска была зафиксирована зона глубинного разлома, отделяющая Скифскую платформу от Горного Крыма. Здесь (в отличие от Северной Добруджи) поднятым крылом является Скифская платформа, а амплитуда сброса не менее 8–9 км. Поверхность разлома очень крутая, слегка наклонена на север и зафиксирована до глубины более 40 км [Геология СССР, т. 8, 1969].

Таким образом, вышеизложенный материал по южной границе Скифской платформы указывает на то, что южной границей, как и

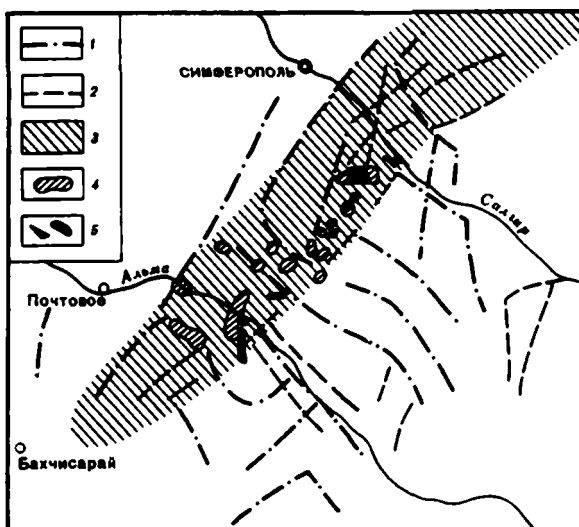


Рис. 42. Схема тектоники Салгирской площади Горного Крыма [Лебедев и др., 1963б]

Тектонические нарушения, выделенные: 1 – по геофизическим данным, 2 – по геологическим данным; 3 – зона глубинного разлома; 4 – контуры интенсивных магнитных аномалий; 5 – выходы изверженных горных пород

северной, является глубинный разлом (шовная зона), уходящий корнями в мантию. Заложение разлома, как уже было указано, относится ко времени заложения геосинклинального пояса Тетис. Разлом длительно живущий: различные участки его в различные эпохи были весьма активны. По разлому, как правило, приподнятыми являются более древние породы: на западе кристаллические и зеленые сланцы Центральной Добруджи надвинуты на палеозойские образования Северной Добруджи, а на востоке, в Крыму, приподнятым по отношению к Горному Крыму является байкальско-герцинское основание Скифской платформы. В зоне разлома произошло внедрение различных по составу и возрасту кислых и основных интрузий.

Домезозойские разрывные нарушения

Разломы палеозойского возраста достоверно устанавливаются лишь в западной части региона (к западу от Одесского разлома) в районе о-ва Змеиного. Здесь на сейсмоакустических лентах четко фиксируется серия разрывных нарушений, разбивающих палеозойские образования на ряд блоков и совершенно не затрагивающих перекрывающие эти блоки юрские отложения.

К югу от зоны сочленения двух платформ установлено четыре довольно крупных разлома субширотного простирания. Все они круто падают к югу. Прослеженная на акватории длина их не менее 100 км,

а видимая глубина – 1–2 км. Они разбивают палеозойские породы на ряд узких блоков-пластин субширотного простирания, смещенных по вертикали друг относительно друга и как бы надвинутых друг на друга в северном направлении (см. рис. 26). Северный из этих четырех разломов ограничивает с юга грабен, разделяющий горстовую шовную зону и горстовую зону о-ва Змеиного. Вместе с другим разломом (расположенным южнее) он осложняет северное крыло антиклинальной структуры острова, и оба хорошо трассируются на глубину, где соединяются с зоной разлома, обнаруженной в “консолидированной” коре в породах байкальского фундамента (см. рис. 27, профиль III) по гравиметрическим данным [Строев ..., 1972].

Два других разлома, расположенных на южном крыле антиклиналя о-ва Змеиного, носят аналогичный характер, но в байкальском фундаменте не обнаружены. Эти разломы находят свое продолжение на суше в устье р. Дунай. С северным из них связан коленоподобный изгиб Килийского рукава у г. Измаила. Далее к западу разлом соединяется с зоной разломов северо-западного простирания у г. Рени.

С южным разломом связано, вероятно, Сулинское гирло р. Дуная, основное русло р. Дунай выше с. Ялпук. В этом случае длина каждого разлома достигает 250 км.

Связь этих разломов с рельефом суши указывает на возобновление тектонических движений по ним и в мезозойско-кайнозойское время.

Субширотное простирание разломов на море и северо-западное на суше, крутое падение на юг и юго-запад, надвигание блоков-пластин по этим разломам в северном и северо-восточном направлении указывают на единый стиль тектонических движений в Северной Добрудже и в районе о-ва Змеиного.

Безусловно, количество разломов палеозойского возраста не ограничивается упомянутыми. Число их значительно больше; они есть и на суше в Северной Добрудже, в Нижнепрутском горсте и в море, особенно на шельфе. Их еще предстоит выявить и изучать. Кроме того, в палеозойское время активно проявлялись на отдельных участках разломы более древнего заложения, такие, например, как Фрунзенско-Арцизский, особенно Одесский, Николаевский и др.

Сведений о достоверно домезозойских (палеозойских) разломах к востоку от Одесского разлома и в западной части Равнинного Крыма нет.

Мезозойско-кайнозойские разрывные нарушения

В мезозойско-кайнозойское время довольно активно проявили себя древние глубинные субмеридиональные и субширотные разломы, описанные выше. Рассмотрение их проявления и влияния на формирование структур платформенного чехла будет произведено при рассмотрении истории развития региона. Из мезозойско-кайнозойских мы отметим только наиболее характерные, выявленные также на акватории.

В Северной Добрудже разрывные нарушения проявили себя очень активно в мезозое. Так, например, весьма четко установлены движения по разлому Печеняга-Камена, являющемуся юго-западной границей Скифской платформы: зеленые сланцы рифея-нижнего кембрия, слагающие Центральную Добруджу, надвинуты в северо-восточном направлении на породы палеозоя и триаса Северной Добруджи. Вдоль разлома расположена цепочка щелочных гранитов и порфиров, указывающих на значительную глубину заложения этого разлома [Гид..., 1961].

К северо-востоку от разлома Печеняга-Камена и почти параллельно ему протягивается разлом Лунковица-Консул. Это тоже крутой взбросо-надвиг, по которому палеозойские породы зоны Мэчин надвинуты в северо-восточном направлении на триасовые отложения зоны Тулча. Вдоль зоны разлома Лунковица-Консул тоже прослежена цепочка интрузивных тел: гранитов, диоритов и порфиров.

Оба разлома весьма активно проявили себя сначала в древне-киммерийскую фазу тектонеза (на границе триаса и юры), а затем в австрийскую (на границе раннего и позднего мела). В последнюю фазу тектонеза между этими разломами произошло опускание блока земной коры, и здесь заложилась Бабадагская впадина, просуществовавшая до сантонского времени.

Севернее разлома Лунковица-Консул расположено разрывное нарушение, ограничивающее с юго-запада Молдавскую впадину. Здесь юрские отложения контактируют с палеозойскими породами по системе разломов различной амплитуды. Есть предположение, что последние даже слегка надвинуты на юрские отложения [Слюсарь, 1971]. В целом разлом имеет весьма извилистую в плане форму, т.е. состоит из ряда разломов субширотного и субмеридионального направлений, и поэтому его амплитуда в различных местах различная и колеблется от сотен метров до 1000 м, образуя ряд ступеней, погружающихся с юго-запада на северо-восток. К югу от г. Болграда разлом приобретает юго-юго-восточное простирание и доходит до южной границы Скифской платформы (см. рис. 41).

Севернее указанного разлома расположено разрывное нарушение, получившее в литературе название Вишневого разлома. Последний протягивается с северо-запада на юго-восток по линии Лео-во - Вишневка - Арциз, пересекает Фрунзенско-Арцизский глубинный разлом, восточнее приобретает субширотное простирание и на акватории, сливаясь с шовной зоной (северной границей Скифской платформы), протягивается до Одесского разлома. В раннемезозойское время (в триасовом и юрском периодах) влияние Вишневого разлома на ход геологического развития не установлено, а начиная с нижнемеловой эпохи его значение сказывается достаточно четко. В меловой период по нему проходила южная граница Нижнеднестровской впадины (см. рис. 30). Разлом активно проявил себя также в неогене - вдоль его зоны образовались мелкие локальные структуры [Билинжис, 1971].

Вышеописанные разломы западной части региона заложились в палеозое, а некоторые и раньше (Печеняга-Камена), но весьма ак-

156

тивно они проявлялись также в мезозое, особенно в киммерийскую фазу тектогенеза, во время которой здесь происходили в основном блоковые движения фундамента. Приведенный материал указывает на ступенчатое погружение по разломам блоков фундамента Северной Добруджи на северо-восток и на север (в акватории) с незначительным надвиганием более древних пород на более молодые: зеленые сланцы рифея-нижнего кембрия (Центральная Добруджа) надвинуты на палеозойские и триасовые породы зоны Мэчин, в свою очередь палеозой зоны Мэчин по разлому Лунковица-Консул надвинут на триасовые отложения зоны Тулча, а еще севернее палеозойские и возможно триасовые породы по разлому Кагул-Георгиевское гирло надвинуты на средне- и верхнеюрские отложения. Восточным ограничением указанных разломов и структур служил Одесский глубокий разлом, также игравший значительную роль в мезозойско-кайнозойской истории геологического развития региона.

К востоку от Одесского разлома на акватории нами прослежено несколько разрывных нарушений, хорошо изученных на суше в западной части Равнинного Крыма. В отличие от описанной западной части здесь удалось лучше изучить как сами разрывные нарушения, так и их влияние на ход истории геологического развития в кайнозойскую эру.

Большой интерес представляет зона разломов в районе Тарханкутского полуострова. На акватории прослежены разрывы, имеющие северо-восточное простирание и проходящие через с. Меловое, на Каштановку и Орловку, где они, вероятно, соединяются с Донузлавским разломом, также протягивающимся в северо-восточном направлении. Оба разлома прослежены на запад до Николаевского глубокого разлома, они имеют достаточно глубокое заложение, так как в альбе, сеномане и туроне с ними были связаны излияния магм и вулканические извержения. Заложение этих разломов произошло в позднем палеозое во время орогенного этапа развития (возможно, даже раньше), о чем свидетельствуют местоположения позднепалеозойских интрузивных тел (см. рис. 15). На унаследованное развитие этих разломов в мезозойско-кайнозойское время было указано еще в 1971 г. [Плахотный и др., 1971]. Между разломами и северным обрамлением Новоселовского поднятия происходит ступенчатое погружение к югу мезозойско-кайнозойских отложений.

Новоселовское поднятие с севера и юга ограничено разрывами северо-восточного простирания. Они прослежены на юго-запад до Николаевского глубокого разлома. Южное разрывное ограничение поднятия является также северной границей Альминской впадины и представляет собой зону разрывных нарушений, по которым опущены в основном кайнозойские отложения. Эта зона разломов в литературе иногда называется Калиновским грабеном [Геология СССР, т. 8, 1969]. Разломами зоны затронуты все палеогеновые и большая часть неогеновых пород вплоть до мзотиса [Моргунов и др., 1975].

Конечно, приведенными примерами не исчерпывается разрывная тектоника в мезозойско-кайнозойское время. Существует еще ряд

разрывных нарушений, нами не освещенных, но следует еще раз подчеркнуть, что большинство разрывов, нарушающих молодые отложения, унаследованные от более древних этапов развития, проявились значительно слабее, чем в предшествующие времена.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Изложенный материал по геологии и тектонике северо-западной части Черного моря и сопредельной суше указывает на чрезвычайно сложную и многоэтапную историю геологического развития этого региона.

Из анализа тектоники здесь можно выделить следующие основные циклы развития: 1) архейско-протерозойский, 2) байкальский, 3) герцинский и 4) мезозойско-кайнозойский (платформенный). Ряд циклов подразделяется на этапы.

Как выше было показано, в описываемом районе сочленяются две тектонические единицы первого порядка: Восточно-Европейская (до-рифейская) и Скифская (эпигерцинская) платформы. Каждая из платформ прошла все четыре цикла развития, взаимосвязанных во времени и пространстве, но в каждом этапе (за исключением первого) были свои специфические особенности развития той или другой платформы.

АРХЕЙСКО-ПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЦИКЛ

Этот цикл развития, в результате которого сформировался фундамент Восточно-Европейской платформы, наиболее длительный, наиболее сложный и наименее изученный в истории развития не только описываемого региона, но и всех континентов.

Так как архейско-протерозойский цикл в силу наших задач и возможностей не являлся предметом наших исследований, то мы умышленно объединили в него ряд крупных самостоятельных циклов развития, разделенных между собой крупными перерывами в осадкообразовании, приходящимися на эпохи складчатости и проявления магматических и метаморфических процессов: катархийский (днепровский комплекс), архейский, позднеархейский – раннепротерозойский (криворожская серия) и среднепротерозойский [Геология СССР, 1959; Семеновко и др., 1964; Ханин, 1964; Металлогения..., 1974].

В данном случае нас интересует только та геологическая обстановка, которая сложилась к началу следующего – байкальского цикла, следы которой можно уловить и на акватории шельфа. Как известно по материалам геологии и тектоники Украинского щита, здесь в ранне- и среднепротерозойский циклы происходило формирование геосинклинальных зон субмеридионального простирания: Брусиловско-Одесской (Белоцерковско-Одесской), Криворожско-Херсонской (геосинклинали Большого Кривого Рога) и Орехово-Павлодарской, разделенных между собой протоплатформенными участ-

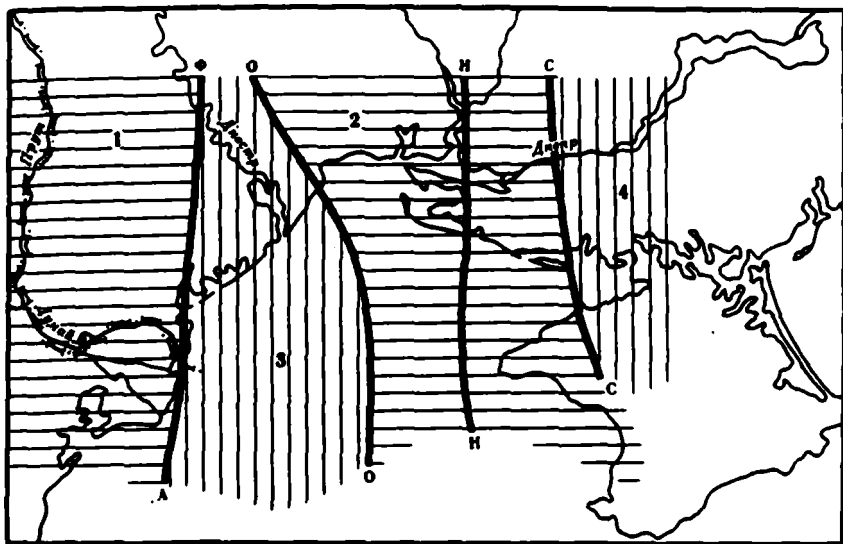


Рис. 43. Палеотектоническая схема конца добайкальского цикла развития

Зоны: протоплатформенные (1 – Волыно-Подольская, 2 – Кировоградская), геосинклинальные (3 – Брусиловско-Одесская, 4 – Криворожско-Херсонская); глубинные разломы: Ф–А – Фрунзенско-Арцизский, О–О – Одесский, Н–Н – Николаевский, С–С – Скадовский

ками – Волыно-Подольским и Кировоградским [Чекунов, 1972; Металлогения..., 1974].

Геосинклинальные трогии раннего докембрия закладывались и формировались по зонам глубинных разломов, таких, как Фрунзенско-Арцизский, Одесский, Николаевский, Скадовский и др. (рис. 43), и протягивались далеко на юг через современные зоны Скифской и Мизийской плит, Черноморскую впадину в Аравийскую платформу, о чем свидетельствуют вскрытые бурением более 10 лет назад среднепротерозойские образования в Южной Добрудже (в районе Констанцы). Последние некоторые исследователи [Хани, 1970] сопоставляют с породами криворожской серии – железистыми кварцитами. Абсолютный возраст древнейших пород Южной Добруджи определен в 1700–1600 млн. лет.

Таким образом, к началу нового (байкальского) цикла развития район исследования представлял собой складчатую область субмеридионального простирания, уже закончившую геосинклинальное развитие и разделенную протоплатформенными участками. В целом складчатые зоны и разделявшие их жесткие глыбы образовали фундамент будущей Восточно-Европейской платформы. В течение длительного времени (более 300 млн. лет) эти структуры подвергались денудации и пепепенизации.

БАЙКАЛЬСКИЙ ЦИКЛ

Как показали исследования советских геологов [Хаин, 1964, 1968, 1970; Муратов и др., 1968; Муратов, 1969, 1972; и др.], байкальский (позднепротерозойский – 1300–500 млн. лет) цикл сыграл очень важную роль в формировании структур не только описываемого района, но и всей Евразии. Во время байкальского цикла после гренавильской планетарной тектоно-магматической эпохи (1000–800 млн. лет) произошло заложение субширотного Средиземноморского геосинклинального пояса [Хаин, 1970], захватившего и часть исследуемого нами региона.

Существует две точки зрения в отношении основания (фундамента), на котором заложился Средиземноморский пояс. М.В. Муратов [1969, 1972] предполагает, что заложение пояса произошло непосредственно на древней океанической коре. Вторая точка зрения, которую развивает В.Е. Хаин [1970], доказывает заложение байкалид Средиземноморского пояса на континентальной коре архейско-среднепротерозойского возраста.

Не вдаваясь в подробное рассмотрение обеих точек зрения, отметим, что в исследуемом районе заложение геосинклинали байкальского возраста (как было указано выше) действительно происходило на континентальной коре архейско-среднепротерозойского возраста. Байкальский цикл развития по времени охватывает поздний рифей, венд, кембрий [Хаин, 1970].

Заложение байкальской геосинклинали в исследуемом регионе произошло по серии крупных глубинных разломов субширотного простирания, по которым архейско-среднепротерозойские породы между будущими Восточно-Европейской и Африкано-Аравийской платформами ступенчато погрузились на значительную глубину.

В описываемом районе имеется три таких глубинных разлома (рис. 44). Самым северным из них является разлом, прослеженный от г. Леово до г. Генческа. По нему архейско-среднепротерозойские отложения погружаются к югу с 1500–3000 до 6000 м. В 30–60 км южнее находится самый крупный глубинный субширотный разлом, ограничивающий с севера байкальскую геосинклиналь региона и превратившийся впоследствии в шовную зону сочленения древней и молодой платформ. Еще южнее в 100–130 км располагается третий глубинный разлом байкальского возраста (южное ограничение современной эпигерманской платформы). Глубина залегания архейско-среднепротерозойских образований между этими двумя южными разломами неизвестна. Она не определяется даже методом ГСЗ. Вероятнее всего, эти породы входят в "гранитный" слой и тогда, по данным ГСЗ, залегают на глубине 16–20 км [Строение..., 1972]. В районе г. Констанца (на Мизийской плите) архейско-среднепротерозойские породы вскрыты скважинами на глубине 550 м.

В байкальский цикл развития субширотные глубинные разломы играли определяющую роль в распределении осадконакопления, формировании структур и в какой-то мере "подавили" значение большинства дорифейских субмеридиональных глубинных разломов. Ис-



Рис. 44. Палеотектоническая схема начала байкальского цикла развития

1 — суша; 2 — прибрежно-морская зона; 3 — Днестровско-Прутский перикратонный прогиб; 4 — зона байкальской геосинклинали; глубинные разломы: 5 — дорифейские, 6 — рифейские

ключение составляет Одесский субмеридиональный разлом. Несмотря на значительное отступление южного края Восточно-Европейской платформы, Одесский разлом продолжал разделять два участка с различным тектоническим режимом.

На юго-западном крае Восточно-Европейской платформы формируется Днестровско-Прутский перикратонный прогиб (Приднестровский, по М.В. Муратову с соавторами [1972]), границы которого четко определяются субширотными и Одесским субмеридиональным (глубинным) разломами. К сожалению, в пределах прогиба ни одна из скважин не добурена до фундамента, поэтому наличие рифейских и нижнепалеозойских отложений можно только предполагать. Отложения этого возраста известны за пределами перикратонного прогиба (к северу от него) и представлены исключительно терригенными осадками (см. рис. 16). Рифейские отложения начинаются континентальными конгломератами, гравелитами, аркозовыми песчаниками и основными эффузивами, сохранившимися в эрозионных понижениях кристаллического фундамента. Эти отложения составляют каменскую свиту, суммарная мощность которой не превышает 50 м. Абсолютный возраст диабазов в эффузивной пачке каменской свиты определен в 1020–900 млн. лет. Вышележащие отложения могилевско-подольской серии накапливались уже в прибрежно-морских и сравнительно мелководных условиях [Геология СССР, т. 45, 1969]. Максимальная мощность серии около 170 м. Породы могилевско-подольской серии залегают на подстилающих образованиях с перерывами и угловым несогласием, что свидетельствует

о неоднократных трансгрессиях и регрессиях морского бассейна, происходивших в начале этапа.

Таким образом, за рифейское время на южном склоне Вольно-Подольского протоплатформенного участка и Брусиловско-Одесской зоны накопилось до 200–220 м разнообразных терригенных и очень мало туфогенных образований. Вероятно, значительно большие их мощности можно предполагать в пределах Днестровско-Прутского перикратонного прогиба. К востоку от Одесского разлома Кировоградский участок Восточно-Европейской платформы был приподнят над уровнем моря и служил областью размыва. Весь материал, который поступал в рифейский бассейн, сносился с севера, где разрушались архейско-среднепротерозойские образования Украинского щита и, вероятно, с поднятий современной Мизийской плиты. В конце рифейского времени наступает кратковременная регрессия (зиньковские слои) [Геология СССР, т. 45, 1969].

В венде (авдарминское время) продолжается погружение фундамента юго-западной части Восточно-Европейской платформы, и здесь в морских условиях отлагается толща терригенных осадков мощностью до 800 м. Можно предположить, что в пределах перикратонного прогиба накопились еще большие мощности, так как стратотип авдарминской серии находится на северном борту прогиба (с. Авдарма). Вначале накапливались микроконгломераты, гравелиты и аркозовые песчаники (джуржевские слои), а затем алевролиты и аргиллиты. Известны также проявления эффузивной деятельности, во время которой образовались туфогенные породы, чередующиеся с полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами (салкуцкие слои). Упомянутые отложения составляют каушанскую свиту [Геология СССР, т. 45, 1969].

В этом районе морской бассейн был неустойчивым, и после отложения пород каушанской свиты наступил кратковременный перерыв в осадкообразовании, во всяком случае к северу от перикратонного прогиба. В самом прогибе, возможно, осадкообразование шло без перерыва.

В позднеавдарминское время происходит трансгрессия моря на север и породы соколецкой свиты ложатся с размывом на различные слои каушанской свиты и согласно сменяются отложениями ферапонтьевской свиты. В это время отлагаются тоже терригенные породы, представленные конгломератами (внизу) и переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность осадков, накопившихся за это время, неизвестна, а мощность пород соколецкой и ферапонтьевской свит, сохранившихся от последующих размывов, составляет более 500 м.

Снос материала, как и в рифейский период, шел с севера и востока, с примыкающих частей Восточно-Европейской платформы, о чем говорит состав галек конгломератов и других пород авдарминской серии.

После отложения пород авдарминской серии наступил кратковременный перерыв в осадконакоплении. В начале кембрийского периода море вновь трансгрессирует на северо-запад и север. Но как дале-

ко распространялась северная граница кембрийского моря – сейчас судить трудно, так как во второй половине кембрия и в начале ордовикского периода северо-западная часть района была приподнята и подвергалась длительному разрушению.

В исследуемом районе известны только нижнекембрийские отложения (балтийская серия), которые вскрыты скважинами в пределах перикратонного прогиба. В основании разреза находятся контломераты, которые вверх сменяются полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов. Это типичные базальные образования, сформировавшиеся в мелководной, местами даже прибрежно-континентальной обстановке, о чем свидетельствуют косая слоистость, знаки ряби и следы дождевых капель [Геология СССР, т. 45, 1969]. Залегают они на размытой поверхности отложений фералонтьевской или даже соколенской свит, и максимальные их мощности не превышают 90 м (Алуатская впадина).

Для территории Восточно-Европейской платформы (в пределах описываемого района) на этом заканчивается байкальский цикл осадконакопления, который прерывался трижды: в середине рифея после эффузивной деятельности (1020–900 млн. лет), в середине эокембрия (после отложения пород каушанской свиты) и в конце эокембрия – перед осадконакоплением раннего кембрия. Эти перемены не сопровождались складкообразованием и активной магматической деятельностью, что свидетельствует о спокойном платформенном тектоническом режиме. За время байкальского цикла развития здесь отложилась 1600-метровая толща континентальных и прибрежно-морских осадков. Вероятно, их мощность в пределах перикратонного прогиба несколько больше. Все эти отложения слагают уже чехол Восточно-Европейской платформы.

В байкальской геосинклинальной области в пределах исследуемого региона такого подробного расчленения отложений, какое произведено для платформ, сделать не удастся, так как породы претерпели разнообразные процессы метаморфизма, складчатости и лишены органических остатков.

Породы этого возраста известны в Северной Добрудже, Южной Молдавии (Нижнепрутский горст) и Равнинном Крыму (рис. 45, см. вкладку). В Северной Добрудже (зона Мэчин) они разделены на две серии: нижнюю – серию кристаллических сланцев и верхнюю – филлитно-кварцитовую [Гид..., 1961]. Нижняя серия – наиболее древняя, возраст ее, по данным румынских геологов [Mirăuță и др., 1968], определен в 711 млн. лет (вероятно, это возраст метаморфизма). Возрастным аналогом этих пород скорее всего могут быть кварц-биотит-мусковитовые сланцы в Нижнепрутском горсте и интрузивное тело габбро-диабазов, вскрытое скважиной под зелеными сланцами в районе Нижнегорска в Равнинном Крыму, хотя такое сопоставление весьма условно.

Выше по разрезу залегают зеленые сланцы, широко развитые в Центральной Добрудже и менее распространенные в Северной Добрудже. В Нижнепрутском горсте им соответствуют лимонитизированные кварциты и песчаники, кварц-серицит-хлоритовые и карбо-

натные сланцы, а в Равнинном Крыму – зеленые сланцы, вскрытые скважинами в районах Нижнегорска и Зуи (см. рис. 45). Первичный состав этих пород, выполнявших байкальский геосинклинальный прогиб, был преимущественно терригенный с примесью карбонатного. За этот второй (более поздний) этап развития байкалид накопились толщи мощностью в несколько километров (точная мощность неизвестна). В Северной Добрудже мощность только филлит-кварцитовый серии составляет не менее 1,5 км. В Равнинном Крыму (район Нижнегорска) известная мощность около 500 м. Возраст пород, по данным радиометрических измерений, колеблется от 590 до 520 млн. лет [Miğuit et al., 1968]. Кроме того, достоверно известно, что они несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями силура и подстилаются кристаллическими сланцами. Так как на юго-западе Восточно-Европейской платформы установлен в среднем, верхнем кембрии и ордовике перерыв в осадконакоплении, который, вероятно, был связан с движениями в зоне байкальской геосинклинали, то можно предположить, что возраст вышеуказанных толщ позднекембрийский – раннекембрийский. Подобное предположение было высказано В.Е. Хаиным в 1970 г. на основании сопоставления зеленосланцевой серии Северной Добруджи и ее продолжения в Южной Польше с отложениями диабаз-филлитовой серии Старой Планины [Хаин, 1970]. Для детальной характеристики байкальского цикла, который охватывает около 1 млрд. лет, материала очень мало, но даже по нему можно разделить байкальский цикл на два этапа. Первый (ранний) отвечает геосинклинальному этапу развития, когда отлагались песчано-глинистые терригенно-вулканогенные породы. В формационном отношении эти отложения отвечают аспидной и диабазовой формациям. Карбонатные породы отсутствуют совсем. К сожалению, совершенно не известны мощности отложений первого этапа.

Где-то на рубеже 800 млн. лет, отвечающем делийской фазе складчатости, происходит воздымание территории описываемого района, перерыв в осадконакоплении, складчатость и метаморфизм пород. Нет совершенно никаких сведений о магматизме в этот период. Но о том, что он происходил, свидетельствует интрузия габбро-дибазов в Равнинном Крыму (район Нижнегорска), возраст которой 900–820 млн. лет и наличие в микроконгломератах и конгломератах серии зеленых сланцев в Центральной Добрудже галек гранитов, порфирированных пород, микропегматитов и зерен микроклина и ортоклаза [Гид..., 1961].

Во второй (поздний) этап, соответствующий верхнему рифею (венду) – нижнему кембрию, формируется тоже преимущественно терригенная толща, но уже с карбонатными прослоями и прослоями конгломератов, среди гальки которых встречаются подстилающие породы. Конгломераты приурочены к верхней части серии зеленых сланцев [Гид..., 1961]. К сожалению, взаимоотношения с подстилающими породами не установлены, так как серия зеленых сланцев почти повсеместно имеет тектонические контакты, не установлена

также полная мощность серии зеленых сланцев. Правда, по некоторым данным, суммарная ее мощность около 5000 м. Мощность филито-кварцитовая серии составляет 1500 м.

В заключительную салаирскую (сардскую) фазу складчатости породы верхнего рифея-нижнего кембрия были смяты в складки; на современной суше складки простираются преимущественно на северо-запад, но дальше на восток (современное побережье Черного моря) они изменяют свое направление на широтное, т.е. направление складчатости в регионе было связано с облеканием уже жесткого фундамента Восточно-Европейской платформы. Некоторые исследователи [Чекунов, 1972; и др.] считают, что байкальские структуры повсеместно ориентированы в северо-западном направлении. В работе В.Е. Хайна [1970, рис. 2] при анализе основных этапов развития Средиземноморского пояса прекрасно показано субширотное простираание байкальских структур. Отклонение их от этого генерального направления только локальное и связано с облеканием платформ. Широтное простираание байкальских структур в районе о-ва Змеиного было выявлено геофизическими методами [Строев..., 1972; см. также главу "Тектоника" наст. моногр.].

В это же время (салаирская фаза) породы были метаморфизованы до стадии зеленых сланцев. В связи со слабой изученностью пород байкальского этапа развития нет никаких сведений о магматической деятельности и об орогенных формациях.

Таким образом, завершающей фазой складчатости байкальского цикла развития в исследуемом районе была салаирская (сардская) фаза, т.е. район может быть отнесен к поздним байкалидам. В результате этой складчатости исследуемая территория была выведена из-под уровня моря и в течение среднего-позднего кембрия, а вероятно и всего ордовика, являлась областью сноса. Весьма умеренная интенсивность складчатости, отсутствие магматизма не создали здесь высокогорного рельефа, что сказалось в свою очередь на дальнейшем геологическом развитии района.

ГЕРЦИНСКИЙ ЦИКЛ

На территории северо-западной части Черного моря и сопредельной суши каледонской эпохи складчатости не было. Как сказано выше, в это время район был приподнят и являлся областью денудации. Материал сносился на юго-запад, в сторону Мизийского срединного массива, где формировался его чехол, и на северо-запад, в прогнутый юго-западный край Восточно-Европейской платформы. М.В. Муратов и соавторы [1962] указывают, что только один крайний Приднепровский прогиб платформы был областью непрерывного осадконакопления.

С раннего силура исследуемый район погружается под уровень моря, и здесь вновь происходит накопление осадков. С этого времени начинается герцинский цикл развития, который имел огромное значение в эволюции западной и северной частей Средиземноморского пояса, куда входит и описываемый район.

Зона Восточно-Европейской платформы. В начале силурийского периода в междуречье Днестр-Прут по разломам северо-западного и субмеридионального направлений происходит расчленение Днестровско-Прутского перикратонного прогиба на отдельные блоки. Здесь выделяется четыре блока, опускание которых шло неравномерно в течение всего палеозоя. Два из них (Татарбунарский и Андрушинский горсты) представляли собой участки с замедленным темпом погружения, что привело к накоплению осадков меньшей мощности, чем в соседних блоках, и к периодическому размыву отложившихся осадков. Между ними расположены блоки, характеризующиеся более повышенным темпом погружения, более полным разрезом и большими мощностями. Между указанными горстами находится Алуатская впадина, представляющая собой по существу грабен. К востоку от Татарбунарского горста расположена Крыловская впадина, западной границей которой служит Фрунзенско-Арцизский разлом, а восточной – Одесский.

В раннесилурийскую эпоху здесь отлагались песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки общей мощностью до 30 м. Они вскрыты скважинами в Алуатской впадине, Татарбунарском горсте и к северу от Днестровско-Прутского прогиба. Осадконакопление происходило в неглубокой, возможно, прибрежной части при очень слабом поступлении обломочного материала. Залегающие выше доломиты, мергели, известняки, ангидриты и аргиллиты венлокского яруса, мощность которых не превышает 200–300 м, формировались в медленно прогибающемся перикратонном прогибе и почти при полном прекращении поступления в него терригенного материала, так как прилегающие с севера районы имели равнинный рельеф с небольшими превышениями над уровнем моря. В это время здесь шло преимущественно хемогенное осадконакопление, море было неглубоким, имело нормальную соленость и появилась фауна брахиопод, кораллов и др. [Геология СССР, т. 45, 1969]. Породы венлокского яруса известны во всех блоках перикратонного прогиба (см. рис. 17).

В позднесилурийскую эпоху продолжается прогибание зоны перикратона и территории к северу от него. Прогибание происходит более интенсивно с преобладанием в это время терригенного осадконакопления, а к северу от прогиба – карбонатного. Снос материала продолжался с приподнятой части Украинского щита, расположенного к востоку от Одесского разлома. Общая мощность верхнесилурийских отложений доходит до 1000 м, увеличиваясь с северо-запада на юго-восток (с запада на восток). В общей сложности в Днестровско-Прутском перикратонном прогибе за 35–40 млн. лет (силурийский период) накопилось около 1300–1500 м осадков.

В девонский период продолжается прогибание только в пределах перикратонного прогиба, где девонские отложения согласно перекрывают силурийские. К северу, за пределами прогиба, на силурийские породы ложатся сразу юрские и меловые. Нижнедевонские отложения, вскрытые скважинами в Андрушинском горсте и Алуатской впадине, имеют исключительно терригенный состав, что свидетельствует о более интенсивном воздымании и денудации Украинского

166

шита в это время. В течение раннедевонской эпохи накапливаются до 200 м терригенных осадков.

В средне- и позднедевонскую эпохи воздымание Украинского шита прекращается и в перикратонном прогибе терригенное осадконакопление сменяется карбонатным. Наиболее полный разрез вскрыт в Алуатской впадине (см. рис. 17), где мощность средне-верхнедевонских пород превышает 1000 м, причем из них 820 м приходится на среднедевонский отдел и лишь около 200 м на верхнедевонский, что в свою очередь свидетельствует о более интенсивном прогибании перикратона в среднем девоне и о новом замедлении прогибания в позднем девоне.

В каменноугольный период прогибание продолжается тоже только в пределах перикратонного прогиба. Петрографический состав и собранная фауна свидетельствуют о том, что формирование пород шло в условиях мелководной зоны морского бассейна, характеризовавшейся неустойчивым солевым режимом [Геология СССР, т. 45, 1969].

Снос материала шел с участка Украинского шита, расположенного к северо-востоку от прогиба и к востоку от Одесского разлома. Размывался и также являлся источником сноса и район о-ва Змеиного, поэтому грубые обломочные породы скапливались в пределах Татарбунарского горста и не поступали на запад, в Алуатскую впадину, где шло формирование карбонатных пород.

Верхнекаменноугольные и пермские отложения в пределах рассматриваемого участка Восточно-Европейской платформы отсутствуют. По всей видимости, район Днестровско-Прутского перикратонного прогиба в позднекаменноугольную эпоху замкнулся и прекратил свое существование. Территория на всем протяжении от р. Прут и далее на восток за пределы Скадовского разлома была приподнята, превращена в сушу и подвергалась денудации. И только в районе Андрушинского горста (и, вероятно, к западу и северо-западу от него) существовал мелководный замкнутый бассейн, где в пермскую эпоху происходило формирование эвапоритовой толщи мощностью до 1000 м.

Таким образом, на юго-западной окраине Восточно-Европейской платформы (в Днестровско-Прутском перикратонном прогибе) мощность терригенно-карбонатных пород, соответствующих герцинскому циклу развития, достигает 2200-2400 м.

Зона эпигерцинской (Скифской) платформы. К югу от Днестровско-Прутского перикратонного прогиба, т.е. к югу от Восточно-Европейской платформы, в палеозое располагалась совершенно иная в тектоническом отношении область. Здесь по рифейскому субширотным разломам в силурийский период произошло погружение на значительную глубину части байкальской складчатой области. Северной границей этой зоны являлся глубинный разлом, который еще в начале байкальского цикла развития региона служил границей между Восточно-Европейской платформой и зоной байкальской геосинклинали. Южной границей служит на западе разлом Печеняга-Камена, прослеженный и в море геофизическими методами [Маловицкий и др.,

1972], а на востоке – его продолжение – глубинный разлом, разделяющий современные структуры Равнинного и Горного Крыма.

Между этими двумя глубинными разломами на байкальском складчатом основании заложилась палеозойская геосинклиналь, являющаяся западной частью палеозойской геосинклинальной системы, протянувшейся от Северной Добруджи до Памира и Куэньлуня [Муратов, 1955; Хаин, 1970]. Более детально разрез палеозойской геосинклинали изучен в Северной Добрудже, где ее породы обнажаются на дневной поверхности. Отдельные части разреза вскрыты скважинами в Нижнепрутском горсте, на о-ве Змеином и в Равнинном Крыму. Не везде одинаково хорошо определен их возраст, но тем не менее сопоставление их вполне возможно (см. рис. 45). О составе палеозойских пород и их мощностях в зоне шельфа можно только предполагать, хотя некоторый материал можно почерпнуть из геофизических исследований.

Анализ имеющегося материала по стратиграфии, магматизму и тектонике показывает, что в истории развития Добруджско-Крымской палеозойской геосинклинали очень важную роль сыграл Одесский разлом и что по обе его стороны развитие геосинклинали шло по-разному. В обоих случаях в развитии геосинклинали выделяется два этапа – геосинклинальный и орогенный, в которых в свою очередь можно выделить несколько стадий. Ниже дана история развития по отдельным зонам.

В Северной Добрудже и в Нижнепрутском горсте в силурийский период отлагались терригенно-карбонатные осадки. Причем наличие в нижней-средней части силурийского разреза зоны Мэчин мощной 800–100-метровой пачки глинистых сланцев и филлитов, а на северном продолжении этой зоны (в Нижнепрутском горсте) чередования в разрезе терригенно-карбонатного материала указывает, что снос материала шел с юга с отдельных приподнятых блоков байкальского Мизийского массива (скорее всего с Центральной Добруджи) и его черноморского продолжения. Имеются сведения [Mutihac, 1974], что в силурийских отложениях между Якоблея и Меджиной встречаются маломощные прослои диабазов.

Если палеозойское развитие Северной Добруджи рассматривать с точки зрения стадий развития и формационного ряда [Хаин, 1973], то с определенной долей условности можно считать, что отложения силура представлены песчано-сланцевой (аспидной) формацией (местами карбонатной) и отвечают ранней стадии или стадии начальных погружений. На этой стадии почти полностью отсутствуют какие-либо проявления магматизма. Нет также никаких сведений о складчатых процессах на этой стадии, и силурийские породы везде постепенно сменяются нижнедевонскими.

Вторая стадия геосинклинального этапа – зрелая, или предорогенная, охватывает девонский период. Как известно [Хаин, 1973], вторая стадия характеризуется формированием флишевой формации. Нижнедевонские отложения Северной Добруджи, может быть, и не являются типичным флишем, но для них характерна правильная ритмичность [Mirăuță, 1966b; Mutihac, 1974]. Указанные исследо-

ватели называют девонские отложения флишoidным комплексом. Мощность ритмов колеблется от 60 см до 1,5 м. Таким образом, в нижнедевонской толще имеется около 300 ритмов. В других районах зоны ритмичность не изучена.

По всей видимости, на этой стадии в палеозойской геосинклинали уже более четко выявились антиклинальные поднятия, унаследованные от байкальских структур. На их бортах формировались узкие флишевые трог. В Северной Добрудже можно наметить два таких трога, имеющих северо-западное простирание на суше. Один на юго-западном склоне гор Мэчин, который начинается примерно у г. Иглица и протягивается на юго-восток через Бужоаре и далее, и второй – в зоне Тулча, вдоль правого берега Георгиевского гирла (рукава), где девонские образования в настоящее время обнажаются на дневной поверхности. К северу от второго трога, ближе к границе с древней Восточно-Европейской платформой, в девонский период шло формирование преимущественно карбонатных толщ.

Отсутствие магматических (в интрузивной и эффузивной фазах) проявлений на первых двух стадиях геосинклинального развития дает основание считать Северо-Добруджинскую геосинклиналь миогеосинклиналью.

В течение второй стадия продолжается дифференциация геосинклинали на антиклинали и синклинали, начавшаяся еще на границе первой и второй стадий. И в конце второй стадия, которая приходится, вероятно, на средне- и позднедевонскую эпохи, начинается общая инверсия, охватившая всю зону. С этим временем совпадает и проявление первого (начального) палеозойского магматизма, сопровождавшего первую фазу складчатости. Интрузивный магматизм наиболее интенсивно проявился в зоне Мэчин, т.е. в зоне замыкания геосинклинали. Здесь он представлен почти исключительно гранитами и очень редко диоритами. Массивы гнейсовидных гранитов этого времени известны в районах Балабанча, Хатчарка, Меджина, Мэчин, Мирча-Водэ, мелкие интрузивные тела – в верховьях р. Таица и др. Помимо гнейсовидности, характерной чертой гранитов является приуроченность их к центральным частям антиклинальных поднятий. Во многих местах вмещающие породы испытали контактовый метаморфизм – ороговикование, которое прослеживается иногда на 300 м. Следов регионального метаморфизма здесь не наблюдается. Гнейсовидность гранитов указывает на их синтектоничность со складчатостью. Румынские геологи [Гид..., 1961] связывают формирование гнейсовидных гранитов с древнегерцинским орогенезом – с бретонской фазой складчатости, которая широко распространена в Западной Европе на границе позднего девона-раннего карбона. Вероятно, здесь она началась несколько раньше, возможно, в конце среднего девона или в позднем девоне, так как в отложениях нижнего карбона (в карапелитовой формации) содержится галька этих гранитов. К востоку от Одесского разлома подобный магматизм неизвестен.

Наличие средне- и верхнедевонских образований в зоне Тулча и отсутствие их в зоне Мэчин и на о-ве Змеином указывают, что

на фоне общего медленного воздымания проявляется блоковая тектоника: зарождается разлом Лункавица-Консул на западе, а на востоке возобновились движения по древним Фрунзенско-Аршизскому и Одесскому разломам. Происходит расчленение северодобруджинской части геосинклинали на три блока: зону Мэчин, зону Тулча и зону о-ва Змеиного. Два крайних блока поднимались более интенсивно, а блок зоны Тулча отставал относительно них и был в средне- и позднедевонскую эпоху покрыт морем, в котором отлагались маломощные осадки. Наряду с воздыманием и расчленением на блоки внутри блоков продолжают формироваться отдельные антиклинали и разделяющие их синклинали.

Таким образом, собственно геосинклинальный цикл развития Северной Добруджи охватывает силурийский и девонский периоды и разделен на две стадии – раннюю и среднюю. В конце последней произошла складчатость, дробление на блоки и внедрение гранитоидов. Структурный план унаследован от предыдущего байкальского цикла развития и герцинские складки на суше имеют северо-западное простирание, переходящее в зоне современного шельфа в широтное, т.е., как и структуры байкальского цикла, обрамляют Восточно-Европейскую платформу.

С каменноугольного периода к западу от Одесского разлома начинается орогенный этап развития, в котором тоже можно выделить две стадии (см. рис. 45).

Здесь в раннекаменноугольную эпоху район был высоко приподнят, расчленен и интенсивно размывался. Причем приподнятыми оказались в основном антиклинальные зоны, а в разделявшие их синклинали вновь трайсгрессировало море, и там стали накапливаться отложения "карапелитовой" формации. Смена в "карапелитовой" формации грубообломочной конгломератовой толщи песчанистыми и глинистыми породами указывает на затухание воздымания окружающих антиклиналей и сглаживание рельефа в течение второй половины этапа. Основное поле распространения пород "карапелитовой" формации – синклинали зоны Мэчин. Здесь-то и накопилось до 1500 м этих пород. Вполне возможно, что подобные отложения могут присутствовать и в синклиналях зоны Тулча под триасовыми и более молодыми породами.

Смена состава грубозернистых пород Северной Добруджи на тонкозернистые, глинистые и известковистые породы в Нижнепрутском горсте свидетельствует о сносе материала с юга и слабом его поступлении в северные части зоны. Возможно, что подобные породы имеются в Измаильском грабене и в районе Килии.

Терригенный набор пород, наличие конгломератовой толщи в низах каменноугольного разреза и их распространение в прогнутых частях геосинклинальной зоны указывают на то, что палеозойская геосинклиналь к западу от Одесского разлома в раннекаменноугольную эпоху уже вступила в орогенный этап развития. Вероятно, тектонические движения были настолько интенсивными, что отложения нижней молассы здесь не успели сформироваться, а стали сразу отлагаться грубообломочные породы (конгломераты), которые мож-

170

но считать вместе с верхней частью разреза образованиями верхней молассы. Красноцветная окраска пород свидетельствует об аридном климате в этом районе.

На этой первой орогенной стадии происходит внедрение гранитоидных массивов, верхняя возрастная граница которых устанавливается как дотриасовая, поскольку их галька обнаружена в конгломератах нижнего триаса в зоне Тулча. Нижней возрастной границей гранитоидов можно считать верхнекарбоную, так как песчаники и филлиты "карапелитовой" формации на контактах с гранитоидами испытывают ороговикование [Гид..., 1961], а возраст щелочных гранитов в районе Якобдя определён в 270–290 млн. лет, что соответствует позднему карбону [Raileany et al., 1968]. Выходы массивов на дневную поверхность известны только в зоне Мэчин в районах Вэкрен, Прикопанулуй, Греч, Туркоая, между Атмаджа и Кыржеларь и др. Массивы довольно разнообразны по составу и даже в самих массивах присутствуют породы от основного до кислого состава. Так, например, массив Греч сложен лейкократовыми гранитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, микрогранитами, диалазовыми и диопсидовыми габбро и др. В районах Туркоая, Пятра Рошие, Валя Черней, Сакар Баир и других массивы представлены щелочными разновидностями гранитов. Широко развиты жильные и дайковые разновидности. Подобное внедрение гранитоидов имело место и в зоне Тулча, на что указывает состав галек в конгломератах нижнего триаса, но в настоящее время они перекрыты триасовыми и более молодыми отложениями.

Характерной отличительной чертой этих гранитоидов от девонских является полное отсутствие гнейсовидности, что указывает на более спокойную тектоническую обстановку, на то, что они посткладчатые.

Широкое разнообразие гранитоидов и появление пород среднего и основного состава свидетельствуют о длительном становлении зоны, продолжительном формировании магматических очагов и многофазности внедрения.

По-видимому, в конце первой стадии орогенного цикла (поздний карбон–пермь) происходит сводово–глыбовое поднятие всей зоны Северной Добруджи и о-ва Змеиного и по крупным региональным разломам продолжается расчленение зоны на вышеуказанные блоки. Вполне вероятно, что это воздымание и дробление территории началось во время судетской фазы тектогенеза, весьма интенсивно проявившейся в Западной Европе, что подтверждается отсутствием во всей Добруджинско–Крымской геосинклинали верхнекаменноугольных отложений.

В позднекаменноугольную эпоху и пермский период Северная Добруджа и район о-ва Змеиного представляли собой расчлененную сушу, тектонические движения в которой происходили по разломам. Довольно интенсивно воздымается зона Мэчин с Нижнепрутским горстом и зона о-ва Змеиного, а разделяющие их зона Тулча и Измаильский грабен значительно отстают и становятся областью накопления осадков на второй стадии орогенного этапа. В это же

время стала интенсивно расти горстовая структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и палеозойской Добруджинско-Крымской геосинклинали – краевой шов субширотного простирания, и зародились разломы широтного направления, раздробившие район о-ва Змеиного.

История развития Северной Добруджи в триасовый период не столь сложна, сколь разноречива. В настоящее время существуют две диаметрально противоположные точки зрения на природу триасового осадконакопления. Большинство румынских геологов [Онческу, 1960; Гид..., 1961; и др.] и некоторые советские исследователи [Геофизические..., 1969; и др.] считают триасовые отложения геосинклинальными. М.В. Муратов в одной из последних работ [Земная..., 1975] формирование триасовых отложений относит к платформенному этапу, а норийские флишеподобные породы (налбандский флиш) считает образованиями, связанными с кратковременным формированием грабен. В начале юры "снова стали формироваться отложения, типичные для платформенного чехла" [Земная..., 1975, с. 79].

Детальное рассмотрение состава триасовых отложений, их мощностей, складчатости и магматизма заставляет признать, что здесь ничто не соответствует геосинклинальному характеру развития. Если суммировать даже максимальные мощности, известные по литературным данным для нижнего, среднего и нижней части верхнего триаса, то получим всего лишь 700 м (T_1-100 , T_2-200 , T_3-400 м). Прибавим еще 1000 м флишеподобных отложений норийского возраста, развитых не во всей триасовой зоне Тулча, а только в узком небольшом грабене. Получается всего 1700 м отложений на всю триасовую геосинклинали. Выделить начало и конец развития геосинклинали, т.е. установить какие-либо этапы и стадии ее развития, не представляется возможным, так как фациальный состав триасовых отложений не соответствует геосинклинальным формациям. Нет никаких следов магматизма, отвечающих геосинклинальному развитию. Диабаз-порфировая формация верхнего триаса соответствует только заключительной стадии орогенного этапа (четвертая стадия, по В.Е. Ханну [1973]).

Относить триасовые отложения к платформенным тоже нельзя. Этому противоречат их складчатость и вышеупомянутый магматизм. Они смяты в складки не платформенного типа, особенно слои Налбанд, и прорваны мелкими интрузивными телами кислого и основного состава, поэтому триасовый период развития Северной Добруджи следует рассматривать на фоне всего палеозойского этапа развития, а не в отрыве от него. Мы считаем триасовый период заключительной стадией орогенного этапа развития Северо-Добруджинской геосинклинали.

Начавшееся в позднекаменноугольную эпоху и продолжавшееся весь пермский период сводовое воздымание Северной Добруджи (включая о-в Змеиный) вновь дифференцировалось по ранее заложившимся разрывам, и центральная часть Северо-Добруджинского поднятия (зона Тулча) опустилась. Западным ограничением опу-

172

щенного блока являлся разлом Лунковица–Консул, восточное еще точно не установлено, им может быть южное продолжение древнего Фрунзенско–Арцизского разлома.

Таким образом, в центре Северо–Добруджинской зоны образовалась внутренняя впадина, ограниченная поднятыми блоками. Следует особо подчеркнуть, что эта впадина имеет унаследованное от девонского и раннекаменноугольного прогибов местоположение и может быть названа возрожденной. Образование подобных впадин характерно именно для заключительной стадии орогенного этапа (собственно орогенная стадия, по В.Е. Хаину [1973]).

В этот опущенный блок (впадину) в начале триасового периода трансгрессировало море, в которое сносились с приподнятых блоков грубообломочные породы. В раннетриасовую эпоху формируются маломощные отложения песчано–конгломератовой красноцветной толщи (верхняя молассовая формация). Незначительная мощность конгломератов указывает на то, что приподнятые блоки были не очень высокими и слабо расчлененными, а красноватая окраска пород – на аридный климат. В конце верфенского века поднятия были значительно снивелированы и перестали поставлять грубый (конгломератовый) материал и в бассейн сносился более мелкий песчанистый и глинистый материал, который накапливался в центральной части зоны (Тулча, правый берег р. Телица, Узумбаир, Зебил и др.). Известные максимальные мощности нижнего триаса не превышают 100 м.

В среднетриасовую эпоху морские условия сохранились, но приподнятые блоки были уже настолько снивелированы, что обломочный материал с них не поступал и в бассейне стали отлагаться почти исключительно карбонатные осадки. Судя по набору и обилию фауны в известняках, море было мелким и теплым. Среднетриасовый морской бассейн протягивался и в центральную часть современной Бабадагской впадины вплоть до Центральной Добруджи, о чем свидетельствуют отдельные выходы анизийских – карнийских известняков в районе Башпунар–Камена. В течение всей среднетриасовой эпохи накопилось от 100 до 300 м красноватых, беловатых, реже черных известняков. Причем в некоторых местах (по краям впадины), где отсутствовали отложения верхней части разреза нижнего триаса, известняки ложатся прямо на базальные конгломераты нижнего триаса, что свидетельствует о некотором расширении морского бассейна.

В карнийской веке палеотектоническая обстановка оставалась прежней и продолжалось преимущественно карбонатное осадконакопление: плитчатые известняки и доломиты с кремнеземом (с силекситами – кремнистыми стяжениями, которые являются характерной особенностью этих пород). Вверх по разрезу известняки и доломиты сменяются красными мергелями и мергелистыми известняками, возраст которых определен как позднекарнийский – раннеиорийский. Появление в осадках глинистой составляющей указывает на незначительные воздымания по разломам окружающей суши. В общей сложности в течение карнийского века отложилась толща

мощностью 250–400 м. В это же время (во второй половине карнийского века) активизируются тектонические движения по разломам. Восточная половина зоны Тулча начинает воздыматься и превращается тоже в горст, а в западной (меньшей) части продолжают опускаться и формируется небольшой узкий грабен, который М.В. Муратов назвал грабеном Мейданкей [Зёмная..., 1975]. Максимальные размеры грабена в зоне Тулча не превышают 50×10 км.

Особенно активно в это время проявил себя разлом Лунковица–Консул. Вдоль него в грабен происходили излияние и извержение диабазовых лав и внедрение кварцевых порфиров, которые в совокупности и представляют андезит–липаритовую (порфировую) формацию, характерную только для собственно орогенной (четвертой) стадии развития.

Во второй половине норийского века осадконакопление происходит только в западной части зоны Тулча, в грабене Мейданкей. Здесь в теле внутренней триасовой впадины по разломам образуется изолированная грабен–синклиналь, в которой мергелистые известняки сменяются толщей чередующихся песчаников с гиероглифами и аргиллитами (или глинистыми сланцами).

Норийские флишевые слои Налбанд зоны Тулча внешне сходны с отложениями таврической серии Горного Крыма, что дало повод ряду исследователей считать зону Тулча продолжением геосинклинали Горного Крыма [Геофизические ..., 1969; и др.]. Сейсмоакустическое профилирование в акватории к западу от Крымского полуострова показало, что структуры Горного Крыма к западу сужаются и у Николаевского разлома замыкаются, так что никакого продолжения их западнее этого разлома нет.

Следует еще добавить, что к северу зона Тулча, сужаясь, продолжается в пределы Нижнепрутского горста, где она, по-видимому, и замыкается. Здесь у самой шовной зоны сочленения двух платформ скважинами вскрыты грубообломочные породы нижнего триаса (Манта и Гаваносы) мощностью 20–50 м. Как и в зоне Тулча, триасовые породы прорваны гранит–порфирами, кварцевыми и дацитовыми порфирами, а также диабазами.

Суммируя изложенный материал по истории развития западной части Северо–Добруджинско–Крымской геосинклинали, можно сделать следующие выводы.

1. Геосинклинальное развитие западной части региона (к западу от Одесского разлома) началось в силурийский период и закончилось в позднем триасе. Несмотря на некоторое наличие магматизма, она развивалась как миогеосинклиналь, зажата жесткими платформенными глыбами: на севере Восточно–Европейской платформой, а на юге байкальским Мизийским срединным массивом.

2. Западная часть региона прошла два этапа развития: геосинклинальный и орогенный. Геосинклинальный этап начался в силурийском периоде, закончился в девонском и состоял из двух стадий развития: ранней, или стадии начальных погружений, и зрелой, или предорогенной. В конце девона произошла основная фаза складчатости (бретонская) и внедрение синтетектонических гранитоидных

интрузий. К этому же времени относится формирование крупных антиклиналей (Меджина, Тайпа, Тулча-Махмудия и о-ва Змеиного) и разделяющих их синклиналей, зарождение разлома Лунковипа-Консул и возобновление движений по более древним разломам (Печеняга-Камена, Фрунзенско-Арцизскому и Одесскому).

3. Орогенный этап продолжался с раннекаменноугольной эпохи до конца триасового периода и тоже делится на две стадии: ранне-орогенную и собственно орогенную. Раннеорогенная стадия охватывает время формирования "карапелитовой" молассовой формации (нижнекаменноугольная эпоха), сводово-глыбовое воздымание всей западной зоны (позднекаменноугольная эпоха и пермский период) и внедрение постскладчатых преимущественно щелочных гранитоидов (позднекаменноугольная эпоха). В это же время происходит интенсивное воздымание горстовой шовной зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Северо-Добруджинско-Крымской геосинклинали.

4. Орогенный этап завершается четвертой, собственно орогенной стадией, охватывающей триасовый период, во время которой завершились горообразовательные процессы, закончилось расчленение территории на три основных блока: зону Мэчин, зону Тулча и зону о-ва Змеиного. В зоне Тулча сформировалась возрожденная внутренняя впадина, выполненная отложениями верхней молассы, карбонатными и флишеподобными отложениями. Возникают новые и оживляются более древние разломы, по которым происходит дробление зоны Тулча. С этими разломами связаны внедрения гипабиссальных интрузий (различных порфиров), излияния и извержения средней и основной магмы, продукты которых составляют андезит-липаритовую (или порфировую) формацию. В конце триасового периода в связи с воздыманием всей Северо-Добруджинской зоны триасовые отложения сминаются в сложные, но мелкие складки. Остальные породы реагируют на эти движения только разрывами. На этой стадии заканчивается орогенное развитие и район превращается в складчатую зону.

5. С ранней юры начинается новый этап развития – этап формирования платформенного чехла и платформенных структур.

К востоку от Одесского разлома, т.е. в крымской части палеозойской геосинклинали, ход геологической истории развития несколько отличался от истории западной части (см. рис. 45). В Равнинном Крыму палеозойские отложения перекрыты мощным платформенным чехлом и нигде не обнаруживаются на дневной поверхности, поэтому восстанавливать определенные этапы и стадии развития можно только по керновому материалу. Особое затруднение здесь представляет определение возраста пород, который в основном датируется по их положению в разрезе и сопоставлению с другими районами. Здесь, как и в западной части региона, выделяются два этапа развития: геосинклинальный и орогенный.

Наиболее древние палеозойские отложения вскрыты скважинами в пределах Новоселовского поднятия, где они представлены зеленосланцевыми образованиями.

Зеленые актинолит-эпидотовые сланцы, по мнению некоторых исследователей [Муратов и др., 1968], образовались большей частью в результате метаморфизма магматических пород основного и среднего состава. Если считать первичный состав остальных сланцев терригенно-карбонатным, то весь разрез можно сопоставить с силурийско-девонскими отложениями северодобруджской части геосинклинали. Только в крымской части геосинклинали они претерпели начальную ступень фации зеленых сланцев регионального метаморфизма.

Выше залегает толща так называемых аспидных сланцев, которая перекрыта фийшеподобными отложениями.

Известные мощности этих образований составляют не менее 2000 м.

Самая нижняя часть сланцевой толщи (вскрытой Елизаветинской скважиной), отнесенной условно к силуру-девону, сходна с одно-возрастными отложениями Северной Добруджи и о-ва Змеиного, особенно с силурийскими частями их разрезов. Их объединяет карбонатная составляющая в разрезах, а также наличие магматических прослоев основного и среднего состава. Пока только можно предположить, что формирование палеозойской геосинклинали в Крыму началось с этих отложений. Как и на западе, палеозойская геосинклиналь заложилась на байкальском основании благодаря крупным субширотным разломам, указанным выше. На первой стадии (стадии начальных погружений) в образовавшийся прогиб стал сноситься мелкий, преимущественно глинистый материал. Возможно, что в еще не вскрытых нижних частях разрезов и присутствует более грубый материал. Снос материала шел как с севера, со стороны Украинского кристаллического щита, так и с юга, со стороны байкальского Черноморского массива. Окружающая суша была невысокой, достаточно сnivelированной в кембрийско-ордовикское время и поэтому поставляла главным образом песчано-глинистый материал, составивший здесь (как и на западе) аспидную формацию.

К этой же стадии развития следует отнести также толщу аспидных сланцев мощностью свыше 1200 м, вскрытых скважинами на Новоселовском поднятии. Иногда снос терригенного материала замедлялся и в бассейне шло карбонатное осадконакопление.

Палеозойский прогиб не представлял собой пологой прогнутой ванны, в нем происходило неравномерное погружение байкальского основания. Южным бортом прогиба были современные Симферопольское и Новонаришынское поднятия. Внутри палеозойского прогиба, вероятно, существовала невысокая Новоселовская антиклиналь, разделявшая прогиб на северную и южную части, что подтверждается гравиметрическими данными (новоселовский максимум силы тяжести) [Геология СССР, т. 8, 1969].

Стадия начальных погружений и геосинклинального осадконакопления оказалась здесь растянутой на силурийский, девонский периоды и захватила первую половину раннекаменноугольной эпохи. В отличие от западной части (северодобруджской), которая за это время прошла полный геосинклинальный этап развития и всту-

пила в орогенный. К сожалению, в Равнинном Крыму нигде не вскрыты нижние части разреза, формировавшиеся в первую стадию, поэтому остается неизвестной их полная мощность. Мощность вскрытой части разреза составляет здесь около 1500 м.

Каких-либо достоверных сведений о проявлении магматизма на этой стадии развития нет. Есть только предположения, основанные на наличии реликтовых структур в актинолит-эпидотовых сланцах, о том, что они образовались по магматическим породам основного и среднего состава [Муратов и др., 1968]. Вероятно, это предположение справедливо, и можно считать, что в середине первой стадии геосинклинального этапа произошло очень слабое и маломощное налияние лав такого состава.

Начало второй (зрелой или предорогенной) стадии геосинклинального этапа приходится на вторую половину раннекаменноугольной эпохи и заканчивается в позднекаменноугольную эпоху. Ко времени, соответствующему этой стадии, мы относим формирование флишеподобной толщи.

По-видимому, в конце первой стадии произошла частная инверсия бортов палеозойского прогиба и Новоселовской антиклинали, и в начале второй стадии по обоим бортам последней формировались узкие флишевые трог. Один из таких трогов выявлен скважинами по северному склону Новоселовской антиклинали от с. Тарасовки до сел Новосельского и Красновки. Максимальные мощности флишевой толщи известны у с. Тарасовки, где они достигают 700 м [Муратов и др., 1968].

Во время образования флишевых отложений в верхних частях бортов трогов, а также на антиклинальных сводах формировались породы известняковой формации. Особенно широко эта формация была распространена к югу от Новоселовской антиклинали и на бортах Симферопольского поднятия. О распространении пород известняковой формации в южной части Крымской палеозойской геосинклинали свидетельствуют глыбы известняков и их гальки в долине р. Бодрака и у с. Трудолюбовка, в долине Салгира на р. Альме и в других местах.

Вторая стадия заканчивается в позднекарбонную эпоху началом общей инверсии, общим воздыманием всей территории, во время которого частные антиклинали объединяются в единое крупное поднятие, отмирают (замыкаются) частные прогибы (флишевые трог), которые тоже вовлекаются в поднятие, происходят складчатые процессы, возрождаются старые и возникают новые разрывные нарушения. Эта главная фаза складчатости проходила на границе карбона и перми — в астурийскую фазу тектогенеза, а не в судетскую, как считают некоторые исследователи, ибо в среднем карбоне еще формировалась флишеподобная толща.

В отличие от западной (северодобруджинской) части в Крыму очень трудно судить о проявлении синтетектонического магматизма. Имеются следующие сведения: в Новоселовском районе флишеподобная толща на глубинах 925–1370 м пронизана несколькими интрузивными телами основного состава. Там же скважиной два-

ды пройдена дайка диабаз: первый раз на глубине 1504–1507 м (мощность 3 м) и второй – на глубине 1665–1667 м (2 м). Еще глубже (1928–1933 м) был встречен биотитовый диорит [Геология СССР, т. 8, 1969]. В работе "Земная кора и история развития Черноморской впадины" [1975] перечисляется целый ряд магматических образований, которые условно отнесены к среднему палеозою, хотя и не исключается позднепалеозойский возраст части из них. Л.Г. Плахотный и В.Г. Бондаренко [1972] пишут, что допозднепалеозойские границы в Равнинном Крыму нигде не установлены, и считают почти весь магматизм позднепалеозойским. Таким образом, никто достоверных доказательств существования среднепалеозойских интрузий не приводит. Мы считаем, что весь геосинклинальный этап проходил по обычной схеме развития миогеосинклинали, без проявления магматической деятельности, за исключением очень слабого проявления эффузивов в силуре и девоне, а известный в Равнинном Крыму интрузивный и эффузивный магматизм связан с орогенным этапом развития.

Во время завершения геосинклинального этапа развития породы подвергались региональному метаморфизму, что свидетельствует об увеличении количества и возрастания скорости теплового потока из недр. По-видимому, и количество и скорость последнего были незначительными и породы подвергались только начальным стадиям прогрессивного метаморфизма в фации зеленых сланцев. По данным Ф. Тернера и Дж. Ферхугена [1961], образование подобных пород происходит при температуре 300–500°C. Вероятно, в это же время продолжалось начатое раньше увеличение мощности земной коры в пределах палеозойской геосинклинали, в частности базальтового слоя, с которым и связано увеличение теплового потока.

Повсеместное отсутствие верхнекарбонových отложений или каких-либо признаков, указывающих на их существование в прошлом (как и на западе региона), свидетельствует о том, что в позднекарбонovou эпоху весь регион был выведен из-под уровня моря и представлял собой сушу. Морские условия осадконакопления существовали только в пределах Днестровско-Прутского перикратонного прогиба.

В северодобруджинской части суша существовала в течение средне- и позднекаменноугольной эпох и всего пермского периода, и морская трансгрессия, образовавшая залив северо-западного простирания, началась в зоне Тулча лишь в триасовый период. К востоку от Одесского разлома континентальные условия на всей территории существовали лишь в позднекаменноугольную эпоху (см. рис. 45).

Суша была невысокой, но расчлененной. Здесь уже существовали антиклинории, такие, как Новоселовский, Симферопольско-Новоцарицынский, вероятно, сформировался антиклинорий вдоль южного края современного Тарханкутского вала. Антиклинории были разделены синклинориями. Возможно, в конце этой эпохи или в начале пермского периода произошло раскалывание крымской суши по

разломам субширотного и северо-восточного направления на отдельные блоки. Часть блоков начала медленно погружаться, превращаясь в грабены или межгорные прогибы, и на их территорию вновь трансгрессировало море (см. рис. 45). С этого времени, т.е. с начала пермского периода, следует считать начало орогенного этапа развития Крыма.

Характерной чертой грабенов является их унаследованное местоположение; они формируются на месте бывших синклиналиев. Антиклинории представляли собой в это время островные участки суши, с которых шел снос в довольно узкие межгорные прогибы (грабены). Особенно четко один из таких межгорных прогибов устанавливается между современными структурами Тарханкутского вала и северным бортом Новоселовского поднятия. Здесь в начале третьей (раннеорогенной) стадии (вероятно, с перми до первой половины триасового периода) формировались исключительно терригенные отложения нижней молассовой формации — тонкообломочные породы морских мелководных водоемов. К ним относятся углисто-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников, алевролитов, туфов и туффитов, вскрытых на Октябрьской площади. Здесь же встречаются прослои порфиритов. Подобные породы известны у с. Крыловки. Здесь же присутствует толща палеотипных андезито-базальтовых, андезитовых порфиритов и их туфов. Известные мощности пород нижней молассы колеблются от 400 до 600 м [Муратов и др., 1968].

Границы второго раннеорогенного прогиба, расположенного севернее и северо-восточнее, четко не устанавливаются. Можно только предположить, что он находился между горстовой шовной зоной и Тарханкутским антиклинорием. Орогенные формации в этом прогибе вскрыты лишь в районах Ново-Алексеевки, Геническа и Балашовки. Здесь формация нижней молассы представлена тонкопереслаивающимися зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями гравелитов. Возраст пород устанавливается как пермско-триасовый на основании сопоставления с Ясенским разрезом Предкавказья, но палинологический комплекс, определенный в этой толще, указывает на раннемезозойский возраст пород. В районе с. Балашовки под нижнемеловыми отложениями обнаружены интенсивно ороговикованные аргиллиты и песчаники, которые мы тоже относим к раннеорогенной стадии образования. Возраст роговиков (вероятно, время процессов ороговикования), определенный Ф.И. Котловской в 250 млн. лет [Плахотный, Бондаренко, 1972], отвечает середине пермского периода.

Южная граница второго раннеорогенного прогиба проведена по северному борту Тарханкутской антиклинали (см. рис. 15) условно. Вполне возможно, что оба орогенных прогиба соединялись между собой в центральной или восточной части современного Равнинного Крыма. В северный прогиб снос шел преимущественно с севера, со стороны Украинского кристаллического щита, и в меньшей степени с юга. Известная мощность нижней молассы здесь не превышает 350 м.

В раннеорогенную стадию развития климат был аридным, на что указывает отсутствие угленосных моласс и наличие пермских соленосных отложений в Днестровско-Прутском перикратонном прогибе. Эффузивный вулканизм был весьма незначительным и мог проявляться лишь в зонах отдельных очень, крупных разломов, что можно связать со снижением проницаемости коры в условиях ее сжатия [Хайн, 1973] и, самое главное, с миегеосинклинальными условиями развития. Имеются некоторые признаки внедрения гранитоидных интрузий во время этой стадии развития.

Если к северу от Новоселовского антиклинория в обоих прогибах в раннеорогенную стадию формировались формации нижней молассы, то к югу от него находился третий прогиб, заполнявшийся совершенно другими отложениями – карбонатными. Прогиб располагался между Новоселовским и Симферопольским антиклинориями. Правда, здесь только в одном месте бурением вскрыты верхнепалеозойские – нижнемезозойские (?) карбонатные породы. Это район Евпатории, где скважины прошли свыше 300 м по доломитам, доломитизированным и оолитовым известнякам (см. рис. 29). По фауне плохой сохранности толща отнесена к верхней перми, но не исключается и триасовый возраст [Муратов и др., 1968]. Но многочисленные глыбы и гальки известняков с фауной нижней и верхней перми, обнаруженные в предгорьях Горного Крыма, свидетельствуют о довольно широком распространении пермских известняков на первой стадии орогенного этапа. В центральной части прогиба, у с. Николаевки, скважиной вскрыт исключительно терригенный разрез. Собственно говоря, только разрезами этих двух районов и можно характеризовать южный орогенный прогиб.

Можно полагать, что в раннеорогенную стадию центральная часть южного орогенного межгорного прогиба заполнялась исключительно терригенным материалом, мощность которого здесь превысила 2000 м. Борты прогиба были довольно крутые, и весь терригенный материал сносился в более глубокую часть. В отдельных местах по обоим бортам прогиба на мелководье, представлявшим собой шельфовые участки, формировались известняки и доломиты, которые к центру прогиба замешались терригенными отложениями. На мелководный характер пермских известняков, вскрытых в районе г. Евпатория, указывает комплекс фауны и наличие багряных водорослей [Муратов и др., 1968].

В конце среднетриасовой или в начале позднетриасовой эпохи началась последняя, собственно орогенная стадия развития герцинской геосинклинали. В эту заключительную стадию произошли горообразовательные процессы, стали более интенсивно воздыматься антиклинорные зоны и возобновились движения по разломам субширотного простирания. Параллельно с ростом антиклинорных зон углублялись межгорные прогибы. В эту стадию формировались отложения верхней молассовой формации, являющиеся продуктами размыва растущих антиклинорных зон. Отлагались они в тех же прогибах, в которых накапливались образования нижней молассы. Наиболее полный разрез верхней молассы в северном прогибе (с. Но-

180

во-Алексеевка и г. Геническ), где он представлен мелкообломочными пестроцветными конгломератобрекчиями и гравелитами. Состав обломочного материала конгломератобрекчий указывает на то, что в основном снос шел со склонов Украинского щита и в меньшей мере с юга [Муратов и др., 1968].

Продолжающееся воздымание складчатого горного сооружения герцинид в позднетриасовую эпоху привело к возникновению и оживлению многочисленных разломов, многие из которых служили подводными каналами для подъема магмы. Как раз в течение позднего триаса, ранней и средней юры происходит интенсивное внедрение даек и силлов основного и среднего состава. Они известны на Октябрьской площади, где их возраст определен в 158 млн. лет (средняя юра), а вмещающие их песчаники имеют возраст 186 млн. лет (ранняя юра). У с. Березовки дайки представлены кварцевыми диабазами, западнее с. Северное вскрыта скважиной (интервал 910–1469 м) гипабиссальная интрузия среднезернистых кварцевых диоритов и кварцевых диабазов, абсолютный возраст которых определен в 210 млн. лет (поздний триас) [Плахотный, Бондаренко, 1972]. У с. Новоселовки вся толща орогенных образований пронизана дайками и силами кварцевых диабазов, габбро-диабазов, микродиоритов, кварцевых порфиров и др. [Муратов и др., 1968]. Хотя абсолютный возраст этих изверженных пород не определен, но положение их в разрезе и аналогичный петрографический состав с вышеуказанными интрузиями не оставляют сомнений в их одновозрастности и принадлежности к заключительной стадии орогенного этапа развития. К юрскому периоду отнесены излияния андезитовых порфиров и кварцевых порфиров, вскрытых Красновской скважиной, к раннемезозойскому вулканизму – дацит-андезитовые порфиры, встреченные под нижним мелом скважинами Орловской, Северо-Джанкойской и др. [Плахотный, Бондаренко, 1972]. К этой же стадии должны быть отнесены, по нашему мнению, дайки в аспидных сланцах и во флишеподобной толще ранне-среднекаменноугольного возраста, прорывающие эти толщи.

Все эти интрузивные и эффузивные проявления представляют собой типичную андезит-диоритовую или порфировую формацию, характерную для субсеквентного вулканизма, т.е. вулканизма собственно орогенной (четвертой) стадии развития [Хаин, 1973]. Как по составу пород, так и по времени проявления магматизм Равнинного Крыма очень близок к магматизму зоны Тулча, и в обеих зонах он характеризует завершение орогенного этапа развития. Только в Равнинном Крыму последняя стадия (как впрочем и другие стадии, см. рис. 45) оказалась значительно более сдвинутой во времени, чем в зоне Тулча. В Крыму собственно орогенная стадия завершилась в позднюрскую эпоху.

Принято считать [Муратов и др., 1968; Геофизические..., 1969; Плахотный, Бондаренко, 1972; и др.], что в Равнинном Крыму нижне- и среднюрские отложения имеют широкое распространение. Дело в том, что ряд исследователей объединяют триасовые и юрские (и даже пермские) породы в единый комплекс, который в этом

случае действительно имеет значительное распространение за счет доюрских отложений [Денега, Орлова-Турчина, 1971; Денега, 1973]. Если обратиться к фактам, обоснованным палеонтологически или палинологически, то оказывается, что юрские породы обнаружены только в единичных местах, приуроченных к вышеуказанным орогенным межгорным прогибам (грабенам). Юрские породы залегают полого, с угловым несогласием на подстилающих отложениях и несогласно перекрываются лагунно-континентальными отложениями нижнего мела. Более широкое (чем на суше) распространение юрских пород предполагается на акватории в пределах Каркинитской и Сивашской впадин, а также на Керченском полуострове и в южной части Азовского моря. Верхнеюрские отложения нигде в Равнинном Крыму не обнаружены.

В отношении места и роли триас-юрских отложений в истории развития Равнинного Крыма не существует единого мнения. Муратов и соавторы [1968], Л.Г. Плахотный и В.Г. Бондаренко [1972] и другие геологи считают, что верхнекаменноугольные (хотя они нигде в Крыму не доказаны), пермские и частично триасовые отложения составляют орогенный комплекс герцинид, а триасовые (имеются в виду, очевидно, верхнетриасовые) и юрские отложения относятся к начальным стадиям платформенного периода развития Скифской плиты. А.Е. Шлезингер [1971] зоны Тувча, Тарханкут и Горного Крыма считает вторичными (возрожденными) геосинклиналями. В.И. Славин [Геофизические..., 1969], Б.И. Денега [1973] связывают наличие триас-юрских отложения в Равнинном Крыму с образованием на герцинском фундаменте новых киммерийских геосинклиналей. Они считают, что основная фаза складчатости была киммерийской, не указывая, какая именно: древнекиммерийская (на границе триаса и юры) или новокиммерийская (между киммериджем и валанжиниом). Следов ни той, ни другой в Равнинном Крыму нет, если время проявления складчатости считать общепринятым европейским, поскольку в этих случаях приходится разбивать согласно лежащие толщи (см. рис. 45). Правда, Б.И. Денега [1973] указывает, что киммерийская складчатость завершилась в различные отрезки мезозойского периода. Как указывалось выше, имеется лишь один факт — факт несогласного залегания средней юры на подстилающих породах (Северное Присивашье).

Анализ приведенного нами материала показывает, на наш взгляд, что точка зрения М.В. Муратова [Муратов и др., 1968] и Л.Г. Плахотного [Плахотный, Бондаренко, 1972] ближе к истине, и наши представления во многом совпадают с последними. Как видно из рис. 29, 45, к орогенному этапу мы относим пермские, триасовые и юрские образования, которые отлагались исключительно в орогенных прогибах (грабенах) и представлены орогенными формациями. Считать их геосинклинальными (как и триасовые отложения Северной Добруджи) нет никаких оснований. Во-первых, это грубые молассовые отложения, здесь нет ни аспидных, ни флишевых образований; во-вторых, максимальные суммарные мощности вскрытых пермских, триасовых и юрских отложений не превышают 1000 м, 182

за исключением разреза Николаевской скважины, где их мощность определена в 2000 м (а если суммировать мощности только триаса и юры, то вообще получим не более 300–500 м). В-третьих, здесь, так же как и в зоне Тулча, нельзя разделять пермские, триасовые и юрские отложения на геосинклинальные и орогенные и тем более выделить в них определенные стадии развития. Приуроченность пермско-юрских (или триасово-юрских) отложений к определенным межгорным (орогенным) прогибам – грабенам, единство разреза, отсутствие угловых несогласий (за исключением средней юры) между толщами, а также крутизна углов залегания пород (в среднем $40-80^{\circ}$ [Денег, 1973]) не позволяют считать их и платформенными образованиями.

Мы полагаем, что триасово-юрские отложения завершают орогенный этап (собственно орогенную стадию) развития. Растянута во времени последняя стадия развития до среднеюрской эпохи включительно связана с интенсивными тектоническими движениями в соседней Крымско-Кавказской альпийской геосинклинали. Л.Г. Плахотный и В.Г. Бондаренко [1972, с. 212] уже отмечали, что орогенный (триасово-юрский) "комплекс пород формировался в обстановке резкой активизации мезозойских (киммерийских) тектонических движений, охвативших весь Крым, но проявившихся по-разному в южной и северной его частях". К этому следует добавить, что когда началось заложение и шло формирование Крымско-Кавказской геосинклинали (триасовый период), еще слабо консолидированная будущая молодая Скифская платформа реагировала возрождением старых и заложением новых разрывных нарушений. Естественно, последние возрождались и закладывались в самых ослабленных местах, а такими являлись межгорные орогенные прогибы, продолжавшие свое нисходящее движение. Поэтому ниже- и среднеюрские отложения накапливались только в этих прогибах.

В конце триасового и в юрский периоды заканчивают свое развитие (замыкаются) межгорные прогибы, происходит компенсированное осадконакопление и наступает изостатическое равновесие. В позднеюрскую эпоху территория современного Равнинного Крыма воздымается, начинается нивелирование его рельефа. Была ли вовлечена в поднятие территория к западу от Крымского полуострова (до Одесского разлома), остается неизвестным. Возможно, здесь продолжалось в позднеюрскую эпоху осадконакопление, которое тоже сглаживало доюрский рельеф, предвзявая платформенный этап развития. К западу от Одесского разлома в юрский период уже шло формирование платформенного чехла и его структур.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ПЛАТФОРМЕННЫЙ ЦИКЛ

Платформенный чехол представляет собой структурный комплекс, разделяемый на три структурных этажа. Нижний структурный этаж сложен породами рифея–перми (триаса?) и составляет нижнюю часть чехла, покрывающего фундамент Восточно-Европейской платформы только в пределах Днестровско-Прутского прогиба. Средний

структурный этаж чехла сложен мезозойско-кайнозойскими отложениями и покрывает фундамент обеих платформ и породы рифея-перми в перикратонном прогибе. Он состоит из отложений юр-сармата (включительно) и образован наложенными впадинами. Верхний этаж сложен надсарматскими отложениями по современным включительно, формирование которых несколько отличается от формирования подстилающих пород. Формирование каждого из этажей представляет собой определенный этап в истории развития региона.

В развитии структур фундамента, как и в развитии чехла северо-западной части Черного моря и прилегающей суши, существенную роль сыграл Одесский глубинный разлом. К западу от разлома формирование чехла и его структур началось раньше, чем к востоку, и развивалось по несколько иному плану. Основными структурами чехла являются наложенные впадины, залегающие либо на гетерогенном фундаменте разновозрастных платформ, либо на разновозрастном фундаменте одной из платформ.

В то время, когда к востоку от Одесского разлома в юрский период шло замыкание межгорных орогенных прогибов и территории превращалась в складчатую область, к западу от разлома на Скифской платформе шло формирование платформенного чехла. После окончания древнекиммерийских орогенных движений (на границе триаса и юры) Северная Добруджа в процессе воздымания превратилась в сушу, где шло разрушение складчатой области и нивелировка рельефа. Эти события происходили в течение рэтского века и раннего лейаса.

В плинсбахский век началась трансгрессия лейасового моря в пределы Северной Добруджи, где стали отлагаться базальные пачки нижней юры. Все отложения среднего лейаса залегают трансгрессивно на разновозрастных подстилающих породах с угловым и азимутальным несогласием [Гид..., 1961]. Характер отложений указывает на мелководность моря, низкую сушу, окружавшую море, и снос материала с юго-запада со стороны Центральной Добруджи. Вероятно, ограничения морского залива служили на юго-западе Центральная Добруджа, а на севере — приподнятая зона вдоль р. Дунай и его Сулинского гирла. По данным Б.С. Слисаря [1971], за плинсбахское время здесь накопилось до 400–500 м пород. Наличие нижнеюрских пород в других местах описываемого западного района не доказано.

Среднелейасовая трансгрессия была кратковременной, и, по-видимому, уже в позднем лейасе море отступило из района Северной Добруджи в сторону Мизийской плиты, где известен разрез нижнеюрских отложений. Северная Добруджа вновь превратилась в сушу и как суша просуществовала до середины позднеюрской эпохи. Значительный перерыв в осадконакоплении между локально распространенными ворийскими и латерально более широко распространенными плинсбахскими отложениями, трансгрессивное залегание последних и угловые и азимутальные несогласия их с подстилающими породами, мелководность моря, незначительные мощности плинсбахских пород и наличие в них (кроме фауны) растительных остатков за-
184

ставляют нас отсчитывать время формирования платформенного чехла в Северной Добрудже с плинсбахского века.

На территорию, расположенную севернее Северной Добруджи, море трансгрессировало только в среднеюрскую эпоху. Точное время трансгрессии не установлено, так как не установлен возраст толщи песчаников, залегающих в основании юрского комплекса Молдавской впадины. Она могла произойти либо в ааленское, либо в раннебайосское время. Весьма подробно история развития Молдавской впадины рассмотрена в работе Б.С. Слюсаря [1971]. Здесь мы выделим лишь основные моменты развития этой структуры.

Молдавская впадина стала формироваться в среднеюрскую эпоху (аален или верхний байос) на гетерогенном основании. В пределах Восточно-Европейской платформы ее основание составляют разновозрастные породы палеозойского чехла: от силурийских до пермских включительно. В зоне краевого шва и к югу от него впадина располагается на складчатом основании палеозоя и триаса. Границы впадины были указаны в предыдущей главе и в одной из наших работ [Моргунов и др., 1976]. В среднеюрскую эпоху в результате дифференцированного опускания по разломам блоков Днестровско-Прутского перикратонного прогиба и северо-восточных предгорий Северной Добруджи море трансгрессировало с юга и юго-запада в этот район. Дифференцированное погружение блоков сказалось на распределении фаций и мощностей пород. В среднеюрскую эпоху погружение происходило не только в перикратонном прогибе, но и к северу от него: береговая линия среднеюрского моря проходила где-то по линии Кишинев-Одесса. По всей видимости, морем была покрыта и вся территория современной дельты Дуная, зоны Тулча и Нижнепрутского горста. В Северной Добрудже суша существовала, вероятно, только в зоне Мэчин в виде небольшого и низкого острова. На подобную палеотектоническую обстановку указывает наличие пелитовых отложений, слагающих байосский ярус в южных районах Молдавии [Слюсарь, 1971]. Минералогический состав среднеюрских отложений, хорошая их сортировка и окатанность зерен указывают на то, что основным поставщиком терригенного материала в Молдавскую впадину в среднеюрскую эпоху была Восточно-Европейская платформа и в меньшей мере островная зона Мэчин.

Фациальный состав среднеюрских пород и закономерности изменений фаций на площади, по мнению Б.С. Слюсаря [1971], указывают на то, что в байосском веке Молдавская впадина представляла собой неглубокий шельфовый бассейн, в котором шло компенсированное осадконакопление. В районе Баймаклинской площади присутствуют косослоистые песчаники, образованные в прибрежно-морских условиях. В батском веке прогибание впадины усилилось и она из шельфового бассейна превратилась в котловинный. Песчано-алевролитовые отложения байоса сменились более глубоководными пелитовыми осадками батского века. Ось наибольшего прогибания впадины (и наибольших мощностей) в среднеюрскую эпо-

ху находилась очень близко к юго-западному краю впадины и располагалась параллельно ему (см. рис. 30).

Анализ среднеюрской фауны и условий ее обитания, проведенный Л.Ф. Романовым [1966], указывает, на существование в данном районе морского бассейна с нормальной соленостью, нормальной вентилируемостью придонных вод и слабощелочной обстановкой в толще ила, где шли восстановительные процессы.

Среднеюрские отложения отличаются от более древних изобилием обугленных растительных остатков: различного размера обломков древесины, листьев, чешуек, а в шлифах наблюдаются обрывки растительной ткани [Слюсарь, 1971]. В Равнинном Крыму также в нижне- и среднеюрских отложениях обнаружено большое количество спор и пыльцы, о чем говорилось выше. Все это свидетельствует о том, что господствовавшие в течение всего палеозоя аридные климатические условия в юрский период сменились влажными гумидными теплыми, которые благоприятствовали развитию богатой растительности на суше.

На рубеже средне- и позднеюрской эпох происходит оживление тектонической жизни района, которое выразилось воздыманием по разломам ряда блоков и размывом на них среднеюрских отложений. Поднятием была охвачена не только территория всей Скифской платформы, но и южный край Восточно-Европейской. Доказательством воздымания и размыва среднеюрских отложений в Равнинном Крыму служат полное отсутствие верхнеюрских отложений и находки на западе в келловейских породах их обломков с фауной, а также трансгрессивное залегание пород келловоя на различных толщах средней юры. Вероятно, только Алуатский блок (палеозойская впадина) в пределах перикратонного прогиба оставался прогнутым (или отставал в своем воздымании по сравнению с другими блоками), и в нем шло непрерывное осадконакопление глинистого, алевроитового и реже песчаного с примесью карбонатного материала. Возможно, наибольшими темпами воздымания характеризовался Нижнепрутский горст, так как к северо-востоку от него в келловейских отложениях наблюдаются подводно-оползневые формы [Слюсарь, 1971]. Последние свидетельствуют о том, что юго-западный борт Молдавской впадины был достаточно крутым, в то время как северный и северо-восточный довольно пологими, т.е. впадина имела асимметричное строение.

В Молдавской впадине воздымание ее фундамента длилось очень короткое время и уже в среднем келловее сменилось всеобщим погружением. Воздымание территории продолжалось только к востоку от Одесского разлома и растянулось на всю позднеюрскую эпоху. В келловейском веке началась новая трансгрессия, максимум которой приходится на средний келловей. В связи с тем что границы бассейна в это время расширились и источники снова удалились от впадины, в последней накапливались толщи микроэзернитых, пелитоморфных, тонкодетритовых известняков и мергелей. Фациальная выдержанность осадков указывает на спокойную тектоническую обстановку в районе, а карбонатный состав и фауна — на 186

то, что породы образовались в мелководном теплом море с нормальной соленостью и нормальным газовым режимом.

В оксфордском веке происходит медленное воздымание дна Молдавской впадины и обмеление бассейна. Воздымание дна бассейна происходит ступенчато, по нескольким линиям разломов, поэтому оксфордские отложения залегают трансгрессивно на подстилающих. Наиболее мелкой оказались северная и северо-восточные части впадины. Здесь шло накопление мелководных органогенно-обломочных известняков, образовавших впоследствии пластообразный известняковый массив – биостром. Мощности известняков колеблются от 0 м на севере зоны до 100 м у ее южного края. У южного края этой зоны формируется рифовый массив шириной от 5 до 20 км. Как считает Б.С. Слюсарь [1971] образование рифа связано с разломом, а сам риф отделял мелководную часть впадины от более глубокой. Зона разлома проходила от с. Мурдженъ на Баймаклию – Конгаз – Новую Ивановку – Старые Трояны и на г. Килию. К юго-западу от рифа располагалась более глубокая часть впадины, где шло преимущественно карбонатно-терригенное осадконакопление. Максимальная амплитуда прогибания достигала здесь 800 м.

Наличие толщ органогенных известняков и рифовых построек указывает, что бассейн был довольно мелководным, не более 100–150 м, поскольку рифообразующие организмы и водоросли могут обитать только в зоне фотосинтеза [Методы..., 1960]. Климат был довольно теплый, но к концу оксфордского века сменился на аридный. Для северной и северо-восточной частей впадины источником сноса материала служила очень низкая суша Восточно-Европейской платформы, почти не поставлявшая терригенный материал, а для юго-западной – остров (или острова) зоны Мэчин Северной Добруджи, тоже представлявший собой низкую сушу. Массивные органогенные известняки отлагались и в южной части зоны Мэчин (между Кыржеларь и Хасынлар) на границе с Центральной Добруджей.

В кимериджском веке продолжалось медленное дифференцированное воздымание дна Молдавской впадины. Более погруженной продолжала оставаться юго-западная часть ее, где шло формирование терригенно-хемогенной толщи (400 м).

Перекрываются отложения кимериджа пестроцветной (крашцветной) песчано-глинистой толщей титона.

Анализируя кимеридж-титонские отложения, историю развития впадины в это время можно представить следующим образом. Интенсивное воздымание значительной территории к востоку от Одесского разлома сказалось и на западной половине исследуемого района. По всей вероятности, юго-западная и южная части Украинского щита, а также район о-ва Змеиного тоже были вовлечены в поднятие. В кимериджском веке Молдавская впадина отделилась от основного морского бассейна и превратилась в крупную лагуну. В начале кимериджского века происходит карбонатно-терригенное осадконакопление, которое к концу века сменяется терригенно-хемогенным. В установившемся во второй половине века засушливом аридном климате в лагуне в результате интенсивного испарения во-

ды осаждались кальцево-магниево-соли. Иногда лагуна сообщалась с открытым морем, что отразилось в периодическом осаждении то доломита, то кальцита [Слюсарь, 1971]. Терригенно-хемогенные толщи образовывались только в юго-западной зоне впадины, куда терригенный материал поступал в незначительном количестве. Грубообломочный материал концентрировался в основном в северо-восточной зоне, что указывает на то, что главным поставщиком материала была Восточно-Европейская платформа.

Дифференцированное воздымание всего исследуемого региона, довольно энергично продолжавшееся в титонское время, привело к тому, что обрамление впадины (особенно Северная Добруджа, Нижнепрутский горст и район о-ва Змеиного) было значительно приподнято и впадина стала быстро заполняться обломочным материалом. Темп заполнения не компенсировался прогибанием, и это в конечном итоге привело к ликвидации морского режима в пределах впадины и превратило ее в низкую аллювиальную равнину, которая иногда затоплялась морем и в которой накопились лагунно-континентальные красцветные толщи вишневской свиты. В.Ф. Мороз [1969] считает, что верхние горизонты вишневской свиты представляют собой типичную кору выветривания, образование которой связано с эпохой пенепленизации рельефа в конце юрского и начале мелового периодов. А.Г.М. Билинжис [1971] на основании этого делает вывод о существовании здесь древней погребенной юрско-нижнемеловой поверхности выветривания.

Восточным ограничением Молдавской впадины служит Одесский разлом [Моргунев и др., 1976]. К западу от него в акватории располагается примерно треть впадины (см. рис. 30, 46). На море юрские отложения устанавливаются условно на основании анализа разрезов, полученных сейсмоакустическим профилированием. В зоне Скифской платформы (район о-ва Змеиного) юрские отложения выполняют неровности палеозойского рельефа. Мощность их здесь не превышает 800 м. Это значение хорошо согласуется с данными Л.Ф. Романова и В.И. Славина [1970], а также Б.С. Слюсаря [1971] по суммарным мощностям средне- и верхнеюрских отложений на побережье. При приближении к береговой линии (со стороны суши) мощности как средне-, так и верхнеюрских отложений уменьшаются и колеблются от 400 до 800 м. На акватории разделить юрские отложения не представляется возможным, но, по-видимому, большую часть разреза составляют среднеюрские, а верхнеюрские подвергались значительному размытию в меловом периоде. В северной половине впадины (в пределах Восточно-Европейской платформы), вероятно, большую часть юрского разреза составляют верхнеюрские породы (см. рис. 27). Здесь они составляют меньшую часть впадины и мощности их тоже меньше (около 150 м), а на широте Днестровского лимана эти отложения выклиниваются.

Историко-тектонический анализ материала позволяет выделить ряд важнейших моментов в формировании платформенного чехла к западу от Одесского разлома в юрском периоде.

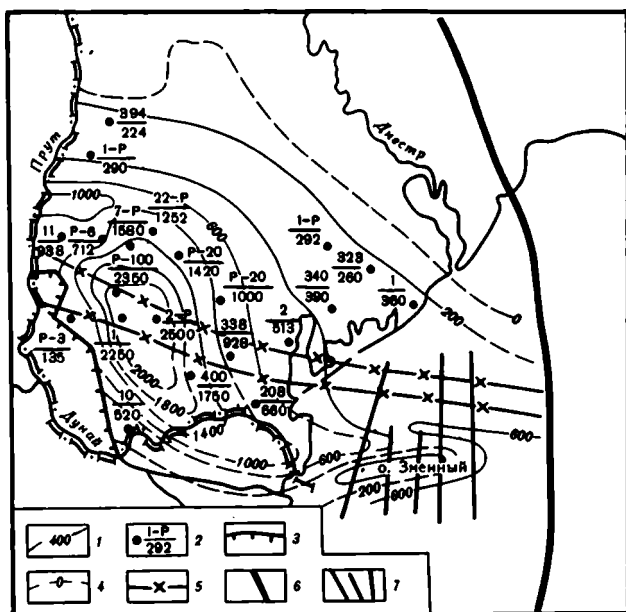


Рис. 46. Карта равных мощностей верхней юры Молдавской впадины
1 – изолинии мощностей, м; 2 – скважины (числитель – номер, знаменатель – мощность отложений, м); границы Молдавской впадины: 3 – юго-западная (разлом), 4 – северная; 5 – краевой шов – зона сочленения Восточно-Европейской и эпигерцинской (Скифской) платформ; 6 – Одесский разлом; 7 – расположение сейсмоакустических профилей (изопахиты по суше взяты из работы [Романов, Славин, 1970])

1. В конце триасового периода (рэтский век) и в начале юрского (ранний лейас) территория Северной Добруджи вместе с о-вом Змеиным и территория Днестровско-Прутского перикратонного прогиба были сушей. Климат с аридного начал меняться на гумидный.

2. С плинсбахского века начинается качественно новый цикл развития района: происходит дифференцированное прогибание фундамента Скифской платформы, которое послужило началом формирования платформенного чехла и его структур. Этот новый цикл связан с тектоническими движениями в смежных геосинклиналях (в Карпатах и Крыму).

3. Формирование юрского платформенного чехла (Молдавской впадины) произошло в основном в три стадии. Первая стадия – стадия прогибания длилась (с перерывом в позднем лейасе) с плинсбахского века по батский включительно. В эту стадию накапливались исключительно терригенные образования – нижняя или трансгрессивная морская терригенная формация [Хаин, 1973]. Осадкообразование проходило в условиях гумидного климата. Вторая стадия отвечает стадии медленного воздымания территории впади-

ны, или времени максимальной трансгрессии и максимального тектонического покоя. Она охватывает келловейский и оксфордский века, в которые меняется также климат с гумидного на аридный. Во время второй стадии накапливалась преимущественно карбонатная (платформенная) формация. Третья стадия завершает воздымание большей части территории Молдавской впадины и приходится на киммериджский и титонский века. В начале стадии происходит формирование терригенно-хемогенной толщи (эвалоритово-красноцветной формации, по В.Е. Хаину [1973]), а в конце стадии впадина превращается в лагуну, где накапливаются лагунно-континентальные образования (красноцветная континентальная формация). С этого времени и по палеогеновый период почти вся Северная Добруджа, район о-ва Змеиног и Нижнепрутский горст, т.е. большая часть Молдавской впадины, превращаются в низкую сушу со слаборасчлененным рельефом. Таким образом, в Молдавской впадине за юрский период накопился почти полный набор образований платформенных формаций, характерных для одного цикла развития [Хаин, 1973].

Подобные три стадии развития для этого района были выделены Л.Ф. Романовым и В.И. Славиным в 1970 г. Но юрские отложения эти исследователи рассматривали не как платформенные, а как отложения краевого прогиба, связанного с орогенным этапом развития киммерийского складчатого сооружения Добруджи. Правда, сами авторы указывают на ряд особенностей этого прогиба, не дающих возможности поставить его в типичный ряд альпийских и герцинских передовых прогибов. Они относят эти особенности на счет своеобразия орогенного этапа развития киммерид Добруджи. Выше уже было доказано, что Северная Добруджа не является киммерийским складчатым сооружением, а только что изложенный формационный и историко-тектонический анализ убедительно показал, что юрские отложения – типично платформенные. Б.С. Слюсарь [1971], рассматривая Молдавскую впадину как платформенную структуру, в ее истории развития, начиная со среднего лейаса по титонский век включительно, выделяет восемь стадий развития. Первые три стадии отвечают нашей стадии прогибания. Четвертая, пятая и шестая стадии соответствуют нашей второй, а седьмая и восьмая стадии – третьей.

В течение всего мелового периода большие части Молдавской впадины и Северной Добруджи представляли собой сушу – крупный полуостров; по обоим бортам впадины стали формироваться меньшие по размерам меловые и мел-палеогеновые впадины. Наиболее приподнятым в это время оказался блок о-ва Змеиног. К северу от него формируется Нижнеднестровская впадина, которая на раннем этапе развития (раннемеловом) наследовала позднеюрское простирание северной ветви Молдавской впадины [Моргунов и др., 19766].

Нижнеднестровская впадина полностью располагается на опущенном южном крыле Восточно-Европейской платформы в пределах Днестровско-Прутского междуречья (см. рис. 30). Здесь в лагун-190

но-континентальных условиях в раннем неокоме (валанжин-готерив) продолжалось накопление верхней части вишневыской свиты (валя-пержийская пачка).

Морская трансгрессия началась в барремский век (на востоке региона – несколько раньше), о чем свидетельствуют морские отложения, охарактеризованные фауной. Они представлены в Нижнеднестровской впадине зеленовато-серыми и серыми песчанистыми глинами (Ферапонтьевка, Авдарма, Валя-Пержий и др.) и кварц-глауконитовыми песчаниками (Карабетовка, Валя-Пержий и др.). Глины и песчаники содержат мелководную фауну, и мощность их колеблется в Молдавии от 17,5 до 65 м [Геология СССР, т. 45, 1969]. Судя по мелкообломочному терригенному материалу и незначительным мощностям отложений, можно сказать, что окружающая барремский залив суша была низкой, поставляла незначительное количество материала, а море было мелководным, и прогибание впадины шло очень медленно.

В аптский и альбский века продолжалось медленное прогибание Нижнеднестровской впадины примерно в прежних границах. Сюда продолжает сноситься терригенный материал. Но окружающая суша стала еще более низкой и выровненной, поэтому нехватка терригенного материала компенсируется в центральной части впадины карбонатным. В это время (особенно в альбе) появляются известковые глины (Ферапонтьевка, Авдарма, Валя-Пержий и др.), наряду с кварцевыми песчаниками отлагаются песчанистые известняки и сильно известковистые песчаники. Но темп осадконакопления очень медленный и мощности апт-альбских отложений исчисляются десятками метров. Максимальная мощность всех нижнемеловых отложений (морских) не более 300 м.

В сеноманский век трансгрессия моря усиливается и морской бассейн распространяется далеко на север и запад, занимая участки низкой суши. Южная граница бассейна остается прежней, какой была в раннемеловую эпоху. Сеноманский век был веком максимальной трансгрессии моря не только в Днестровско-Прутском междуречье. В это время материал приносился преимущественно с юга и юго-запада, где располагалась довольно равнинная суша. Поэтому вдоль юго-западной и южной границы впадины (в шельфовой ее части) отлагались кварц-глауконитовые, олигомиктовые пески и глины. Во внутренней части впадины и на ее северном крыле, куда терригенный материал не доходил, формировались мелководные известняки. Максимальные мощности сеноманских отложений известны в районе Тирасполя, где они достигают 120-160 м [Геология СССР, т. 45, 1969].

С туронского века в результате медленного воздымания бортов впадины позднемеловое море постепенно отступало из Нижнеднестровской впадины на юго-восток. При этом оно нигде не выходило за пределы контура сеноманского бассейна. Западная граница туронского бассейна протягивалась от г. Ореева на Кишинев (несколько восточнее его) и восточнее г. Комрат до Вишневыского разлома. Северная граница проходила примерно на широте Котовск-

Запорожье. В пределах Нижнеднепровской впадины туронский ярус представлен исключительно маломощными известняками: белыми, мелоподобными, местами довольно рыхлыми (с. Кишканы) или кремнеземистыми (с. Пугой) и трепеловидными. Максимальные известные мощности отложений турона не превышают 70–80 м.

В коньякский век море располагалось примерно в тех же границах, что и в туронское время. Поэтому туронские отложения вверх по разрезу постепенно сменяются коньякскими. Последние тоже представлены мелоподобными известняками и писчим мелом и отличить их от подстилающих пород можно только по фауне. Среди коньякских отложений все же преобладает писчий мел, основное поле распространения которого находится к юго-востоку от Кишинева. Суммарная мощность коньякских отложений не превышает 60 м.

В сантонский век произошло медленное воздымание южного склона Украинского щита и северная граница бассейна сместилась к югу на 30–40 км. Западная граница осталась прежней. Сантонские отложения представлены исключительно писчим мелом.

К востоку от Одесского разлома платформенный чехол формировался по-другому, в тесной связи с развитием складчатого сооружения Горного Крыма и значительно позже – в раннемеловую эпоху. Стратиграфии и истории развития платформенного чехла в Равнинном Крыму посвящены многочисленные работы, сводка которых дана в "Геологии СССР" [т. 8, 1969] и в ряде других работ [Снегирева, Каменецкий, 1965; Богаец, Павлюк, 1973; Чекунов и др., 1976; и др.]. В связи с многочисленными геолого-геофизическими (в том числе и буровыми) работами, проведенными в Равнинном Крыму и на прилегающих территориях в течение последних 10–15 лет, стало возможным восстановить поэтапную историю развития его платформенного чехла. Формирование базальных слоев чехла на суше подробно рассмотрено в одной из работ А.Т. Богайца и М.И. Павлюка [1973], а анализ всего хода развития (начиная с раннего мела) сделан в работе А.В. Чекунова и соавторов [1976]. Но история развития структур чехла на акватории до сих пор остается неосвещенной.

На основании вышеназванных работ и полученных нами данных по акватории попытаемся рассмотреть историю формирования платформенного чехла всего региона. Валанжинские отложения на суше тесно связаны с нижнеготеривскими и распространены в виде узкой полосы между Горным Крымом на юге, который представлял собой в это время остров, и Симферопольско-Новошарыинским поднятием на севере. В этой полосе они представлены разнообразными континентальными и прибрежно-морскими отложениями с максимальной мощностью на западе до 200 м. Валанжин-нижнеготеривские отложения залегают с разрывом на палеозойских-верхнеюрских породах. В северном направлении, на Симферопольском поднятии установлено полное выклинивание валанжин-готеривских пород [Богаец, Павлюк, 1973]. По данным Г.А. Лычагина [Геология СССР, т. 8, 1969], полоса конгломератов, глыбовых известняков

192

и пудингов приурочена к северной части валанжинского залива, т.е. к Скифской платформе, откуда шел основной снос грубообломочного материала. Южнее полосы конгломератов, ближе к современной главной гряде, тоже в виде узкой полосы отлагались глины, мергели и известняки. Вместе с тем Г.А. Лычагин отмечает полное отсутствие валанжинских и нижнеготеривских отложений по северной окраине Качинского антиклинория (между долинами Малого Салгира и Качи). Таким образом, геологическую обстановку в валанжин-раннеготеривское время можно представить следующим образом. Большая часть складчатого сооружения Крыма, а именно все антиклинории (и южное крыло мегантиклинория, ныне опущенное под воды Черного моря), были приподняты над уровнем моря и представляли собой очень низкую островную сушу. С нее в бассейн поступал глинистый материал (Байдарская и Варнаутская котловины), ближе к склонам поднятий накапливались конгломераты и песчаники, местами глыбовые навалы известняков. Вполне возможно, что Качинский антиклинорий соединялся со Скифской складчатой областью в районе Симферопольского поднятия, разделяя временно бассейны на два залива: западный и восточный. Море трансгрессировало в основном с востока и юго-востока, поэтому в районах нынешнего Индоло-Кубанского прогиба и Феодосии, где титонские отложения постепенно сменяются валанжинскими, шло непрерывное осадконакопление. В западном заливе (район г. Балаклавы) трансгрессия временами прерывалась поднятиями и здесь отлагались более грубые осадки. Северный борт бассейна (Скифская складчатая область) был более высоким, разрушался интенсивнее и поставлял более грубый конгломератовый материал. Опускание южного края Скифской складчатой области в валанжин-раннеготеривское время было еще настолько незначительным, что морской бассейн в зоне Каркинитской впадины отсутствовал. Не было его и в Сивашской впадине.

В позднеготеривское – раннебарремское время по разломам субширотного направления происходит опускание южной половины Скифской складчатой области. Приподнятыми остаются Тарханкутский палеозойский антиклинорий и территория к северу от него. Незначительные воздымания происходят в это время также в Горном Крыму. В образовавшиеся между приподнятыми зонами прогибы (грабены) с востока постепенно трансгрессирует море, покрывая даже такие приподнятые участки, как Новоархиповское, Новоселовское, Симферопольское поднятия. Но в этом море существуют отдельные небольшие острова (Евпаторийский, Сакский и, вероятно, другие). По данным Н.И. Черняк [Геология СССР, т. 8, 1969], в это же время происходит заложение Альминской впадины. Здесь в мелководных и прибрежных условиях отлагаются конгломераты, пески и углистые глины. Местами (центральные районы Равнинного Крыма) морские отложения подстилаются континентальными мощностью до 100–150 м, имеющими тоже готерив-барремский возраст [Богаец, Павлюк, 1973]. Мощность морских отложений достигает 200–250 м, увеличиваясь в восточном направлении до 300–350 м (рис. 47, 1).

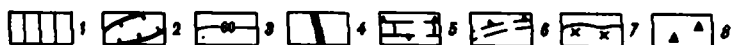
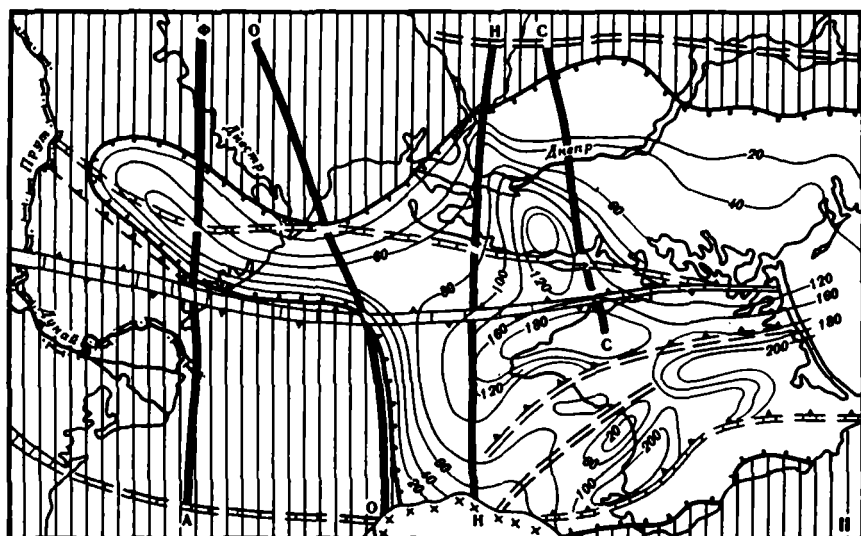
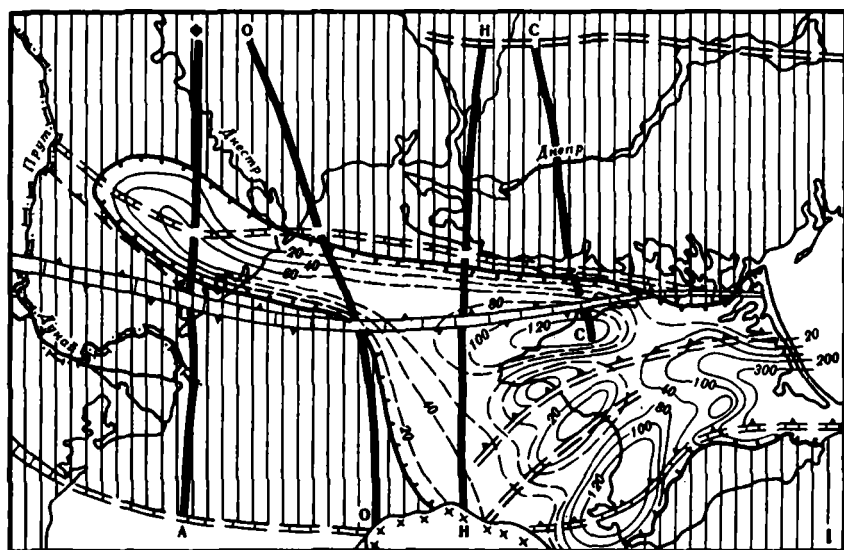


Рис. 47. Палеогеографические схемы:

I – неом (и баррем для Нижнеднестровской впадины). Начало раннемиоценовой трансгрессии

1 – суша; 2 – контур морского бассейна; 3 – изомощности отложений, м; глубинные разломы: 4 – дорифейские (Ф-А – Фрунзенско-Арцизский, О-О – Одесский, Н-Н – Николаевский, С-С – Скадовский); 5 – рифейские; 6 – палеозойские разломы, активно проявившиеся в мезозое-кайнозое; 7 – современный континентальный склон; 8 – места



проявления эффузивного магматизма (изомагнитности по суше взяты из работы [Чекунов и др., 1976]); II–III – аптский век, продолжение раннемеловой трансгрессии; IV – сеноманский век, максимум трансгрессии; V – туронский и коньякский века, начало позднемеловой регрессии; VI – сантонский век, продолжение позднемеловой регрессии; VII – кампанский век, продолжение позднемеловой регрессии; VIII – маастрихтский век, продолжение позднемеловой регрессии; IX – палеогеновая (раннепалеоценовая) эпоха, инкерманский век, конец регрессии

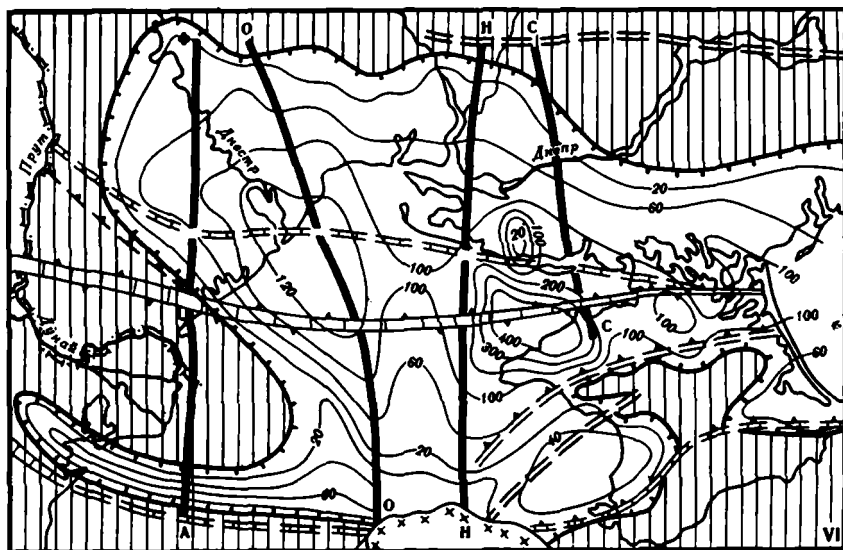
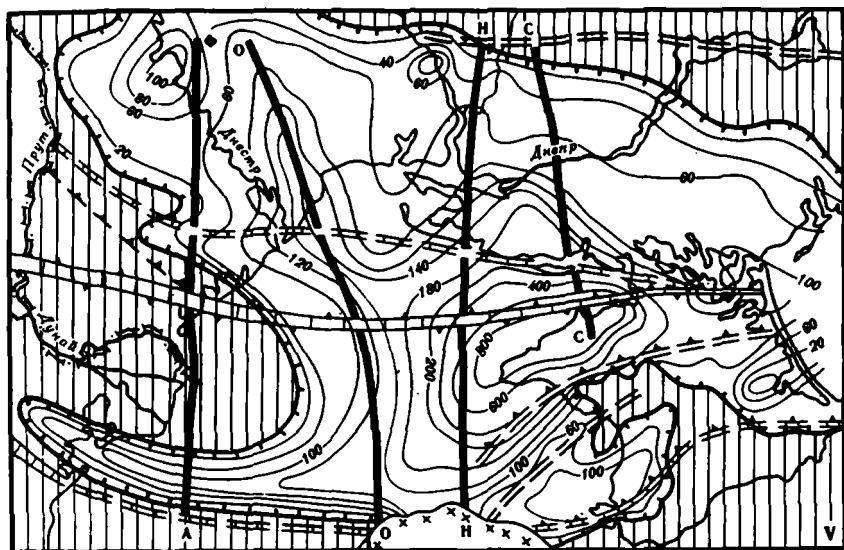


Рис. 47 (продолжение)

Верхнеготеривские - нижнебарремские отложения объединены в мазанскую свиту и подробно описаны в "Геологии СССР" [т. 8, 1969] и других работах. Здесь следует отметить, что северным краем морского бассейна и источником сноса грубообломочного материала в это время являлся Тарханкутский палеозойский антиклинорий, а южным - антиклинорий Крымской складчатой области. На крайнем юго-западе береговая линия подходила к современным отрогам

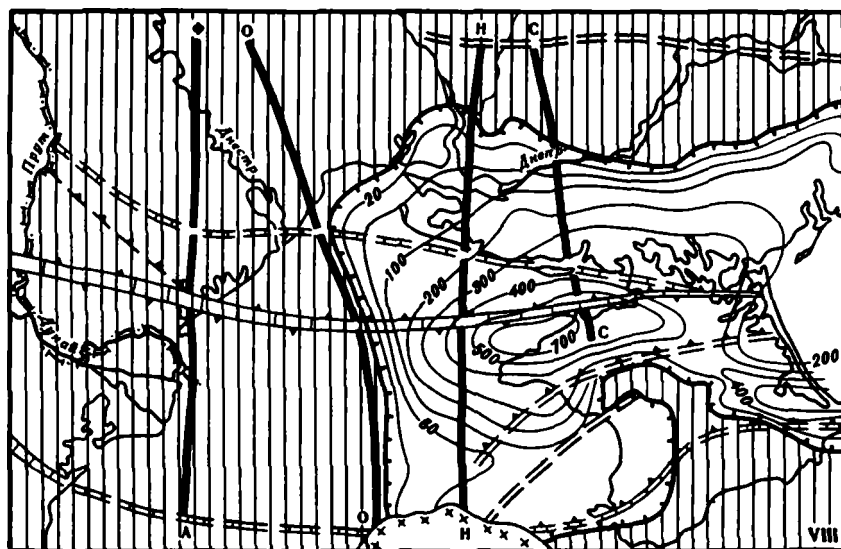
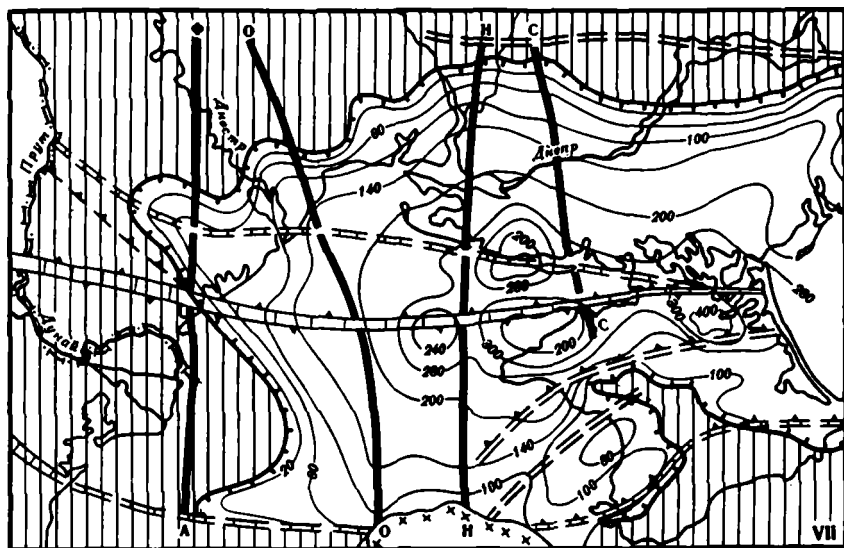


Рис. 47 (продолжение)

Главной гряды. На запад морской бассейн протягивался в виде узкого залива между Одесским и Николаевским разломами в Нижнеднестровскую впадину (см. рис. 47, I).

Постепенное опускание северных частей Равнинного Крыма способствовало расширению трансгрессии. Позднебарремское - аптское море значительно продвинулось на север, покрыв всю территорию Равнинного Крыма и южную часть Восточно-Европейской платформы.

представлены континентальными углистыми глинами и песками, залегающими несогласно на коре выветривания дорифейских пород. Аналогичный состав, т.е. исключительно терригенный, можно предположить и в зоне Каркинитского залива (до Одесского разлома). К западу от Одесского разлома аптские отложения представлены терригенно-карбонатными фациями.

Анализ мощностей аптских отложений (см. рис. 47, II) показывает, что наименьшие мощности накопились в Нижнеднестровской впадине, где они не превышают 60–80 м, и в зоне Восточно-Европейской платформы (100–120 м). Несколько большие мощности наблюдаются в восточной части Каркинитской впадины (Тарханкутский полуостров – до 160 м). И наибольшие мощности аптских отложений известны в Альминской впадине (до 200 м), а также в восточной половине Равнинного Крыма [Чекунов и др., 1976].

В конце аптского времени продолжает развиваться ориентировка структур, унаследованных от предыдущих этапов. Контролирующим для структур являлось направление древних глубинных разломов. Так, например, Альминская впадина развивалась вдоль разлома – южной границы Скифской платформы, и ее ориентировка (широтная в море и северо-восточная на суше) связана с простиранием этого разлома. Вдоль широтного краевого шва (границы двух платформ) между Николаевским и Скадовским субмеридиональными разломами намечается наиболее прогнутая часть Каркинитской впадины (Тарханкутский полуостров). Здесь основную роль играл краевой шов, и ориентировка структуры имела субширотное направление. Нижнеднестровская впадина контролировалась краевым швом и палеозойским Вишневым разломом северо-западного направления, поэтому впадина в современной акватории имеет субширотное направление, а на суше – северо-западное. Вероятно, весьма активно в это время проявился Николаевский разлом, особенно его южная часть (в пределах Скифской платформы). Здесь вдоль разлома происходит поворот изопахт аптских отложений (см. рис. 47, II), а в пределах Восточно-Европейской платформы между Николаевским и Скадовским разломами формируется небольшая антиклинальная структура субмеридионального направления. Дифференцированно проявился Одесский разлом: его южная часть (в пределах Скифской платформы) была границей раздела суша–море. На южной границе Восточно-Европейской платформы и на южной ее окраине существенно активизировались рифейские субширотные разломы, определявшие субширотную ориентировку структур.

Альбский век характеризуется интенсивными поднятиями в зоне Крымского антиклинория и значительными погружениями в северной части Скифской платформы. В альбское время к востоку от Одесского разлома меловая трансгрессия почти достигла своего максимума. На севере (к востоку от Скадовского разлома) граница моря находилась примерно на том же уровне, что и в аптское время, а на участке между Скадовским и Одесским разломами произошло значительное опускание и море трансгрессировало на северо-запад. К западу от Одесского разлома морской бассейн оставался в преж-

них границах, т.е. лишь в пределах Нижнеднестровской впадины (см. рис. 47, III). Но самым важным событием альбского века явилось интенсивное проявление эффузивного магматизма.

Почти весь Крымский мегантиклинорий был выведен из-под уровня моря и представлял собой область размыва. Только в западной части мегантиклинория продолжали накапливаться песчаники, алевролиты и алевролитистые глины альбского возраста. В Равнинном Крыму альбские отложения (помимо вулканогенных) представлены повсеместно кремнисто-известковистыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Это первое проявление карбонатности в породах нижнего мела (исключая зону Нижнеднестровской впадины). У северного края альбского моря отложения вновь представлены песками, песчаниками, иногда углистыми в подошве и окремненными в кровле. Южнее, ближе к зоне сочленения двух платформ, в верхней части разреза широко развиты опоки и спонголиты, туфы и туффиты.

В Равнинном Крыму значительную часть разрезов, особенно в северной части, составляют вулканогенные и осадочно-вулканогенные образования. Довольно подробно эти породы описаны в работе Л.Г. Плахотного и соавторов [Плахотный и др., 1971], там же приведены сведения и о предыдущих исследованиях вулканогенных пород, поэтому, опустив описание пород, мы лишь укажем на те характерные особенности, которые имеют значение для понимания истории развития региона. Прежде всего следует отметить, что меловой вулканизм проявился только в пределах молодой еще слабо стабилизированной Скифской платформы, и только к востоку от Одесского разлома. В Равнинном Крыму наиболее интенсивные проявления вулканизма зафиксированы в северной части к северу от Донузлавского разлома. Здесь, на участке между краевым швом (зоной сочленения двух платформ) и современным Донузлавско-Войковским грабеном (Южно-Тарханкутским позднемеловым - раннемезозойским орогенным прогибом), произошла активизация разломов, и по ним весь этот участок был значительно погружен, а по разломам произошло излияние магмы.

Судя по составу и положению в разрезе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, в меловом вулканизме северной части Равнинного Крыма можно выделить две фазы (два этапа, по Л.Г. Плахотному с соавторами [1971]). Первая фаза извержений наступила в в конце раннего - начале среднего альба и проявилась преимущественно в восточной части описываемого участка (к востоку от Бакальской косы и Новоселовского поднятия). Здесь произошли мощные трещинные излияния андезитовой магмы. Так, например, у с. Каштановки вскрыта толща андезитовых порфиритов мощностью более 200 м, юго-восточнее д. Орловской - свыше 450 м, а Вишняковская скважина (южнее Джанкоя) прошла по андезитовым порфиритам более 300 м и не вышла из них [Плахотный и др., 1971]. Вторая фаза вулканической активности имела эруптивный характер. На западе (Меловое, Октябрьские площади и др.) извержения начались в среднем альбе. Здесь со среднего по поздний альб включительно формировался осадочно-вулканогенный комплекс пород, мощ-

200

ность которого местами превышает 1000 м (с. Меловое). Изверженные породы представлены в основном литокристаллокластическими туфами (иногда с лапиллями) андезитового состава.

Чистые туфы, как правило, слагают нижние части разрезов, образуя пачки мощностью до 10–30 м. Выше по разрезу залегает вулканогенно-осадочная толща различной мощности – от 150–200 (Западно-Октябрьские скважины) до 860 м (с. Меловое). Эта толща представлена чередованием туфов, туффитов, туфоаргиллитов и аргиллитов. Вверх по разрезу количество вулканогенного материала постепенно уменьшается и верхняя часть разреза верхнего альба уже представлена аргиллитами и мергелями. Л.Г. Плахотный и соавторы [1971] отмечают, что к востоку от с. Мелового уменьшается вертикальный диапазон развития вулканогенных пород и их мощности. Последние фациально замещаются осадочными образованиями.

К востоку от линии Бакальская коса – Новоселовское поднятие в среднеальбское время эффузивная деятельность уменьшается и на андезитовых порфиритах отлагаются терригенные осадки, мощность которых увеличивается к востоку. У с. Каштановки их мощность не превышает 170 м, на Орловской площади достигает 450 м и больше, а южнее Джанкоя – более 300 м [Плахотный и др., 1971]. В позднеальбское время здесь вновь вспыхивает вулканическая деятельность. Состав изверженных пород остается прежним, т.е. андезитовым. Лишь кое-где он приближается к дацито-андезитовому. Извержения происходили с перерывами, поэтому в позднеальбское время формируется сложная осадочно-вулканогенная толща, состоящая из чередования пачек литокристаллокластических, кристаллокластических туфов с прослоями лав, туфолав и лавобрекчий андезитового состава и пластами аргиллитов. Осадочно-вулканогенная толща перекрывается песчаными или мергельными породами верхнего альба или более молодыми породами верхнего мела. Мощность толщи колеблется от 420 (у с. Каштановки) до 800–1000 м (у д. Орловской, с. Мелового).

Л.Г. Плахотный и соавторы [1971] на основании анализа геологических данных пришли к выводу, что извержения происходили в подводных условиях в мелководном море и пирокластический материал разносился на значительные расстояния течениями. Поэтому все вулканогенные образования, встреченные в районе Новоселовского поднятия, считаются принесенными с северной части Крымского полуострова. Но в заключительную фазу вулканической деятельности ряд вулканов образовал небольшие вулканические острова, где извержения заканчивались в надводной среде. В целом же во вторую фазу действовали вулканы центрального типа. Указанными исследователями выявлены местоположения центров вулканической деятельности на пересечении субширотных и субмеридиональных разломов.

Вполне возможно, что подобные осадочно-вулканогенные отложения могут быть встречены западнее Крымского полуострова в пределах акватории, например на поднятии Архангельского, где

установлено повышенное значение магнитного поля. Тем более что это поднятие находится на широтном продолжении Тарханкутских очагов вулканизма. По всей вероятности, состав осадочных альбских отложений на акватории такой же терригенный, как и на суше, за исключением Нижнеднестровской впадины, где карбонатная составляющая была значительно больше.

Л.Г. Плахотный и соавторы [1971] совершенно справедливо подчеркивают унаследованное местоположение мелового вулканизма от предыдущего триас-юрского. Действительно, все известные меловые вулканогенные породы приурочены к зоне распространения триас-юрских интрузивных и эффузивных пород, большинство из которых находится в Южно-Тарханкутском межгорном прогибе. Кроме того, меловой вулканизм также тесно связан с предыдущей магматической деятельностью и составом пород. Ему также свойствен средний (андезитовый) состав магматических пород. Но если в триас-юрском магматическом этапе преобладала интрузивная деятельность, то в меловом – эффузивная.

Несмотря на то что в альбский век произошли значительные события в истории развития региона, структурный план его сохранился прежним. Минимальные мощности альбских отложений сохраняются в пределах Нижнеднестровской впадины и на Восточно-Европейской платформе. В Равнинном Крыму мощности за счет вулканогенных пород значительно возросли, особенно в восточной части Каркинитской впадины (Тарханкутский полуостров), где они превышают 1000 м. Здесь мощность альбских отложений в 3 раза больше мощности всех нижнемеловых отложений вместе взятых. В Альминской впадине мощность альбских отложений, как и аптских, не превышает 200 м (см. рис. 47, III).

Позднемеловая эпоха характеризуется интенсивным возобновлением тектонических движений по разломам в западной части региона, максимумом меловой трансгрессии и постепенной регрессией, достигшей своего максимума в датский век. Кроме того, позднемеловой эпохе свойственно исключительно карбонатное осадконакопление, которого почти не было в предыдущую эпоху.

В сеноманский век меловая трансгрессия достигала максимума, особенно в северо-западной части региона (см. рис. 47, IV). Здесь произошло опускание обширного блока земной коры, расположенного между Одесским разломом и шовной зоной сочленения платформ. На этом участке море далеко трансгрессировало на северо-запад, тем самым значительно отодвинув границы Нижнеднестровской впадины к северу. Юго-западная и южная границы остались на прежнем месте. Более подробно история развития впадины была описана ранее.

В начале сеноманского века в Бабадагской впадине отлагаются конгломераты с галькой местных пород (юрских, триасовых, палеозойских и др.) [Онческу, 1960], сцементированных карбонатным цементом. Вверх по разрезу конгломераты сменяются известковистыми песчаниками, богатыми фауной. По окраинам бассейна в песчаниках часто встречается глауконит. Судя по определенным формам

ям фауны и по ее облику, сеноманское море было теплым и мелким. Мощность сеноманских отложений в Бабадагской впадине незначительна и не превышает нескольких десятков метров.

К востоку от Одесского разлома отложения сеномана постепенно сменяют вверх по разрезу альбские отложения. В районе Горного Крыма они залегают с перерывами на юре или более древних породах мела. Сеноманские отложения повсеместно представлены карбонатными разностями – мергелями или известняками (песчанистыми в основании и мелкоподобными в кровле). В северной части Равнинного Крыма встречаются прослои пирокластических пород, а в районе горы Орловской – лавы андезитового состава [Плахотный и др., 1971], что свидетельствует о продолжающейся еще и в сеноманское время эффузивной деятельности. Широкое развитие карбонатных пород указывает на мелководность морского бассейна и на прекращение поступления терригенного материала, что в свою очередь связано с удалением источника сноса. Только в северной части бассейна распространены мелководные известковистые песчаные отложения, материал для которых поступал с Украинского щита.

Структурный план в сеноманском веке такой же, каким он был в альбе. Поэтому распределение мощностей остается прежним: Наибольшие мощности сеноманских отложений вновь зафиксированы в восточной части Каркинитской впадины, где они достигают 600 м, уменьшаясь во всех других направлениях (см. рис. 47, IV). Начиная с сеноманского века в Нижнеднестровской впадине ось смещается к северо-востоку в сторону г. Одессы, где мощность сеноманских пород достигает 160 м.

В начале туронского века происходит воздымание Горного Крыма и из этой зоны море регрессирует. В Равнинном Крыму оказались приподнятыми значительная часть Новоселовского поднятия, которое слилось с Симферопольским, и небольшой участок Новоцарицынского поднятия. В это же время поднятия охватили северо-восточную и северо-западную части региона, откуда море также постепенно отступало к югу. Туронский век является началом медленной регрессии, которая продолжалась в течение всей остальной части позднемеловой эпохи и закончилась в раннем палеогене (в инкерманское время). В какой-то мере компенсацией воздымания было незначительное погружение восточной части района о-ва Змеиног и восточной части Каркинитской впадины (Тарханкутский полуостров).

Подобная палеотектоническая обстановка сохранялась и в течение коньякского века, поэтому туронские и коньякские отложения на большей части территории представляют собой единую толщу, которую разделить очень трудно. Турон-коньякские отложения повсеместно представлены мергелем, известняками и писчим мелом. В некоторых (периферийных) районах в нижней части разреза встречаются маломощные прослои песчаников или песчанистые известняки и мергели (писчий мел приурочен к верхним частям разреза).

Структурный план турон-коньякского бассейна сохраняется прежним. Наиболее глубокой была восточная часть Каркинитской впадины, где накопилось до 800 м карбонатных осадков. В Нижнеднепровской впадине (в Одесском районе) мощность достигает 140–150 м, в Бабадагской – 140–170 м, а в Альминской впадине не превышает 100 м (см. рис. 47, V).

В сантонском веке продолжалось медленное воздымание периферийных частей бассейна. На западе граница бассейна сдвинулась к востоку до меридиана г. Кишинева. К востоку от Скадовского разлома северная граница отступила к югу примерно до широты г. Херсона. Произошло увеличение поднятия и в Равнинном Крыму (см. рис. 47, VI). В это же время началось воздымание района Бабадагской впадины.

Таким образом, в сантонском веке продолжалось уменьшение площади морского бассейна. Воздымание окружающей бассейн суши было настолько незначительным, что терригенный материал не поступал, и в бассейне продолжалось карбонатное осадконакопление (мелоподобные мергели, известняки и писчий мел). Карбонатные породы содержат многочисленные прослои, конкреции и стяжения кремней [Чекунов и др., 1976].

В связи с общим воздыманием территории и уменьшением поступления обломочного материала уменьшаются и мощности сантонских отложений. Наибольшие мощности, как и в предшествующие века, накапливаются в восточной части Каркинитской впадины (Тарханкутский полуостров), где они достигают 400–450 м. В Сивашской впадине максимальные мощности не превышают 100 м, в Нижнеднепровской – 120 м, а в Альминской – 40–50 м. В Бабадагской впадине сантонские отложения достигают 60–80 м и являются наиболее молодыми из меловых отложений. Вероятно, в конце сантонского века Бабадагская впадина в связи с более усиленным воздыманием западной части региона прекратила свое существование и превратилась в сушу.

Кампанские отложения повсеместно вверх по разрезу постепенно сменяют сантонские. Но размеры кампанского бассейна уменьшились. Так, например, в Нижнеднепровской впадине в результате воздымания ее северо-западной части море отступило на юго-восток и располагалось где-то в районах Татарбунар – Тарутино – Каушаны – Одесса, т.е. акватория впадины уменьшалась почти в 2 раза. Невольно увеличивалась территория суши в районе о-ва Змеиного и в Северной Добрудже.

Палеотектонические изменения произошли также к востоку от Одесского разлома. Здесь море отступило с северо-запада, но незначительно трансгрессировало на северо-восток в сторону Мелитополя и Запорожья. Северная граница бассейна контролировалась Центрально-Причерноморским разломом [Чекунов и др., 1976]. В результате оступления моря к югу сократилась территория суши в Равнинном Крыму (в районах Новоселовского и Симферопольского поднятий), а в конце кампанского века – и в Горном Крыму. Вероятно, в зоне Николаевского разлома начались горстовые воз-

дымания и произошло расчленение Каркинитской впадины, где обособились и росли поднятия (Голицына, Скадовское и др.), а восточная часть впадины (район Тарханкутского полуострова) продолжала оставаться наиболее погруженной, здесь накопилось до 300 м осадков. В сводовой части поднятия Голицына, по данным бурения, мощность кампанских отложений не превышает 240 м, а в Скадовском — 100 м, в Альминской впадине мощность кампана тоже составляет 100 м. Наибольшие мощности отложений кампанского яруса накопились в восточной части Равнинного Крыма, в районе Джанкоя, где они достигают 400 м (см. рис. 47, VII). Возможно, зарождение отдельных поднятий в Каркинитской впадине произошло несколько раньше, еще в тороне-коньяке или сеномане.

Карбонатный состав пород продолжает сохраняться (известняки, мергели и мелоподобные породы).

В маастрихтском веке произошло значительное сокращение морского бассейна (см. рис. 47, VIII). Нижнеднестровская впадина полностью замкнулась и превратилась в сушу вместе со всей территорией региона, расположенной к западу от Одесского разлома. Море отступило не только с запада, но и с севера на юг. Северная граница бассейна в это время проходила примерно на широте г. Николаева, центральной и наиболее глубокой частью бассейна продолжала оставаться Каркинитская впадина. Наибольшие мощности осадков накопились к югу от зоны сочленения платформ между Николаевским и Скадовским разломами (Тарханкутский полуостров), где они достигают 700 м. Значительные мощности (до 500 м) зафиксированы также в зоне Индоло-Кубанского прогиба, зато в Альминской впадине, отделенной от последнего Новоселовским и Симферопольским поднятиями, мощность маастрихтских отложений не превышает 200 м.

Морской бассейн был мелким и теплым, что способствовало обильному развитию фауны. Но воздымание суши, которое компенсировалось прогибанием в центральной части бассейна, привело к привносу, хотя и незначительному, терригенного материала. Карбонатные породы становятся песчанистыми, алевроитистыми и глинистыми.

В датское время продолжается воздымание западной части региона. К западу от Николаевского разлома в пределах Восточно-Европейской платформы отложения датского возраста неизвестны, на поднятия Голицына они имеют незначительную мощность. Медленное воздымание территории происходило и на северо-востоке региона, северная граница морского бассейна несколько отступила к югу. Значительно увеличилась площадь суши в Равнинном Крыму, а весь Горный Крым также представлял собой сушу. С приподнятых участков происходил снос материала, поэтому в базальных слоях датских отложений встречаются обломки маастрихтских и более древних пород.

Относительно глубокой частью бассейна продолжала оставаться восточная часть Каркинитской впадины, где максимальные мощности датских отложений достигают 200 м. В Сивашской впадине мощ-

ности не превышают 60–80 м, а в Альминской – 40 м. Литологический состав пород сохраняется прежним – карбонатным, свойственным мелким шельфовым участкам моря.

В раннепалеоценовую эпоху (в инкерманское время) существенных изменений по сравнению с датским веком не произошло. Палеогеографическая обстановка осталась прежней, инкерманские отложения вместе с датскими образуют единую в генетическом и литологическом отношении эпоху [Снегирева, Каменецкий, 1965; Чекунов и др., 1976]. В это время на территории, покрытой морем, отлагались мелководные биогенные известняки, мергели, реже мел, но мощности их меньше датских и не превышают 100–120 м (север Тарханкутского полуострова). На поднятии Голицына мощность пород инкерманского яруса составляет всего лишь 25–30 м (см. рис. 47, IX).

Границами бассейна на западе являются Одесский и Николаевский разломы, на севере – Центрально–Причерноморский, на востоке – Мелитопольско–Новоцарицынский, а на юге – разлом, отделяющий Горный Крым от Скифской платформы.

Вероятно, воздымание Украинского кристаллического массива на севере и в западной части региона (к западу от Одесского разлома), начавшееся в туронском веке, приведшее к регрессии моря и закончившееся в инкерманское время, можно связать с ларамийской фазой тектогенеза, весьма активно проявившейся в Альпах, Динаридах, Карпатах, в Крыму и на Кавказе. В результате восходящих движений в указанных районах территория к западу была приподнята и подвергалась размыву в течение длительного времени, вплоть до позднего палеоцена, когда началась новая трансгрессия. Во время ларамийской фазы в отложениях платформенного чехла (нижний мел–нижний палеоцен) произошло незначительное смятие пород.

Таким образом, приведенный материал показывает, что с начала формирования общего для обеих платформ чехла, т.е. в течение всего мелового периода, в регионе произошли два крупных события: трансгрессия и регрессия (рис. 48, см. вкладку). На основании этого можно сделать следующие выводы.

1. Трансгрессия Черного моря в пределы Скифской и южной части Восточно–Европейской платформ началась в валанжинском веке и закончилась в сеноманском. По абсолютному летоисчислению трансгрессия продолжалась около 40 млн. лет¹. За это время на исследуемой территории накопились разнообразные терригенные, вулканогенные и в незначительной степени (только в сеноманском веке) карбонатные породы общей мощностью в 2300 м (взяты максимальные мощности в центральной части Каркинитской впадины). По формационному составу эти отложения отвечают трансгрессивной морской терригенной формации (или, точнее, субформации темных глин и полимиктовых песков, по номенклатуре В.Е. Хаина [1973]).

¹ Здесь и дальше использована геохронологическая шкала, взятая из работы Г.Д. Афанасьева и С.И. Зыкова [1975, табл. 7].

2. В конце трансгрессивной стадии развития чехла (в альбском и сеноманском веках) в северной части Скифской платформы произошла единственная в ее истории развития вспышка магматизма, проявившаяся в извержении андезитовой магмы и излиянии лав.

3. В позднемеловую эпоху, начиная с туронского века, происходит регрессия морского бассейна, которая заканчивается в раннем палеоцене в нукерманское время. Регрессия длилась 34 млн. лет, и за это время здесь накопилось более 2600 м исключительно карбонатных пород (известняки, мергели и мел). В течение этого времени замкнулись Нижнеднестровская (маастрихт) и Бабадагская (сантон) впадины и их территория превратилась в сушу. Почти вся территория к западу от Одесского разлома превратилась в сушу. Во время регрессии сформировалась платформенная карбонатная формация (гумидная карбонатная субформация, по В.Е. Хаину [1973]).

4. Во время формирования платформенного чехла в меловом периоде весьма активно проявили себя древние глубинные дорифейские (субмеридиональные) и рифейские (субширотные) разломы. Именно они контролировали распространение трансгрессии и регрессии мелового моря и формирование основных структур чехла.

5. Определенный интерес для понимания истории развития платформенного чехла на различных стадиях (в трансгрессию и регрессию) представляют собой скорости осадконакопления. Для того чтобы сравнить древнюю скорость осадконакопления с современной, где расчеты проводятся за 1000 лет, необходимо "разуплотнить" породы до осадков. Для этого воспользуемся коэффициентами "разуплотнения", взятыми из работы Е.Е. Милановского [1967] для грубо-терригенных (песчаников и алевролитов) и карбонатных пород - 1,3-1,5, для глинистых толщ - 2,5-3. Расчеты показывают [Там же, рис. 55], что скорость осадконакопления во время трансгрессии колеблется от 3 см/тыс. лет в валанжинское время до 21,5 см/тыс. лет в альбское. Высокие скорости осадконакопления в альбское время связаны со вспышкой магматизма. Средняя же скорость за все время трансгрессии составляет 11,6 см/тыс. лет. В позднемеловую регрессию скорости колебались от 9 до 20 см/тыс. лет, в среднем они составляют 12-13,5 см/тыс. лет, т.е. в регрессивную стадию развития скорость осадконакопления в центральной части Каркинитской впадины несколько повысилась по сравнению с трансгрессивной стадией.

Палеоцен-эоценовая трансгрессия. В позднепалеоценовую эпоху (качинское время) регрессия сменяется трансгрессией. Море продвинулось на север и северо-запад региона за пределы Одесского разлома в Молдавию. Районы Горного и Равнинного Крыма продолжали свое медленное воздымание. Отложения качинского яруса залегают почти повсеместно трансгрессивно на подстилающих породах. К западу от Скадовского разлома отлагались преимущественно карбонатные и кремнистые отложения (мергели, известковистые глины, опоки и др.), а к востоку - бескарбонатные (глинистые и песчано-алевритовые).

Как и в предшествующие времена, наибольшие мощности качинских пород (до 200 м) отложились в северной части Тарханкутского полуострова. На поднятии Голицына мощность качинских отложений не превышает 30 м, а в Альминской впадине — 80 м. Приподнятыми участками в это время были Новоселовское, Симферопольское и Белогорское поднятия, а также весь Горный Крым (рис. 49, I).

В раннеэоценовую эпоху (бахчисарайский век) трансгрессия продолжала расширяться в северо-западном и северо-восточном направлениях. Крайнее северо-западное положение нижнеэоценовых осадков зафиксировано опорной скважиной у с. Вищевки (Молдавия) в интервале 807–825,5 м. В Равнинном Крыму море заняло большую площадь, чем в качинское время, и на поднятиях наблюдается трансгрессивный контакт с качинскими отложениями, а в основании бахчисарайских слоев — прослой глауконитового песка. По краям бассейна отлагались преимущественно песчано-глинистые осадки со значительным содержанием кремнистого материала. В Равнинном Крыму происходило осаждение глинисто-карбонатного материала, свидетельствующего о некомпенсированном прогибании [Чекунов и др., 1976], низкой окружающей суше и слабым поступлении материала в бассейн. Местами море заходило и в некоторые районы Горного Крыма. Несколько изменилось распределение мощностей осадков. Так, наибольшие мощности пород бахчисарайского яруса (200–250 м) приурочены к современному поднятию Голицына, в то время как на Тарханкутском полуострове она не превышает 140 м. В Альминской впадине мощность бахчисарайских отложений составляет 60 м (см. рис. 49, II). Такое распределение мощностей свидетельствует о том, что в бахчисарайское время (вероятно, в конце его) ось прогибания несколько смещается к северу и наибольшее прогибание происходило в блоке, расположенном между Одесским и Николаевским разломами (в зоне современного поднятия Голицына).

В среднеэоценовую эпоху (в симферопольский век), по данным М.В. Муратова [1949], произошло интенсивное воздымание зоны Горного Крыма, что в свою очередь привело к расширению трансгрессии моря к северу с северо-запада. Северной границей бассейна вновь стал Центрально-Причерноморский разлом, на востоке — Мелитопольско-Новонаришынский. На западе море покрыло значительную часть Молдавии и, по некоторым данным, соединилось с бассейном Карпатской геосинклинальной области [Чекунов и др., 1976].

На территории Молдавии отложились глауконитовые пески, песчанистые глины, глинистые известняки и известковистые песчаники. Повсеместно эти породы залегают на размытой поверхности верхнемеловых пород [Геология СССР, т. 45, 1969]. Такие же породы зафиксированы по краю бассейна и в северной части региона, но в центральной части бассейна, где шло более интенсивное некомпенсированное прогибание, сформировались органогенно-детритусовые известняки и мергели (поднятие Голицына, Тарханкутский полуостров и Альминская впадина).

Значительно сократилась площадь суши на Новоселовском поднятии, Альминская впадина вновь разделялась на две небольшие впадины, а основное прогибание шло в центральной части Каркинитской впадины – в северо-западной части Тарханкутского полуострова, где мощность симферопольских отложений достигает 200 м. На поднятии Голицына мощность среднего эоцена не превышает 75–80 м, а в Альминской впадине – 60 м.

Эоценовая трансгрессия достигла своего максимума в поздне-эоценовую эпоху (в бодракский век), затопив почти все прибрежные равнины. На севере в некоторых местах она продвинулась севернее Центрально-Причерноморского разлома, на западе граница трансгрессии проходит западнее р. Прут. В зоне Скифской платформы море покрыло часть приподнятого блока о-ва Змеяного, а на востоке значительно сузилось Новоселовское поднятие, которое вместе с Горным Крымом представляло собой острова в мелководном шельфовом позднеэоценовом бассейне. На северо-востоке региона море трансгрессировало за Мелитопольско-Новоцарыпинский разлом и покрыло территорию Приазовского кристаллического массива, соединившись с бассейнами Днепровско-Донецкой и Конско-Яльнской впадин [Чекунов и др., 1976]. Это была самая крупная трансгрессия в течение кайнозойской эры (см. рис. 49, III).

К западу от Одесского разлома низы верхнего эоцена почти повсеместно представлены кварц-глауконитовыми песками, песчаниками, алевролитами, мергелями и глинисто-кремнистыми породами. Вероятно, такой же состав они имеют и в пределах современной акватории. Песчано-глинистые породы формировались вдоль всего края позднеэоценового бассейна, но ближе к центральной части (Каркинитская впадина, районы Равнинного Крыма и Альминская впадина) отлагались известковистые глины, мергели, мелоподобные и нуммулитовые известняки.

Наиболее прогнутаой частью региона оказалась Каркинитская впадина, особенно центральная ее часть, где, по данным бурения, на поднятии Голицына накопилось более 500 м осадков бодракского возраста. К северу от Каркинитской впадины в районе г. Одессы по мощностям бодракских отложений тоже намечается небольшая впадина, где мощность последних достигает 200 м (см. рис. 49, III). Такие же мощности накопились и в Альминской впадине:

В конце бодракского времени началась постепенная регрессия моря, которая явилась началом крупной регрессивной стадии развития региона. В конце позднего эоцена (в альминское время) море отступило с севера, с северо-запада и северо-востока. В Равнинном Крыму значительно поднялось Новоселовское поднятие. Вновь произошло воздымание крупного участка территории к западу от Одесского разлома – района о-ва Змеяного. Вероятно, в связи с воздыманием Украинского щита и упомянутых поднятий море отступило на юго-восток, в пределы Индоло-Кубанского прогиба, где мощности верхнеэоценовых (альминских) отложений значительно превышают мощности бодракских пород и постепенно сменяют последние.

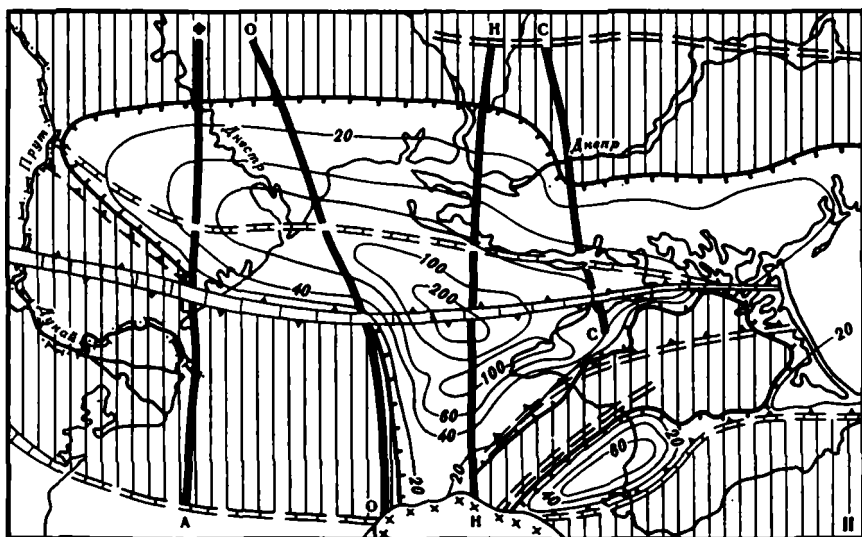
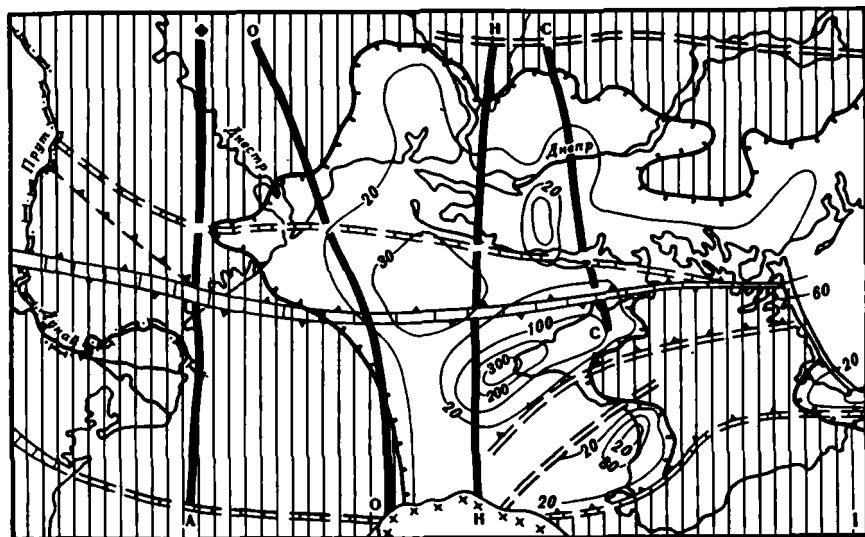


Рис. 49. Палеогеографические схемы

I–VI – палеоген. I – позднепалеоценовая эпоха, качинский век, начало палеоцен-эоценовой трансгрессии; II – раннеэоценовая эпоха, бахчисарайский век, продолжение трансгрессии; III – позднеэоценовая эпоха, бодракский век, максимум трансгрессии; IV – позднеэоценовая эпоха, альминский век, начало олигоценовой регрессии; V – среднеолигоценовая эпоха, костромкинское время, продолжение олигоценовой регрессии; VI – позднеолигоценовая эпоха, керлеутское время, продолжение олигоценовой регрессии. VII–XV – неоген. VII – раннемиоценовая эпоха, бурдигальский–гельветский века, конец регрессии; сред-



немиоценовая эпоха: VIII – гельветский век, тарханкутское время, начало миоценовой трансгрессии, IX – тортонский век, чокракское время, продолжение миоценовой трансгрессии; позднемиоценовая эпоха: X–XII–сарматский век (X – раннесарматское время, продолжение миоценовой трансгрессии, XI – среднесарматское время, максимум миоценовой трансгрессии, XII – позднесарматское время, начало позднемиоценовой регрессии), XIII – мзотический век, конец позднемиоценовой регрессии; XIV – раннеплиоценовая эпоха, понтический век, трансгрессия; XV – средне-позднеплиоценовая эпоха, киммерийский и куяльницкий века, регрессия. Остальные условные обозначения см. на рис. 47

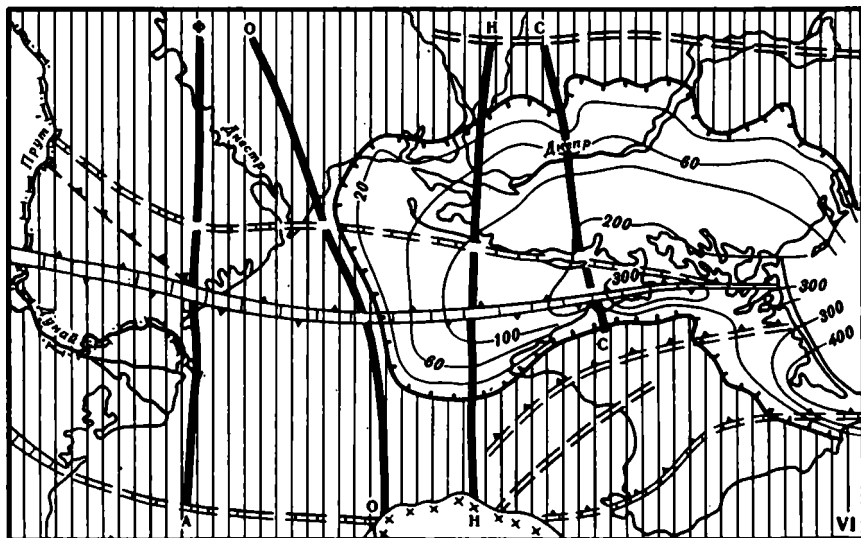
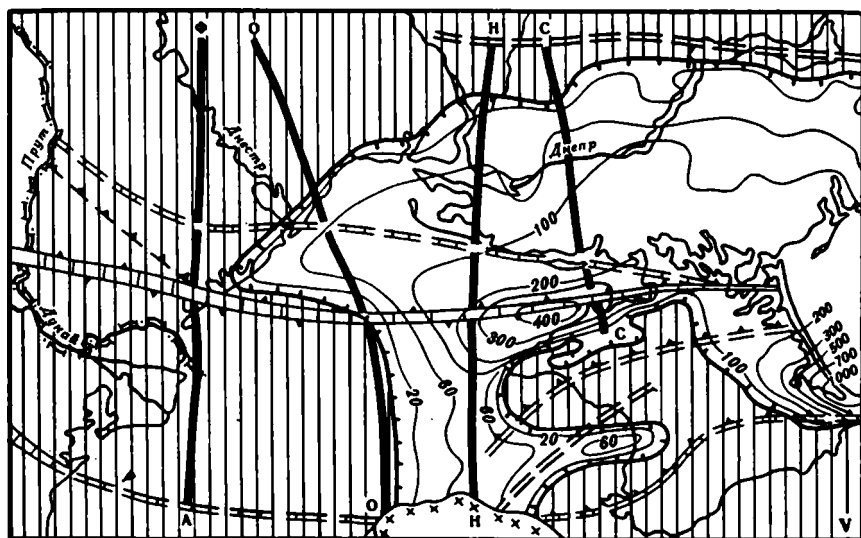


Рис. 49 (продолжение)

В Молдавии альминские отложения представлены сильно песчанистыми известковистыми глинами и мергелями, максимальная мощность которых не превышает 45 м. В направлении современного морского побережья в разрезе альминских пород появляются пелитоморфные известняки. В Северном Причерноморье альминский ярус сложен тоже глинисто-мергелистыми породами и только в Равнинном Крыму преобладают карбонатные породы. Наибольшие мощности альминских отложений снова накапливаются в центральной части Каркинитской впадины (современное поднятие Голицына), но мощ-

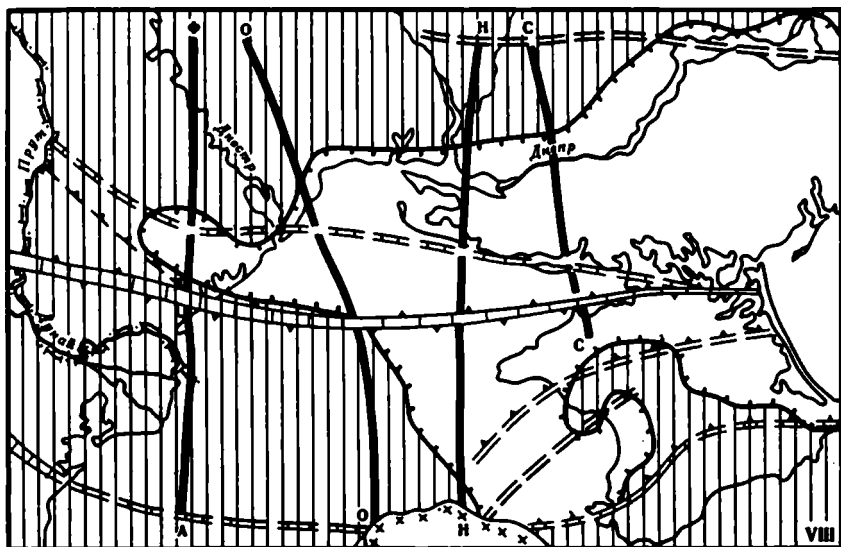
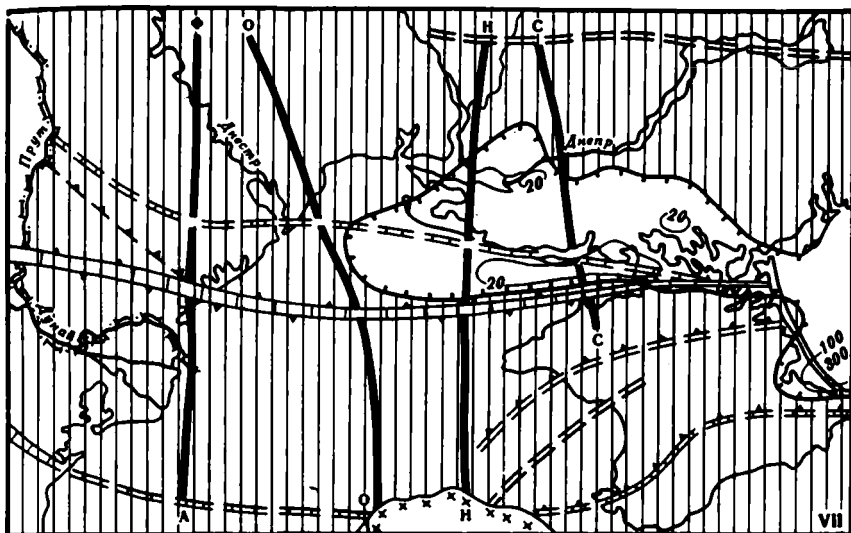


Рис. 49 (продолжение)

ность их не превышает 400 м. Почти вдвое сокращаются мощности (по сравнению с бодракскими) в Равнинном Крыму. Так, например, в северной части Тарханкутского полуострова они несколько больше 200 м, а в Альминской впадине – 100 м (см. рис. 49, IV).

В олигоценовую эпоху на огромной территории, в том числе и окружающей северо-западную часть Черного моря, в истории развития произошли значительные качественные изменения. Они в основном характеризуются усилением дифференциации тектонических движений. Во многих районах альпийской части Тетиса произошло

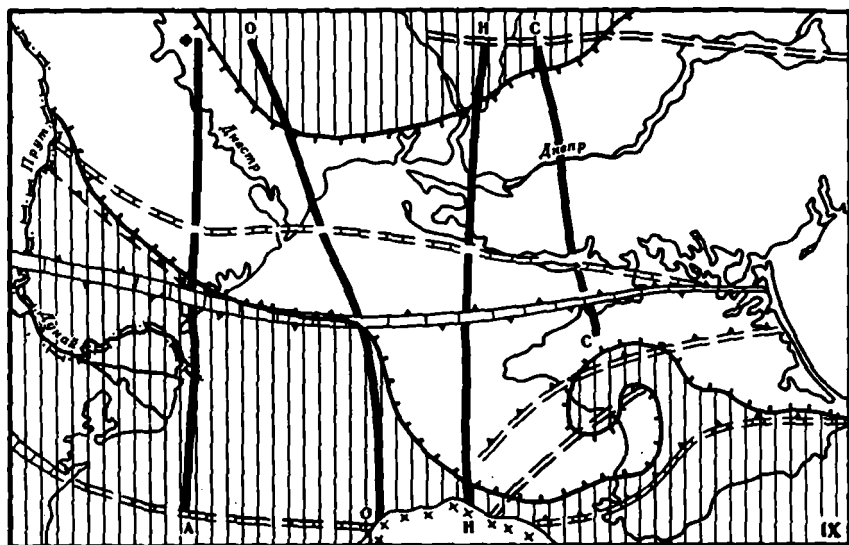


Рис. 49 (продолжение)

замыкание геосинклинальных прогибов и начался орогенный этап его развития. Естественно, что мощные орогенные движения в альпийском поясе не могли не сказаться на прилегающих к нему участках платформ.

Интенсивное воздымание Горного Крыма, Кавказа, Украинского кристаллического массива, Северной Добруджи и Балкан привело к не менее интенсивному погружению центральной части Черного

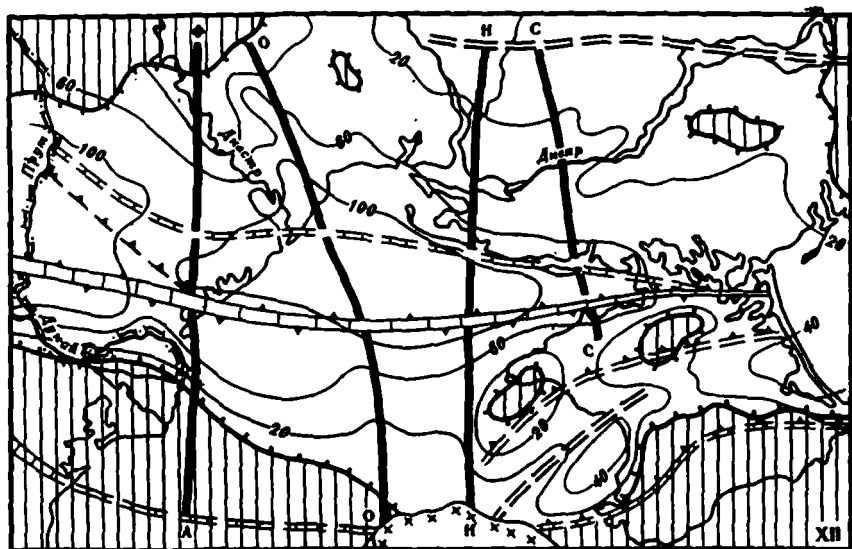
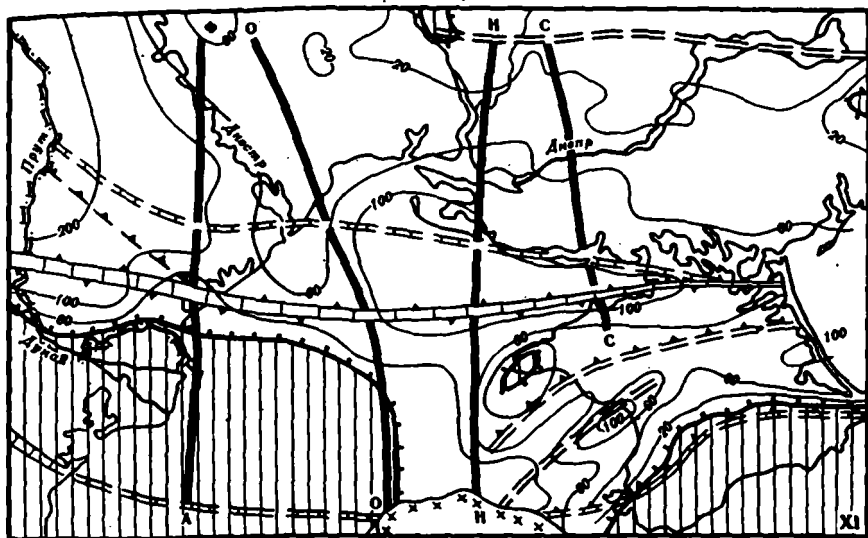


Рис. 49 (продолжение)

моря, что в свою очередь выразилось в регрессивной стадии развития исследуемого региона.

В течение олигоценовой эпохи и раннего миоцена почти на всей территории Скифской платформы формировались отложения майкопской серии, которые разделены на нижний, средний и верхний майкоп. Вместе с тем здесь при описании стратиграфии выделяются и горизонты: планорбеловый, остракодовый (нижний майкоп), ниж-

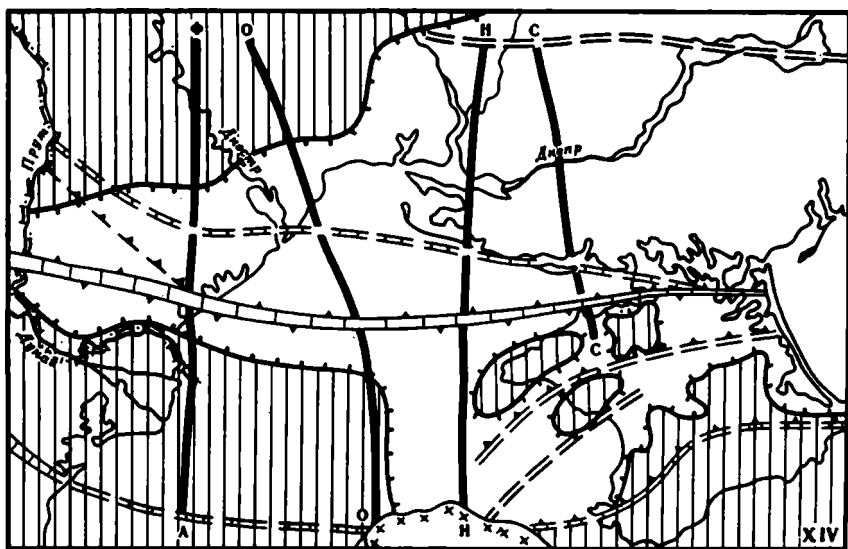
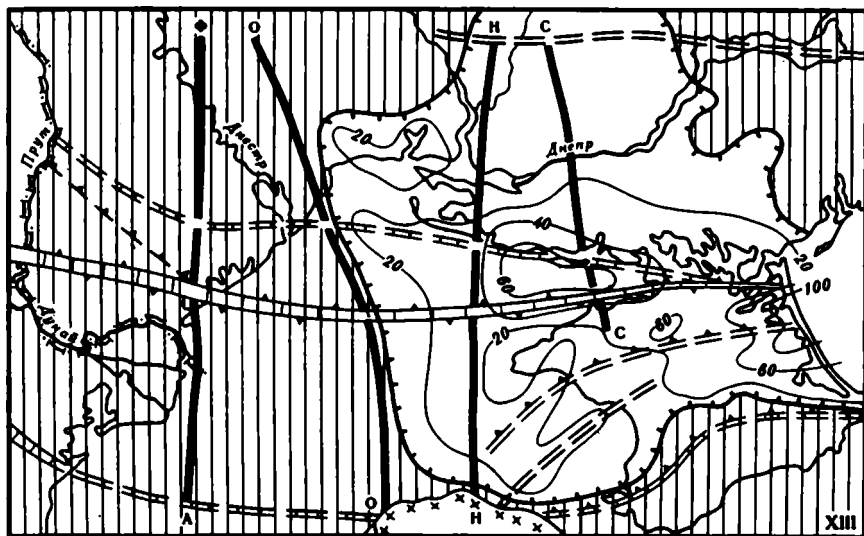


Рис. 49 (продолжение)

некерлеутский, верхнекерлеутский (средний майкоп), батисифоновый и королевский (верхний майкоп, охватывающий также нижний миоцен [Геология СССР, т. 8, 1969]). Для южной части Восточно-Европейской платформы существуют свои подразделения: борисфенский, костромкинский (нижний-средний олигоцен), асканийские и горностаевские слои (верхний олигоцен [Чекунов и др., 1976]). Отсутствие единой схемы олигоцена для нашего района весьма за-

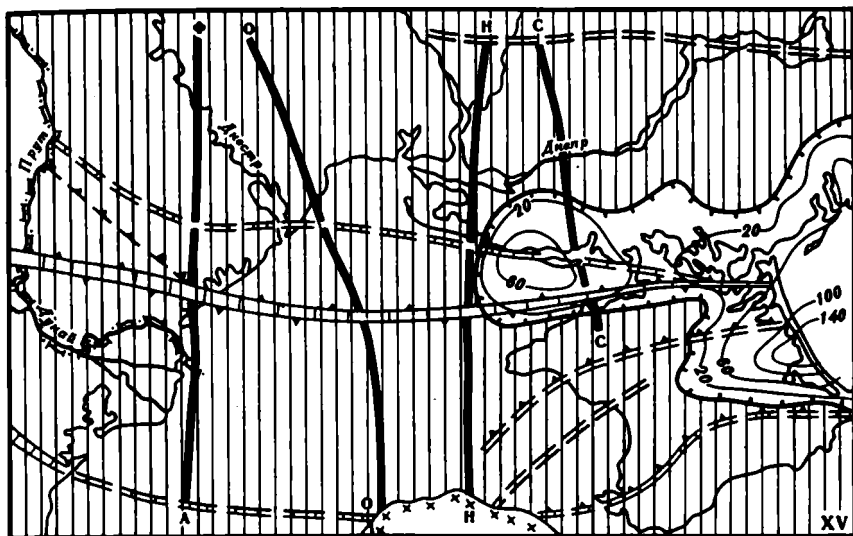


Рис. 49 (окончание)

трудняет описание истории ее развития, поэтому приходится употреблять и ту и другую терминологию.

В начале раннего олигоцена морской бассейн регрессировал с запада на восток и частично на северо-восток. Вся Молдавия и большая часть Одесской области превратились в сушу. Еще больше приподнялась Северная Добруджа. В результате этих воздыманий произошло значительное погружение Каркинитской и Сивашской впадин, а также районов Равнинного Крыма. Погружение было настолько быстрым, что не успевало компенсироваться осадконакоплением. Поэтому в центральной части Каркинитской впадины в течение раннего олигоцена (планорбелового времени) накопилось всего лишь около 200–300 м преимущественно глинистых, т.е. относительно глубоководных осадков. Последние в сторону Новоселовского поднятия постепенно замещаются более мелководными алевроито-песчаными породами, которые ложатся на размытую поверхность эоцена [Геология СССР, т. 8, 1969].

Опускание произошло также и в Альминской впадине, в центральной части которой накопилось до 200 м песчано-глинистых пород. Наибольшей мощности нижне-олигоценовые осадки достигают в восточной части Равнинного Крыма – в западной части Индоло-Кубанского прогиба (в районе современной суши) она более 400 м. На севере прилегающая суша представляла собой прибрежную аккумулятивную равнину, где формировались углистые отложения [Чекунов и др., 1976].

В Равнинном Крыму приподнятыми в виде небольших островов были поднятия Симферопольское и незначительная часть Новоселовского. Возможно, что в западной части Тарханкутского полуострова морем не была покрыта и Меловая структура, где размывались

меловые породы и сносились в центральную часть Каркинитской впадины. Так, в низах майкопского разреза Голицынской скважины обнаружена перебитая фауна из верхнего мела [Краева, Люльева, 1976].

В конце раннего олигоцена (в николаевское или позднепланорбеловое время) регрессия усиливается, бассейн становится более мелководным, что приводит к исчезновению спироплектамминного комплекса фораминифер и ряда моллюсков. Разрез пород во многих местах алевроитовый. В течение всего среднего олигоцена регрессия еще больше усилилась — море отступило к востоку. Лишь незначительная часть бассейна располагалась западнее Одесского разлома (см. рис. 49, V). Повсеместно в бассейне формировались известково-алевритистые глины с пропластками песка и прослойками сидерита. Эти породы содержат характерный остракодовый комплекс фауны (остракодовые слои), включающий моллюски и остракоды, свидетельствующие о понижении солености морского бассейна. На это же указывает почти полное исчезновение фораминифер [Чекунов и др., 1976]. Появление сидерита говорит о том, что бассейн стал изолироваться от открытого моря и в нем создались физико-химические условия (недостаток кислорода, обилие органического вещества, CO_2 и т.д.), благоприятные для его образования. Это опреснение бассейна, вероятно, связано с началом воздымания южного края Скифской платформы, что в свою очередь затрудняло проникновение нормальносоленых морских вод из центральной части Черного моря.

Мощность отложений среднего олигоцена (остракодовых и серогозских слоев или костромкинского горизонта) в разных местах колеблется по-разному: на поднятии Голицына она не превышает 200 м [Краева, Люльева, 1976], на Бакальской антиклинали достигает 300–400 м [Геология СССР, т. 8, 1969], а в Альминской впадине не превышает 60–70 м (см. рис. 49, V).

В конце среднего олигоцена Новоселовское и Симферопольское поднятия объединились с Горным Крымом и представляли собой довольно крупный остров, окруженный со всех сторон олигоценовыми впадинами (прогибами).

В позднеолигоценовую эпоху суши, окружавшая северо-западную часть Черного моря, продолжала воздыматься. Особенно интенсивное воздымание произошло в южной половине Скифской платформы. Здесь Северная Добруджа вместе с районом нынешнего о-ва Змеиного соединились с Новоселовским и Симферопольским поднятиями и вместе с Горным Крымом и Альминской впадиной, которая к этому времени прекратила свое существование (по данным Л.М. Голубничей [Геология СССР, т. 8, 1969], в районе Альминской впадины совершенно нет верхнемайкопских отложений), образовали довольно широкую полосу суши, которая отделила центральную часть Черноморской впадины от Каркинитской и Сивашской впадин. Обе впадины оказались изолированными с юга, и воды Черноморского бассейна могли поступать в них только через Керченско-Таманский пролив и Индоло-Кубанский прогиб. Доказательствами тако-

218

го отклонения служат отсутствие верхнемайкопских отложений во всей этой полосе, опреснение бассейна Каркинитской и Сивашской впадин, вымирание некоторых видов солонолюбивой фауны и появление сидеритовых прослоев [Чекунов и др., 1976]. На профиле ГСЗ № 25 в этой части платформы (пункты привязки Г2-О₂) наблюдается воздымание поверхностей Мохо и Конрада, а осадочная толща образует крупный антиклинальный перегиб субширотного простирания [Строение..., 1972; Земная..., 1975].

В Каркинитской впадине в начале позднеолигоценовой эпохи отлагались преимущественно алевроитовые глины с включениями пирита и сидерита (поднятия Голицына). Западнее Одесского разлома и по северному краю бассейна формировались алевроито-песчаные породы. Глинистые осадки отлагались также в Сивашской впадине и в Индоло-Кубанском прогибе. В западной части последнего мощность этих осадков (асканийских) превышает 200 м, такие же мощности имеются и в центральной части Каркинитской впадины, зато в Сивашской впадине они составляют не более 100-120 м.

В конце позднего олигоцена (в горностаевское время) воздымание окружающей суши еще больше усилилось, что привело к значительному уменьшению площади морского бассейна (см. рис. 49, VI). В это время четким западным рубежом являлся Одесский разлом: западнее его море не заходило. Почти полностью обнажился Тарханкутский полуостров, который причленился к Новоселовскому поднятию, уже существовавшему как суша. Северная граница бассейна проходила примерно на широте г. Николаева. Вероятно, в позднем олигоцене Скадовский разлом не играл значительной роли и существовавшая (по Бакальской антиклинали) перемычка между Каркинитской и Сивашской впадинами погрузилась, впадины соединились.

В горностаевское время отлагались глинисто-алевролитовые, алевролитовые и алевроито-песчаные осадки. В Каркинитско-Сивашской впадине их мощность не превышает 300 м, а в западной части Индоло-Кубанского прогиба она составляет более 400 м.

В раннемиоценовую эпоху (в батисифоновое, или чернобаевское, время) продолжалось регрессивное отступление моря. В описываемом районе морской бассейн сохранялся только в северной части Каркинитской и в Сивашской впадинах. Весь Равнинный и Горный Крым, южная половина Каркинитской впадины и вся территория к западу от Одесского разлома представляли собой сушу.

В Каркинитской впадине продолжали накапливаться темно-серые неизвестковистые глины, мощность которых в настоящее время не превышает 100 м. По краям бассейна формировались преимущественно песчано-алевритовые породы. В Индоло-Кубанском прогибе, где шло наибольшее прогибание, накопилось до 600-700 м батисифоновых слоев.

В конце раннемиоценовой — начале среднемиоценовой эпохи (в королевское — каржинское время) регрессия достигла своего максимума: море отступило в центральную часть Индоло-Кубанского прогиба. Вся Скифская платформа в регионе была выведена из-под уровня моря и превратилась в сушу. Подъем северной части

Скифской платформы произошел по шовной (горстовой) зоне сочленения ее с Восточно-Европейской платформой. В это время морской бассейн располагался только в пределах Восточно-Европейской платформы, т.е. в северной половине Каркинитской впадины. Последняя вместе с Сивашской впадиной представляла собой относительно узкий, но длинный и очень мелководный залив, который через Азовское море и Керченский пролив соединялся с Черноморской впадиной (см. рис. 49, VII).

В этом заливе продолжалось накопление темно-серых алевроитовых глин и глинистых алевроитов, переходящих вверх по разрезу в глинистые пески [Чекунов и др., 1976]. Мощность их в Каркинитской и Сивашской впадине не превышает 20 м, но в Индоло-Кубанском прогибе достигает 300 м и более. В королевских слоях (и их аналогах – каржинских) обнаружены диатомиты, указывающие на образование пород в условиях сильно опресненного бассейна.

Королевскими (каржинскими) отложениями заканчивается майкопская серия нефтегазовосных пород и завершается очередная регрессивная стадия развития чехла. В результате воздымания Скифской платформы на дневную поверхность верхняя часть пород майкопской серии разрушалась и в кровле образовалась железистая кора выветривания, так называемые яблочно-зеленые глины. Мощность коры выветривания увеличивается с юга на север, в этом же направлении меняется и ее возраст: от королевского до планорбелового (борисфенского) [Чекунов и др., 1976].

Регрессивная стадия развития, начавшаяся в альминское время (поздний эоцен) и закончившаяся в королевское время (начало среднего миоцена), продолжалась в общей сложности около 27 млн. лет. За это время в Каркинитской впадине накопилась 1600-метровая толща песчано-глинистых пород. Только в начале регрессии (в альминское время) продолжали отлагаться карбонатные породы, но и то уже со значительной примесью терригенного материала, затем разрез сменяется песчано-глинистыми очень слабо известковистыми отложениями и завершается глинисто-песчанистыми известковистыми породами.

В позднем гельвете, начиная с тарханского времени, началась новая, миоценовая, трансгрессия. Некоторые исследователи [Чекунов и др., 1976] считают, что эта трансгрессия была вызвана возросшей интенсивностью восходящих движений в Восточных Карпатах, а затем и в мегантиклинории Большого Кавказа. Из Предкарпатского бассейна море трансгрессировало через Молдавию вдоль юго-западной и южной границы Восточно-Европейской платформы в исследуемый район. Причем море продвигалось на восток до Одесского разлома в виде узкого пролива (см. рис. 49, VIII), ограниченного с юга Килийско-Змеиным приподнятым блоком. Восточнее Одесского разлома бассейн расширялся как на север, так и на юг. На севере граница его проходила примерно от г. Николаева до г. Запорожья, а затем уходила на юг в сторону Равнинного Крыма. К югу от шовной зоны сочленения платформ и к востоку от Одесского разлома море покрыло современную акваторию и большую

220

часть Равнинного Крыма. Только Новоселовское поднятие представляло собой сушу и соединялось с Симферопольским поднятием и Горным Крымом, которые тоже были сушей и поставляли в бассейн песчано-глинистый материал (маячкинская свита). В Молдавии формировались мелководные глинисто-песчаные отложения (подольская свита). Мощности отложений этого времени редко превышают 10 м.

Как считают А.И. Гильман и А.В. Чекунов [Чекунов и др., 1976], эта трансгрессия была "чужеродной" для Причерноморского прогиба и уже в тортонское время в результате снижения интенсивности восходящих движений в Восточных Карпатах трансгрессия со стороны Карпат прекратилась и началась трансгрессия со стороны Черного моря. Последняя вновь шла через Керчинский пролив и Азовское море. Северная граница бассейна несколько опустилась к югу, а к западу от Одесского разлома от предыдущего бассейна остался только небольшой залив (см. рис. 49, IX). В Равнинном Крыму обстановка оставалась прежней, как и в гельветском веке. В Молдавии восстановился континентальный режим. По существу в тортонское время произошла небольшая регрессия и площадь морского бассейна уменьшилась. Но в исследуемом районе (к востоку от Одесского разлома) продолжал существовать морской бассейн в тех же границах, что и в гельветском веке. Поэтому тортонские (чокракские) отложения представляют единый цикл осадкообразования с гельветскими (тарханскими). Чокракские отложения преимущественно песчано-глинистого состава, их мощность не превышает 10-15 м.

В карагатское и конкское время существенных изменений не произошло: морской бассейн сохранялся в прежних границах. Он был мелководным и вместо терригенных отложений формировались преимущественно карбонатные, особенно в конкское время. Общая мощность тортонских отложений в районе не превышает 100 м.

В сарматский век возобновились орогенические движения в горных сооружениях Карпат, Крыма, Кавказа, что в свою очередь привело к увеличению трансгрессии морского бассейна в северо-западной части Черного моря. В исследуемый район море стало проникать не только через Керченский пролив и Азовское море, но и с юга. Вероятно, орогенические движения привели к опусканию южной части Скифской платформы и Черное море в раннесарматское время проникло на север, затопив перемычку между Одесским и Николаевским разломами. Морской бассейн почти полностью затопил также Равнинный Крым. Здесь суша сохранилась только в виде небольших островов в зоне Тарханкута и Новоселовского поднятия. Часть Килийско-Змеиного блока с восточной стороны была покрыта морем (см. рис. 49, X). Черноморский бассейн проник и в Молдавию, правда, имеются сведения [Билинжис, 1971; Чекунов и др., 1976], что в район р. Прут море трансгрессировало с запада со стороны Валахского прогиба. В Молдавии нижний сармат представлен мелководными известняками и мергелями и в меньшей мере глинами, песками и песчаниками, в Одесской области - извест-

ковистыми глинами с прослоями углистого материала и биогенными известняками с солоноватоводными комплексами органических остатков. В Равнинном Крыму отлагались глины, а в районах, прилегающих к Горному Крыму, — пески. На акватории в районе поднятия Голицына скважинами вскрыты глины. Здесь же находятся самые большие мощности нижнесарматских отложений — 60 м, такие же мощности известны в Восточном Крыму. В Альминской впадине и в бассейне р. Прут мощности не превышают 40 м.

В среднем сармате усилилось опускание южной и западной окраин Восточно-Европейской платформы, что привело к увеличению трансгрессии Черного моря. Среднесарматская трансгрессия была самой крупной в истории развития платформенного чехла исследуемого региона. Начиная с раннемеловой эпохи море никогда еще не проникало так далеко на север в пределы Украинского щита. На северо-востоке Черноморский бассейн соединился с бассейнами Днепровско-Донецкой и Конско-Ялынской впадин, а на северо-западе — с Валашским прогибом. В Равнинном Крыму под уровень моря погрузились существовавшие ранее острова и значительно уменьшилась площадь Килийско-Змеинного блока. Анализ мощностей среднесарматских отложений (см. рис. 49, XI) показывает, что в распределении мощностей и литологического состава отложений существенную роль сыграли субмеридиональные глубинные разломы. Наибольшие мощности (до 100 м) отложились в центральных частях Каркинитской, Сивашской и Альминской впадин. Здесь главенствующее значение имели Одесский и Скадовский разломы. На западе такую же роль играл Фрунзенско-Арцизский разлом, западнее которого в бассейне р. Прут мощности достигают 200 м. К востоку от этого разлома преимущественное распространение имеют мелководные биогенные известняки, а к западу — терригенно-карбонатные. В прибрежных районах формировались песчано-глинистые отложения с примесью углистого материала.

За время трансгрессии, которая длилась почти 6 млн. лет, в наиболее прогнутых частях региона накопилось более 400 м осадков. В среднем скорость осадконакопления по сравнению с предыдущими трансгрессиями и регрессиями уменьшилась почти вдвое и составляла примерно 7,5 см/тыс. лет. В формационном отношении отложения миоценовой трансгрессии, как и предыдущей олигоценовой регрессии, представляют собой верхнюю параличскую формацию.

Послесарматское время в истории развития региона несколько отличается от предыдущего и представляет собой заключительный этап, соответствующий формированию неотектонического структурного этажа. Этот этап начинается позднмиоценовой регрессией.

В конце среднесарматского и в начале позднесарматского времени началось воздымание территории в западной части региона (Северная и Центральная Молдавия), медленно воздымались также Украинский щит и Горный Крым, что привело к уменьшению и регрессии морского бассейна. Северная граница бассейна простиралась примерно по линии г. Кишинев — г. Запорожье. В Южной Молдавии

и на западе Скифской платформы усилилось воздымание палеозойских блоков, что привело к отчленению бассейна в районе р. Прут от Черноморского. В Равнинном Крыму и в южной части Украинского шита вновь появились небольшие острова (см. рис. 49, XII). Наиболее прогнутаой структурой в данном регионе была северная часть Каркинитской впадины, где накопилось до 100 м органогенно-обломочных известняков. На северном краю бассейна формировались известковистые глины и биогенные известняки, в Равнинном Крыму – биогенные известняки и доломиты, а в Молдавии – глины, переслаивающиеся с песками и реже биогенными известняками. Во второй половине позднего сармата регрессия морского бассейна усилилась. В это же время в зоне современной акватории произошли незначительные тектонические движения, смявшие сарматские и нижележащие миоценовые и палеогеновые отложения в небольшие складки. Возникновение этих складок связано с движением блоков фундамента. Здесь формировались такие структуры, как поднятие Голицына, Шмидта, Архангельского и другие и разделяющие их мелкие впадины. Заложение этих структур, вероятно, началось еще раньше – в меловой период и до конца сарматского века они развивались унаследованно. Все вышележащие отложения в северо-западной части Черного моря складок не образуют и залегают практически горизонтально [Моргунов и др., 1975].

В мзотический век продолжалась медленная регрессия морского бассейна, и в начале мзотиса морской бассейн имел близкие к современному очертания. Западная часть исследуемого региона превратилась в низкую сушу, где продолжалось (начатое еще в позднем сармате) формирование континентальной балтской толщи. В зоне современной акватории отложения мзотиса выполняли неровности позднесарматского рельефа. К концу мзотического века регрессия усилилась в результате воздымания территории к западу от Одесского разлома и морской бассейн полностью переместился на восток от этого разлома, где продолжали отлагаться известняки с прослоями мергелей, глин и песков. Наибольшие мощности (до 60 м) мзотических отложений накопились в восточной части Каркинитской впадины (см. рис. 49, XIII). В Равнинном Крыму продолжали существовать небольшие острова в районах Тарханкутского вала и Новоселовского поднятия.

В мзотическое время начались существенные изменения в характере тектонических движений, что достаточно четко отразилось в распределении мощностей надсарматских отложений. Основную роль в тектонических движениях играли подвижки крупных блоков вдоль глубинных разломов – Одесского и Николаевского и в меньшей степени вдоль субширотных разломов. В мзотический век по субмеридиональным разломам шло неравномерное воздымание блоков земной коры: к западу от Одесского разлома вся территория к концу мзотиса поднялась из-под уровня моря и превратилась в низкую сушу, блок между Одесским и Николаевским разломами поднялся значительно меньше и был покрыт морем, где отложилось не более 20 м мзотических отложений, а к востоку от Николаевского раз-

лома располагался наиболее погруженный блок, где накопились максимальные мощности (60 м) мзотиса. Значительную роль в этом блоке сыграла также часть субширотного краевого шва, который, вероятно, воздымался и заставил мигрировать наиболее глубокую часть Каркинитской впадины к северу в пределы Восточно-Европейской платформы (см. рис. 49, XIII). Позднемиоценовая регрессия длилась примерно 3 млн. лет, и средняя скорость осадконакопления здесь была около 8,5 см/тыс. лет.

В начале раннего понта в результате неравномерных погружений блоков земной коры в северо-западной части Черного моря, которые, вероятно, были вызваны орогеническими воздыманиями альпийских сооружений, море вновь трансгрессировало в исследуемый район. Трансгрессия была слабее, чем в среднем сармате, и северная граница бассейна проходила где-то по линии Готешты - Одесса - Запорожье (см. рис. 49, XIV). На востоке бассейн ограничивался зоной Мелитопольско-Новоцарицынского разлома. Море трансгрессировало как с юга со стороны Черноморской впадины, так и с запада со стороны Валашского прогиба [Чекунов и др., 1976]. На западе в зоне Фрунзенско-Арцизского разлома оба трансгрессирующих моря соединились. Здесь только Килийско-Змеиный блок представлял собой сушу. К западу от Одесского разлома отлагались преимущественно песчано-глинистые отложения с редкими прослоями известняков-ракушечников, на остальной территории - оолитовые известняки и местами известковистые глины. На западе в бассейне р. Прут мощности отложений понта достигают 100 м, между Фрунзенско-Арцизским и Одесским разломами - не превышают 20-30 м. Между Одесским и Николаевским разломами располагался наиболее прогнутый блок, и здесь накопились значительные мощности: на поднятии Голицына мощность понтических отложений достигает 100 м и увеличивается к югу, к внешнему краю шельфа достигая более 200 м. К востоку от Николаевского разлома прогибание территории было меньшим, мощности здесь нигде не превышают 100 м. В Равнинном Крыму продолжали существовать отдельные небольшие острова (Тарханкутский вал, Новоселовское поднятие, см. рис. 49, XIV), поэтому здесь мощности понта незначительные, но в Альминской впадине они составляют не менее 80 м. В конце понтического века Альминская впадина как отрицательная структура перестала существовать. В понтическом веке полностью исчезает широтный структурный план, четко выраженный по поверхности сарматских отложений. Отложения понта покрывают подстилающие толща ровным плащом и залегают повсеместно почти горизонтально, только в пределах Скифской платформы наблюдается очень слабый их наклон к югу, что, вероятно, связано с развитием и погружением глубоководной Черноморской впадины.

В конце понтического века в исследуемом районе началась региональная регрессия. Валашский бассейн отступил на запад, а Черноморский на юг и восток. По-видимому, резкое погружение центральной части Черноморской впадины и привело к ликвидации морского бассейна в западной части Скифской платформы. В среднем

224

плиоцене (киммерийский и кузьянский века) вся территория к западу от Николаевского разлома стала сушей. В Молдавии сформировалась озерно-аллювиальная равнина, а на юге Украины – плоская слабобрасчлененная равнина, где происходило интенсивное выветривание красно-бурых глин [Билинжис, 1971].

К концу кузьянского века почти весь Крымский полуостров поднялся из-под уровня моря и стал сушей. Море сохранилось только в виде небольшого залива между горстовой зоной (краевым швом платформ) и широтой г. Херсона, а также в восточной части Равнинного Крыма. К северу от шовной зоны в восточной части Каркинитской впадины накопилось за это время до 60 м терригенных осадков, а в восточной части Крыма (Индольском прогибе) – 100–160 м (см. рис. 49, XV).

Именно в киммерийский, кузьянский века и в позднем плиоцене произошел врез долин рек и заложилась современная гидрографическая сеть [Молявко, 1960; Чирка, 1972]. Таким образом, современная гидрографическая сеть является унаследованной от этого периода.

История геологического развития северо-западной части Черного моря, как и всего бассейна в целом, в четвертичное время отмечена яркими чертами своеобразия. В палеографическом плане этот период резко отличается от предыдущих тем, что определяющими событиями явились гляциоэвстатические трансгрессии и регрессии данного бассейна, связанные с колебаниями уровня Мирового океана. За четвертичное время северо-западный шельф Черного моря осушался полностью по крайней мере дважды: в среднем плейстоцене (днепровское время) и в позднем плейстоцене (валдайское время) [Шербаков и др., 1977а]. Кроме того, по-видимому, имели место частичные осушения в периодах интерстадиальных потеплений, сокращения ледовых покровов суши и связанного с этим поднятия уровня океана. По крайней мере одно такое событие, происшедшее в среднем вюрме (молого-шекснинский интерстадиал), обосновано авторами [Шербаков и др., 1977а] с привлечением данных Л.А. и Е.Н. Невеских [1961]. В периоды осушения описываемый район представлял собой обширную низменность, значительные площади которой представляли собой аллювиальные равнины, а другие участки были пологими водоразделами, на которых шло накопление покровных лессовидных суглинков.

Важным условием, обеспечивающим реализацию описанных выше особенностей четвертичной истории северо-запада и всего бассейна Черного моря, явилась его тесная связь с Мировым океаном через Босфор. Сейчас целый ряд исследователей [Федоров, 1978; Шербаков и др., 1977б] высказывают соображения о том, что Босфорский порог не изолировал наглухо Черное море от Мраморного и Средиземного даже в периоды максимальных падений уровня этих бассейнов. Особенно вескими эти соображения становятся, если учитывать, что бурением в Босфоре [Sholten, 1974] было показано, что врез его в коренные породы достигает отметки –100 м. Значительная часть этой долины заполнена рыхлыми, ско-

рее всего верхнечетвертичными осадками. В таких условиях, как полагают указанные авторы, в период регрессий (во всяком случае в позднем плейстоцене) Босфор не был глухим порогом, а через него шел односторонний сток полупресных вод Черного моря, которое, таким образом, становилось по существу сточным озером. Сейчас на примере позднечетвертичной трансгрессии [Шербаков и др., 1977а] показано, что поднятие уровня Черного моря в начале дегляциации ледников суши могло происходить только в результате усиления притока талых пресных вод, т.е. независимо от Мирового океана, хотя и синхронно с ним. В какой-то период времени в Босфоре подпор со стороны также трансгрессирующих Средиземного и Мраморного морей преодолевал напор одностороннего стока пресных вод и возникала подобная современная система двух противоположных течений (верхнего менее соленого и нижнего более соленого), приводившая к быстрому заполнению глубоководной впадины тяжелыми солеными водами. Как известно, современная гидрологическая система Босфора возникла 7–8 тыс. лет назад.

В процессе формирования современной структуры северо-западного шельфа Черного моря в четвертичное время продолжали развиваться те тенденции, которые были характерны для предыдущих этапов неотектонического развития. Именно на данном этапе блоковая структура фундамента и движения этих блоков становятся одним из основных факторов геологической истории данного района. Особенно резко выступает ведущая роль крупнейших меридиональных разломов: Одесского и Николаевского. Расчленение зонами этих разломов северо-западной части континентального края Черноморской впадины на крупные меридиональные мегаблоки становится главной особенностью современной структуры исследуемого участка дна Черного моря. В четвертичное время характер тектонических движений как каждого из таких мегаблоков в целом, так и внутри них делается заметно различным.

Особо следует отметить резкую активизацию движений в области зоны Николаевского разлома. Она состояла в очень интенсивном погружении восточного крыла разлома, включающего весь Западный Крым вплоть до Ялтинской зоны, отделяющей его от Центрального Крыма. Ускорение опускания Западно-Крымского мегаблока, особенно его западного, прилегающего к Николаевскому разлому крыла, было столь резким, что он стал погружаться быстрее, чем Центральный блок. Такое изменение соотношения в темпе опускания между двумя соседними блоками, разделенными Николаевским разломом, возникло только в четвертичное время, так как в предшествующие этапы неотектонического развития данного района оно было иным. Это хорошо видно на рис. 50, где показано нынешнее залегание кровли сармата и подошвы голоцена на профиле, идущем от Центрального блока к берегу Западного Крыма. Здесь хорошо видно, как в голоцене Центральный блок северо-западного шельфа отстаёт в своем погружении от Западно-Крымского. Начало такого рода активизации Николаевского разлома, приведшее по существу к окончательному становлению современного структурного плана и

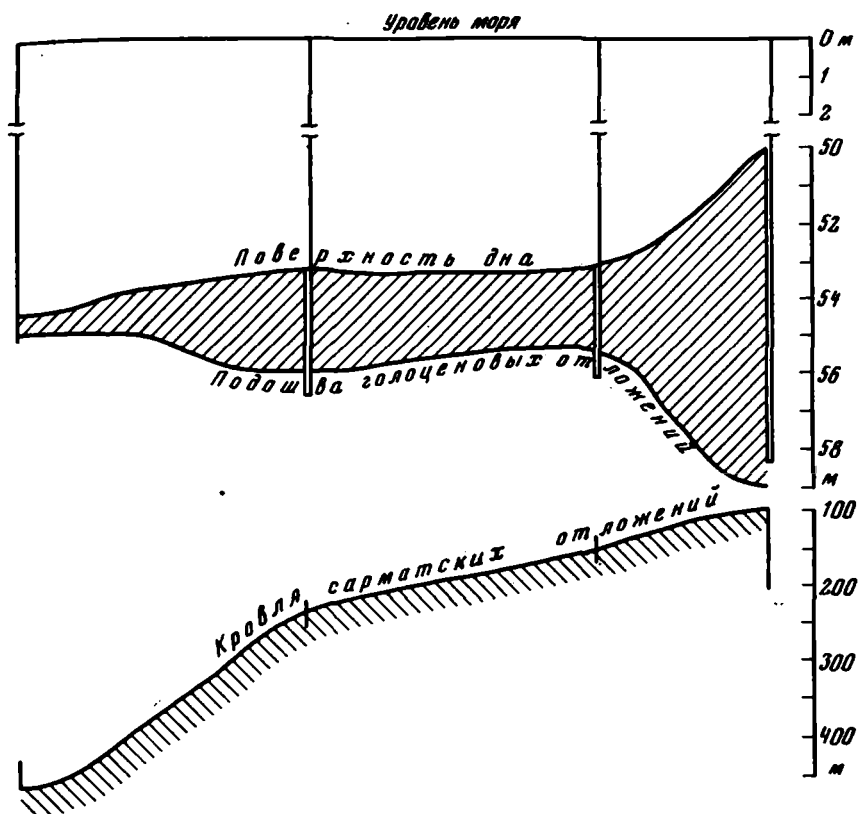


Рис. 50. Профили, иллюстрирующие соотношение рельефа кровли сарматских отложений и подошвы голоценовых осадков с современным рельефом дна шельфа Западного Крыма

Вертикальные линии – грунтовые колонки

характера тектонических движений, было приурочено к какому-то рубежу уже в течение четвертичного времени. Есть основания полагать, что это произошло на границе раннего и среднего антропогена, где-то в начале древнеэвксинского периода четвертичной истории Черного моря. Такое предположение базируется на некоторых новых данных, полученных при глубоководном бурении в Черном море [Initial..., 1978]. Оно показало, что именно в древнем эвксине резко меняется характер осадконакопления, особенно в западной части бассейна. Если до этого шло накопление в целом довольно заметно карбонатных отложений, то с древнего эвксина до голоцена разрез становится существенно терригенным, хотя и остается глинистым. Мы полагаем, что такое изменение разреза четвертичных отложений глубоководной впадины Черного моря могло быть связано с какой-то активизацией тектонических движений на периферии впадины. В исследованном нами районе эта активизация

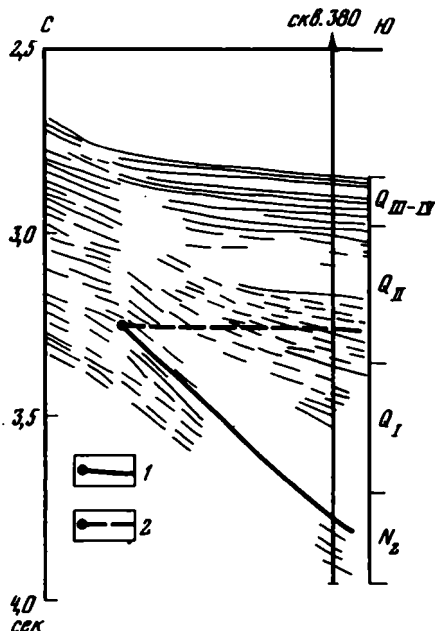


Рис. 51. Разрез НСП в районе скв. 380 глубоководного бурения
1 — современное залегание кровли понта; 2 — предполагаемое первоначальное залегание понтических отложений

проявилась в подвижках по Николаевскому разлому и резком опускании Западно-Крымского блока.

Подводя итог сделанному анализу истории геологического развития северо-западного шельфа Черного моря на неотектоническом, послесарматском этапе, следует отметить следующее. Как нам представляется, характер новейшей тектоники северо-западного шельфа Черного моря, безусловно, связан с развитием глубоководной впадины этого бассейна. Характерное для неотектонического этапа усиление роли разломной тектоники и особенно активизация древних, дорифейского заложения меридиональных разломов фундамента индуцированы интенсификацией нисходящих движений ложа Черноморской впадины. О темпе новейшего погружения ложа Черноморской впадины сейчас можно судить по данным глубоководного бурения с судна "Гломар Челленджер" [Initial..., 1978]. На рис. 51 приведены эти данные. Разрез одной из скважин, пробуренной в прибосфорской части ложа впадины, был наложен нами на сейсмоакустический профиль, выполненный в районе бурения. Интенсивное прогибание дна здесь хорошо проявлено в виде увеличения углов наклона слоев осадков от почти горизонтально залегающих самых молодых до довольно круто падающих более древних. Был выделен один из таких наклонных отражающих горизонтов, который в разрезе скважины отвечает примерно кровле вскрытых в нижней ее части понтических отложений. Предполагая, что в период накопления слой осадков, образующих данный горизонт, залегал горизонтально, мы определили, как это показано на рисунке, величину погружения кровли понтических отложений за прошедшее с момента накопления толщи время. Оказалось, что за послепонтическое время ложе впадины погрузилось в прибосфорском районе примерно на 250 м.

Послесарматский скачок в темпе погружения впадины привел к возникновению радиальных по отношению к ее центру расколов жесткого континентального края. Естественно, что возникшие при этом напряжения снимаются активизацией прежних зон разломов, если они имеются (а именно такая ситуация сложилась в районе северо-

Послесарматский скачок в темпе погружения впадины привел к возникновению радиальных по отношению к ее центру расколов жесткого континентального края. Естественно, что возникшие при этом напряжения снимаются активизацией прежних зон разломов, если они имеются (а именно такая ситуация сложилась в районе северо-

западного шельфа Черного моря). Вслед за возникшими расколами обращенные к впадине края образовавшихся блоков также стали быстро вовлекаться в погружение, хотя, конечно, и не одновременно и с разной скоростью. Результатом этого процесса, идущего и ныне, являются участки края шельфа, переуглубленные по отношению к соседним. Это как раз те блоки континентального края, которые вовлечены в наиболее интенсивное погружение. Можно предположить, что именно такие блоки, обламываясь и соскальзывая к основанию образовавшегося склона (нового континентального склона), формируют те структуры континентального подножия, которые обнаруживаются ныне при сейсмоакустическом профилировании. То, что описанные выше явления во впадине Черного моря и по ее периферии характерны именно для неотектонического этапа, показал недавно А.Л. Яншин с соавторами [1976]. Эти исследователи на основе анализа новых данных отнесли время возникновения современной континентальной окраины Черного моря к концу миоцена. Таким образом, наша трактовка особенностей новейшего развития северо-западного шельфа Черного моря показывает ведущую роль вертикальных движений ложа впадины и ее континентального края в формировании современной структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный оригинальный геологический и геофизический материал и анализ опубликованных данных по северо-западной части Черного моря и сопредельной суши позволили впервые дать цельную картину строения единых тектонических структур, разделенных морем, существенно уточнить, а в ряде случаев совершенно по-новому осветить представления о тектонике и геологическом развитии этого весьма сложного и интересного региона.

Основным фактическим материалом, положенным в основу геологических построений, являются данные НСП с электронским источником упругих волн. В этой связи в работе кратко рассмотрены физические основы НСП, аппаратура и методика сейсмоакустических исследований и приемы интерпретации получаемых результатов. Надо отметить, что подобное описание всего круга вопросов, связанных с постановкой НСП на акваториях, сделано в отечественной литературе впервые. Введено понятие годографа НСП и показано, что в ряде случаев сейсмическое изображение структурных форм не является однозначным. Исследовано влияние водного слоя на формирование волновой картины; рассмотрены основные типы помех, возникающих при проведении НСП на акваториях.

Помимо общих вопросов теории и методики НСП, в работе дан анализ волновой картины в пределах северо-западного шельфа Черного моря. Характерно, что даже простая классификация первичного материала НСП позволяет провести районирование региона по типам волнового поля, которое в общих чертах соответствует его тектоническому районированию. Рассмотрены основные типы осложнений волнового поля и связь их с особенностями геологии и тектоники. Конечным результатом обработки данных НСП явились сейсмогеологические разрезы по отдельным профилям и структурные схемы по опорным горизонтам, которые послужили основным материалом для дальнейших построений.

В монографии дано краткое описание пород от докембрийских до современных, слагающих дно акватории и обрамляющую сушу. Эта часть работы имеет чисто вводный характер и дана для лучшего понимания тектоники и особенно истории развития региона в целом.

Большое внимание в работе уделено изучению тектоники региона. Прежде всего следует отметить, что решен вопрос о местоположении и характере строения зоны сочленения между дорифейской Восточно-Европейской и эпигерцинской Скифской платформами. Сейчас установлено, что платформы сочленяются не посредством прогиба,

а по крупным глубинным разломам – по краевому шву. Современная структура краевого шва – горст, в котором приподняты породы герцинского фундамента Скифской платформы. Этот горст четко прослежен бурением и геофизическими исследованиями от р. Прут до Одесского разлома и далее к востоку на поднятии Голицына. Восточнее последнего горст (краевой шов) проходит через Сивашскую впадину и переходит в Азовский вал, который также служит границей между платформами.

В пределах Восточно-Европейской платформы основное внимание уделено Днестровско-Прутскому перикратонному прогибу – наиболее интересной структуре, имеющей практическое значение для поисков нефти и газа. Рассмотрены общие черты прогиба и слагающих его толщ, впервые определены границы Крыловской палеозойской впадины в прогибе и по-новому определены границы самого прогиба. Конечно, внутреннее строение перикратонного прогиба еще требует всестороннего исследования.

Фундамент Скифской платформы представлен двумя структурными комплексами: байкальским и герцинским. К сожалению, по байкальскому комплексу материалов еще мало и дать ясную картину его строения не представляется возможным. В герцинском комплексе выделено два структурных этажа: геосинклинальный и орогенный, соответствующие определенным этапам развития. Впервые составлена структурно-геологическая схема поверхности фундамента северо-западной части Черного моря. Установлено унаследованное от байкальского комплекса структур развитие герцинских структур и надвигание последних (в западной части района) в северо-восточном и северном направлениях. В работе показана приуроченность пород верхнего (орогенного) структурного этажа к определенным зонам – межгорным впадинам и прогибам. Основным недостатком исследований палеозойских образований (особенно в Крымской части региона) является их слабая возрастная характеристика.

Непрерывное сейсмоакустическое профилирование дало очень интересный материал, позволивший по-новому рассмотреть строение платформенного чехла обеих платформ. Оказалось, что вместо единого Причерноморского прогиба платформенный чехол образует ряд наложенных на разновозрастный фундамент впадин. Время заложения этих впадин тоже различное: от ранней юры до начала позднего мела. Структуры чехла связаны со строением фундамента платформ, что позволяет в свою очередь довольно четко установить зону сочленения двух разновозрастных фундаментов платформ. В зоне Восточно-Европейской платформы в чехле отсутствуют замкнутые складчатые структуры, в то время как в зоне Скифской платформы выявлен ряд складок в меловых – сарматских отложениях.

Верхний структурный этаж чехла представлен надсарматскими отложениями, которые (в пределах акватории) не подвергались складчатым процессам и покрывают подстилающие породы почти горизонтальным плащом, слегка наклоненным к югу. В эту же сторону постепенно возрастает мощность надсарматских пород. Именно в

надсарматских отложениях пропадает различие в строении платформенного чехла на разновозрастных платформах. Анализом современного рельефа дна северо-западной части Черного моря заканчивается рассмотрение плекативных структур этого региона.

Разрывные нарушения играют огромную роль в формировании тех или иных осадков, их структур и ориентировке последних. Классификация разломов в этой работе принята по времени их заложения и вместе с тем показана роль разломов в истории геологического развития региона от архей-протерозойского цикла по настоящее время.

Как показал анализ разрывных нарушений и истории развития региона, очень важное значение имеют древние глубинные дорифейские субмеридиональные разломы, особенно Одесский. Одесский разлом делит западную часть Скифской платформы на две неравные части: меньшую западную, где фундамент платформы выступает на дневную поверхность (Северная Добруджа, о-в Змеиный), и большую плитовую, где фундамент покрыт чехлом. По обе стороны разлома геологическое развитие фундамента платформы отличается своими особенностями. Роль других дорифейских разломов менее значительна и еще недостаточно изучена.

Рифейские субширотные глубинные разломы связаны с зарождением байкальского геосинклинального пояса Тетиса. Как правило, эти разломы являются границами современных тектонических структур первого порядка: они служат границами Днестровско-Прутского перикратонного прогиба и границами Скифской платформы. Глубинность их доказана геофизическими исследованиями. Зона рифейского разлома, являющаяся северной границей молодой платформы, в современной структуре представляет собой уже упоминавшийся горст, возникший в позднем палеозое — раннем мезозое, во время завершения орогенного этапа этой платформы. Южный рифейский разлом (южная граница платформы) в акватории изучен слабее, разлом тоже представляет собой шовную зону, по которой со Скифской платформой сочленяются мизийский срединный массив и складчатая область Горного Крыма. Для этого разлома установлено, что его плоскость падения направлена в сторону более древних пород и последние надвинуты по этой плоскости на молодые породы. Так, например, зеленые сланцы Центральной Добруджи надвинуты в северо-восточном и восточном направлении на палеозойские и нижнемезозойские породы Северной Добруджи, а в Равнинном Крыму фундамент эпигершинской платформы надвинут на мезозойские отложения Горного Крыма. Для этой зоны разлома характерным является шарнирное изменение направления падения поверхности разлома: на западе она падает на юго-запад и юг, а на востоке — на север. Шарнирное изменение направления происходит в море, где-то между Одесским и Николаевским разломами.

Меридиональная и широтная (ортогональная) ориентировки разломов в данном регионе являются основными, и именно они определили направление формирования структур и блоковое строение фундамента платформ. Эти разломы оказались длительноживущими,

и в течение всей геологической истории развития региона сказывалось их влияние. Палеозойские и мезозойско-кайнозойские разломы различной ориентировки (ортогональной и диагональной) имеют второстепенное значение в формировании региона в целом. Основная их роль сводится либо к ориентировке локальных структур, либо к нарушению этих структур.

Северо-западная часть Черного моря и сопредельная суша прошли чрезвычайно сложную и многоэтапную историю геологического развития. Самым ранним циклом развития является архей-протерозойский, который нами не рассматривается, так как его следует изучать на суше, где образования этого возраста вскрываются на поверхности. Здесь следует только отметить, что архей-протерозойские структуры фундамента Восточно-Европейской платформы имеют меридиональное (субмеридиональное) простирание.

На континентальной коре архей-протерозойского возраста после гренвилльской тектоно-магматической эпохи (1000–800 млн. лет назад) произошло заложение Средиземноморского геосинклинального пояса, захватившего большую часть исследуемого региона. Общее заключение по байкальскому циклу развития сводится к тому, что структуры последнего развивались, окаймляя уже жесткий фундамент Восточно-Европейской платформы. На юго-западном краю этой платформы заложился Днестровско-Прутский перикратонный прогиб.

Отсутствие в регионе каких-либо признаков пород среднекембрийского – ордовикского возраста позволяет предположить, что в каледонский цикл развития исследуемая территория была сухой и представляла собой область размыва.

В начале силурийского периода описываемый регион погрузился под уровень моря и здесь вновь началось осадконакопление. Погружение произошло по вышеуказанным субширотным разломам. С этого времени между Восточно-Европейской платформой и Мизийским срединным массивом заложилась палеозойская геосинклиналь и начался ее герцинский цикл развития. В пределах Восточно-Европейской платформы продолжал развиваться Днестровско-Прутский перикратонный прогиб, который в это время дифференцировался на горсты и грабены. В зоне палеозойской геосинклинали, несмотря на наличие некоторого проявления магматизма, развитие шло по обычной схеме многогеосинклинали. По-видимому, структурное положение последней между жесткими глыбами Восточно-Европейской платформы и Мизийским срединным массивом, а также наличие континентальной коры, представленной архейско-протерозойскими и рифейско-нижнекембрийскими образованиями, не создали здесь условий для развития эвгеосинклинали.

Структурный и формационный анализ отложений позволил выделить в истории геологического развития два этапа: геосинклинальный и орогенный, а в каждом из этапов – стадии. Анализ показал, что этапы и стадии по обе стороны Одесского разлома не совпадают во времени. К западу от разлома, где фундамент платформы выходит на поверхность, этапы и стадии развития были

короче, а к востоку оказались растянутыми во времени (см.рис.45). Таким образом, напрашивается вывод, что приподнятые участки фундамента платформ (плиты, выступы и т.д.) заканчивают свое развитие и консолидацию раньше, чем участки фундамента современных плит. Безусловно, это предположение должно быть проверено на более обширном материале.

Одесский глубинный разлом сыграл значительную роль также и в истории формирования платформенного чехла. Когда к востоку от разлома в ранне- и среднеюрскую эпохи шло замыкание межгорных орогенных прогибов, к западу от разлома уже формировался платформенный чехол. В истории геологического развития платформенного чехла установлены временные границы трансгрессивных и регрессивных стадий (см. рис. 48), их длительность и формационная принадлежность отложений, слагающих чехол.

Послесарматское время (по настоящий момент) характеризуется отсутствием деформаций в породах (в пределах акватории), и тектоническое развитие сводится к возобновлению движений блоков по направлениям древних меридиональных глубинных разломов – Одесского и Николаевского. По ним происходит неравномерное погружение трех крупных меридиональных блоков шельфа, в которых наблюдается ускорение погружения с запада на восток. Наиболее интенсивно погружается блок, расположенный между Николаевским и Ялтинским разломами. Субширотные разломы играют подчиненную роль, они дробят крупные (меридиональные) блоки на более мелкие. Таким образом, в новейший (послесарматский) этап геологического развития северо-западной части Черного моря (вероятно также и в других шельфовых зонах этого бассейна) преобладают блоковые движения по направлениям древних разломов, что, несомненно, связано с нисходящими движениями ложа Черноморской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

- Авербух А.Г.** Тектоническое строение Днестровско-Прутского междуречья по данным региональных сейсмических работ. — Геотектоника, 1965, № 4.
- Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я.** О лучевом методе вычисления полей волн в случае неоднородных сред с криволинейными границами раздела. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. Л.: Изд-во ЛГУ, 1959, № 3.
- Альперт Ф.Л., Гинзбург В.Л., Фейнберг Е.Л.** Распространение радиоволн. М.: Гостехиздат, 1953.
- Андрусов Н.И.** Палеогеографические карты Черноморской области в верхнемиоценовую, плиоценовую и послетретичную эпохи. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1926, т. 4, вып. 3—4.
- Архангельский А.Д.** Введение в изучение геологии Европейской России. М.; Л.: Госиздат, 1923.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М.** Геологическое строение и история развития Черного моря. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
- Афанасьев Г.Д., Зыков С.И.** Геохронологическая школа фанерозоя в свете новых значений постоянных распада. М.: Наука, 1975.
- Бабах В.И.** Очерки неотектоники Крыма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, т. 34, № 4.
- Балабадзе Б.К., Бураховский В.Е., Гаркаленко Н.А.** и др. Тектоника области Черного и Азовского морей. — Геотектоника, 1968, № 4.
- Биликис Г.М.** Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины. Кишинев: Штиинца, 1971.
- Биликис Г.М., Дубиновский В.Л., Махареску В.С.** и др. Неогеновый этап. — В кн.: Палеотектоника Молдавии. Кишинев: Картя Молдавенияскэ, 1965.
- Бобринский В.М.** Триас. — В кн.: Стратиграфия осадочных образований Молдавии. Кишинев: Картя Молдовенияскэ, 1964а.
- Бобринский В.М.** Материалы по петрографии метаморфизованного осадочного комплекса погребенного склона Добруджи. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Молдавии. Кишинев: Картя Молдовенияскэ, 1964б.
- Боташев А.Т., Бойчук Г.В., Гуревич К.Я.** и др. Новые данные о геологическом строении острова Змеиного. — Сов. геол., 1976, № 6.
- Боташев А.Т., Пасяук М.И.** О базальной прибрежно-континентальной терригенной формации платформенного чехла Равнинного Крыма и Центрального Причерноморья. — Геол. сб. Львов. геол. об-ва, 1973, № 14.
- Бозданов А.А.** О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ (на примере Восточно-Европейской платформы). — Сов. геол., 1964, № 9.
- Брод Н.О.** Об основных структурных элементах и перспективах нефтегазоносности южной окраины европейской части СССР. — ДАН СССР, 1945, т. 49, № 7.

- Бухачук П.Д.** Стратиграфия досилурийских образований Молдавской ССР и сопредельных районов УССР. — В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Кишинев, 1967, вып. 2.
- Бухачук П.Д., Коляцова З.И.** Стратиграфия отложений нижнего кембрия Молдавии и Западного Причерноморья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Молдавской ССР. М.: ВИЭМС, 1970.
- Василова Т.И., Петрашень Г.И.** К расчету полей суммарных кратных волн в многослойных средах. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. М.: Наука, 1966, вып. 8.
- Воробьев В.П.** Сейсмоакустический метод геологического картирования шельфа (на примере северо-западной части Черного моря): Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1973.
- Гаркаленко И.А.** О глубинных разломах юга и юго-востока Украины. — Геол. журн. АН УССР, 1970, т. 30, вып. 3.
- Гаркаленко И.А., Краснощек А.Я.** О восточном продолжении Добруджи. — Геофиз. сб., 1965, вып. 1 (12).
- Гаркаленко И.А., Никифоров Б.С., Коморный А.Ф.** и др. Глубинное строение Азово-Черноморского региона по материалам геофизических исследований. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1969а, вып. 3.
- Гаркаленко И.А., Богаевский Л.Г., Безаерзов Б.Д.** Некоторые данные о геологическом строении северо-западной части Черного моря. — Геофиз. сб., 1969б, вып. 8.
- Геология СССР. М.: Недра, 1959. Т. 5.
- Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 8.
- Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 45.
- Геофизические исследования и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1969.
- Гид экскурсий. Добруджа: V конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации. Бухарест, 1961.
- Гордиенчик В.А., Курыло Г.П., Лытачин Г.А., Чернявский Г.В.** Новые представления о геологическом строении Причерноморской впадины. — Нефть и газ. пром-сть, 1966, № 4.
- Горещий В.А., Дидковский В.Я., Зосимович В.Ю.** и др. Стратиграфическое расчленение неогеновых отложений платформенной Украины. — Геол. журн. АН УССР, 1977, т. 34, № 6.
- Гофштейн И.Д.** Схема тектоники Бессарабии. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, № 6.
- Гурвич И.И.** Сейсморазведка. М.: Недра, 1970.
- Денета Б.И.** О возрасте и некоторых особенностях строения домеловых отложений Равнинного Крыма и Присивашья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3.
- Денета Б.И., Орлова-Турчина Г.А.** Эпигерцинская ли Скифская платформа (на примере ее Крымского участка)? — В кн.: I респ. тектон. совещ.: Тез. докл. Киев: Наукова думка, 1971.
- Друмя А.В., Бургелла Н.К., Нечадаев-Никонов К.Н.** Мед-палеогеновый этап. — В кн.: Палеотектоника Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1965а.
- Друмя А.В., Дубиновский В.Л., Эдельштейн А.Я.** Силурийский этап. — В кн.: Палеотектоника Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1965б.
- Ермаков Ю.Г.** Разломы основания Причерноморской впадины. — Сов. геол., 1973, № 12.
- Железняк В.Е., Каменецкий А.Е., Покровская Л.В., Силонов Ф.А.** История геологического развития Западного и Северного Причерноморья, Равнинного Крыма и прилегающих акваторий. — Тр. ВНИГНИ, 1973, вып. 137.

- Зверев С.М.* Сейсмические исследования на море. М.: Изд-во МГУ, 1964.
- Земная кора и история развития Черноморской впадины. М.: Наука, 1975.
- Земкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
- Калинин А.В.* Аппаратура и методика сейсмоакустической разведки для инженерно-геологических изысканий на море: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1965.
- Калинин А.В.* Теория, аппаратура и методика сейсмических морских исследований с электронным источником упругих волн.: Автореф. дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Калинин А.В., Азими Ш.А., Ковальская И.Я., Калинин В.В.* Изучение характеристик шумов плавучего приемного устройства при сейсмоакустических исследованиях. — В кн.: III науч.-техн. конф. геол. фак-та МГУ: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1968.
- Калинин А.В., Калинин В.В.* Способ заряда емкостей для накопления электрической энергии с высоким кпд. — Прикл. геофиз., 1967, вып. 49.
- Калинин А.В., Калинин В.В., Азими Ш.А.* и др. Результаты сейсмоакустического профилирования в среднем течении р. Оби. — Развед. геофиз., 1973, № 57.
- Калинин А.В., Калинин В.В., Писоваров Б.Л.* Определение основных параметров аппаратуры с электронным источником возбуждения и рациональная методика их использования. — Прикл. геофиз., 1974, вып. 73.
- Калинин А.В., Калинин В.В., Писоваров Б.Л.* Потенциальная эффективность группирования электронно-ионных источников. — Прикл. геофиз., 1976а, вып. 82.
- Калинин А.В., Калинин В.В., Писоваров Б.Л.* Техника группирования электронно-ионных источников. — Развед. геофиз., 1976б, вып. 72.
- Калинин А.В., Ковальская И.Я., Писоваров Б.Л.* Опыт применения сейсмоакустического профилирования при исследовании геологического строения шельфа северо-западной части Черного моря. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 1.
- Калинин В.В., Калинин А.В., Фаталеев М.Х.* Экспериментальные исследования электронно-ионного датчика давления. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, № 5.
- Калинин В.В., Ковальская И.Я.* Сейсмоакустические исследования на акватории Бакинского архипелага. — Развед. геофиз., 1970, вып. 38.
- Камеицкий А.Е., Силонов Ф.А., Покровская Л.В.* Тектоническая карта южных районов Украины и Молдавии и примыкающих акваторий. — Тр. ВНИГНИ, 1973, вып. 137.
- Капцан В.Х., Полес П.В., Сафаров Э.И.* Новые данные о палеозойских отложениях в Молдавии. — ДАН СССР, 1963, т. 150, № 4.
- Краева Е.Я., Любеева С.А.* Фораминиферы и зоны известнякового наннопланктона палеогеновых отложений шельфа северо-западной части Черного моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 10.
- Ланкин И.Ю., Ильюшина А.В., Балабанов В.Ф.* О генезисе и возрасте вулканогенно-осадочной толщи Северного Придобруджья. — ДАН СССР, 1975, т. 222, № 6.
- Ланкин И.Ю., Темин Л.С.* О роли Украинского массива в формировании палеозойской структуры юга европейской части СССР. — ДАН СССР, 1958, т. 120, № 4.
- Лебедев Т.С., Болюбах К.А.* К вопросу о строении земной коры Горного Крыма и впадины Черного моря. — Геофиз. сб. АН УССР, 1963а, вып. 6 (8).
- Лебедев Т.С., Орозовский И.П.* Особенности тектоники Горного Крыма (в свете новых геолого-геофизических данных). — Геофиз. сб. АН УССР, 1966, вып. 18.

- Лебедев Т.С., Собакарь Г.Т., Оровецкий Ю.П., Болюбаз К.А.** Тектоника центральной части северного склона Крымских гор. Киев: Изд-во АН УССР, 1963б.
- Левин А.И., Стрельцова Т.В., Хакимов М.Ю.** и др. Тектоника фундамента Мизийской плиты. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 8.
- Макареску В.С., Слюсарь Б.С.** К сопоставлению разрезов региона нижнего Припутья Молдавской ССР. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1964.
- Маловицкий Я.П., Улюев Б.Д., Осипов Г.В.** Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки. — В кн.: Морская геология и геофизика. Рига: Зинатне, 1972, вып. 3.
- Меркли Л.Р., Конопкин В.Ф.** Помехоустойчивость буксируемых приемных устройств в морской сейсморазведке. — Экспресс-информ. ВИЗМС: Морск. геол. и геофиз., 1973, № 3.
- Металлогения УССР и МССР.** Киев: Наук. думка, 1974.
- Методы изучения тектонических структур.** М.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 1.
- Милановский Е.Е.** Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре альпийского пояса. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, № 1.
- Милановский Е.Е.** Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968.
- Моляко Г.И.** Неоген півдня України. Киев.: Изд-во АН УССР, 1960.
- Мортунов Ю.Г., Воробьев В.П., Куприк П.Н.** и др. Новые данные о геологическом строении Дунайско-Днестровской части шельфа. — ДАН СССР, 1974, т. 219, № 3.
- Мортунов Ю.Г., Куприк П.Н., Лимонов А.Ф.** и др. Западное продолжение Альминской впадины (под Черным морем). — ДАН СССР, 1975, т. 225, № 6.
- Мортунов Ю.Г., Куприк П.Н., Лимонов А.Ф.** и др. Основные тектонические элементы и районирование северо-западной части Черного моря по перспективам нефтегазоносности. — Морск. геол. и геофиз., 1976а, № 1.
- Мортунов Ю.Г., Куприк П.Н., Лимонов А.Ф.** и др. Тектоника платформенного чехла северо-западной части Черного моря. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976б, № 3.
- Мортунов Ю.Г., Куприк П.Н., Каликин А.В.** и др. Структурная поверхность доюрских образований района о-ва Змеиный (Черное море). — В кн.: Комплексные исследования природы океана. М.: Изд-во МГУ, 1979, № 6.
- Морозов В.Ф.** Верхнеюрские пестроцветные отложения и условия их образования. — В кн.: Литология мезозойских отложений Днестровско-Прутского междуречья. Кишинев: Штиинца, 1969.
- Мурашов М.В.** Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга европейской части СССР и сопредельных стран. — Тектоника СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1949, т. 2.
- Мурашов М.В.** Тектоническая структура и история равнинных областей, отделяющих Русскую платформу от горных сооружений Крыма и Кавказа. — Сов. геол., 1955, № 48.
- Мурашов М.В.** Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. — Геотектоника, 1969, № 2.
- Мурашов М.В.** История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — Геотектоника, 1972, № 5.
- Мурашов М.В., Бондаренко В.Г., Плазотный Л.Г., Черняк Н.И.** Строение складчатого основания Равнинного Крыма. — Геотектоника, 1968, № 4.
- Мурашов М.В., Микунев М.Ф., Чернова Е.С.** Основные этапы тектонического развития Русской платформы. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 11.

- Мурзина Г.И.** Новые данные о геологическом строении юго-восточной части междуречья Прут—Днестр (Саратская и Татарбунарская площади). — В кн.: Материалы конференций, семинаров, совещаний: Геология и полезные ископаемые Молдавской ССР. М.: ВИЗМС, 1970.
- Муромцева А.О.** До вивчення верхнього палеозою північного схилу Передбруджинського прогину. — В кн.: Геологія і геохімія горючих копалин. Київ, 1971, т. 28.
- Найдін Д.П., Петренко В.С.** Структурное положение верхнемеловых впадин южной части Восточно-Европейской платформы и ее палеозойского обрамления. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, № 4.
- Неевская Л.А., Неевский Е.Н.** О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. — ДАН СССР, 1961, т. 136, № 5.
- Неевский Е.Н.** Осадкообразование в прибрежной зоне моря. М., 1967.
- Наза В.Н.** Литолого-минералогическая характеристика разреза древних образованных параметрической скважины 4-р и их стратиграфическое положение. — В кн.: Геолого-литологические исследования в Молдавской ССР. Кишинев: Штиинца, 1972.
- Онищенко Н.** Геология Румынской Народной Республики. — М.: ИЛ, 1960.
- Осадконакопление на континентальной окраине Черного моря. — М.: Наука, 1978.
- Павловский Е.В.** Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12.
- Пазюк Л.М., Ткаченко Г.Г., Яцко И.Я.** и др. Результаты комплексного геологического изучения отложения Черного моря на нефтегазоперспективных площадях северо-западной шельфовой зоны (на примере поднятия Голицына). — В кн.: Доклады симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Баку, 1972.
- Палеотектоника Молдавии. Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1965.
- Пенченко Д.Е.** Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности юго-запада Украины и Молдавии. Киев: Наукова думка, 1965.
- Платоний Л.Г.** Байкалиды в складчатом основании восточного Крыма. — Геотектоника, 1969, № 3.
- Платоний Л.Г., Апостолова М.Я., Бондаренко В.Г., Гордмевич В.А.** Меловой вулканизм Равнинного Крыма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, № 4.
- Платоний Л.Г., Бондаренко В.Г.** Платформенные структуры и магматизм нижней части чехла Равнинного Крыма. — В кн.: Платформенные структуры обрамления Украинского щита и их металлоносность. Киев: Наукова думка, 1972.
- Полов Г.И.** Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Керченского пролива. — ДАН СССР, 1973, т. 213, № 4.
- Полович В.С., Стуляк Л.А.** Новые данные о глубинном строении Северного Причерноморья. — Геотектоника, 1973, № 2.
- Романов Л.Ф.** Стратиграфия и фауна моллюсков (аммониты и пелециподы) юрских отложений Днестровско-Прутского междуречья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1966.
- Романов Л.Ф., Славин В.И.** Тектоническое положение и происхождение Предбруджинского прогиба. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 5.
- Рузин Л.Б.** Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Л.: Гостоптехиздат, 1968. Т. 1.
- Самсонов А.И., Краснощек А.Я.** Новые представления о тектоническом строении Предбруджья и северо-западной части акватории Черного моря. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1969, вып. 3.

- Сафаров Э.И., Каян В.Х.* О стратиграфии девонских и каменноугольных отложений основания северного борта Предбурдзского прогиба. — В кн.: Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии. Кишинев: Карта Молдовеняскэ, 1967, вып. 2.
- Сафаров Э.И., Каян В.Х.* Предпосылки к выделению предгорного прогиба байкалид в Предбурдзье. — В кн.: Материалы конференций, совещаний, семинаров: Геология и полезные ископаемые Молдавской ССР. М.: ВИЭМС, 1970.
- Семененко Н.П.* Геолого-тектоническая карта Украинского кристаллического щита. Киев: Изд-во АН УССР, 1964.
- Семененко Н.П., Субботин С.И., Соллогуб В.Б.* и др. Строение глубинных зон земной коры Украинского кристаллического щита. — Сов. геол., 1964, № 11.
- Славин В.И.* Геологическая история Советских Карпат, Северной Добруджи и Крыма в пермский период. — В кн.: VII конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации. София, 1965, ч. 2, т. 2.
- Слюсарь Б.С.* Юрские отложения северо-западного Причерноморья. Кишинев: Штиинца, 1971.
- Слюсарь Б.С., Махареску В.С.* Основные черты строения Молдавской юрской впадины. — Геотектоника, 1965, № 2.
- Снегирева О.В., Каменецкий А.Е.* Основные черты геологического развития Крыма. — Тр. ВНИИГаз, 1965, вып. 25 (33).
- Соллогуб В.Б.* Тектоника передовых прогибов альпийской геосинклинальной области и сопредельных районов европейской части СССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1960.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Павленкова Н.Н.* и др. Материалы геофизических исследований территории Украины. — Геофиз. сб. АН УССР, 1963, вып. 6(8).
- Стрельцова Т.В.* К вопросу о палеозойской истории Мизийского срединного массива. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1972, № 4.
- Строение западной части Черноморской впадины. М.: Наука, 1972.
- Ступка О.С.* Строение и история развития глубинного разлома в зоне сочленения Скифской платформы и Горного Крыма. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 3.
- Субботин С.И.* Строение земной коры впадины Черного моря, причины и схема ее формирования. — В кн.: Строение земной коры и физические свойства горных пород. Киев: Изд-во АН УССР, 1965, вып. 1 (12).
- Сузаревич П.М.* Основные этапы истории развития предгорной впадины Добруджи в юрский период. — Учен. зап. Кийн. ун-та, 1957, т. 25.
- Тернер Ф., Ферхутен Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: ИЛ, 1961.
- Ткаченко Г.Г.* Об отражении глубинного строения поднятия Голицына и сопряженного прогиба в четвертичных донных отложениях (Черное море). — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1972, вып. 5.
- Ткаченко Г.Г., Пазух Л.Н., Самсонов А.И.* Геология острова Змеиный (Черное море). — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1969, вып. 3.
- Феликс В.П.* История развития зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. — Изв. вузов. Геол. и разв., 1969, № 3.
- Феликс В.П., Медведев В.А.* Структура зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Скифской плиты. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1969, т. 24, № 1.
- Федоров И.В.* Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978.

- Хаин В.Е.** Главнейшие этапы и некоторые общие закономерности развития земной коры. — В кн.: XXII сессия МГК: Докл. сов. геол. Проблема 4. М.: Наука, 1964.
- Хаин В.Е.** Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1968, № 6.
- Хаин В.Е.** Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1970, № 2.
- Хаин В.Е.** Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Чехунов А.В.** Структура земной коры и тектоника юга европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972.
- Чехунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И.** Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. Киев: Наукова думка, 1976.
- Чехунов А.В., Гаркаленко И.А.** Одесский глубинный разлом и его продолжение на платформе и в Черном море. — Геофиз. сб. АН СССР, 1969, вып. 31.
- Черняк Н.И., Овчаренко Ю.Х., Плазотный Л.Г.** и др. Новые данные о разрезе антропоген-олигоценовых отложений северо-западного шельфа Черного моря. — ДАН СССР, 1973, т. 213, № 3.
- Черняк Н.И., Самарский А.Д.** О геологическом развитии северо-западной части Причерноморья и смежных территорий в палеозое. — В кн.: Тектоника и сейсмичность Причерноморья и Черноморской впадины. Кишинев: Штиинца, 1974.
- Чирка В.Г.** Основные черты палеогеографии северо-западного Причерноморья в плиоцене и антропогене. — В кн.: Вопросы геологии осадочных пород Украины. Киев: Наукова думка, 1972.
- Шатский Н.С.** Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. — Сравнительная тектоника древних платформ. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 1.
- Шоцов М.С.** Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
- Шлезингер А.Е.** Структура Добруджи и Придобруджинского прогиба. Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, № 2.
- Шлезингер А.Е.** Киммерийские (возрожденные) прогибы герцинид Евразии. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971.
- Щербаков Ф.А., Куприч П.Н., Забелкина Э.К.** и др. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977а.
- Щербаков Ф.А., Куприч П.Н., Невесский Е.Н.** и др. Особенности седиментогенеза и раннего диагенеза осадков континентальной террасы Черного и Каспийского морей. — В кн.: Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977б.
- Щербаков Ф.А., Мортунов В.Г.** Новейшая тектоника шельфа северо-западной части Черного моря. — В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975.
- Яновская Г.Г.** К вопросу о возрасте пестроцветных образований вишневской серии междуречья Прут — Днестр. — В кн.: Вопросы геологии осадочных отложений Украины. Киев, 1972.
- Яшин А.Д., Малошницкий Я.П., Москаленко В.Н.** и др. Основные аспекты образования Черноморской впадины. — ДАН СССР, 1976, т. 223, № 1.
- Livinec St. Dări de Seamă ale Sediment.,** 1968, vol. 53/3.
- Degens E.T., Ross D.A.** Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years. — Chem. Geol., 1972, vol. 10, N 1.
- Initial Reports of DSDP.** Washington: US Government Publishing Office, 1978, Vol. 42, pt 2.

- Mirăuță O.** Paleozoicul de la Cataloi și cuvertura lui triasica. — *Dari de Seama ale Sedintelor*, 1964–1965, București, 1966a, vol. 52/1.
- Mirăuță O.** Devonianul și triasicul din zona Colinelor Mahmudiei (Dobrogea de Nord). — *Dari de Seama ale Sedintelor*, 1966, vol. 52/2.
- Mirăuță O., Mutihac V., Bandrabura I.** Carte geologique 1:200 000. L-35-XXIX, N 38. Tulcea. București, 1968.
- Mutihac V., Ionesi L.** Geologia României. București, 1974.
- Raileany Gr., Patrulius D., Mirăuță O., Bleachy M.** L'Etat actuel des connaissances sur le paleozoique de Roumanie. — *An. comit. geol. RSR*, 1968, vol. 36.
- Sholten R.** Role of Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. — In: *The Black Sea; Its geology, chemistry and biology*. Tulsa, Okla: Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974.

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	3
НЕПРЕРЫВНОЕ СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ (Калинин А.В., Калинин В.В., Писоваров Б.Л.)	5
Физические основы метода НСП	5
Основные положения методики сейсмоакустического профилирования с электронским источником. Блок-схема аппаратуры НСП	17
Основные приемы обработки и интерпретации данных НСП	29
Интерпретация данных НСП на акватории северо-западной части Черного моря	34
КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ШЕЛЬФА И ОБРАМЛЯЮЩЕЙ СУШИ	47
Докембрийские и палеозойские отложения (Морзунов В.Г.)	47
Мезозойские отложения (Морзунов В.Г.)	60
Кайнозойские отложения (Лимонов А.Ф., Щербаков Ф.А., Куприн П.Н.)	66
ТЕКТОНИКА	77
Восточно-Европейская (дорифейская) платформа (Морзунов В.Г.)	78
Днестровско-Прутский перикатонный прогиб	81
Краевой шов - зона сочленения Восточно-Европейской и эпигерцин- ской Скифской платформ	87
Эпигерцинская (Скифская) платформа	95
Фундамент платформы	95
Чехол платформ (наложенные впадины) (Морзунов В.Г.)	113
Молдавская (юрская) впадина	115
Нижнеднестровская впадина	119
Бабадагская впадина	120
Каркинитская впадина	121
Альминская впадина	125
Неотектонический структурный этаж (Морзунов В.Г., Щербаков Ф.А., Лимонов А.Ф., Куприн П.Н.)	129
Разрывные нарушения (Морзунов В.Г.)	145
Дорифейские разрывные нарушения	146
Рифейские разрывные нарушения	151
Домезозойские разрывные нарушения	154
Мезозойско-кайнозойские разрывные нарушения	155
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ (Морзунов В.Г.)	158
Архейско-протерозойский цикл	158
Байкальский цикл	160
Герцинский цикл	165
Мезозойско-кайнозойский платформенный цикл	183
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (Морзунов В.Г., Куприн П.Н.)	230
ЛИТЕРАТУРА	235

**ТЕКТОНИКА И ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ШЕЛЬФА
ЧЕРНОГО МОРЯ**

*Утверждено к печати Комиссией
по проблемам Мирового океана АН СССР*

Редактор *М.Ю. Хотин*
Редактор издательства *В.Я. Енюкова*
Художник *Е.Н. Волков*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.А. Посканная*
Корректор *Н.Л. Голубцова*

ИБ № 21348

Подписано к печати 03.06.81. Т-09020
Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ.л. 15,3+1,3 вкл.
Усл. кр. отт. 15,6. Уч.-изд.л. 19,3. Тираж 900 экз.
Тип. зак. 277. Цена 2 р. 90 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия. 12