

В. Н. МОСКАЛЕНКО

**Строение  
земной коры  
Средиземного  
моря  
по сейсмическим  
данным**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ ИМ. П.П. ШИРШОВА

В. Н. МОСКАЛЕНКО

Строение  
земной коры  
Средиземного  
моря  
по сейсмическим  
данным

3607



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
МОСКВА 1981



Москаленко В.Н. Строение земной коры Средиземного моря по сейсмическим данным. М.: Наука, 1981.

В книге рассмотрены важнейшие результаты сейсмических исследований осадочного чехла и земной коры в целом, полученные по данным сейсмологии, глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) и непрерывного сейсмопрофилирования методом отраженных волн (МОВ). Для геологической привязки сейсмических разрезов используются данные бурения как в прибрежных и глубоководных районах моря, так и на прилегающей суше.

Книга рассчитана на широкий круг геофизиков и геологов, занимающихся изучением структуры земной коры внутренних морей, динамики геологического развития.

Табл. 3, ил. 49, библиогр.: 105–109 (101 назв.).

Ответственный редактор

Я.П. МАЛОВИЦКИЙ

## ВВЕДЕНИЕ

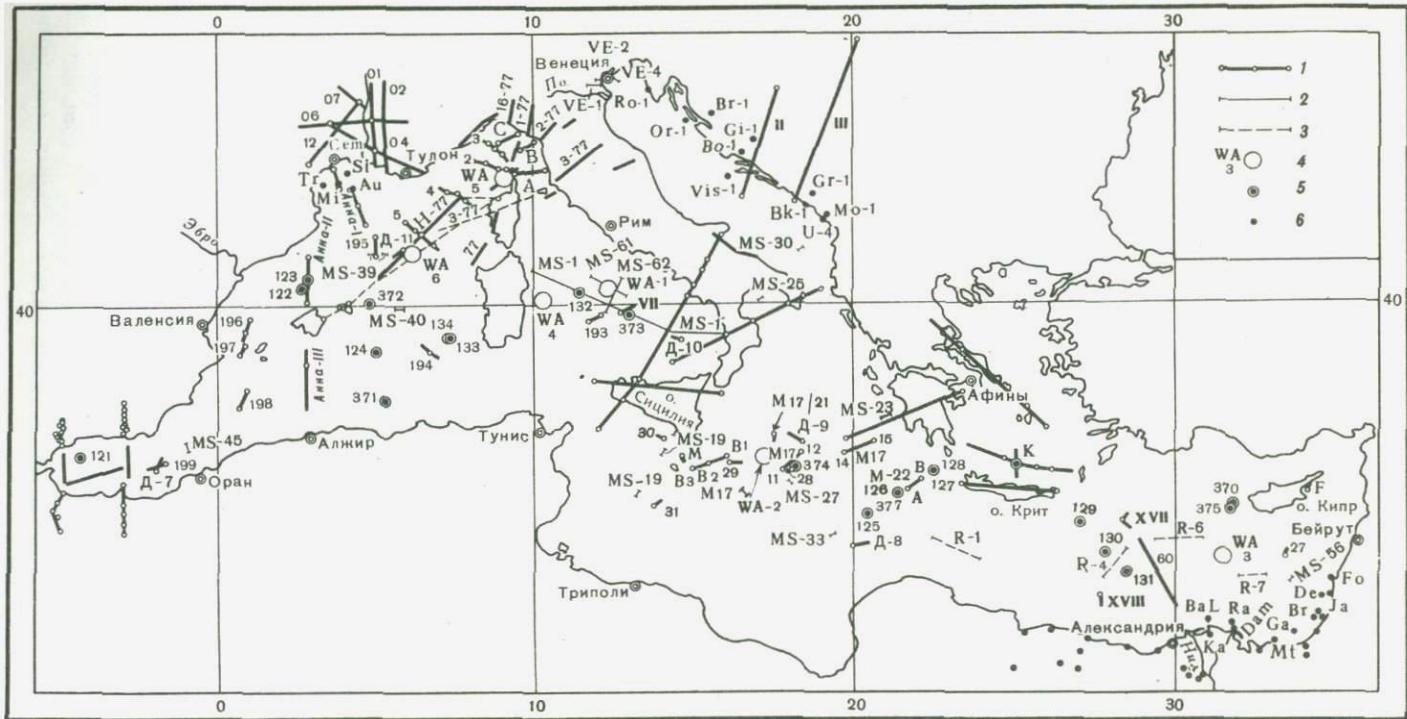
В 1968 г., на Симпозиуме по проблеме океанизации Западного Средиземноморья многие исследователи пришли к выводу, что Алжиро-Прованская и Тирренская глубоководные котловины характеризуются субокеаническим или океаническим типом земной коры [Bemmelen, 1969]. Основанием для такого вывода послужили данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), выполненные Д. Фалквистом и Дж. Херси в 1958–1961 гг. [Fahlquist, Hersey, 1969], согласно которым сейсмическая граница со скоростью 7,7–7,8 км/с, залегающая на глубине около 11–12 км, была отнесена к подошве земной коры. Другие геофизические методы – гравиметрия и магнитометрия – не вполне подтверждают этот вывод.

За последние годы в Средиземном море проведены широкие сейсмические исследования. К их наиболее важным результатам следует отнести детальное изучение структуры осадочной толщи. Получены новые данные о строении земной коры методами сейсмологии и ГСЗ. На шельфе были пробурены глубокие разведочные скважины, по данным которых в ряде мест удалось проследить погружение фундамента по системе сбросов к центральным частям глубоководных котловин. На акватории выполнено глубоководное бурение с судна "Гломар Челленджер". Новые данные внесли существенные изменения в прежние представления о строении осадочной толщи и кристаллической части коры.

Многочисленные публикации и обобщающие работы по Средиземному морю, вышедшие в последние годы [Finetti, Morelli, 1973; Morelli, 1975; Giese et al., 1973; Lort, 1971; и др.], используют данные не собственно ГСЗ, а их геологическую интерпретацию, окончательные выводы и построения. Сомнения и предположения исследователя, проводившего конкретные сейсмические наблюдения, в обобщающих работах часто остаются вне поля зрения.

В данной работе предпринята попытка проанализировать все опубликованные и собственные материалы ГСЗ и метода отраженных волн (МОВ) с единых позиций. В основу анализа данных ГСЗ в этой работе положено несколько общеизвестных положений, учитывающих качество и детальность исходных полевых материалов.

1. При исследованиях ГСЗ основная информация, доступная для увереной обработки и получения скоростных характеристик среды, содержится в волнах, регистрирующихся в первых вступлениях. Построения и выводы, сделанные по гидографам последующих вступлений волн, отнесены к разряду предполагаемых, и если они противоречат данным, полученным другими сейсмическими методами, то не рассматриваются.



2. Первое приближение к модели строения земной коры дает график изменения средней (эффективной) скорости сейсмических волн с глубиной.

3. Для верхней части разреза осадочной толщи более точные скоростные характеристики дает метод перебора скоростей общей глубинной точки (ОГТ), для фундамента и нижних частей земной коры — график изменения средней скорости с глубиной, вычисленный по формулам для рефрагированных волн.

4. Строение осадочной толщи и характер изменения мощностей слоев до глубины 4–5 км наиболее точно изучается МОВ.

Структура осадочной толщи до глубины 4–5 км ниже дна, а иногда и глубже успешно исследуется непрерывным сейсмопрофилированием (НСП МОВ). Для возбуждения сейсмических волн использовались электроискровые ("Спаркер"), пневматические ("Аэрган") и другие источники упругих волн. Непрерывное сейсмопрофилирование проводилось в двух модификациях: с регистрацией на одноканальную приемную систему (методом центрального луча) и на многоканальную (по методу ОГТ). Сейсмические исследования методом ОГТ позволяли освещать разрез на значительно большую глубину (до 3–6 км) и получать скоростные характеристики осадочной толщи при последующей обработке на ЭВМ. Глубина исследования одноканальными сейсмопрофилографами обычно составляла около 0,5, реже — до 1,0 км и более. При работах с одноканальными сейсмопрофилографами, как правило, использовались электроискровые источники сейсмических волн, которые обеспечивали высокую разрешающую способность исследования структуры осадочной толщи: выделялись слои мощностью более 30 м. В методе ОГТ применялись низкочастотные пневмистические источники, обеспечивающие большую глубинность исследования, но характеризующиеся гораздо меньшей разрешающей способностью (100–200 м). Все впадины Средиземного моря покрыты относительно равномерной сеткой сейсмических профилей МОВ [Finetti, Morelli, 1973; Morelli, 1975].

К концу 1976 г. только по опубликованным данным в Средиземном море выполнено около 15 тыс. км профилей с одноканальными сейсмопрофилографами и более 25 тыс. км — методом ОГТ. Расстояние между опорными профилями ОГТ составляет 80–100 км. Приведенный объем исследований МОВ явно занижен, так как сюда не входят площадные исследования на нефть, выполненные в большом объеме в районе шельфов и материкового склона. Значительный объем сейсмических работ НСП выполнен в советских экспедициях:

---

Рис. 1. Расположение сейсмических профилей

1 — профили ГСЗ; 2 — участки профилей МОВ и ОГТ, для которых опубликованы графики  $V(H)$ ; 3 — профили группы R; 4 — профили ГСЗ с непрерывной регистрацией волнового поля ("Wide angle"); 5 — скважины бурого судна "Гломар Челленджер"; 6 — разведочные буровые скважины

около 13000 км с одноканальными сейсмопрофилографами и около 3000 км – методом ОГТ [Москаленко, 1974, 1975; Москаленко и др., 1969, 1976; Маловицкий и др., 1975]. Наиболее детально осадочная толща изучена в Валенсийском районе, на акватории вокруг Балеарских островов, в Тирренском море [Mauffret, 1976; Stanley et al., 1976; Finetti et al., 1970], в Африкано-Сицилийском районе [Москаленко, Евсюков, 1978] и в северной части Адриатического моря.

Более глубокие части земной коры изучаются методом ГСЗ. При этих исследованиях анализируется волновое поле преломленных (головных), рефрагированных и отраженных волн, иногда – обменных. Объем выполненных работ ГСЗ значительно меньше, чем сейсмопрофилирования МОВ. Однако почти в каждой глубоководной котловине Средиземного моря имеется профиль ГСЗ (рис. 1), на котором получены данные о строении кристаллической части коры. Наиболее детально методом ГСЗ изучены западная часть Средиземного моря [Fahlquist, Hersey, 1969; Hinz, 1972; и др.] и южная часть Эгейского моря [Makris et al., 1977; Makris, Vees, 1977; Makris, 1976; Hinz et al., 1977]. Несмотря на значительные успехи последних лет в изучении земной коры, общая изученность глубинных частей коры Средиземного моря остается еще очень слабой. Кроме того, большинство материалов ГСЗ не имеют необходимой полноты и детальности систем наблюдения и не могут быть использованы для более точных методов обработки.

Процесс обработки данных ГСЗ включает несколько этапов: отождествление и корреляцию волн, определение класса волн, выбор методики обработки и построения разреза; каждый из этапов содержит "принятие решения" интерпретатора. Каждый исследователь это делал в соответствии со своим опытом и интуицией, что, естественно, приводило к различной интерпретации, т.е. к различным сейсмическим разрезам по одному и тому же району.

Изученность структуры земной коры. Средиземное море раздelenо многочисленными островами и полуостровами на отдельные бассейны (рис. 2), что в значительной мере облегчает экстраполяцию геологических данных по суше на акваторию морей. В последние годы проведены большие работы ГСЗ на прибрежных участках суши: на юге Франции [Recq, 1972; Recq et al., 1976; Sapin, Hirn, 1974], в районе долины р. По и в Восточных Альпах [Finetti, 1972; Finetti, Morelli, 1971, 1972a], в Югославии [Dragasevic, 1969; Dragasevic, Andric, 1968], в Греции, на о-ве Крит и островах Эгейского моря [Makris et al., 1977; Hinz et al., 1977; Makris, 1975, 1976], в Сицилии [Cassins et al., 1969], в Южной Италии [Colombi et al., 1973; Morelli, Giese et al., 1975]. Наземные сейсмические исследования с хорошей геологической привязкой имеют большое значение для интерпретации сейсмических разрезов, выполненных в центральных глубоководных частях морей. На ряде участков побережья и шельфа пробурены глубокие разведочные скважины [Hark, Schoneich, 1971; Neev et al., 1976; Stoeckinger, 1971; и др.], через которые проходят сейсмические

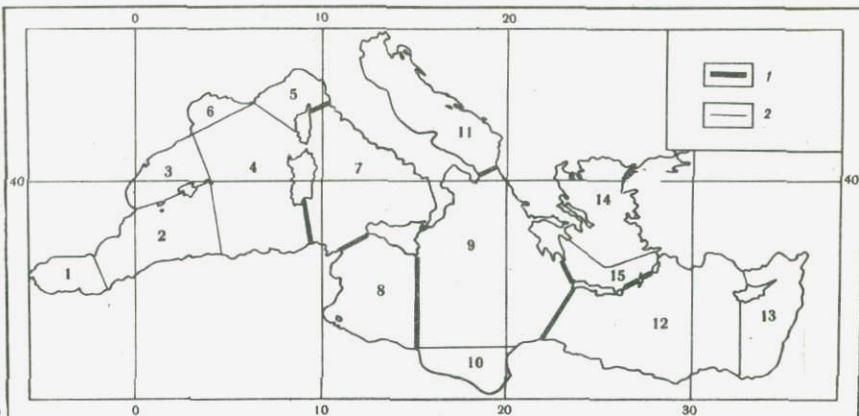


Рис. 2. Физиографическое деление Средиземного моря

1 — границы между основными бассейнами; 2 — границы между частными бассейнами [Маловицкий, 1978]

Цифры на карте: 1—6 — Западный (Балеарский или Алжиро-Провансский) бассейн: 1 — море Альборан, 2 — Южно-Балеарское море, 3 — Валенсийский бассейн, 4 — Восточно-Балеарское море, 5 — Лигурийское море, 6 — Лионский залив; 7 — Тирренское море; 8 — Африкано-Сицилийский порог; 9—10 — Центральный бассейн: 9 — Ионическое море, 10 — залив Сидра; 11 — Адриатическое море; 12 — море Леванта; 13 — Финикское море; 14—15 — Эгейское море; 15 — Критское море

профили МОВ и к которым можно привязать некоторые сейсмические разрезы ГСЗ.

Анализ сейсмического материала выполнен по бассейнам. Для каждого бассейна вначале рассматривается строение осадочного чехла как наиболее хорошо изученной части земной коры, затем приводится возможная сейсмическая модель для кристаллической ее части в зависимости от объема и качества данных ГСЗ по конкретному району.

В глубоководных котловинах Средиземного моря осадочная толща разделяется на несколько крупных частей. Одной из опорных сейсмических границ в верхней части осадочного чехла является подошва плиоцен-четвертичных отложений. Она имеет практически повсеместное распространение и характеризуется примерно одинаковыми сейсмическими и структурными признаками.

Подошва плиоцен-четвертичных отложений. Результаты глубоководного бурения в Средиземном море (рейсы 13 и 42A судна "Гломар Челленджер") подтвердили предположение, что плиоцен-четвертичные отложения на большей части акватории представляют собой единый непрерывный седиментационный комплекс осадков, залегающий обычно на эрозионной поверхности отложений верхнего миоцена. Подошва плиоцен-четвертичной толщи осадков хорошо выделяется на сейсмических разрезах в виде очень четкой опорной

границы раздела, которая большинством зарубежных исследователей обозначается буквой М. На этой границе изменяются скоростные характеристики осадочных отложений. Ниже залегают осадки со значительно более высокими скоростями.

В некоторых районах горизонтальнослоистая толща плиоцен-четвертичных отложений залегает с угловым несогласием на первоначальной поверхности подстилающих пород. Стратиграфически подошва плиоцен-четвертичных отложений (скользящая во времени граница раздела) определяется, по-видимому, возрастом последней фазы тектонических движений, сформировавших структурный план конкретного района. Так, например, в Сардино-Тунисском проливе, где заключительная фаза альпийского цикла орогенеза "затянулась" до плиоцен-четвертичного времени, подошва верхних, почти горизонтально залегающих отложений, которые несогласно перекрывают дислокированные подстилающие породы, имеет возраст не древнее позднего плиоцена [Auzende et al., 1974]. Напротив, на некоторых участках Восточного Средиземноморья часто невозможно отделить миоценовые отложения от плиоценовых. В этих случаях верхняя опорная сейсмическая граница располагается в более древних отложениях; чаще всего она соответствует кровле слоя соли позднемиоценового возраста.

## МОРЕ АЛЬБОРАН

### ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

Море Альборан системой хребтов и поднятий разделено на ряд осадочных бассейнов плиоцен-четвертичного возраста [Баньолесси и др., 1979]. К наиболее крупным из них относятся Малагский, Западно-Альборанский, Восточно-Альборанский и прогиб Гареб. Повсеместно прослеживается граница М, которая является подошвой верхнего горизонтальнослоистого комплекса осадочной толщи, несогласно перекрывающей подстилающие отложения.

В глубоководной скв. 121, пробуренной с судна "Гломар Челленджер" на поднятии Лабурас, на глубине 670 м пройдена эрозионная поверхность, отделяющая миоценовые отложения от плиоцен-четвертичных и соответствующая сейсмической границе М (рис. 3, см. вкл.). Четвертичные осадки представлены биогенными карбонатными илами мощностью около 330 м. В основании залегают турбидиты. Плиоценовые отложения состоят преимущественно из турбидитов. Подстилающие миоценовые отложения сложены органогенно-карбонатными осадками. На глубине 864–867 м под отложениями верхнего миоцена (тортона) вскрыты кристаллические породы фундамента, которым на сейсмических разрезах соответствует так называемый акустический фундамент (см. рис. 3).

Плиоцен-четвертичная толща осадков в море Альборан имеет однотипное строение. Четвертичные отложения характеризуются тонкой слоистостью, плиоценовые – сейсмически более однородны и на

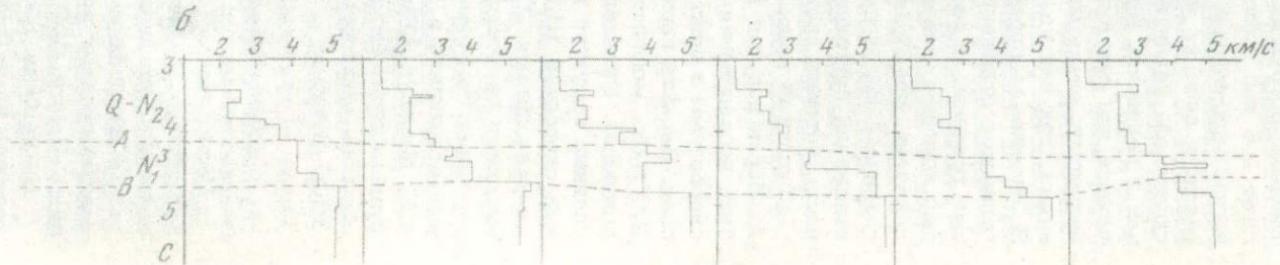
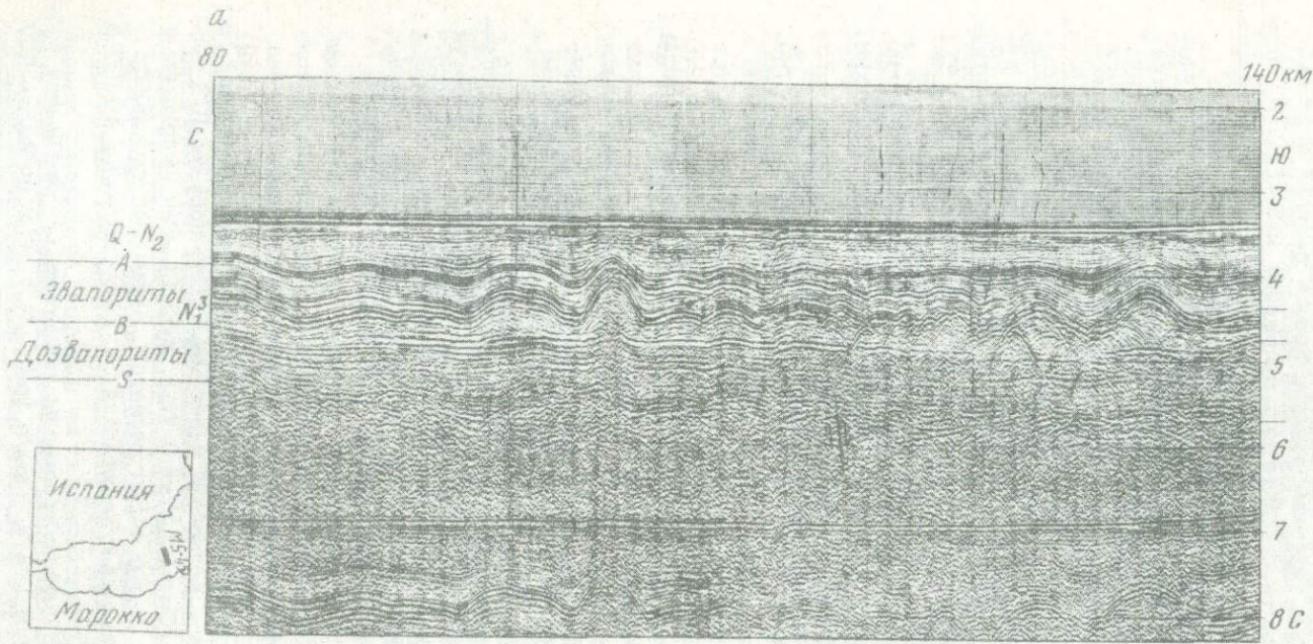
разрезах выделяются как сейсмически "прозрачный" слой. Максимальные мощности плиоцен-четвертичных отложений приурочены к наиболее погруженным участкам доплиоценового рельефа и достигают 1,6 км. Мощность четвертичных отложений 200–550 м, мощность слоя плиоценовых осадков изменяется примерно в тех же пределах, и лишь на некоторых участках у подножия материкового склона она увеличивается до 1,1 км [Корсаков, 1972]. На склонах и поднятиях мощности плиоцен-четвертичных отложений сокращаются или они выклиниваются. Осадки слабо дислоцированы, по-видимому, очень молодыми, голоценовыми тектоническими движениями, так как пологой складчатостью охвачена вся толща осадков. В Западно-Альборанской впадине плиоцен-четвертичная толща подстилается отложениями, в которых прослеживаются плавно изогнутые границы. В восточной части моря Альборан плиоцен-четвертичный комплекс залегает на значительно более дислоцированных отложениях, пронизанных, по-видимому, интрузивными телами. На границе с Балеарским бассейном мощность плиоцен-четвертичных отложений сокращается до 200 м, появляются соляные структуры, часть которых пронизывает осадки насквозь.

Типичный разрез осадочной толщи для восточной части моря Альборан получен на профиле MS-45 [Finetti, Morelli, 1973]. Глубина исследования достигает более 4 км (рис. 4). По строению и скоростным характеристикам осадочная толща разделяется на три слоя. Верхний горизонтальнослойственный, с пластовой скоростью 2,0–2,6 км/с, мощностью 0,6 км, отнесен к плиоцен-четвертичным отложениям. Нижележащий слой по наличию характерных диапировых соляных структур и по относительно высоким значениям пластовых скоростей (3,5–4,5 км/с) отождествлен с верхнемиоценовыми эвапоритами. Третий слой характеризуется значительно более высокими скоростями ( $V_{п.л.} = 5,0–5,5$  км/с) и имеет сложное строение. На временах 5,5 с прослеживается кровля дислоцированных отложений, в которых слоистость не наблюдается. И. Финетти и К. Морелли [Finetti, Morelli, 1973] назвали их акустическим фундаментом. Он залегает на глубине около 6,2–6,5 км. Таким образом, мощность осадочной толщи в этом районе составляет 3600–3900 м.

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исследование строения фундамента и более глубоких частей земной коры проведено в восточной части моря. Два профиля ГСЗ расположены западнее Орана (Алжир) (см. рис. 1). Они выполнены в разных экспедициях, но с таким расчетом, чтобы оба составляли полную систему встречных наблюдений [J. Ewing, M. Ewing, 1959; Fahlgquist, Hersey, 1969].

На профиле 199 зарегистрированы три волны с кажущимися скоростями  $V_K = 2,9; 5,1$  и  $7,7$  км/с (рис. 5). На профиле Д-7 годограф первых вступлений построен по пяти точкам и характеризуется  $V_K = 6,1$  км/с. Однако через первые три и последние две



точки можно провести две ветки гидографа с  $V_K = 5,2$  и  $5,4 \text{ км/с}$ . Маловероятно, что гидограф с  $V_K = 6,1 \text{ км/с}$  соответствует фундаменту, как интерпретируют исполнители этих работ М. Юинг и Дж. Юинг. Скорее всего, этот гидограф соответствует границе раздела с  $V = 5,2\text{--}5,4 \text{ км/с}$ , как на профилях 199 и MS-45. Наблюдаемое ступенчатое смещение гидографа может быть связано с тектоническим нарушением, например со сбросом. Значения  $t_0$  для этой волны на обоих профилях примерно одинаковые. Граница с  $V_K = 5,2\text{--}5,4 \text{ км/с}$ , как и на профиле MS-45, соответствует подошве эвапоритового слоя, которая залегает на глубине 1,6–2,2 км ниже дна. Граница с  $V_K = 7,7 \text{ км/с}$ , по всей видимости, приурочена к кровле кристаллической части коры. Это, очевидно, та же граница, которая на профиле MS-45 выделена под названием акустического фундамента. В районе профилей Д-7 и 199 она залегает на несколько большей глубине (около 7,5–7,7 км) за счет увеличения мощности доэвапоритовых отложений (до 3,4 км).

В 1974 г. в море Альборан (см. рис. 2) были проведены новые сейсмические исследования земной коры методом ГСЗ [Perrier et al., 1978]. Выполнено два меридиональных профиля и один субширотный (см. рис. 1). Несмотря на то что регистрация сейсмических волн велась большим числом наземных станций, непосредственно на акватории Альборанской впадины получена скучная информация. Взрывы производились в море через большие интервалы (10 км), поэтому ни на одном профиле не удалось получить полной системы наблюдений для основных групп волн. Одиночные гидографы освещают строение земной коры на разных участках профиля.

Д. Хатцфельд со своими коллегами [Perrier et al., 1978] выделил две группы волн: рефрагированные  $P_g$  для верхней части коры с кажущимися скоростями 5,77–6,10 км/с и головные  $P_n$ , кажущаяся скорость которых изменяется в широких пределах – от 7,24 до 10,4 км/с. Только на субширотном профиле можно оценить величину граничной скорости  $P_n$ -волн, которая равна  $V_g = 7,5 \text{ км/с}$ . Средняя скорость до этой преломляющей границы ( $\bar{V} = 6,0 \text{ км/с}$ ) была определена по отраженным волнам  $PmP$ . Она залегает на глубине около 15–20 км. Д. Хатцфельд и его соавторы связывают волну  $P_n$  с границей Мохоровичича. Аномально низкие скорости в верхней мантии (7,5 км/с) они объясняют тем, что процесс преобразования континентальной коры еще не завершился.

В разделе, посвященном Балеарскому бассейну, будет показано, что аналогичная волна  $P_n$  там соответствует промежуточной внутрикоровой границе, а верхняя мантия залегает значительно глубже. Очевидно, и в море Альборан, генетически тесно связанном с Балеарским бассейном, граница с  $V_g = 7,5 \text{ км/с}$  также является внутрикоровой, а кровля верхней мантии залегает на большей глубине.

Рис. 4. Восточная часть моря Альборан

*a* – сейсмический разрез MOB MS-45 [Finetti, Morelli, 1973]; *b* – графики интервальных скоростей. Границы: А – кровля, В – подошва эвапоритового слоя, S – акустический фундамент

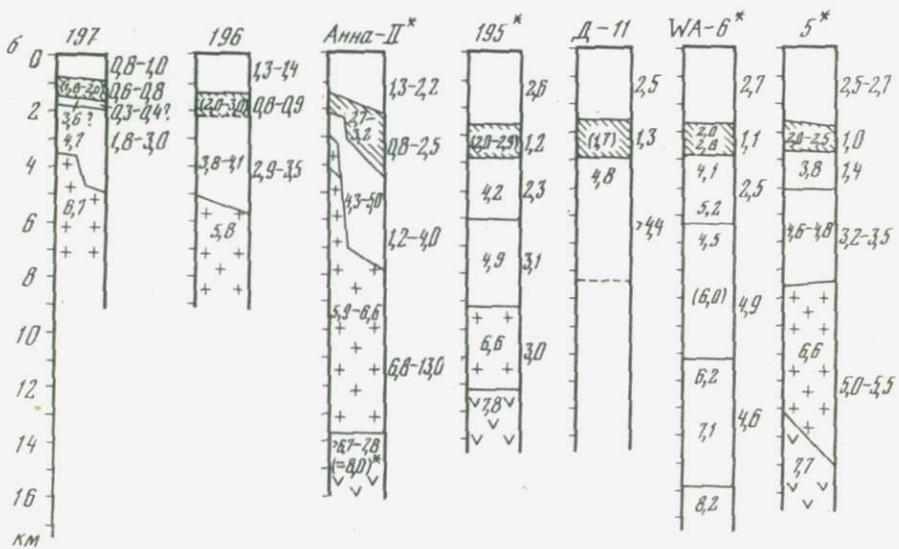
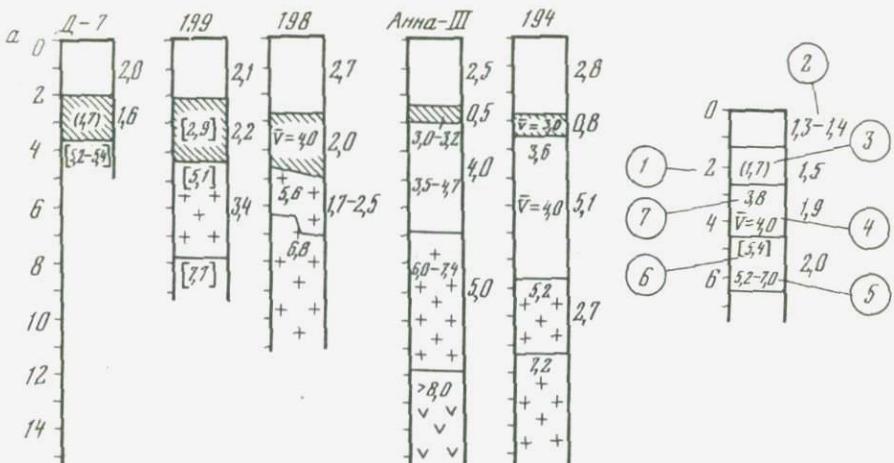
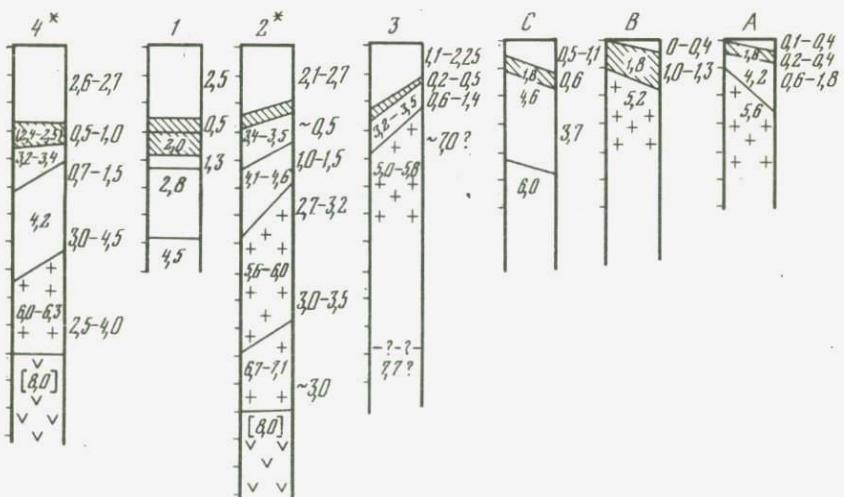
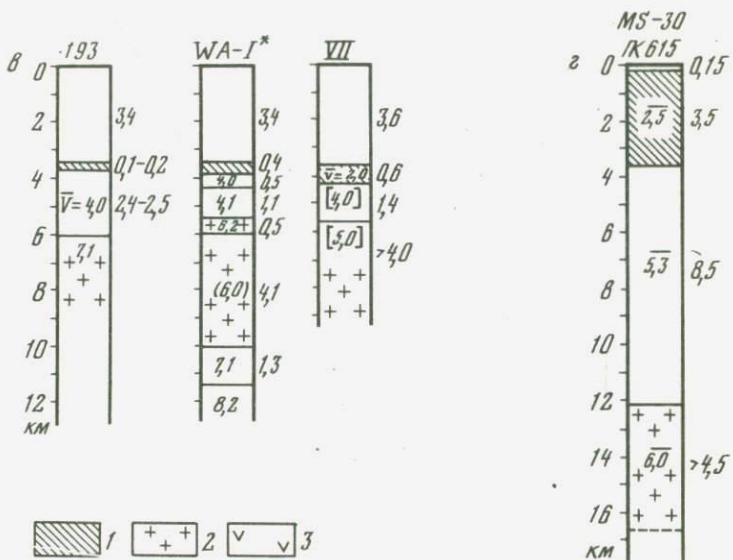


Рис. 5. Схематизированные сейсмические разрезы земной коры по данным ГСЗ отечественных и зарубежных исследований

Районы: а – моря Альборан и Южно-Балеарское; б – Валенсийский бассейн, северная часть Балеарского моря, Лигурийское море; в – Тирренское море; г – Адриатическое море; д – Африкано-Сицилийский район; е – Центральный бассейн; ж – Восточное Средиземноморье.

1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – фундамент; 3 – мантия  
Цифры и буквы над колонками – названия сейсмических профилей



(см. рис. 1). Звездочкой указаны разрезы, по которым есть возражения у автора (см. текст)

Цифры в кружках около условной колонки обозначают:

1 — глубина (км), 2 — мощность (км), 3 — средние скорости, принятые для расчетов мощности слоя, 4 — то же, вычисленные по экспериментальным данным, 5 — скорость в слое изменяется от 5,2 до 7,0 км/с, 6 — кажущаяся скорость на границе, полученная по одиночным гидографам головных волн, 7 — граничная скорость, вычисленная по полной системе прямых и встречных гидографов головных волн

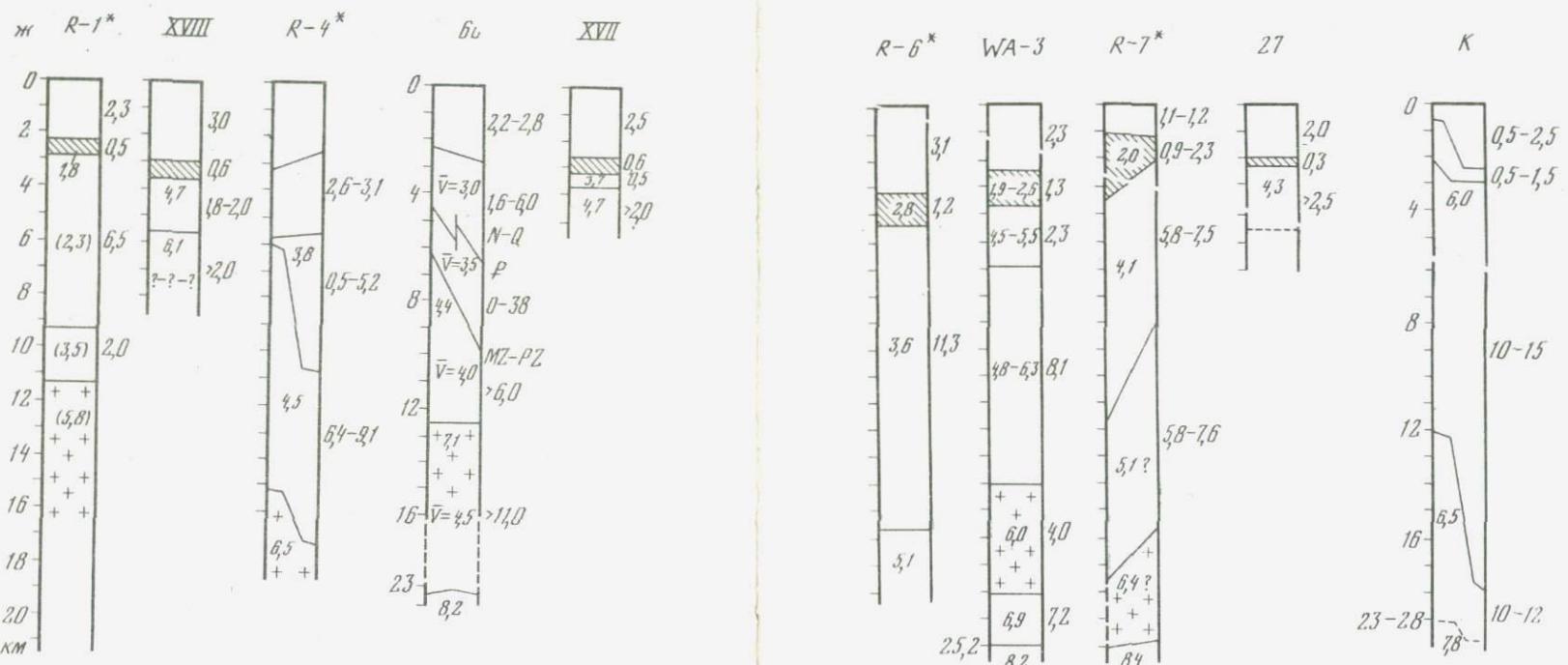
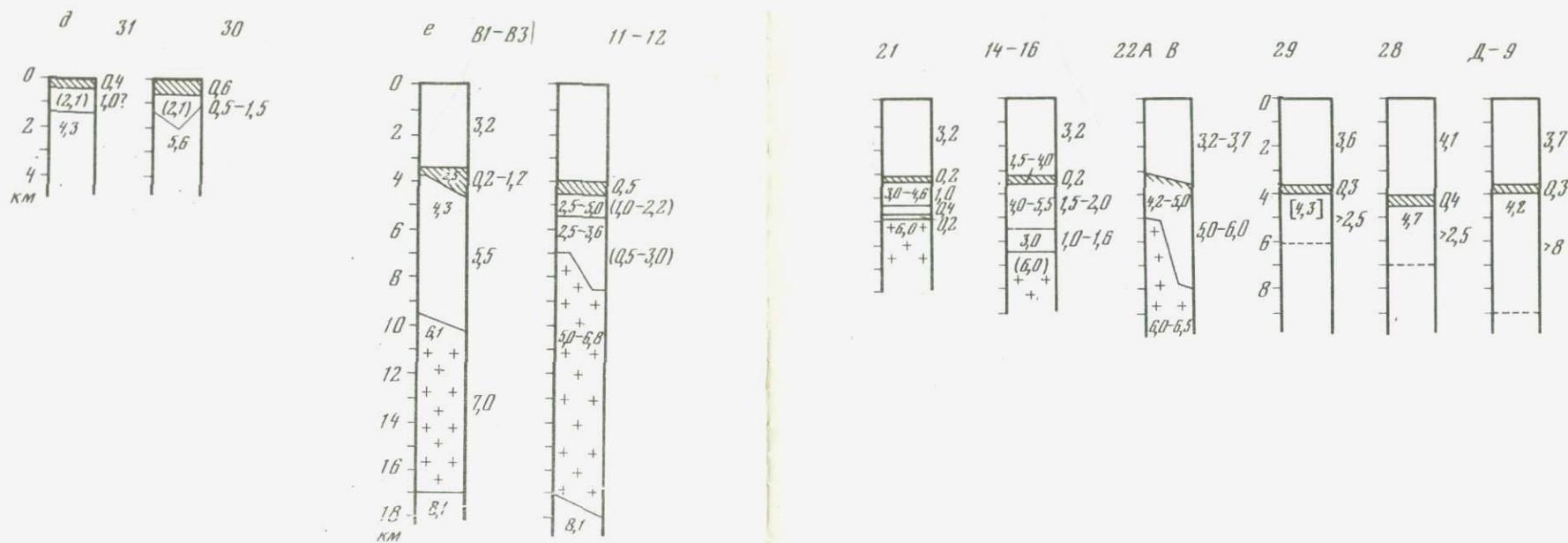


Рис. 5 (окончание)

## ВАЛЕНСИЙСКИЙ БАССЕЙН

К Валенсийскому бассейну относится северо-западная часть Средиземного моря, расположенная между Балеарскими островами и Испанией.

### СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПО ДАННЫМ МОВ

Почти всю площадь Валенсийского бассейна занимает прогиб, выполненный плиоцен-четвертичными и третичными отложениями мощностью до 3000 м и более. Скважины, пробуренные около дельты р. Эбро, вскрыли огромную (более 2000 м) аккумулятивную толщу верхнемиоцен-четвертичных осадков (рис. 6). В глубоководных скв. 122 и 123 плиоцен-четвертичные отложения представлены турбидитами [Ryan et al., 1973].

В глубоководной части Валенсийского бассейна плиоцен-четвертичные отложения разделяются на три слоя по сейсмическим скоростям [Mauffret et al., 1972]. Верхний слой мощностью 200-400 м характеризуется скоростью  $V = 1,7$  км/с, средний слой мощностью 200-300 м - 2,1 км/с, нижний слой мощностью 400-800 м - скоростью 2,8 км/с. Общая мощность плиоцен-четвертичных отложений составляет около 0,8-0,9 км. Плиоцен-четвертичные отложения отличаются тонкой слоистостью. Лишь около о-ва Мальорка, где поступление осадочного материала небольшое, верхний слой представлен сейсмически "прозрачными" однородными осадками.

По дну акватории Валенсийского бассейна протягивается ряд подводных долин. Некоторые из них явно эрозионные. Конусы выноса простираются далеко от испанских берегов вплоть до подножия Балеарских островов. В некоторых местах плиоцен-четвертичные отложения залегают непосредственно на акустическом фундаменте. Скважина 123 пробурена на склоне одного из выступов фундамента. Ниже плиоценовых отложений в ней вскрыты вулканические пеплы. В скважинах, пробуренных вблизи дельты Эбро, плиоцен-четвертичный комплекс перекрывает разнородные блоки мезозайского и палеозойского возраста (рис. 7).

### СТРОЕНИЕ КОРЫ ПО ДАННЫМ ГСЗ

ГСЗ проведено в южной части Валенсийского бассейна (профили 196 и 197) [Fahlquist, Hersey, 1969] и на границе с глубоководной Алжиро-Провансской впадиной (профиль Анна-II) [Hinz, 1972]. На профилях ГСЗ, выполненных в южной части бассейна (см. рис. 5), в первых вступлениях регистрируются волны от фундамента с  $V_g = 5,82$  км/с (профиль 196) и 6,7 км/с (профиль 197). Фундамент погружается к центру бассейна с 3,5 км (профиль 197) до 5,1-5,7 км (профиль 196). По всей вероятности, фундамент на этих профилях сложен различными породами, о чем свидетельствует большое различие скоростей. Южный профиль 197

3607

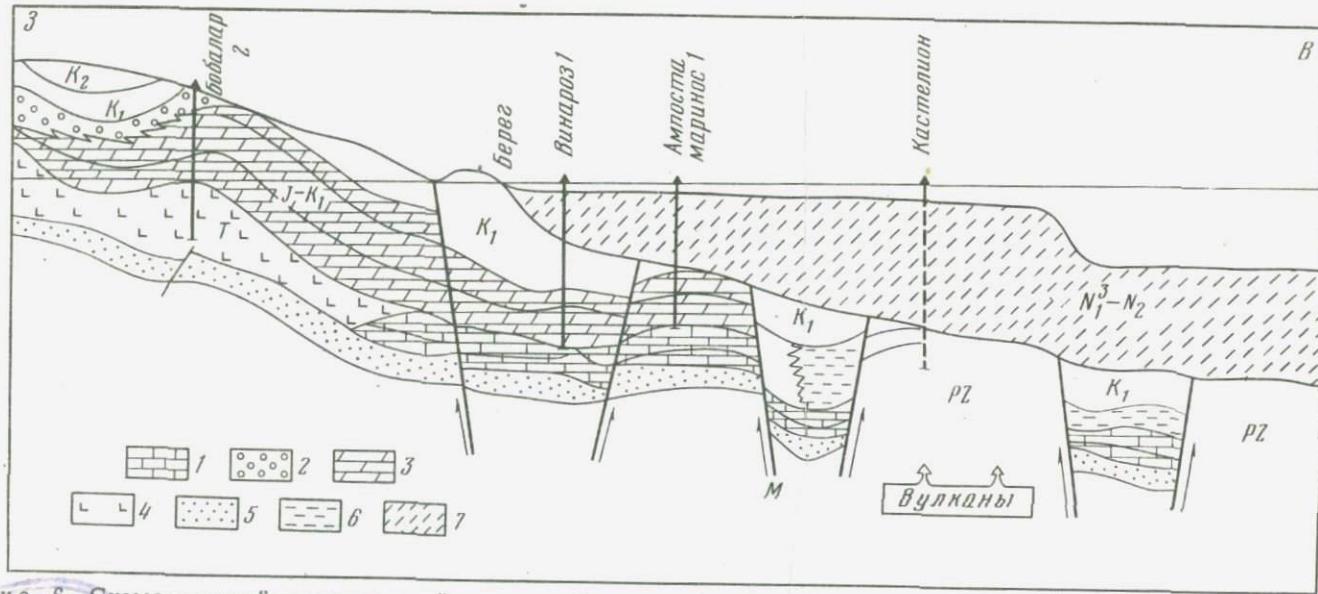


Рис. 6. Схематический геологический разрез района устья р. Эбро [Stoeckinger, 1971]  
1 - известняки; 2 - континентальные отложения; 3 - мелководные морские доломиты; 4 - соли; 5 - пески; 6 - глубоководные глинистые отложения; 7 - карбонатно-терригенный комплекс неогена



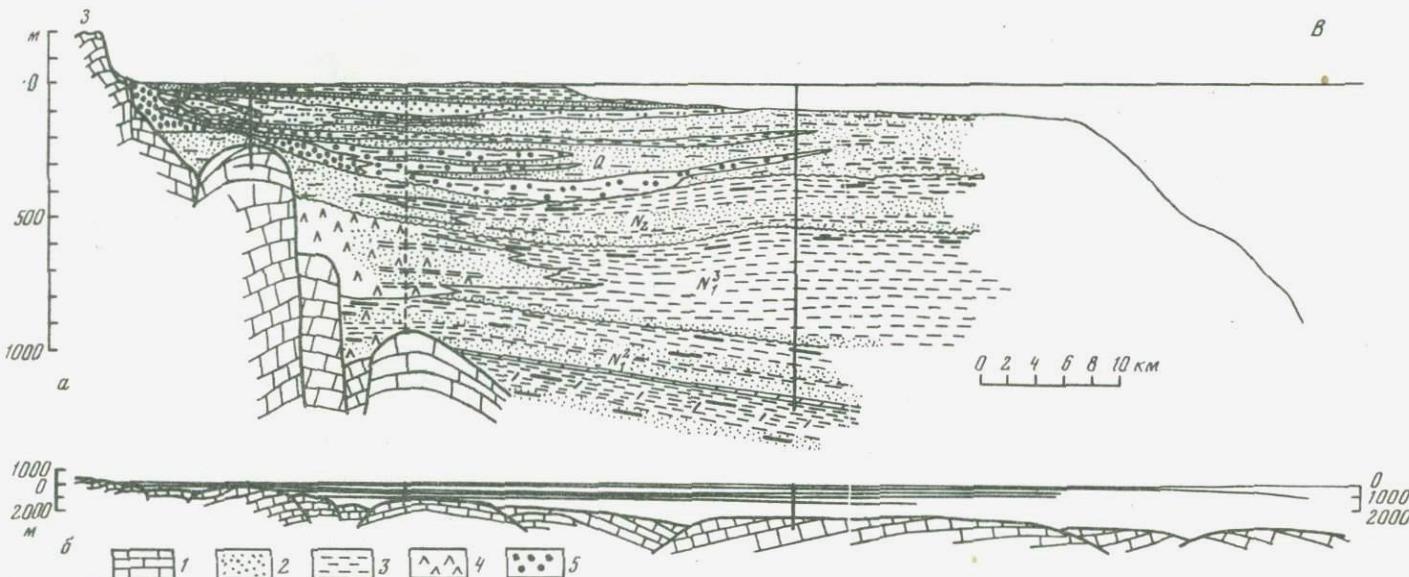


Рис. 7. Геологический разрез неоген-четвертичной осадочной толщи р. Эбро [Maldonado, 1972]

*а* – вертикальный масштаб глубин увеличен в 20 раз, *б* – соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:1

1 – известняки; 2 – пески; 3 – глины; 4 – соленосные отложения; 5 – грубообломочные породы

располагается в проливе между о-вом Ивиса и мысом НАО, в зоне продолжения Бетских структур на Балеарские острова. Кроме повышенной скорости в фундаменте, что, возможно, связано с широким развитием магматизма в этом районе, другой отличительной особенностью разреза является присутствие в осадочном чехле четкой границы раздела, с  $V_g = 4,7$  км/с, залегающей на глубине 1,8–2,0 км (при глубине моря 0,8–1,0 км).

Остальные границы раздела построены Д. Фалквистом только по вторичным вступлениям. Из сейсмических разрезов 197 и 196 хорошо видно, что осадочный чехол севернее хребта, соединяющего Бетские горы и Балеарские острова, сложен в основном низкоскоростными отложениями. Это находится в хорошем соответствии с данными МОВ и бурения, по которым осадочный чехол представлен в основном отложениями неоген–четвертичного возраста.

В центральной части Валенсийского бассейна на профилях МОВ на глубине 3,6–3,8 с вместе с кратным отражением от дна регистрируется отражающий горизонт со сложной, возможно, эрозионной, поверхностью (профиль DOM-1) [Mauffret, 1976], глубина залегания которой относительно дна изменяется от 2,9 до 3,4 км. Опубликованных скоростных характеристик осадочной толщи по этой части района нет, и оценка глубины залегания границы сделана предположительно при условии, что пластовая скорость доплиоценовых отложений  $V_{pl} = 40$  км/с. Кровля фундамента на профиле ГСЗ 196 Д. Фалквиста залегает примерно на километр глубже, так как для расчетов он использовал более высокую скорость. Поэтому вполне возможно, что данная отражающая поверхность соответствует фундаменту.

В северной части бассейна, на границе с Алжиро–Провансской глубоководной впадиной, меридиональный профиль ГСЗ Анна–II пересекает сложную зону к северу от о-ва Мальорка. Он имеет две точки приема на концах профиля, отстоящие друг от друга на расстояние 110 км. Обе ветви гидографов не составляют замкнутой системы наблюдений и обрабатывались К. Хинцем [Hinz, 1972] как одиночные. Так как точки приема находятся в районах, различных по геологическому строению, то вполне объяснимо различие полученных скоростных разрезов. Гидограф первых вступлений очень сложный, поэтому графики изменения средних скоростей с глубиной (рис. 8) являются приближенными и могут значительно отличаться от реальных. Очевидно, этим объясняется существенное несовпадение (до 0,3 с) расчетного и наблюденного гидографов.

К. Хинц приводит модель разреза земной коры из пяти слоев (табл. 1). Сложный вид гидографа северной точки приема свидетельствует о значительных изменениях мощностей верхних слоев осадочной толщи. Это должно было отразиться и на форме гидографа южной ветви. Однако соответствующие волны имеют неожиданно прямолинейные гидографы.

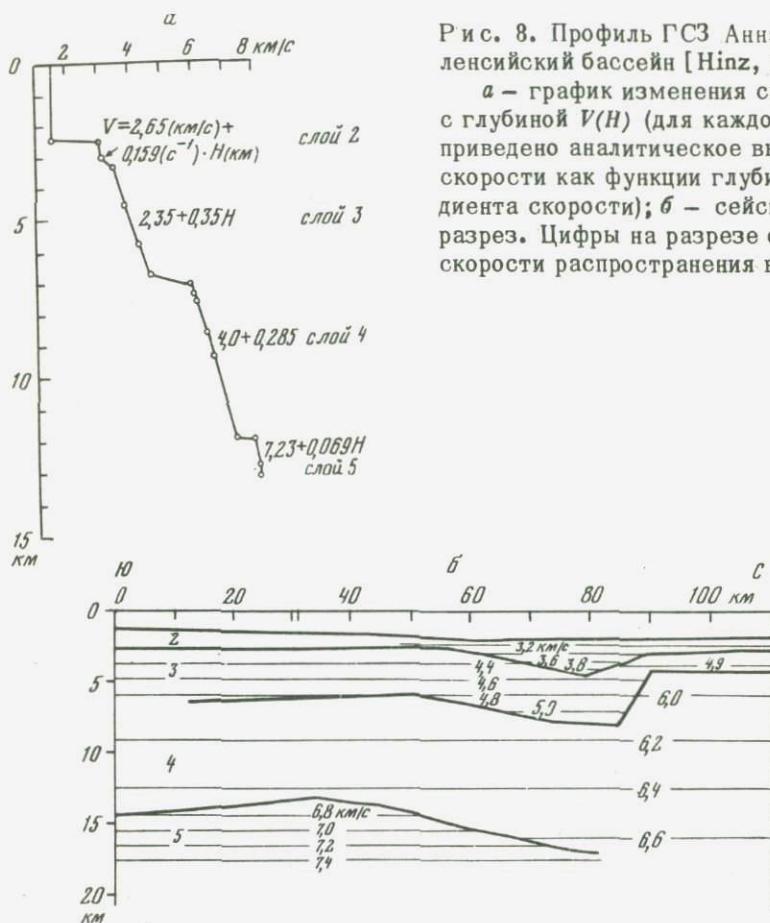


Рис. 8. Профиль ГСЗ Анна-II, Валенсийский бассейн [Hinz, 1972]

*α* — график изменения скорости с глубиной  $V(H)$  (для каждого слоя приведено аналитическое выражение скорости как функции глубины и градиента скорости); *β* — сейсмический разрез. Цифры на разрезе обозначают скорости распространения волн (км/с)

Таблица 1  
Разрез земной коры на профиле Анна-II (Hinz, 1972)

Слой	Скорость, км/с	Мощность, км	Глубина кровли, км	Тип, возраст отложений
1	1,5	1,3-2,2	0	Вода
2	2,7-3,2	0,8-2,5	1,3-2,2	Плиоцен-четвертичные
3	4,3-5,0	1,2-4,0	2,5-4,6	Верхнемиоценовые эвапориты
4	5,9-6,6	6,8-13,0	4,0-8,0	Доэвапоритовые
5	6,8-7,2		13,0-17,0	Основные, ультраосновные породы

Вызывает сомнение и теоретическая модель разреза (см. рис. 8). Нет никаких оснований для изображения кровли слоя с  $V_k = 6,8-7,2$  км/с в виде антиклинальной структуры. Эта граница освещается рефрагированными (или головными) волнами на небольшом участке профиля (35–65 км), и ее наклон установить нельзя. Если предположить, что волна является головной, то повышенное значение кажущейся скорости (7,6 км/с) по сравнению со скоростью, определенной для верхней части слоя 5, указывает на подъем, а не на погружение границы в северном направлении, от прогиба слоев 2 и 3 осадочной толщи. Исходных сейсмических данных о слое с  $V_k = 6,8-7,2$  км/с недостаточно, чтобы можно было сделать какие-либо определенные выводы о его залегании и скоростных характеристиках. Кровля слоя 5, по-видимому, залегает в центре профиля на глубине около 14–15 км.

Волна от кровли слоя 5 регистрируется на участке профиля, где постоянно увеличивается мощность низкоскоростных верхних слоев осадочной толщи. Это должно привести к снижению кажущейся скорости. Если ввести поправку на увеличение мощностей слоев 2 и 3, то кажущаяся скорость этой волны увеличивается до 8,0 км/с. По данным сейсмологии [Berry, Koporoff, 1967] мощность земной коры в этом районе около 30 км. О континентальном типе земной коры свидетельствует также присутствие в разрезе мощного (7–13 км) слоя с  $V_g = 5,9-6,6$  км/с. Следовательно, высокие значения кажущейся скорости в кровле слоя 5 следуют объяснить подъемом ее в северном направлении на участке регистрации волны. Вдоль северного борта прогиба, выполненного отложениями слоев 2 и 3, по мнению К. Хинца, проходит крупный разлом с амплитудой сброса около 4 км (данные ГСЗ).

А. Мофре [Mauffret, 1976] сопоставил разрезы осадочной толщи, полученные методами ГСЗ и непрерывным профилированием МОВ. По данным МОВ акустический фундамент имеет сложную поверхность с хорошо выраженным крупными поднятиями и депрессиями амплитудой до 3 км. В модели К. Хинца эта отражающая поверхность располагается внутри слоя 3 ( $V = 4,3-5,0$  км/с), на разных уровнях между его кровлей и подошвой. Прогиб и сброс в северной части профиля, построенного по данным ГСЗ, на разрезах МОВ не подтверждаются. В этом районе отражающие границы осадочной толщи залегают субгоризонтально. Мощность плиоцен–четвертичных отложений не более 1000 м, а не 2400 м (в зоне прогиба), какую приводит К. Хинц [Hinz, 1972]. Таким образом, разрез Анна-II не отображает конкретной геологической структуры, а дает лишь примерное представление об изменении скоростных характеристик с глубиной.

Приподнятый блок слоя 4 ( $V = 5,9-6,6$  км/с) в северной части профиля ГСЗ, возможно, является продолжением палеозойского фундамента, породами которого сложены Каталонские горы. В этом районе они перекрыты осадочным чехлом небольшой мощности миоцен–четвертичного возраста. Далее на юг мощность нерасчлененных плиоцен–четвертичных отложений увеличивается до 1 км. Они пе-

рекрывают слой плиоценовых отложений ( $V = 3,6$  км/с), мощность которых на выступах фундамента сокращается, а в углублениях увеличивается до 1,5–2,5 км [Mauffret et al., 1972]. А. Монфре полагает, что фундамент в центральной части Валенсийского бассейна (см. рис. 2) может быть представлен дислоцированными третичными и мезозойскими осадочными образованиями, а кристаллические породы (слой 5 на разрезе ГСЗ) залегают значительно глубже (на глубине 6–7 км). В прибрежной полосе, в районе дельты р. Эбро, пробурен ряд скважин, в которых на палеозойском фундаменте залегают отложения мезозойского, третичного и четвертичного возраста. Мощность только неоген–четвертичных отложений достигает здесь около 3 км.

## ЛИОНСКИЙ ЗАЛИВ

Для понимания особенностей строения земной коры района Лионского залива большое значение имеют результаты ГСЗ, полученные на прилегающей суше по долине р. Роны [Sapin, Hirn, 1974]. Между Альпами и горами Севенны выполнены три субмеридиональных, два субширотных и несколько секущих профилей. В волновом поле доминируют волны, отраженные от границ Мохоровичича и Конрада. Головные (или рефрагированные) волны удалось зарегистрировать только в горах Севенны и в предгорьях Альп. Подошва осадочного чехла установлена по данным МОВ и по буровым скважинам. Для расчетов общей мощности осадочного чехла средняя скорость в нем принята равной 4,7 км/с.

Строение земной коры гор Севенны типично для французских герцинид: мощность 30 км, между корой иmantией располагается переходный слой, характеризующийся наличием двух ступеней в скоростной кривой.

Южная часть долины р. Роны является продолжением системы среднеевропейских грабенов. Она отличается более тонкой земной корой, чем горные обрамления Севенны и предгорья Альп. Поверхность Конрада из района гор Севенны поднимается по направлению грабена р. Роны с отметок 22 до 16–18 км. На побережье моря, в районе массива Мор, граница Мохоровичича залегает на глубине 25–26 км (рис. 9), погружаясь в северном направлении до 30–31 км (в 200 км от берега). Побережье моря от Санта-Тропеца до р. Роны оконтуривается изолинией глубины границы Мохоровичича 25 км, затем она круто поворачивает на континент, очерчивая нижнюю часть грабена. Южная часть долины р. Роны имеет большую мощность осадков (6 км) и утоненный слой кристаллической коры со скоростями 6,1 км/с. Величины скоростей в кристаллической коре в работе М. Сапина и А. Хирна [Sapin, Hirn, 1974] даны приближенно.

В Лионском заливе пробурены четыре разведочные скважины, которые достигли палеозойского фундамента [Cravatte et al., 1974]. Вблизи скважин Мистраль и Отан проходят два сейсмичес-

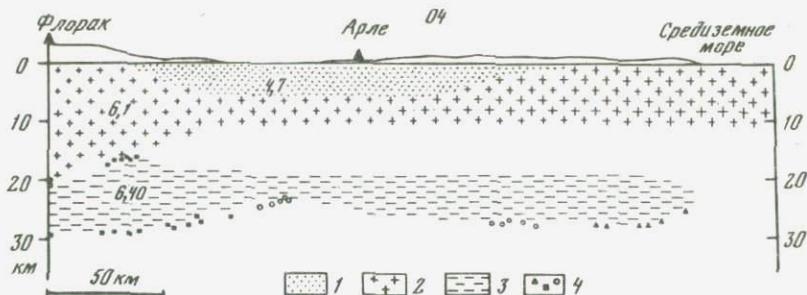


Рис. 9. Сейсмический разрез через южную часть долины Роны [Sapin, Hirn, 1974]

1 – осадочный чехол; 2 – верхний слой коры; 3 – нижний слой коры;  
4 – экспериментальные определения положения сейсмических границ  
(каждый знак соответствует одному пункту регистрации)

ких профиля ГСЗ (см. рис. 1). Один располагается в области шельфа [Muraour et al., 1962], другой (Анна-I) пересекает весь материковый склон [Hirschleber et al., 1972]. В области шельфа довольно уверенно можно построить две границы с  $V_g = 4,0$  и  $5,4$  км/с (рис. 10). Привязывая сейсмический разрез к скв. Мистраль, можно полагать, что верхняя граница является кровлей миоцена, нижняя – палеозойским фундаментом. Обе границы имеют подъем в сторону бровки шельфа. Глубина залегания фундамента и мощности слоев осадочной толщи изменяются в широких пределах на акватории Лионского залива. Так, в скв. Мистраль палеозойский фундамент вскрыт на глубине 3455 м, а в 28 км на северо-восток, в скв. Сирокко, он залегает на глубине всего 1277 м. Скважина Мистраль располагается несколько в стороне от профия; видимо, этим и объясняется различие в глубине залегания одноименных границ.

Изолинии глубины границы Мокоровича [Sapin, Hirn, 1974] указывают на непосредственное продолжение грабена р. Роны в Лионский залив, однако его строение в области шельфа довольно сложное. В районе скв. Сирокко находится крупный выступ фундамента. На северо-восток от него осадочный чехол сложен образованиями палеозойского, мезозойского и третичного возраста, а юго-восточнее выступа на эрозионной поверхности палеозойского фундамента залегают непосредственно третичные осадки (рис. 11).

В области материкового склона на профиле Анна-I [Hirschleber et al., 1972] зарегистрированы три группы волн с  $V_g = 2,6$ ; 3,6 и 5,0 км/с. На южной одиночной ветви центрального пункта приема зарегистрирована волна с  $V_k = 7,0$  км/с. Все границы погружаются в сторону глубоководной впадины (см. рис. 10) с углами наклона 1,5–5,0°. По данным скв. Отан и профилям МОВ слой с  $V_g = 2,6$  км/с сложен плиоцен–четвертичными осадками. В скважине их мощность составляет 2269 м. К подножию склона она сокращается до 1,8 км. Слой с  $V_g = 3,6$  км/с, очевидно, представ-

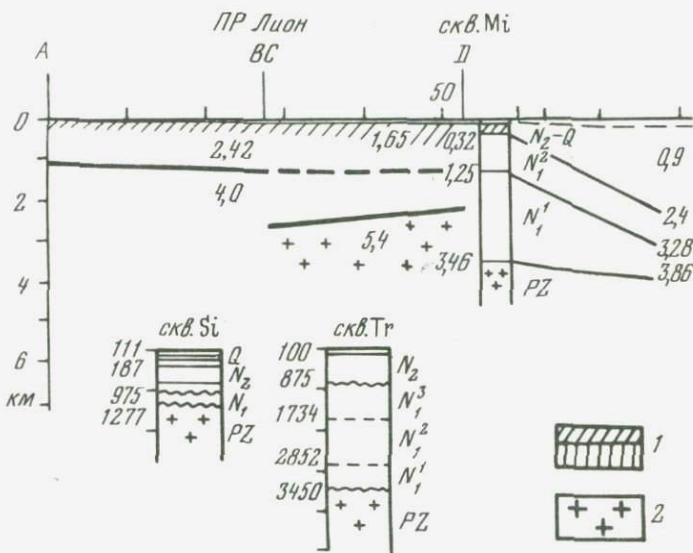


Рис. 10. Сейсмогеологический разрез Лионского залива

1 — четвертичные и плиоценовые отложения; 2 — фундамент. Положение скважин показано на рис. 1. Цифры на разрезе обозначают скорости распространения волн (км/с)

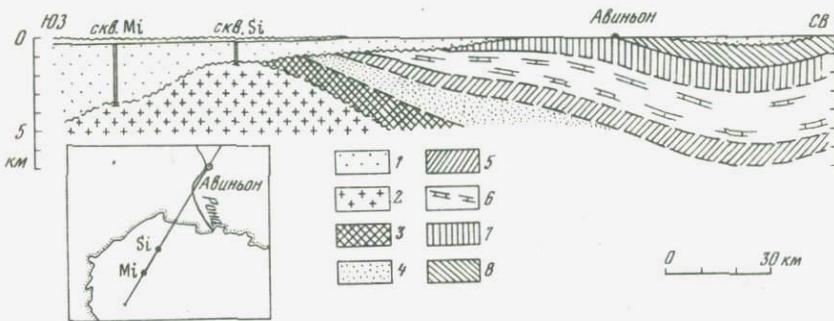


Рис. 11. Схематический геологический разрез через Лионский залив и южную часть долины Роны [Hark, Schöneich, 1971]

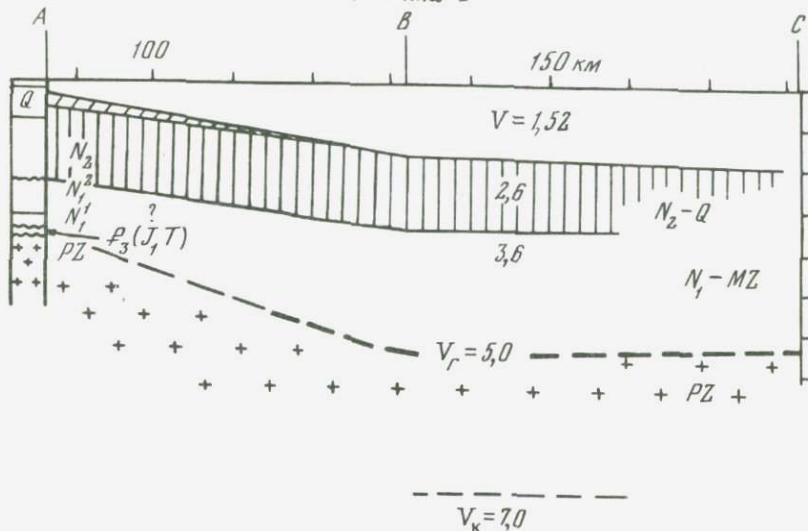
1 — третичные отложения; 2 — фундамент; 3 — карбон; 4 — пермь; 5 — триас; 6 — юра; 7 — нижний мел; 8 — верхний мел

лен комплексом отложений третично-мезозойского возраста, а возможно, частично и палеозойского, как на поперечном разрезе через морское продолжение грабена р. Роны (см. рис. 11).

Природа сейсмической границы с  $V_G = 5,0$  км/с на профиле Анна-І неясна. С одной стороны, величина скорости примерно того же

скв. Аи

ПР Анна-I



порядка, что и на шельфе, где аналогичная граница отождествлена с кровлей палеозойского фундамента. С другой стороны, в грабене Ронь осадочный чехол в целом характеризуется относительно высокими значениями средних скоростей, около 4,7 км/с [Sapin, Hirn, 1974]. Это свидетельствует о том, что в нижней части разреза осадочного чехла, т.е. в отложениях мезозоя и палеозоя, пластовые скорости должны быть сравнительно высокие, не менее 5,0–6,0 км/с. Вероятнее всего, сейсмическая граница с  $V = 5,0$  км/с на разрезе Анна-I соответствует кровле юрской карбонатной толщи или верхам палеозоя. Кристаллический фундамент залегает, по-видимому, значительно глубже. Вполне возможно, что сейсмическая граница с  $V_k = 7,0$  км/с является подошвой осадочного чехла (см. рис. 10).

## ЛИГУРИЙСКОЕ МОРЕ

Лигурийское море представляет собой северо-восточную часть глубоководной Алжиро-Провансской котловины. Этот район Средиземного моря сейсмически изучен наиболее детально.

### СЕЙСМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ПРИМОРСКОЙ ЧАСТИ ФРАНЦИИ И ИТАЛИИ

На прилегающей суше вдоль северо-восточного побережья от Сан-Ремо до Генуи проведено глубинное сейсмическое зондирование [Recq, 1972]. Получены две расходящиеся ветви гидографов от одного пункта взрыва. На участке Сан-Ремо – Альбисола зарегистрирована волна с переменной кажущейся скоростью  $V_k = 5,73–5,43$

6,83 км/с, на участке профиля Альбисола – Генуя  $V_K = 5,73$  км/с. По мнению М. Река, зарегистрированная волна соответствует палеозойскому комплексу пород, которые в этом районе характеризуются примерно аналогичными величинами скоростей: в Альпах – 6,07; в массиве Моор – 6,11; в районе Эсмерель – 5,92 км/с.

На прибрежном участке Фрежюс – Канны – Ницца – Ментон в области шельфа с выходом на материковый склон выполнено девять коротких (длиной 10–35 км) профилей методом преломленных волн (МПВ) [Muraouy et al., 1965; Recq et al., 1976]. Они позволили получить данные о строении осадочного чехла, характере залегания кристаллического фундамента и продолжении структуры длины–грабена р. Вар в область открытого моря.

Мощность четвертичных осадков ( $V = 1,8$ – $2,0$  км/с) сильно меняется от первых десятков метров (залив Жуан) до 0,5–3,5 км (юго–восточнее мыса Ферра). Плиоценовые отложения ( $V = 2,6$ – $3,5$  км/с) распространены не повсеместно; в 5 км юго–восточнее мыса Антиб их мощность составляет всего около 0,12 км. От кровли меловых отложений получены сейсмические волны на всех профилях восточнее устья р. Вар ( $V_g = 3,5$ – $3,8$  км/с). Глубина залегания их около 2,0 км. Юрские известняки характеризуются скоростями 4,5–4,8 км/с. В заливе Анж кровля юрских отложений залегает на глубине 1,5–1,7 км и резко погружается в море. В 10 км южнее мыса Антиб кровля юры располагается на глубине уже 2,4 км. Кристаллический фундамент ( $V_g = 6,1$  км/с) по сбросам, перпендикулярным береговой линии, опускается в долину р. Вар с глубины 3,4 до 4,2 км, образуя грабен между мысом Антиб и мысом Ферра. Этот грабен пересечен второй перпендикулярной системой сбросов субширотного простирания. Удалось проследить продолжение грабена в открытое море на 20 км. В 10 км от мыса Ферра фундамент погружается на глубину 5 км, а в 13 км юго–восточнее мыса Мартен – на глубину 5,5 км.

По мнению М. Река и его соавторов [Recq et al., 1976], долина–грабен р. Вар разделяет практически несейсмичную западную зону от сейсмически подвижного восточного района.

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ НА МАТЕРИКОВОМ СКЛОНЕ

В области материкового склона восточной части Лигурского моря, по данным П. Миорaura и Е. Грубера [Muraouy, Groubert, 1963], на трех профилях ГСЗ (A, B, C) выделены три слоя осадочной толщи (см. рис. 5). Верхний слой плиоцен–четвертичных осадков ( $V_K = 1,76$  км/с) достаточно уверенно выделяется в районе Тосканского архипелага. В центральной части профиля A их мощность около 0,45 км; в сторону берега она постепенно уменьшается. Ниже залегает слой с  $V_g = 4,2$ – $4,7$  км/с. Возможно, он представлен мезозойскими плотными известняками, которые слагают прибрежные отроги Северных Апеннин. На всех трех профилях от Тосканских островов до Генуэзского залива прослеживается глубинная граница с  $V_g = 5,65$  (профиль A), 5,20 (профиль B) и 5,95 км/с

(профиль С). На юге эта граница залегает на глубине 1,0–2,6 км с подъемом к Корсике. П. Мюраур и Е. Грубер [Muraour, Groubert, 1963] предполагают, что третий слой здесь представлен метаморфическими породами типа тех, которые широко распространены на северной оконечности Корсики. В Генуэзском заливе на профиле С этот высокоскоростной слой залегает значительно глубже (3–4 км) и имеет другой наклон, в сторону моря. Разные скорости свидетельствуют о возможных различиях в литологическом составе третьего слоя на профилях В и С. По мнению П. Мюраура, на профиле В он сложен, как и вышележащий слой, известняками, но более крепкими. Выше мы рассмотрели районы Ниццы – Ментона, Сан-Ремо – Генуи. Там палеозойские отложения и кристаллический фундамент характеризуются скоростями 5,7–6,1 км/с. Возможно, что и на профиле С в районе Специи третий сейсмический слой с  $V_g = 5,95$  км/с также является кристаллическим фундаментом или переработанными палеозойскими отложениями.

На профиле MS-38 [Finetti, Morelli, 1973], который располагается примерно вдоль профиля В, но имеет вдвое большую длину и протягивается до глубоководной части моря, выделяется акустический фундамент, соответствующий высокоскоростному сейсмическому слою на указанных выше профилях (рис. 12). Профиль MS-38 пересекает приподнятый блок фундамента, который И. Финетти и К. Морелли [Finetti, Morelli, 1973] отождествляют с подводным продолжением Корсики. Между этим выступом фундамента и берегом Апеннинского полуострова находится депрессия, выполненная осадочными отложениями мощностью до 1,7 км. Верхний слой осадков мощностью до 0,5 км слагают плиоцен–четвертичные отложения, нижний, по мнению Финетти, представлен в основном миоценовыми образованиями, а не мезозойскими известняками, как считал ранее П. Мюраур.

#### СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ

Более детально осадочная толща изучена непрерывным сейсмопрофилированием МОВ. Акустический фундамент на разрезах МОВ соответствует верхней части консолидированной коры, сейсмическому слою с  $V_g = 5,0$ – $6,0$  км/с на профилях ГСЗ.

Типичный разрез осадочной толщи получен на профиле MS-47 в северо-западной части моря, у подножия материкового склона в районе Сан-Ремо – Империя. Горизонтально лежащие тонкослоистые плиоцен–четвертичные отложения ( $V = 1,5$ – $2,5$  км/с) мощностью 700–800 м перекрывают верхнемиоценовые эвaporиты. Верхнемиоценовые отложения ( $V = 3,2$ – $4,0$  км/с) общей мощностью около 2000 м включают мощный слой соли, который явился причиной широкого развития диапризма. Надсолевые отложения интенсивно деформированы соляными диапирами. Между фундаментом и эвапоритами заключена толща доэвапоритовых отложений ( $V_g = 4,1$ – $4,6$  км/с), имеющая, по мнению И. Финетти и К. Морелли [Finetti, Morelli, 1973], миоценовый возраст (если не полностью, то большей частью).

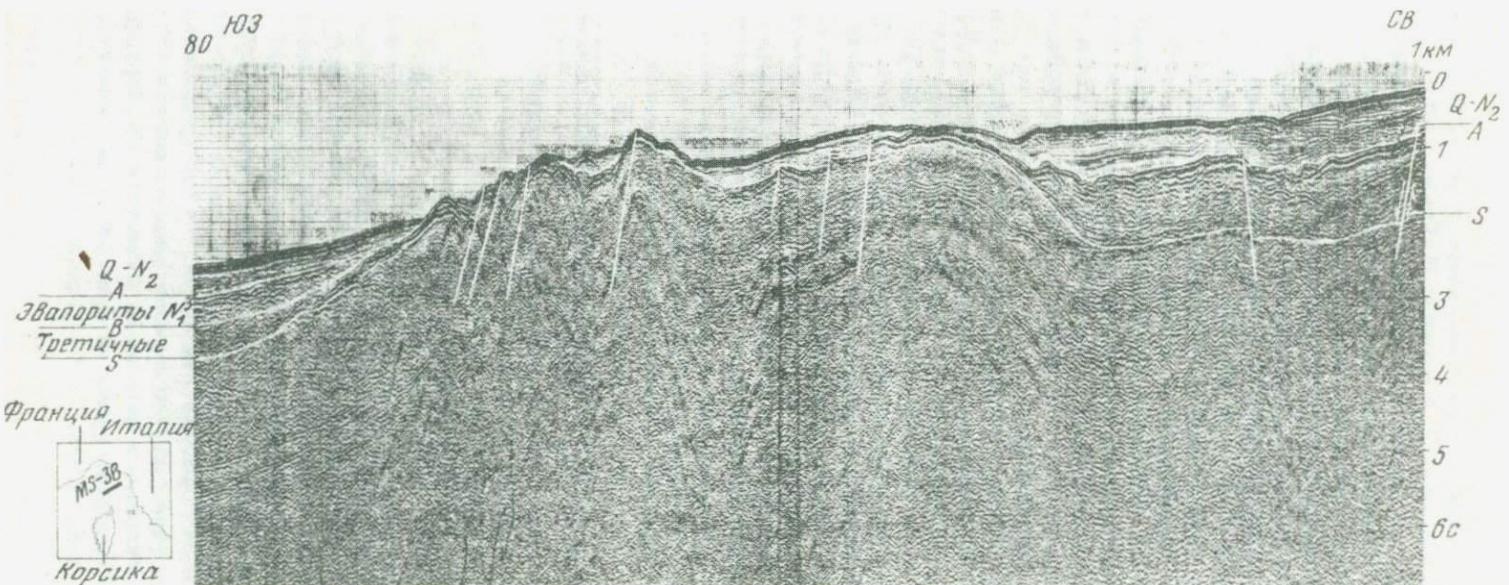


Рис. 12. Сейсмический разрез МОВ MS-38 [Finetti, Morelli, 1973]. Выступ фундамента в центральной части разреза — продолжение структур Корсики в Лигурийское море.

Границы: А — кровля эвапоритов, В — подошва эвапоритов, S — акустический фундамент

Мощность доэвапоритового осадочного комплекса по данным ГСЗ достигает 3,5 км. Выше указывалось на широкое развитие меловых и юрских известняков в районе Монако – Сан-Ремо и на их продолжение в море. Они образуют сложно построенные, часто складчатые структуры. Мезозойские известняки характеризуются такими же скоростями, что и доэвапоритовые отложения в глубоководной части Лигурийского моря. Принимая во внимание скоростные характеристики мезозойских известняков и продолжение их в область глубокого моря, можно думать, что в глубоководной части Лигурийского моря нижний комплекс доэвапоритовых отложений на участке со сложной структурой может включать и мезозойские отложения.

По направлению к району Тосканы сейсмический слой с  $V_g = 4,1 - 4,6$  км/с выклинивается. В этом случае мезозойские известняки, как указывалось выше (при рассмотрении разрезов ГСЗ для восточной части моря), могут находиться во втором сейсмическом слое, залегающем непосредственно под плиоцен–четвертичными отложениями.

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глубинное строение земной коры центральной глубоководной части Лигурийского моря достаточно детально изучено методом ГСЗ [Fahlquist, Hersey, 1969; Morelli et al., 1977]. По мнению Д.А. Фалквиста и Дж. Б. Херси, между Корсикой и Лазурным берегом (см. рис. 1, профиль 2) мощность земной коры составляет около 13 км; по направлению к берегу она быстро увеличивается до 25–28 км в основном за счет верхнего слоя кристаллической части коры со скоростями  $V_g = 5,0 - 6,0$  км/с. Максимальная мощность осадочной толщи (около 6–7 км) отмечается на границе с глубоководной Алжиро–Прованской котловиной.

Малая мощность земной коры (11–13 км), полученная на профилях ГСЗ 2 и 4 [Fahlquist, Hersey, 1969], противоречит сейсмологическим наблюдениям (рис. 13 и 14), по данным которых граница Мохоровичча должна залегать значительно глубже, на отметках 25–30 км [Betgy, Koporoff, 1967]. Волны, принятые за преломленные на границе Мохоровичча, зарегистрированы в юго-западной части Лигурийского моря. На профиле 4 (см. рис. 1) гидограф восточной ветви построен по пяти точкам и характеризуется ка-  
жувшейся скоростью  $V_k = 8,0$  км/с. Западная ветвь имеет всего одну точку для этой волны, т.е. встречной системы нет. На профиле 2 (см. рис. 1) система наблюдения такая же. По таким данным невозможно судить о реальной величине граничной скорости. Кроме того, в глубоководной части Лигурийского моря граница Мохоровичча должна иметь форму антиклинального поднятия с погружением под прилегающую сушу, как и показано в работе Д. Фалквиста и Дж. Херси.

Перепад глубин залегания границы Мохоровичча должен достигать 15–20 км на расстоянии 50–60 км. Гидографы, следовательно,

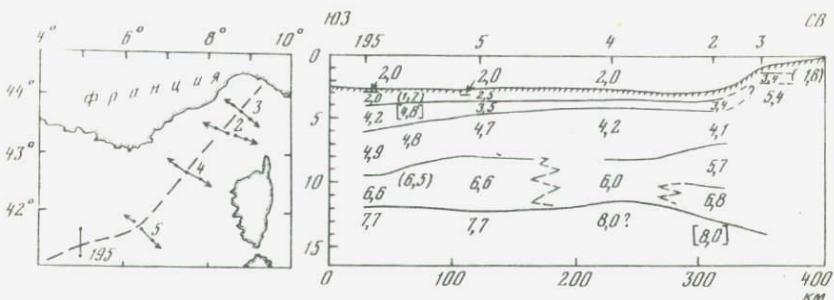


Рис. 13. Сводный сейсмический разрез через глубоководную часть Лигурийского моря и прилегающий северо-западный район Алжиро-Приванского бассейна [Allan, Morelli, 1971]

Цифры на разрезе — граничные скорости (км/с), в круглых скобках — средняя скорость в слое, в квадратных — граничная скорость, определенная по одиночной ветви гидографа

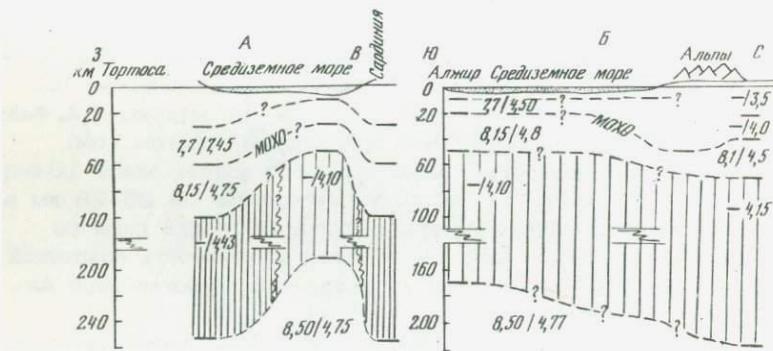


Рис. 14. Разрез земной коры и верхней мантии Балеарского бассейна по сейсмологическим данным [Betgy, Koporoff, 1967]



1 — зона пониженных скоростей; 2 — зона очень низких скоростей; 3 — скорости продольных (слева) и поперечных (справа) волн (км/с). На врезке стрелками показано направление распространения сейсмических волн

должны иметь сложную форму. Однако годографы, полученные Д. Фалквистом и Дж. Херси, имеют прямолинейный вид и не соответствуют выпуклой форме границы Мохоровичича. Это явное противоречие заставляет усомниться в правильном отождествлении волн, в интерпретации их природы и, следовательно, в оценке мощности земной коры. Судя по полученным данным о строении земной коры по южной части Франции [Giese et al., 1973], по характеру поведения аномального гравитационного поля в редукции Буге, граница Мохоровичича в юго-западной части Лигурского моря должна залегать на глубине не менее 25 км.

По данным новейших исследований ГСЗ [Morelli et al., 1977] в восточной части Лигурского моря (см. рис. 1) между Корсикой и Спецней мощность земной коры достигает 30–40 км и более. Корсика характеризуется нормальной континентальной корой. На основном профиле Генуя – Корсика на глубине более 40 км располагаются слои со скоростями около 7,4 км/с. Граница Мохоровичича залегает глубже. На двух из четырех профилей выделены зоны пониженных скоростей. На самом южном профиле Корсика – Флоренция, расположенному на границе с Тирренским морем, пересекающем самую мелководную часть пролива, получен разрез со сложным распределением скоростных характеристик. К. Морелли с соавторами полагают, что наблюденному волновому полю на этом профиле лучше всего соответствует модель двойной земной коры, возникшей в результате подвига.

## БАЛЕАРСКАЯ ГЛУБОКОВОДНАЯ КОТЛОВИНА

### СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ

В осадочной толще по данным ГСЗ выделяются две опорные сейсмические границы с  $V_g = 3,6\text{--}4,2$  и  $4,5\text{--}4,9$  км/с (см. рис. 5). Они разделяют осадочный чехол на три слоя. Те же слои выделяются по данным непрерывного сейсмопрофилирования МОВ (по строению и скоростным характеристикам): верхний – тонкослоистые плиоцен–четвертичные осадки ( $\bar{V} = 1,6\text{--}2,0$  км/с); средний – верхнемиоценовые эвaporиты, включающие слой соли ( $\bar{V} = 3,2\text{--}4,5$  км/с); нижний – дозвaporитовые отложения ( $\bar{V} = 4,0\text{--}5,5$  км/с).

Эвапоритовые отложения выделяются на графиках средних скоростей  $V_{\text{огт}}(H)$  значительным изменением градиента скорости. Второй скачок градиента скорости приурочен к подошве слоя эвапоритов. Наличие соли в эвапоритовых отложениях привело к широкому развитию соляных куполов, придающих слою эвапоритов специфические структурные признаки. Подошвой эвапоритов является граница, отделяющая горизонтальнослоистые дозвапоритовые отложения от дислоцированных соляными куполами эвапоритов и плиоцен–четвертичных осадков. Слой соли характеризуется сейсмически однородной неслоистой структурой. Кровля его на сейсмических разрезах регистрируется в виде интенсивной четкой отражающей границы. Выше-

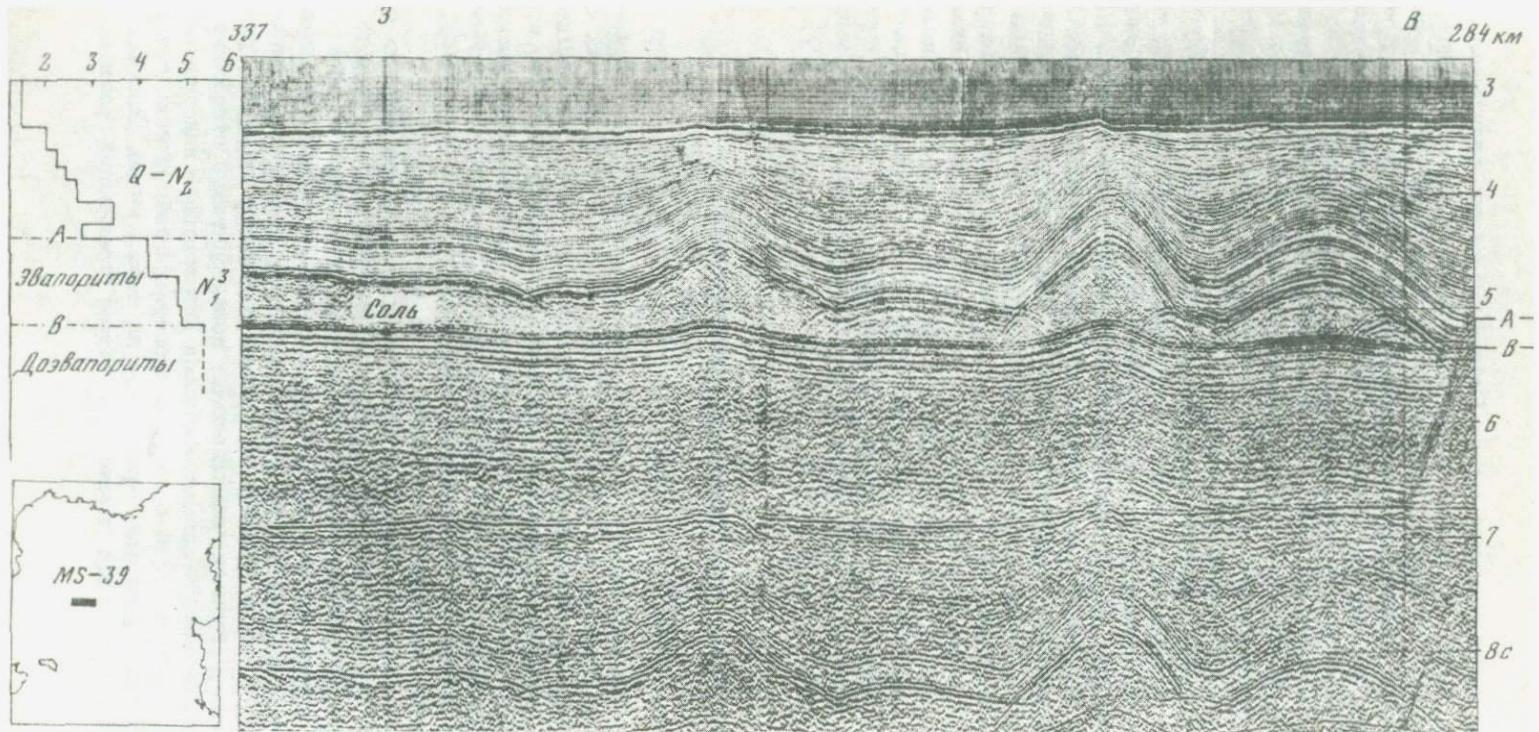


Рис. 15. Сейсмический разрез МОВ MS-39 [Finetti, Morelli, 1973]. Сейсмостратотип осадочной толщи северной части Балеарского моря. Пример отчетливой записи слоя эвапоритов и соляных куполов. Границы А и В – кровля и подошва эвапоритового слоя

лежащие слоистые эвапориты не всегда уверенно отделяются по характеру записи слоистости от плиоцен-четвертичных отложений. В таких случаях основным критерием выделения кровли эвапоритов является скоростная кривая  $V_{\text{огт}}$  ( $H$ ).

Сейсмостратотипом разреза осадочной толщи для северной провинции Балеарской глубоководной котловины может служить профиль MS-39 (рис. 15) [Finetti, Morelli, 1972b]. Граница между плиоцен-четвертичными отложениями и эвапоритами ошибочно отождествлена с интенсивным, четко выраженным отражающим горизонтом А. На графике изменения скорости с глубиной подошва плиоцен-четвертичных отложений правильно отождествлена этими же авторами с точкой увеличения градиента скорости на гораздо меньшей глубине.

Если на разрезе показана большая мощность плиоцен-четвертичных отложений (примерно 2,4 км) и тонкий слой эвапоритов (1,4 км), то на графике скоростей [Finetti, Morelli, 1972b] величины мощностей даны существенно другие: 0,8 и 2,8 км соответственно.

Подошва эвапоритов – граница В – отождествлена с поверхностью несогласия. Общая мощность плиоцен-четвертичных и эвапоритовых отложений на данном разрезе составляет около 3 км и незначительно меняется вдоль профиля. Однако мощности каждого комплекса осадков в отдельности (вследствие широкого развития диапиров) колеблются в больших пределах (от 0,6–0,8 до 2,0–2,2 км).

Метод отраженных волн ОГТ не позволяет выделить подошву осадочной толщи в центральных частях абиссальной равнины Балеарской котловины, так как отраженные волны от кровли фундамента регистрируются уже после прихода интенсивных кратных волн. Оценка минимальной мощности осадочного чехла по данным МОВ соответствует глубине освещения разреза, т.е. до вступления кратной волны. Но и в этом случае общая мощность его по данным МОВ на 2 км больше, чем по данным ГСЗ. Это несовпадение объясняется тем, что по данным МОВ получены более высокие значения скоростей. Пластовые (интервальные) скорости вычислены по средним скоростям ОГТ без коррекции за ход луча, поэтому они имеют несколько завышенные величины по сравнению с реальными. Для плиоцен-четвертичных отложений пластовая скорость 2,2–2,5 км/с в работах И. Финетти и К. Морелли [Finetti, Morelli, 1972b] явно завышена (рис. 16). Во всех глубоководных скважинах [Ryan et al., 1973] средняя скорость сейсмических волн для этих отложений характеризуется величинами 1,6–1,9 км/с (рис. 17). Завышена скорость и для слоя дозевапоритовых отложений, которую И. Финетти и К. Морелли оценивают в 6,0 км/с. В связи с этим мощности осадочных отложений у них всегда несколько завышены (табл. 2).

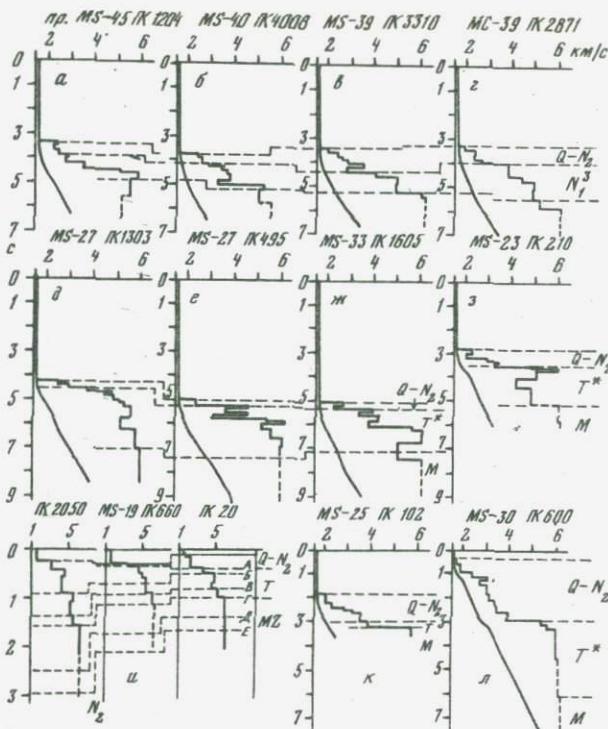


Рис. 16. Примеры графиков изменения средней ( $V_{\text{огт}}$ ) и интервальной ( $V_{\text{пл}}$ ) скоростей с глубиной для различных районов Средиземного моря [Finetti, Morelli, 1972b]

а-и – западная часть; д-з – Центральный бассейн; у – Африкано-Сицилийский район; к – залив Таранто; л – южная котловина Адриатического моря

Таблица 2

Сейсмический разрез осадочной толщи по данным ГСЗ и МОВ для профилей 195, 5 [Fahlquist, Hersey, 1969], MS-39 [Finetti, Morelli,

Граница, слой	Данные ГСЗ		
	$V_g$ , $V$ , км/с	Мощность, км	Глубина, км
Дно			2,5-2,6
Плиоцен-четвертичные отложения	1,5-2,0	0,8-1,3	
Граница А			3,6-3,8
Эвапориты	3,6-4,2	1,4-2,5	
Граница В			5,0-6,0
Доэвапоритовые отложения	4,5-4,9	3,1-4,9	
Фундамент			8,0-9,0

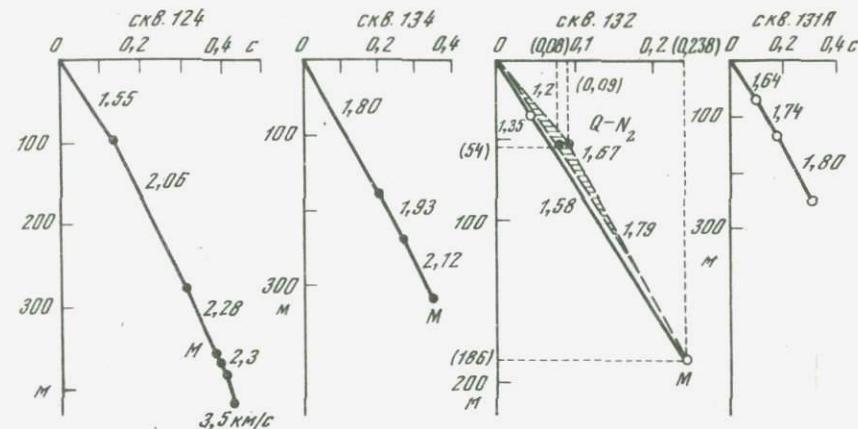


Рис. 17. Графики пластовых скоростей  $V_{\text{пл}}(H)$  по данным скважин DSDP [Ryan et al., 1973] (км/с). М – подошва плиоценовых отложений. Заштрихованная область соответствует вероятному положению графика скорости

Уточнив графики скоростей и пересчитав значения мощностей, мы приходим к важному выводу: принципиальных различий в строении осадочной толщи по данным ГСЗ и МОВ для данного района не наблюдается. Однако разрезы ГСЗ дают слаженную картину строения среды, особенно для верхних плиоцен-четвертичных и эвапоритовых отложений, без проработки солянокупольной тектоники, которая хорошо видна на разрезах МОВ.

Крупные соляные купола, пронизывающие плиоцен-четвертичные отложения и выходящие на поверхность дна, широко распространены

северной части Алжиро-Провансской глубоководной впадины по данным 1972b], Д=11 [J. Ewing, M. Ewing, 1959] и WA-6 [Finetti, Morelli, 1973]

	Данные МОВ		
	$V_{\text{огт}}$ , км/с	$V_{\text{пл}}$ , км/с	Мощность, км
			2,48-2,55
	1,5-2,05	2,2-2,5	0,8-2,4
			3,3-4,8
	1,85-2,35	4,3-4,8	1,4-2,8
			5,8-6,2
	2,25-3,35	6,0	5,0
			11,3

в северной части котловины, вдоль юго-восточного подножия Балеарского архипелага и около Сардинии. Мелкие купола, сидящие внутри осадочного чехла, распространены по всей котловине. Часто купола сливаются друг с другом, образуя сложный холмистый рельеф, затрудняющий проведение границы между плиоцен-четвертичными и верхнемиоценовыми отложениями.

Максимальные средние мощности плиоцен-четвертичных отложений (1500–2000 м и более) приурочены к северо-западной части котловины. В центральной части котловины, между Сардинией и Балеарскими островами, их мощность сокращается до 600–700 м, и только около материкового склона Африки в местах интенсивного выноса осадочного материала с суши мощность увеличивается до 1000 м и более.

Между Балеарскими островами и Алжиром плиоцен-четвертичная толща интенсивно дислоцирована соляными куполами. Многочисленные и разнообразные по размерам и форме соляные структуры придают подошве плиоцен-четвертичных отложений сложную конфигурацию. На участках со спокойной ненарушенной структурой между диапирами мощность плиоцен-четвертичных отложений достигает иногда 1 км и более. Четвертичные осадки характеризуются более тонкой слоистостью, хорошо выраженной на сейсмических разрезах. Плиоценовым отложениям соответствует сейсмически "полупрозрачный" слой с нечеткой записью слоистости. Вдоль осевой части акватории располагается область максимальных мощностей плиоцен-четвертичных отложений (более 1 км).

Распределение мощностей плиоцен-четвертичных отложений свидетельствует о том, что основная часть осадочного материала поступала со стороны побережья Франции и из Валенсийского бассейна. По направлению к источникам сноса поверхность дна плавно поднимается. В области подножия материкового склона плиоцен-четвертичная толща залегает несогласно на более древних образованиях.

В глубоководной скв. 371, расположенной в 120 км севернее залива Беджаия (Алжир), мощность плиоцен-четвертичных отложений составляет около 550 м; они представлены тонкослоистыми переотложенными алеврито-глинистыми осадками с прослойями глин. Четвертичные осадки мощностью 350 м залегают на эрозионной поверхности плиоценовых отложений. Граница между миоценом и плиоценом является поверхностью размыта.

У юго-восточного подножия Балеарского архипелага в скв. 124 плиоцен-четвертичные отложения мощностью около 350 м представлены турбидитами. В восточной части котловины, у подножия материкового склона Сардинии, в скв. 133 четвертичные отложения сложены биогенными илами, а плиоценовые – песком и гравием. В скв. 134, расположенной на краю абиссальной равнины неподалеку от скв. 133, вся толща плиоцен-четвертичных осадков представлена биогенными илами мощностью 320 м с песчаными и пепловыми прослойками.

На сейсмических разрезах, выполненных вблизи буровых скважин, четвертичные отложения отображаются в виде четкослоистой среды

с протяженными границами раздела. Плиоценовые отложения сейсмически более однородны, промежуточные границы плохо выражены, интенсивность отраженных волн гораздо слабее.

Обнаруженная в плиоцен-четвертичных отложениях закономерность распределения мощностей прослеживается и для эвапоритов [Finetti, Morelli, 1973]. В северо-западной части бассейна средняя мощность эвапоритового слоя достигает примерно 2000 м; в южной части котловины она сокращается до 1000–1200 м. Вдоль материковых склонов Африки, Сардинии и Балеарских островов в узких вытянутых депрессиях мощность эвапоритовых отложений составляет 1400–2000 м.

Вблизи материкового склона Корсики, Сардинии и Балеарских островов мощность осадочной толщи сокращается, кровля фундамента поднимается и попадает в интервал глубин, доступный для изучения сейсмопрофилированием МОВ. Сейсмические исследования показали, что структуры Корсики, Сардинии и Балеарских островов продолжаются под чехлом плиоцен-четвертичных и верхнемиоценовых отложений довольно далеко, в область глубоководной котловины. Эти структуры погружаются в глубоководную котловину по системе крупных сбросов. Вдоль подножия материкового склона, как правило, располагаются узкие вытянутые депрессии, полностью выполненные плиоцен-четвертичными и эвапоритовыми отложениями. Хребты, отделяющие эти депрессии от глубоководной котловины, скрыты под плиоцен-четвертичными образованиями.

## СТРОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ ЧАСТИ КОРЫ

Сейсмические исследования глубинного строения земной коры сконцентрированы в северной половине котловины (см. рис. 1). Недалеко друг от друга располагаются профили, выполненные в разное время, различной аппаратурой и разными авторами. Это дает возможность составить более объективное представление о строении земной коры этого района. Все исследователи [J. Ewing, M. Ewing, 1959; Fahlquist, Hersey, 1969; Finetti, Morelli, 1973] указывают на большую мощность осадочного чехла (см. рис. 5). Кровля фундамента отождествляется здесь с сейсмической границей  $V_g = 6,2\text{--}6,6$  км/с, залегающей на глубине от 8 (профиль 5) до 11 км (профиль WA-6; см. рис. 5). По мнению Д. Фалквиста и Дж. Херси [Fahlquist, Hersey, 1969], глубоководная котловина Балеарского бассейна характеризуется очень тонкой кристаллической частью коры мощностью всего 3 км на профиле 195 и 5,5 км на профиле 5. Подошву земной коры они отождествляют с границей со скоростью 7,7–7,8 км/с. Почему эта граница принята за кровлю мантии, неясно, никакого обоснования не приводится. Утверждение, что гравитационное поле не противоречит выводам об аномально тонкой коре, также не очень убедительно. Укажем, что в Черном море аномалии Буге имеют такие же значения при глубине моря на 1 км меньше и мощности земной коры 22–25 км.

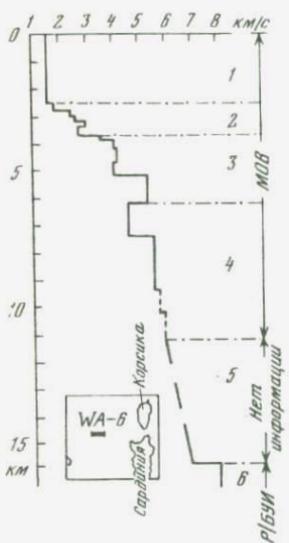
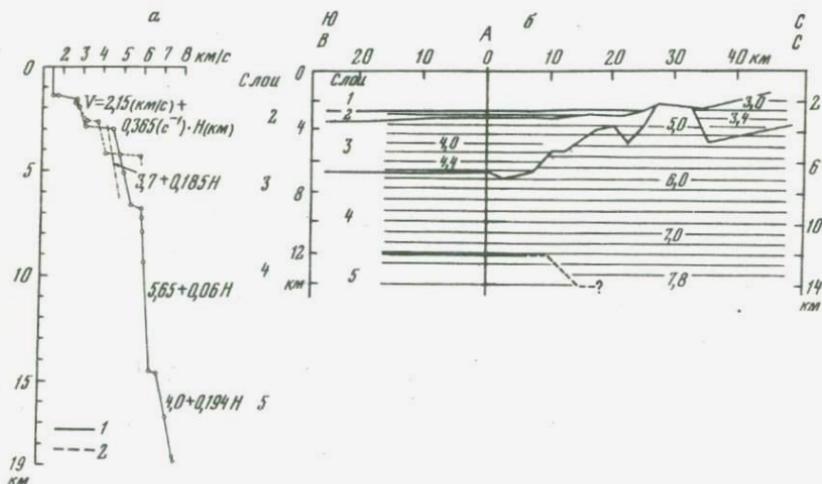


Рис. 18. График  $V(H)$ ; профиль ГСЗ WA-6 [Finetti, Morelli, 1973]; Балеарское море  
 1 - вода; 2 - плиоцен-четвертичные осадки; 3 - эвапориты; 4 - доевапориты; 5 - нижний слой кристаллической коры; 6 - мантия (?)

Рис. 19. Профиль ГСЗ Анна-III [Hinz, 1972]. Южно-Балеарское море

*a* - график  $V(H)$ : 1 - для точки В, 2 - для точки А; *b* - сейсмический разрез: цифры обозначают величины скоростей (км/с)



В этом же районе проведены исследования ГСЗ с радиобуем по новой методике непрерывного прослеживания волнового поля (профиль WA-6) [Finetti, Morelli, 1973]. По материалам этого профиля опубликована скоростная кривая только для интервала глубже границы Мохоровичича (рис. 18). Данные о скоростных характеристиках земной коры не приводятся: видимо, они не получены. На этом профиле граница Мохоровичича залегает, по мнению И. Финетти, К. Морелли, на глубине 16 км, т.е. на 4 км глубже, чем на соседнем профиле 195, расположенному ближе к границе котловины, где мощность земной коры должна быть больше. Другое противоречие заключается в том, что на профиле WA-6 кровля верхней мантии характеризуется нормальной скоростью 8,2 км/с, в то

время как на профилях, выполненных Д. Фалквистом, получены аномально низкие значения скорости (7,7–7,8 км/с). Положение границы Мохоровичча на профиле WA-6 не согласуется и с сейсмологическими данными. По мнению М. Берри и Л. Кнопова [Веггу, Клоропфф, 1967], сейсмическая граница с  $V_g = 7,7$ – $7,8$  км/с является внутрикоровой, а мантия залегает значительно глубже, на отметках  $-25 \pm -30$  км.

В южной половине глубоководной котловины информация о строении кристаллической части земной коры получена на профиле 194 [Fahlquist, Hersey, 1969], расположенным между южной оконечностью Сардинии и Балеарскими островами (см. рис. 5). Здесь зарегистрированы волны от двух границ раздела осадочной толщи ( $V_g = 3,6$  и  $5,2$  км/с) и границы с  $V_g = 7,2$  км/с. Если сейсмическую границу с  $V_g = 5,2$  км/с принять за кровлю фундамента, то разрез земной коры будет подобен рассмотренному выше для северной половины котловины. В этом случае фундамент и граница Конрада залегают примерно на одинаковых глубинах (8,8 и 11,5 км соответственно), как и в северной половине котловины. Существенное различие заключается в более низких значениях скоростей для южной части котловины. На севере эти границы характеризуются граничными скоростями: фундамент 6,2–6,6 км/с; граница Конрада 7,7–7,8 км/с (напомним, что Д. Фалквист и Дж. Херси сейсмическую границу с  $V_g = 7,7$ – $7,8$  км/с относят к кровле мантии).

В южной половине котловины величина скорости в слое с  $V_g = 5,2$  км/с не столь высокая, чтобы она могла служить весомым доказательством принадлежности его к кристаллической части коры, т.е. к фундаменту. Такие значения скоростей встречаются и в осадочных карбонатных отложениях. Основанием для отнесения сейсмического слоя с  $V_g = 5,2$  км/с к фундаменту послужило, с одной стороны, удивительно однотипное строение осадочного чехла по всей акватории глубоководной котловины, с другой – относительно однородное гравитационное поле [Finetti, Morelli, 1973], свидетельствующее о том, что основные сейсмические границы в земной коре залегают примерно на одном уровне.

Между Балеарскими островами и Алжиром на профиле ГСЗ Анна-III регистрация сейсмических волн выполнена в одной точке; получены две расходящиеся ветви гидографов. Южный гидограф имеет длину 100 км, северный – 50 км. Сейсмогеологические условия для обеих частей профиля резко различны: южная часть профиля находится в области абиссальной равнины, северная – в сложно построенной переходной зоне материкового склона. Поэтому оба гидографа должны рассматриваться как одиночные, по которым трудно судить о реальном сейсмическом разрезе.

По материалам этих профилей К. Хинц [Hinz, 1972] построил полный разрез земной коры. Для южной части профиля мощность осадочного чехла оценивается величиной 4500–5000 м, кристаллической части коры – 7000–8000 м. При этом слой со скоростями 6,7–7,3 км/с он отождествляет с кровлей мантии (рис. 19). Маловероятно, чтобы породы верхней мантии имели такую аномаль-

но низкую скорость. Очевидно, эта граница является внутрикоровой, а граница Мохоровичича залегает глубже.

На северной части профиля в области материкового склона форма гидографа очень сложная. К. Хинц считает, что гидограф отражает сложную морфологию кровли фундамента. Диапазон изменения сейсмических скоростей в фундаменте теоретической модели очень широк — от 4,8 до 7,8 км/с. Несмотря на это, хорошего соответствия теоретического гидографа экспериментальному добиться не удалось, различия между ними довольно существенные.

Между о-вом Ивиса и Африкой на профиле 198 [Fahlquist, Hersey, 1969] получена встречная система наблюдений. Зарегистрирована преломленная волна от кровли фундамента с  $V_g = 6,8$  км/с. По данным Д. Фалквиста, она залегает на глубине 5,0–5,5 км ниже дна моря (см. рис. 5). В осадочном чехле он выделил три границы с  $V_g = 3,5, 4,3$  и  $5,6$  км/с. Граница с  $V_g = 4,3$  км/с является подошвой верхнего горизонтальнослоистого слоя плиоцен–четвертичных отложений и залегает на глубине 0,6–1,0 км под дном моря. Волна с  $V_g = 3,5$  км/с выделена Д. Фалквистом только во вторых вступлениях. По данным сейсмопрофилирования и ГСЗ [Finetti, Morelli, 1973; Morelli, 1975] в этом районе между границами с  $V_g = 4,3$  и  $5,5$  км/с имеется мощный слой соли. Если принять средние скорости до подошвы эвапоритового слоя  $\bar{V} = 4,0$  км/с, а до кровли фундамента ( $V_g = 6,8$  км/с) — 4,5 км/с, то эти границы будут залегать на глубинах соответственно 1,9–2,4 и 3,6–4,5 км относительно дна. Эти глубины на 1,0–1,5 км меньше тех, которые приводят в своей работе Д. Фалквист и Дж. Херси [Fahlquist, Hersey, 1969].

Сравнительно высокие скорости ( $V_g = 5,6$  км/с) в слое, подстилающем эвапориты, указывают на то, что в этом районе неогеновые отложения если и залегают на осадочном комплексе, то значительно преобразованном процессами метаморфизма или магматизма. Этот слой, очевидно, не следует относить к осадочному чехлу.

Приведенный выше анализ сейсмических данных показывает, что наиболее слабо изучена нижняя часть земной коры. Ни на одном профиле ГСЗ в пределах акватории не получены надежные данные о скоростных характеристиках и глубине залегания верхней мантии. Как было показано выше, границы, которые принимались за раздел кора–мантия, были недостаточно обоснованы. Учитывая другие геофизические данные, их можно и следует отнести к внутрикоровым с соответствующей аргументацией.

Из всей имеющейся геофизической информации о строении земной коры и верхней мантии наиболее трудно согласовать результаты сейсмических исследований, полученных в прибрежном районе р. Ронь, прилегающем к Лионскому заливу [Sapin, Hirn, 1974], с сейсмологическими данными по акватории Западного Средиземноморья. По данным М. Салина и А. Хирна, в грабене р. Ронь около побережья мощность земной коры сокращается до 22–25 км с предполагаемым последующим уменьшением мощности в сторону

моря. Исходя из этих данных в глубоководной котловине мощность должна быть по крайней мере не больше указанных величин. Этому выводу вроде бы имеется подтверждение: на профиле WA-6 границы Мохоровичича, по данным И. Финетти и К. Морелли [Finetti, Morelli, 1973], залегает на глубине примерно 16 км. Однако по данным сейсмологии мощность земной коры в Алжиро-Прованском бассейне составляет около 25–30 км. Этому выводу не противоречат ни данные ГСЗ Д. Фалквиста и Дж. Херси [Fahlquist, Hersey, 1969], если границу с  $V_g = 7,7$ –7,8 км/с считать внутрикоровой, ни данные гравиметрии. По-видимому, следует предположить, что реальные мощности земной коры в районе долины р. Рони должны быть несколько больше, примерно 25–30 км, тогда противоречия с данными сейсмологии и ГСЗ снимаются.

Таким образом, более реальной сейсмической моделью строения земной коры глубоководной котловины Алжиро-Прованского бассейна является кора субконтинентального типа: мощный осадочный чехол (6–8 км), наличие в верхней части кристаллической коры слоя со скоростями 5,0–6,0 км/с, относительно большая общая мощность коры (25–30 км). Кристаллическая часть коры должна быть достаточно прочной, а следовательно, и мощной, чтобы служить в качестве жесткого основания для осадочного чехла большой мощности, сохранившего почти горизонтальное залегание на огромной площади бассейна в течение длительного интервала времени (не менее 20–30 млн. лет).

## ТИРРЕНСКОЕ МОРЕ

Тирренское море четко разделяется на две существенно различные части: северную, относительно мелководную, и южную, глубоководную. Собственно глубоководная котловина, ограниченная изобатами 2600–3000 м, занимает небольшую площадь между Сардинией и Калабрией. По периферии котловины располагаются так называемые циркумтиренские глубокие впадины. От абиссальной области они отделены подводными грядами и хребтами, часто с действующими или потухшими вулканами (Понтийские, Эоловые и др.). Они служат естественными барьерами для терригенных осадков, поступающих со стороны суши. Вдоль Апеннинского полуострова и Сардинии эти впадины почти полностью засыпаны осадками и в рельфе дна выражены неотчетливо. В глубоководной части котловины располагаются крупные подводные горы; некоторые из них вулканического происхождения.

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Осадочный чехол глубоководной котловины Тирренского моря по данным непрерывного сейсмопрофилирования разделяется на два структурных этажа. Верхний структурный этаж характеризует-

ся исключительно тонкой слоистостью и практически горизонтальным залеганием. Нижний структурный этаж, очевидно, сильно дислоцирован, и на сейсмических разрезах его внутренняя структура не просматривается. Осадочная толща разбита на многочисленные блоки, очертания которых хорошо видны в современном рельефе дна. Подошву осадочного чехла удается выделить на некоторых сейсмических разрезах, выполненных по методике ОГТ, на которых получены графики изменения скорости прохождения сейсмических волн с глубиной  $V(H)$ , а также по данным глубинного сейсмического зондирования ГСЗ (по скоростным характеристикам).

В абиссальной области Тирренского моря пробурены две глубоководные скважины [Ryan et al., 1973]. Скважина 132, расположенная в западной части глубоководной котловины, не вышла из отложений верхнего слоистого структурного этажа осадочной толщи. Она вскрыла полный разрез плиоцен–четвертичных отложений и на глубине 188 м вошла в верхнемиоценовые эвапоритовые осадки. В восточной части глубоководной котловины скв. 373 прошла весь верхний структурный этаж и вошла в подстилающие отложения. Верхний структурный этаж осадочной толщи мощностью около 300 м представлен верхнемиоцен–четвертичными отложениями. Ниже залегает слой вулканической брекции с базальтовыми прослойями. Вскрытый скважиной вулканогенный слой, по-видимому, не имеет повсеместного распространения. По данным бурения опорная сейсмическая граница М в верхнем структурном этаже осадочной толщи соответствует эрозионной поверхности верхнемиоценовых эвапоритовых отложений. Мощность плиоцен–четвертичных отложений в скв. 132 составляет 188 м, в скв. 373 – около 270 м. Четвертичные осадки представлены глинистыми илами с пепловыми прослойками, плиоценовые – фораминиферовыми наннопланктонными илами.

На сейсмических разрезах, выполненных около скважин, плиоцен–четвертичные отложения разделяются на два слоя. Верхний слой (четвертичные осадки) характеризуется тонкой горизонтальной слоистостью. Отдельные границы раздела прослеживаются на большом расстоянии. В этой части разреза встречаются отложения крупных подводных обвалов [Sell, Fabbri, 1971].

В нижнем слое (представленном в основном плиоценовыми отложениями) прослеживаемость границ быстро уменьшается с глубиной. Большую часть второго слоя в абиссальной области слагают сейсмически "прозрачные" отложения (рис. 20, см. вкл.). Примечательной особенностью плиоценовых отложений является то, что во многих местах абиссальной области они внедрены в верхнюю слоистую толщу четвертичных осадков в виде небольших куполо-подобных тел. В некоторых местах отложения нижнего слоя прорываются верхний слой насквозь, иногда включая в себя отдельные блоки, не нарушая их слоистой структуры.

Максимальные мощности плиоцен–четвертичных отложений приурочены к депрессиям подводных гор в абиссальной области (около 1,1 км) и к циркумтиренским впадинам (до 2–3 км). На склонах подводных гор и на материковом склоне плиоцен–четвер-

тичные отложения выклиниваются. В абиссальной области мощность верхнего структурного этажа осадочной толщи составляет обычно 0,2–0,3 км.

В большинстве случаев опорная сейсмическая граница M (кровля верхнемиоценовых отложений) и поверхность акустического фундамента (второго структурного этажа) практически сливаются друг с другом на сейсмических разрезах. Лишь в локальных впадинах, где верхнемиоценовые отложения имеют достаточную мощность, эти две опорные сейсмические границы регистрируются раздельно. Западный склон Сардинской циркумтиренской впадины прорезает каньон, обнажая разрез плиоцен–четвертичных отложений. С бортов этого каньона подняты нижнеплиоценовые серые, плотные песчаники и глинистые мергели, среднеплиоценовые конгломераты, верхнеплиоцен–плейстоценовые голубоватые и зеленоватые карбонатные породы и глины [Sellii, Fabbri, 1971].

Хороший пример строения верхнего структурного этажа осадочной толщи в циркумтиренской впадине представляет разрез между островами Корсика и Пьяносса. Узкая глубокая депрессия выполнена мощной слоистой осадочной толщей. По мнению Р. Габина [Gabin, 1972], мощность миоцен–четвертичных отложений в этой впадине достигает 4 км. Нижнюю часть осадочной толщи слагает обломочная терригенная морская серия бурдигальского возраста, которая обнажается на о-ве Пьяносса. Мощность только этой серии оценивается в 2 км.

Верхний структурный этаж всей северной части Тирренского моря разбит многочисленными нарушениями. Амплитуда смещения плиоценовых отложений в окрестности о-ва Пьяносса достигает 100 м. Неаполитанский и Пощуольский эзивы занимают впадину, выполненную плиоцен–четвертичной толщей мощностью более 1 км. В осадочном чехле имеются прослои туфов и пирокластических отложений, внедрения вулканических и магматических тел [Finetti, Morelli, 1974b].

Во впадине Джойса, расположенной в юго–восточной части Тирренского моря, каньон Стромболи прорезает четыре слоя плиоцен–четвертичный осадочной толщи (см. рис. 20). Верхний тонкослоистый слой мощностью 200–250 м представлен четвертичными глинисто–карбонатными илами [Sellii, Fabbri, 1971]. Ниже залегают мергели верхнего и среднего плиоцена с прослойми вулканогенно–осадочных отложений. Третий слой характеризуется слоистой текстурой, из него подняты образцы вулкано–гравелитовых пород. Нижний слой имеет слабо выраженную слоистость; он представлен пирокластическими породами с включениями магматических и метаморфических разностей. На сейсмических разрезах видны фашиальные переходы и взаимные проникновения. По направлению к Сицилии полностью исчезают однородные, сейсмически прозрачные слои.

Данных о строении второго структурного этажа осадочной толщи значительно меньше. В глубоководной котловине восточнее вулкана Бавилова по данным ГСЗ под тонким слоем плиоцен–четвер-

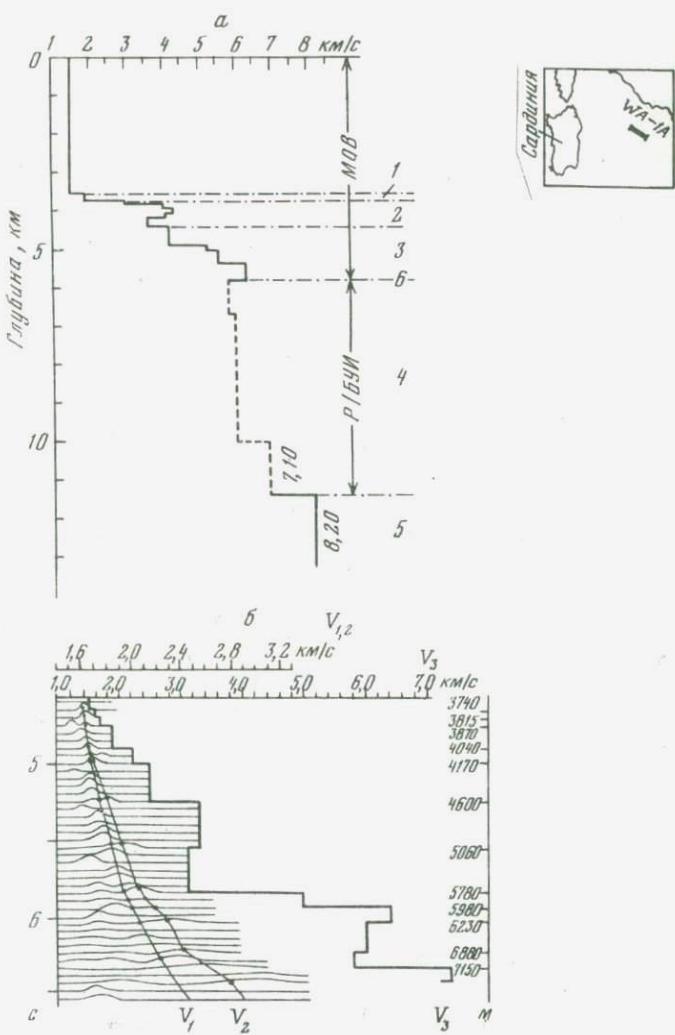


Рис. 21. Графики скоростей  $V(H)$  для Тирренского моря

*a* — профиль WA-1A [Carrozzo et al., 1974];  $V_{пл}(H)$ :

1 — плиоцен-четвертичные отложения; 2 — эвапориты; 3 — доэвапоритовые отложения; 4 — кристаллическая часть коры; 5 — мантия (?);  
б — акустический фундамент

*b* — профиль MS-61:  $V_1$  — эффективная скорость по данным ОГТ с коррекцией за промежуточные границы;  $V_2$  — то же, без коррекции;  
 $V_3$  — интервальные скорости

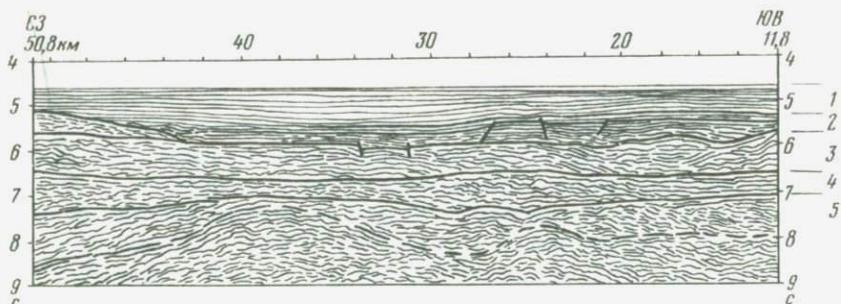


Рис. 22. Сейсмический разрез MOB MS-61. Тирренское море [Carrozzo et al., 1974]. Геологическая интерпретация М. Карроцо:

1 – плиоцен-четвертичные отложения; 2 – эвапориты; 3 – дозвапитовые отложения; 4 – нижний слой коры; 5 – верхняя мантия. По данным совместного анализа графика скоростей и сейсмического разреза слой 3 следует отнести к фундаменту, а слой 5 – к нижней части коры

тических отложений мощностью 0,6 км залегают отложения второго структурного этажа осадочной толщи мощностью 1,2–1,4 км, характеризующиеся скоростями 4,0 км/с [Москаленко, 1967]. В юго-западной части глубоководной котловины на профиле ГСЗ 193 [Fahlquist, Herscu; 1969] мощность всего осадочного чехла оценивается величиной 2,2 км (см. рис. 5). Ниже залегают породы со скоростями 6,96–7,28 км/с, которые Д. Фалквист отнес к кристаллическому фундаменту. Здесь в осадочной толще выделяются также два слоя: верхний, низкоскоростной, мощностью 0,2 км (плиоцен-четвертичные осадки) и нижний со скоростью 4,0 км/с и мощностью около 2000 м. Граница со скоростью 4,0 км/с на обоих профилях может соответствовать кровле эвапоритовых отложений верхнего миоцена.

В северной части глубоководной котловины выполнены два профиля MOB ОГТ непрерывного сейсмопрофилирования (MS-61 и MS-62) [Carrozzo et al., 1974]. В трех точках профиля MS-61 примерно через 30–40 км выполнены работы ГСЗ (WA-1, WA-2), на которых получены непрерывные гидографы. По материалам этих сейсмических исследований зарубежными учеными опубликованы существенно различные модели строения верхней части земной коры [Carrozzo et al., 1974; Finetti, Morelli, 1973]. По данным И. Финетти и К. Морелли, общая мощность осадочного чехла составляет около 2300 м, по определениям М. Карроцо и соавторов, – 3500–5000 м.

Прежде всего отметим, что ни разрез И. Финетти и К. Морелли, ни разрез М. Карроцо не согласуются с их же геологической интерпретацией сейсмических разрезов ОГТ MS-61 и MS-62. Кровля эвапоритовой толщи и кровля фундамента отождествлены с другими отражающими горизонтами. Они придали большой геологический смысл небольшим изменениям пластовых скоростей. Так, слой эва-

поритов ими выделен по незначительному увеличению скорости, по величине меньшей, чем точность графика  $V(H)$ . Учитывая, что этим сейсмическим материалам придается исключительно важное значение при обосновании строения земной коры в глубоководной впадине, рассмотрим их более подробно.

На графике изменения средней скорости с глубиной (рис. 21), полученном по данным ОГТ, выделяются три интервала с различными градиентами скоростей. В первом интервале, от дна моря до глубины 4,2 км, скорость нарастает от 1,60 до 1,67 км/с ( $t_0 = 4,6-5,0$  с), что соответствует пластовой скорости примерно 2,5 км/с. На сейсмических разрезах ОГТ этот интервал представлен тонкослоистыми плиоцен-четвертичными осадками (рис. 22). На втором интервале разреза, от глубины 4,2 до 5,6-5,8 км, средняя скорость увеличивается от 1,67 до 1,98 км/с ( $t_0 = 5,0-5,85$  с). Пластовая скорость для второго интервала равна 3,4 км/с. Второй интервал включает нижнюю часть тонкослоистой толщи и часть подстилающей, нарушенной сбросами, но имеющей достаточно явные признаки слоистости. Третий интервал ( $t_0 = 5,85-6,30$  с, диапазон глубин 5,6-7,0 км) характеризуется еще более высокими скоростями. Средняя скорость увеличивается с 1,98 до 2,21 км/с. Расчетная пластовая скорость для этой части разреза резко отличается от вышележащих слоев и равна примерно 6,0 км/с. Данный интервал разреза следует отнести к фундаменту. На разрезах ОГТ третий интервал характеризуется присутствием большого количества дифрагированных волн, свидетельствующих о сложном, сильно нарушенном строении толщи. Из анализа графика скоростей следует, что суммарная мощность осадочного чехла составляет около 2,1-2,2 км. Такие же значения мощности осадочного чехла получили И. Финетти и К. Морелли [Finetti, Morelli, 1973].

Привязывая данные ГСЗ к разрезам ОГТ по  $t_0$  видно, что кровле фундамента соответствует волна со скоростью 4,8 км/с. Глубина залегания этой границы, вычисленная по данным ГСЗ (5,5-5,7 км), совпадает с данными ОГТ (5,6 км). Волна с  $V_K = 2,3$  км/с соответствует подошве плиоцен-четвертичных отложений. Ниже залегает слоистая ненарушенная осадочная толща верхнемиоценовых, по-видимому, эвапоритовых отложений с более высокими скоростями. Граница с  $V_K = 3,8$  км/с, очевидно, является кровлей третьего осадочного (доэвапоритового) слоя небольшой мощности, дислоцированного вместе с фундаментом. Граница с  $V_K = 3,80$  км/с соответствует подошве всей горизонтальнослойстой осадочной толщи, выполняющей отрицательные формы рельефа древней не только дислоцированной, но, по-видимому, и эродированной поверхности.

Такая интерпретация согласуется с данными буровой скв. 132 [Ryan et al., 1973], в которой верхнемиоценовые отложения вскрыты именно в нижней части слоистой горизонтально залегающей толщи. М. Карроццо показал эвапориты гораздо глубже, в интервале дислоцированных отложений. Тип сейсмической записи нижней части слоистой толщи (границы М и нижележащих отложений) в районе скв. 132 и на профилях MS-61 и MS-62 одинаковый; это яв-

ляется еще одним основанием для предположения о том, что верхнемиоценовые отложения, возможно эвапориты, присутствуют выше дислоцированной поверхности, т.е. в низах тонкослоистой осадочной толщи.

Таким образом, осадочный чехол в глубоководной котловине Тирренского моря имеет сравнительно небольшую мощность (2000–2500 м) и состоит из двух структурных этажей. Верхний, горизонтальнослоистый этаж включает верхнемиоценовые и плиоцен–четвертичные отложения. Нижний, структурный этаж осадочной толщи, дислоцированный многочисленными нарушениями, в литературе носит обобщенное название "доэвапоритовые отложения". Вероятнее всего, он представлен в основном миоценовыми образованиями. На сейсмических разрезах акустический фундамент соответствует в данном случае кровле доэвапоритовых отложений. Более точно о стратиграфическом объеме доэвапоритовых отложений можно судить по возрасту пород, слагающих фундамент. Известно, что в палеогене с территории, занятой современным Тирренским морем, сносился материал разрушения кристаллических пород мезозойско–палеозойского возраста. Можно полагать (а в ряде мест это доказано драгированием склонов подводных гор), что дислоцированный фундамент представлен образованиями мезозойско–палеозойского возраста.

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По мнению И. Финетти, К. Морелли, М. Карроццо и др., глубоководная котловина Тирренского моря характеризуется чрезвычайно тонкой земной корой. Они считают, что граница Мохоровичича залегает на глубине всего 6–8 км [Carrozzo et al., 1974; Finetti, Morelli, 1973]. Нижний основной слой кристаллической коры, по данным И. Финетти и К. Морелли, составляет 1,4 км, по данным М. Карроццо, – 3–4 км.

Граница на разрезе ОГТ MS-61, принимаемая М. Карроццо за по-дошву земной коры, вероятнее всего, является внутрикоровой, например прослойем высокоскоростных интрузивных пород. В пользу такого предположения свидетельствует характер сейсмической записи под отражающей поверхностью, принятой М. Карроццо, И. Финетти и К. Морелли за кровлю мантии. Ниже этой границы регистрируется группа отражающих границ, которые отображают антиклинальную структуру размером около 30 км и амплитудой примерно 4,5 км. Трудно представить, чтобы верхняя мантия была такой слоистой средой, в которой столь отчетливо выделялись бы структуры, как это показано на разрезе ОГТ MS-61. Природу сейсмической границы со скоростями, характерными для границы Мохоровичича, необходимо связывать с присутствием вулканических покровов. Выше указывалось, что в глубоководной котловине широко распространены подводные вулканы. Мелкомозаичный характер магнитного поля также свидетельствует о широком развитии магматизма в глубоководной котловине. Ниже, на основе анализа данных

глубинного сейсмического зондирования в юго-восточной части глубоководной котловины будет показано, что наиболее вероятная мощность земной коры здесь не менее 20–25 км.

Юго-восточную часть глубоководной котловины пересекают два региональных профилей ГСЗ: Сицилия – Апеннинский полуостров, Липарские острова – п-ов Калабрия [Colombi et al., 1973; Morelli et al., 1975]. Пункты приема на побережье Тирренского моря имеют одностороннюю систему наблюдений и освещают строение земной коры только в области материкового склона, на удалении не более 60–70 км от берега. По гидографам рефрагированных волн  $P_g$  были рассчитаны графики изменения сейсмических скоростей с глубиной. Уверенные данные о скоростях получены до глубины около 6 км. От границы Мохоровичича зарегистрирована интенсивная отраженная волна  $P^M P$ . По материалам этих профилей наиболее уверенно можно судить о положении в разрезе изолинии скорости 6,0 км/с, примерно соответствующей кровле фундамента.

В прибрежном районе Апеннинского полуострова между городами Сан-Марко и Антавилла, а также в северной части Сицилии эта изолиния проходит на глубине около 4 км (рис. 23, А, см. вкл.). Изолиния скорости 7,0 км/с в районе северного побережья Сицилии залегает на глубине около 20 км, у побережья Апеннинского полуострова – 26–28 км, поднимаясь в сторону Тирренского моря. Изолиния скорости 8,1 км/с, соответствующая границе Мохоровичича, в Северной Сицилии располагается на глубине 36–38 км, на Апеннинском полуострове – более 40 км с подъемом в сторону моря. В 60 км от берега в области подножия материкового склона она поднимается примерно до отметки –30 км. Сейсмических данных о положении границы Мохоровичича непосредственно в юго-восточной части глубоководной котловины нет. О дальнейшем уменьшении мощности земной коры можно судить по увеличению аномального гравитационного поля в редукции Буге. В области материкового склона уменьшение мощности земной коры с 40 до 30 км привело к увеличению значений аномального поля. В направлении глубоководной впадины градиент гравитационного поля резко уменьшается. Сравнительно небольшое увеличение аномального поля на участке от подножия материкового склона до центральной глубоководной части моря указывает на то, что мощность земной коры существенно не уменьшается и не должна быть менее 20–25 км.

На профиле от Липарских островов до Калабрии получена более полная система наблюдений. На опубликованных гидографах взаимное расположение одних и тех же точек взрыва различно. Отклонения достигают 1,5–2,0 км. Такие отклонения, например, для точки  $X = 25$  км и времени прихода волны  $t = 5$  с приводят к ошибке вычисления скорости  $6,0 \pm 0,5$  км/с, а глубины залегания данной изолинии скоростей  $\pm 1,5$  км. Для более дальних точек гидографа ошибки увеличиваются.

Для нижней части разреза земной коры скоростные характеристики определялись методом подбора сейсмической модели среды, теоретические гидографы которой должны мало отличаться от наб-

Таблица 3

Редуцированное время распространения сейсмической волны на эпикентральное расстояние 50 и 100 км ( $t - x/6$ ), с

Район		50 км	100 км
Тирренское море – Липарские острова		1,9	0,6–0,2
Тирренское море – Калабрия (ст. 2 и 7)		1,8	0,9–1,0
Тирренское море – Сицилия		1,7	0,9
Тирренское море – Апеннины (Сан-Марко)		1,1	0,8
Тирренское море – Апеннины (Антиавилла)		0,8	1,0
Тирренское море – Апеннины (Сан-Андреа)		–	0,9
Северная Сицилия		1,7–3,0	3,1–3,6
О–в Панталлерия – о–в Сицилия		1,6	2,4–2,8
Калабрия – залив Таранто		1,9–3,1	3,6–3,7
Залив Таранто		2,5	5,0
П–ов Салентина – Адриатическое море		0,8–0,6	2,5
П–ов Салентина – залив Таранто		0,8–0,6	2,8–3,0

люденных. В большинстве случаев теоретические годографы не совпадают с наблюдеными. На отдельных участках различие достигает 1,5–2,0 с. Если учесть, что сама методика вычисления скоростных разрезов при наличии зон пониженных скоростей не дает единственного решения даже при идеальном совпадении, то такие расхождения указывают на существенное отличие принятой теоретической модели от реального разреза земной коры.

По данным К. Морелли и др. [Morelli et al., 1975], в центральной части п–ова Калабрия, отделяющего Тирренское море от глубоководной впадины Центрального бассейна, мощность земной коры достигает 40 км, и в направлении Тирренского моря она сокращается до 20 км (см. рис. 23, Б).

Закономерное увеличение времени прохождения сейсмических лучей с одинаковым эпикентральным расстоянием в западном направлении дает возможность сделать вывод, что мощность низкоскоростных пород и мощность земной коры в целом на п–ове Калабрия увеличивается по направлению к Тирренскому морю. Эта же закономерность видна и на годографе, построенном по приемным станциям п–ова Калабрия. В точках № 2–4 вблизи тирренского побережья время пробега волн увеличивается примерно на 2 с. На опубликованных разрезах в изолиниях скоростей [Morelli et al., 1975] наблюдается обратная картина: ступенчатый подъем границы Мохоровичича под западной частью Калабрии с глубины 40 до 30 км с последующим утонением коры в сторону Тирренского моря. Утонение земной коры в западной части Калабрии противоречит наблюдаемому волновому полю. До самого берега мощность

земной коры продолжает увеличиваться, и только в области материкового склона она быстро сокращается. На п-ове Калабрия все слои геологического разреза наклонены в восточном направлении. Возможно, что частично наблюдаемый эффект увеличения времени пробега сейсмических волн с одинаковым эпицентральным расстоянием связан с уменьшением скорости в западном направлении в слоях, выходящих на поверхность.

На профиле от Липарских островов до Калабрии гидографы характеризуются удивительной прямолинейностью. Если это действительно так, то от о-ва Аликуди до подножия материкового склона Калабрии земная кора сохраняет основные черты строения, в том числе и величину мощности (около 20–25 км).

Подводя итог анализу сейсмических данных по юго-восточной части глубоководной котловины Тирренского моря, можно утверждать, что мощность земной коры здесь не менее 20–25 км. Очевидно, примерно такую же мощность земная кора должна иметь во всей глубоководной котловине. Основную часть коры составляют кристаллические породы. Мощность осадочного чехла сравнительно небольшая – около 2000 м (табл. 3).

## АДРИАТИЧЕСКОЕ МОРЕ

Адриатическое море представляет собой глубокий асимметричный прогиб, который в северной части продолжается на сушу в район долины р. По. Северная часть впадины Адриатического моря почти полностью заполнена осадками.

### ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ

Осадочный чехол изучен достаточно детально методом непрерывного сейсмопрофилирования МОВ до мезозойских отложений включительно. Мощность осадочного чехла в долине р. По достигает примерно 15 км [Giese, Morelli, 1973]. В Венецианском заливе мощная моноклинальная толща осадочных отложений погружается в юго-восточном направлении (рис. 24). Мощность только плиоцен–четвертичных отложений в районе Венеции составляет около 1000 м, а в дельте р. По – более 3000 м [Finetti, 1972]. Накопление большой мощности плиоцен–четвертичных отложений связано с интенсивным погружением северной части Адриатического моря. За четвертичный период район Венеции опустился на 950 м, район дельты р. По – на 2000 м. Погружение сопровождается образованием разрывных нарушений. На сейсмических профилях обнаружены сбросы с амплитудой 200–320 м [Finetti, 1972]. П. Эльтер и др. [Elter et al., 1975] полагают, что в северной части Адриатического моря разрез осадочной толщи начинается триасовыми эвапоритами, залегающими на глубине около 10 км на кристаллическом фундаменте.

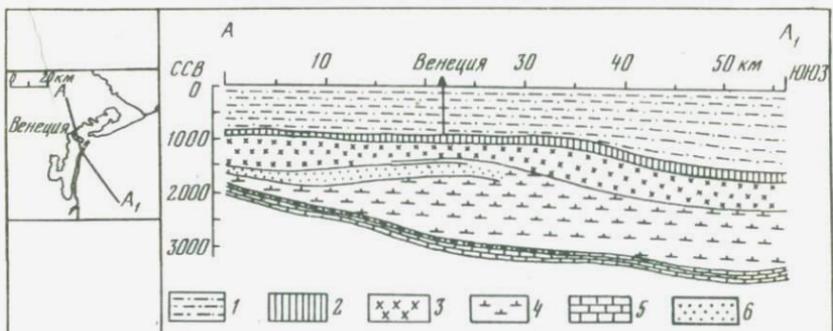


Рис. 24. Сейсмогеологический разрез через Венецианскую лагуну [Finetti, 1972]

Отложения: 1 – четвертичные (Q); 2 – плиоценовые ( $N_2$ ); 3 – среднемиоценовые ( $N_1^2$ ); 4 – эоцен-нижнемиоценовые ( $P_2 - N_1^1$ ); 5 – эоценмеловые ( $K - P_2$ ); 6 – песок

Судя по хаотическому нагромождению блоков с разнонаправленной слоистостью, в центральной части моря, между Южной и Северной котловинами, в толще плиоцен-четвертичных отложений значительную долю мощности (500–800 м) составляют аллохтонные образования.

Для Южной котловины Адриатического моря сейсмостратотипом разреза осадочной толщи может служить профиль MS-30 [Finetti, Morelli, 1972a]. На нем четко прослеживаются две опорные границы, обозначенные И. Финетти и К. Морелли буквами А и К (рис. 25). Они разделяют разрез на три толщи. Верхняя тонкослоистая, с четкими, хорошо прослеживаемыми через всю котловину границами имеет мощность от 1000 до 3500 м. Средняя толща, заключенная между границами А и К, характеризуется гораздо меньшей четкостью записи слоистости. На западной половине профиля от верхней части среднего слоя регистрируется большое количество дифрагированных волн. Мощность этого слоя увеличивается в направлении побережья Албании от 3000 до 8500 м. Средняя толща характеризуется высокой пластовой скоростью (около 5,5–6,0 км/с). В нижней толще осадочных отложений слоистость выражена еще слабее, однако на некоторых участках профиля отражающие горизонты выделяются достаточно уверенно.

И. Финетти и К. Морелли отнесли верхнюю слоистую толщу к плиоцен-четвертичным отложениям, среднюю – к третичным, нижнюю – к мезозойским. Такая интерпретация сейсмического разреза не согласуется с геологическим строением окружающей суши и со скоростными характеристиками пород на разрезе.

В районе албанского щельфа, в точке 600 профиля MS-30 получен график изменения средней скорости  $\bar{V}(H)$  с глубиной, на котором выделяются два характерных излома: первый на времени около 1,0 с, второй – на 3,0 с. Второй скачок градиента скорости со-

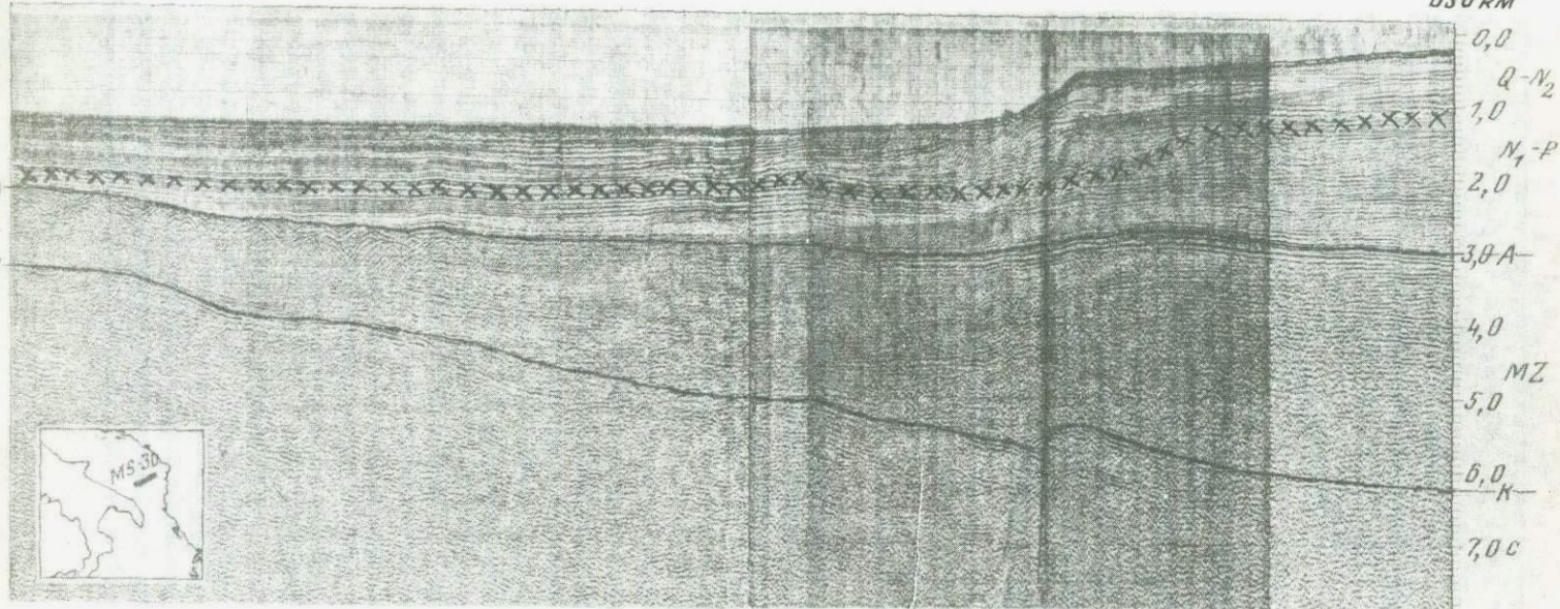


Рис. 25. Сейсмический разрез МОВ MS-30 [Finetti, Morelli, 1973] через южную котловину Адриатического моря. Границу А И. Финетти и К. Морелли относят к подошве плиоценовых отложений, а границу К – к кровле мезозоя. Крестами показано более вероятное положение подошвы плиоцена. Кровле мезозоя при такой интерпретации соответствует граница А

отвечает отражающему горизонту А. До первой точки излома графика  $\bar{V}(H)$  средняя скорость изменяется от 1,65 до 1,85 км/с; между первой и второй точками излома – от 2,5 до 4,0 км/с; ниже второй точки излома (горизонт А) скорость резко увеличивается до 5,5–6,0 км/с. Высокие значения скоростей под границей А указывают на то, что ниже ее залегают, по всей вероятности, не третичные, а мезозойские породы, высокоскоростной карбонатный комплекс, вскрытый скважинами вдоль адриатического побережья в Югославии [Dragasevic, 1969]. На Апеннинском полуострове, на Апулийской платформе на дневную поверхность выходят меловые отложения. Лишь на побережье и в области шельфа они перекрыты плиоцен–четвертичными отложениями, т.е. здесь нет мощного, как показывают на разрезе И. Финетти и К. Морелли, третичного комплекса. Здесь граница А, очевидно, является кровлей мезозоя.

Таким образом, верхняя слоистая осадочная толща над границей А включает отложения плиоцен–четвертичного и третичного возраста. Граница между ними на албанском шельфе отбивается по первому излому графика  $\bar{V}(H)$  и соответствует группе четких отражающих границ, которые с разной степенью уверенности можно проследить до западного побережья (см. рис. 25). При такой интерпретации разреза мощность плиоцен–четвертичных отложений в Южной котловине Адриатического моря колеблется в пределах 700–1000 м. Мощный третичный комплекс на албанском шельфе (3500–3000 м) сокращается в котловине до 1200–1400 м, а около итальянского побережья почти полностью выклинивается.

Природа границы К не совсем ясна. Это может быть или кровля палеозоя, или кровля обломочного комплекса пород триаса–палеозоя, широко представленного в Динаридах.

В Дринский залив из Албании продолжается глубокий Предадриатический прогиб, в котором мощность только четвертичных отложений достигает 2500 м. Вдоль оси прогиба мощность плиоцен–четвертичного комплекса достигает 6000 м [Proceedings..., 1974]. Сейсмические границы на западном борту Дринского прогиба образуют структуру типа "конского хвоста".

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Вдоль побережья Югославии пробурена серия глубоких скважин [Dragasevic, 1969]. Для каждой скважины получен график изменения скорости распространения сейсмических волн с глубиной (рис. 26). Отмечается закономерное распределение более высоких скоростных характеристик разреза на побережье Адриатического моря по сравнению с центральными районами Динарид. Это связано с тем, что мощность мезозойского карбонатного комплекса, характеризующегося  $V_{\text{пл}} = 4,8–6,4$  км/с, в направлении побережья увеличивается до 1000 м. В Динаридах карбонатный комплекс значительно сокращается; его подстилает обломочная серия триас–палеозойского возраста с пониженными значениями скоростей ( $V_{\text{пл}} = 4,5–5,0$  км/с).

Через Динариды в районе Сплита и Дубровника с выходом в Адриатическое море выполнены два профиля ГСЗ (рис. 27). Подошва осадочного чехла погружается под центральную часть Динарид и около г. Ливно достигает глубины 17 км. Вдоль Адриатического побережья и под островами кровля фундамента залегает на глубине 8–12 км. Мощность земной коры сокращается по направлению к Адриатическому морю с 55 км (центральная часть Динарид) до 30–35 км (побережье). По мнению Т. Драгасевича, земная кора Динарид и района Гаргано (Италия) имеет однотипное строение и одинаковый характер изменения скоростного разреза с глубиной.

В бассейне р. По П. Гизе и К. Морелли [Giese et al., 1973] помещают границу Мохоровичича на глубину 30–35 км, П. Эльтер и др. [Elter et al., 1975] опускают ее до 50 км. По мнению П. Эльтера, мощность земной коры в северной части Адриатического моря не менее 40 000 м.

В южную часть Адриатического моря, в пролив Отранто, выходит региональный профиль ГСЗ Тирренское море – Калабрия – Отранто [Morelli et al., 1975]. На п-ове Салентина получена полная система гидографов от взрывов в проливе Отранто и в заливе Таранто. Мощность земной коры в районе п-ова Салентина оценивается примерно такой же величиной, что и в центральной части Адриатического моря (около 30 000 м; см. рис. 23, Б). Обнаружена слабая тенденция уменьшения мощности земной коры в направлении пролива Отранто. Основную часть земной коры составляют слои со скоростями 6,0–7,0 км/с.

На акватории Адриатического моря глубинное сейсмическое зондирование не проводилось, поэтому непосредственных сейсмических данных о глубине залегания кровли фундамента и границы Мохоровичича нет. Гравитационные аномалии в редукциях Фая и Буге имеют сравнительно небольшие размеры по площади, изменяются в небольших пределах и вряд ли связаны с колебаниями мощности земной коры.

## АФРИКАНО-СИЦИЛИЙСКИЙ РАЙОН

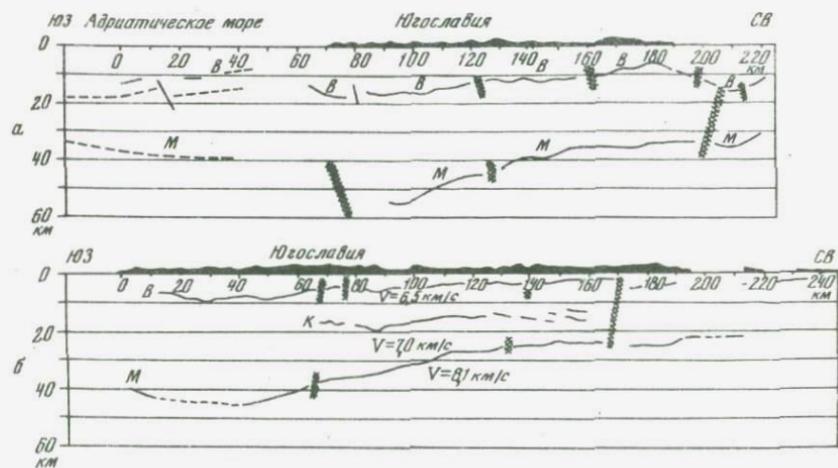
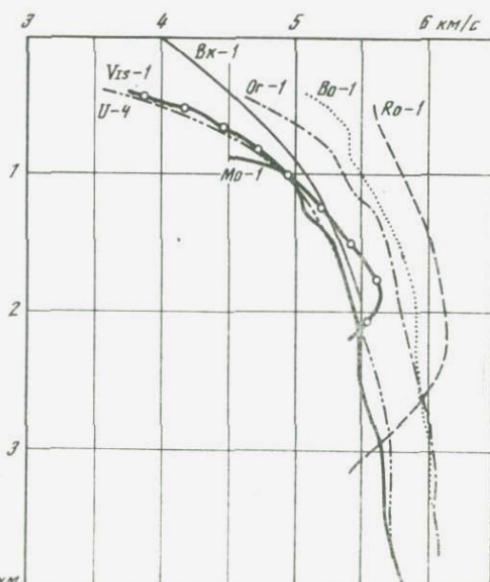
Рассматриваемая область включает обширную мелководную часть моря, расположенную между Тунисом и Ливией на юге, Сицилией и Сардинией на севере. В тектоническом плане этот район вместе с Сицилией представляет собой единый приподнятый блок по отношению к глубоководным котловинам Алжиро-Преванского бассейна, Тирренского и Ионического морей. Африкано-Сицилийский район часто называют порогом. Вместе с Апеннинским полуостровом и Сицилией он разделяет Средиземное море на две части: Западное и Восточное Средиземноморье.

В этом районе советскими экспедициями выполнен большой объем сейсмических исследований методом непрерывного сейсмопрофилирования [Москаленко и др., 1969; Маловицкий и др., 1975]. Детально изучена структура верхней части осадочной толщи, что

Рис. 26. Графики скоростей  $V(H)$  по данным скважин, пробуренных в Динаридах (Югославия) [Dragasevic, 1969]. Буквами и цифрами обозначены скважины, положение которых показано на рис. 1

Рис. 27. Сейсмические разрезы ГСЗ через Динариды (Югославия) с выходом в Адриатическое море [Dragasevic, 1969; Dragasevic, Andric, 1968]

*a* — профиль II; *b* — профиль III. В — кровля фундамента, К — граница Конрада, М — граница Мохоровичича. Штриховкой обозначены глубинные разломы



позволило составить более конкретное представление об особенностях ее строения. Ниже будет дана более развернутая характеристика строения осадочной толщи.

#### ОСАДОЧНАЯ ТОЛЩА

На сейсмических разрезах, привязанных к скважинам, пробуренным на сицилийском побережье, осадочная толща разделяется на три комплекса: плиоцен-четвертичный, третичный и мезозойский [Morelli, Gantar et al., 1975]. Наиболее четкой сейсмической гра-

ницей является подошва плиоцен–четвертичных отложений. На некоторых участках хорошо прослеживается кровля мезозоя. В отличие от других районов Средиземного моря осадочная толща характеризуется повышенными значениями скоростей. По данным ОГТ средняя пластовая скорость в плиоцен–четвертичных осадках составляет 2,0–3,0 км/с, в третичных – 3,0–4,5 км/с, в мезозойских – 5,5–6,2 км/с [Finetti, Morelli, 1972b].

### Плиоцен–четвертичные отложения

В плиоцен–четвертичное время на территории Африкано–Сицилийского района существовало несколько седиментационных бассейнов. Часть из них сохранилась до настоящего времени (впадина Джела, Мальтийский, Пантеллерийский грабены и др.), другие были разбиты на многочисленные блоки и приподняты (очевидно, в верхнем плеистоцене). На их месте образовались положительные формы: своды, поднятия, горсты, перекрытые мелководным морем. Различие в тектонической жизни отдельных частей Африкано–Сицилийского района в неоген–четвертичное время отразилось в строении осадочной толщи.

Строение плиоцен–четвертичных отложений и распределение их мощностей в значительной степени связано с морфологией доплиоценового и современного рельефа, а также с тектоническим режимом. Сейсмические исследования показали, что плиоцен–четвертичные отложения значительно сгладили первоначальный рельеф. Полностью или частично засыпаны многие впадины, расположенные вблизи источников сноса осадочного материала, значительно изменили свою морфологию и существующие ныне впадины, почти наполовину выполненные осадками преимущественно четвертичного возраста.

Мощность плиоцен–четвертичных отложений колеблется в широких пределах: в грабенах и во впадинах она достигает 800–1400 м, во впадине Джела даже более 2000 м, а на поднятиях и горстах сокращается до минимума [Москаленко, Евсюков, 1978].

Впадина Джела расположена к югу от Сицилии и представляет собой морское продолжение Южно–Сицилийского прогиба. От мальтийского грабена она отделена системой поднятий, вытянутых от Мальты в северо–западном направлении (рис. 28). По данным буровых скважин, мощность плиоцен–четвертичных отложений в районе Джела достигает около 2000 м. Они представлены аллювиальными отложениями. Большую мощность слагают подводно–оползневые отложения (около 800 м), состоящие из продуктов разрушения миоцен–четвертичных пород. Ось прогиба впадины находится в море и протягивается параллельно берегу вблизи подножия материкового склона.

Подошва плиоцен–четвертичных отложений погружается в сторону моря на большие глубины, мощности слоев верхнечетвертичных отложений значительно увеличиваются (см. рис. 28, профиль 11). По–видимому, максимальная мощность плиоцен–четвертичных отложений здесь более 2000 м. Между Мальтой и Сицилией их мощ-

пость сокращается до 700–800 м [Finetti, Morelli, 1972b; Morelli, 1975; Morelli, Ganter, Pisani, 1975].

В прибрежной области большую часть разреза слагают неслоистые отложения, которые, вероятно, сложены грубообломочным плохо сортированным материалом, продуктами абразии и оползней. На глубине около 100–150 и 250–300 м (ниже дна) прослеживаются два слоистых горизонта небольшой мощности. Напротив, на юго-западном склоне впадины Джела плиоцен–четвертичные отложения представлены слоистыми и тонкослоистыми осадками. Лишь в нижней части разреза залегает слой однородных слабослоистых отложений.

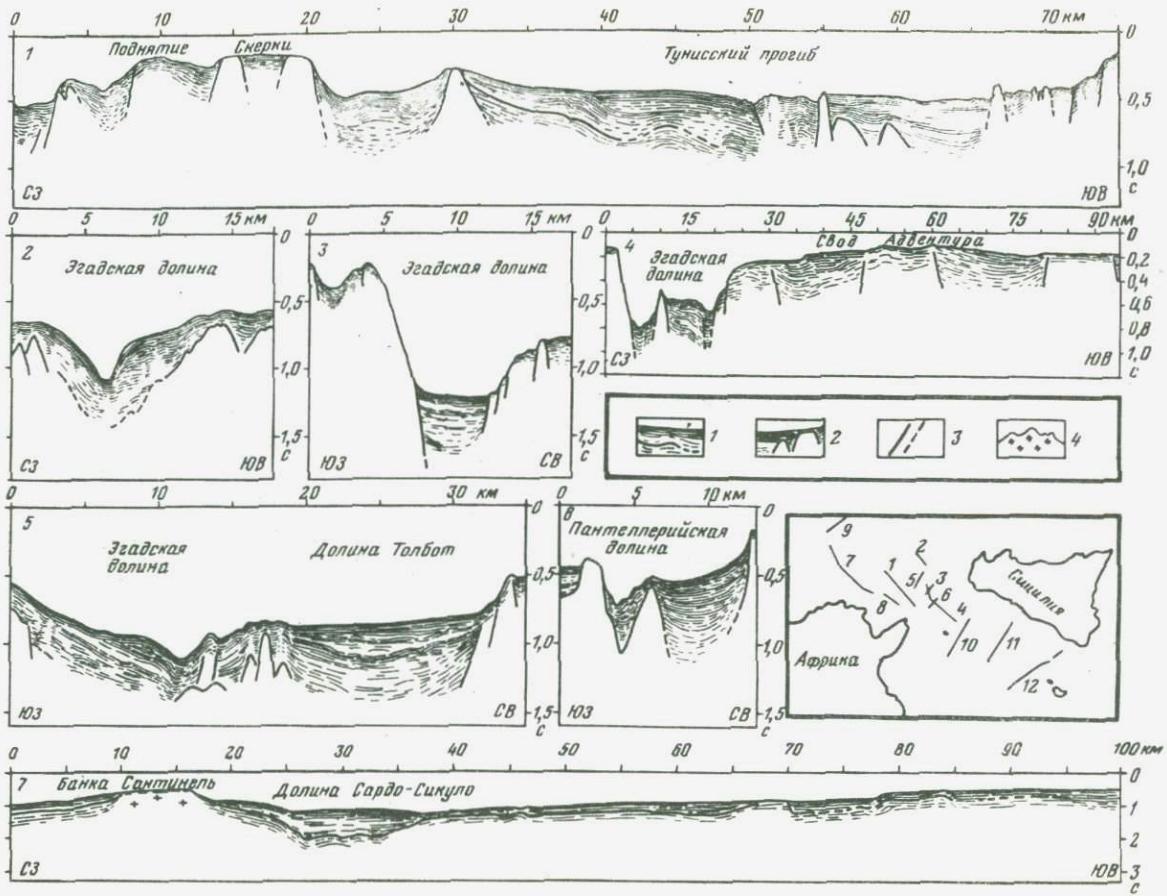
На сейсмических разрезах хорошо видно прислонение плиоцен–четвертичных отложений к приподнятым блокам. В средней части впадины Джела располагается молодое поднятие, которое деформировало плиоцен–четвертичные отложения, приподняв их на высоту около 150 м, т.е. вертикальные тектонические движения происходили здесь еще в позднечетвертичное время.

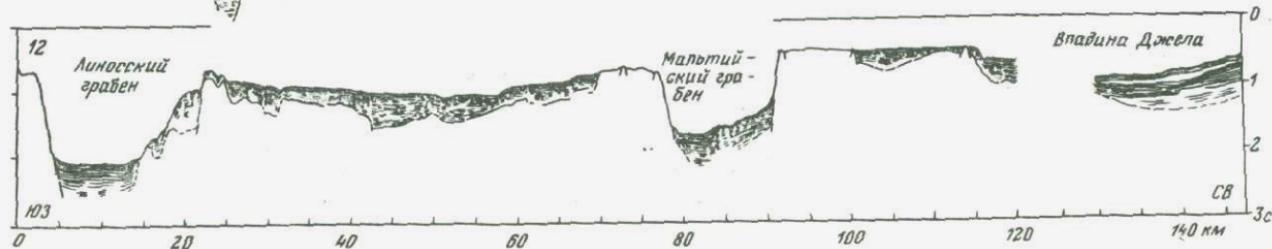
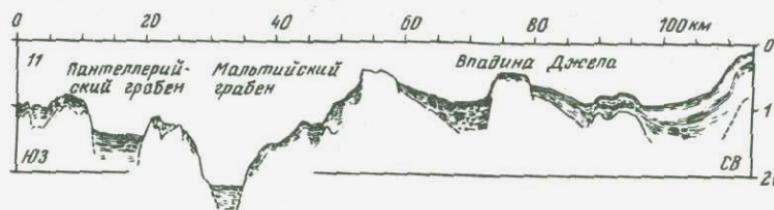
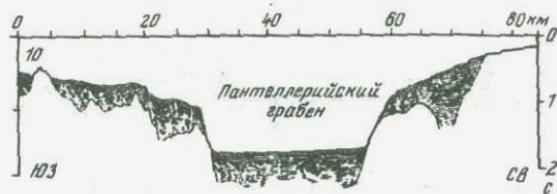
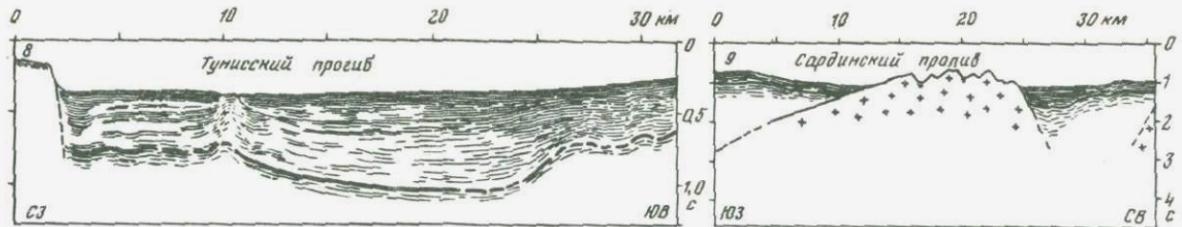
Мальтийский, Пантеллерийский и Линосский грабены являются крупнейшими структурами сбросового типа в Африкано-Сицилийском районе. Они протягиваются в северо-западном направлении и отделены друг от друга линейно-вытянутыми системами поднятий. Грабены представляют собой глубокие узкие впадины, почти наполовину засыпанные плиоцен–четвертичными осадками. В Мальтийском грабене установлена максимальная мощность плиоцен–четвертичных отложений – 1400 м (см. рис. 28, профиль 12). Следовательно, доплиоценовый рельеф в опущенных блоках, в грабенах, залегает на глубине 2,5–3,0 км. Верхняя часть плиоцен–четвертичных отложений характеризуется тонкой слоистостью и почти горизонтальным залеганием со слабым наклоном к центральной части грабенов.

Дно Мальтийского грабена и границы раздела осадочной толщи в целом наклонены к юго-западному борту. У подножия северо-восточного борта располагаются типичные оползневые образования. В верхней части разреза встречаются неправильные пологие гравитационные складки амплитудой до 20–50 м. Все эти признаки указывают на то, что основной объем осадочного материала в Мальтийский грабен поступал с севера, со стороны Сицилии. В толще плиоцен–четвертичных отложений, как и во впадине Джела, имеются прослои более тонкослоистых осадков. Возможно, накопление этих осадков в обоих районах обусловлено одними и теми же причинами, например, эвстатическими колебаниями уровня моря. На северо-западе, в районе свода Адвентура, Мальтийский грабен переходит в

Рис. 28. Сейсмические разрезы МОВ (1–12) плиоцен–четвертичных отложений Африкано-Сицилийского района; на врезке показано местоположение разрезов

1 — отражающие границы, жирная линия — подошва плиоцен–четвертичных отложений; 2 — структуры доплиоценовых отложений; 3 — предполагаемые нарушения; 4 — палеозойский массив





узкую депрессию, полностью засыпанную осадками; под чехлом плиоцен-четвертичных отложений она продолжается далее на северо-запад и соединяется с продолжением Пантеллерийского грабена.

В Пантеллерийском грабене в нижней части плиоцен-четвертичных отложений отчетливо видна небольшая дислоцированность осадков, обусловленная, по-видимому, гравитационным уплотнением. С глубиной осадки становятся более однородными и менее слоистыми. Вдоль основания юго-западного склона обнаружены структуры оползневого типа. В отличие от Мальтийского грабена в Пантеллерийском дно и границы напластования наклонены к северо-восточному борту.

В районе кажущегося слияния Мальтийского и Пантеллерийского грабенов, в центральной части Африкано-Сицилийского блока, строение плиоцен-четвертичных отложений указывает на изолированность этих двух осадочных бассейнов друг от друга по крайней мере в позднечетвертичное время. Уровень поверхности осадков Пантеллерийского грабена на 560 м выше, чем в Мальтийском. В Пантеллерийский грабен основной объем осадочного материала поступал с приафриканского района, со стороны свода Керкена.

Между Пантеллерийским грабеном и сводом Керкена располагается ряд небольших по площади, но довольно глубоких депрессий, почти полностью выполненных осадками. Мощность плиоцен-четвертичных отложений в них достигает 1350 м. Эти депрессии, очевидно, лежали на основном пути движения осадочного материала с приафриканского района и преграждали его поступление в Пантеллерийский грабен до тех пор, пока не были полностью засыпаны.

Линосский грабен замыкает эту цепочку депрессий. Он лишь частично заполнен осадками. Это, вероятно, связано с тем, что он отгорожен от свода Керкена небольшой грядой, которая не пропускала осадочный материал в грабен. У подножия северо-восточного склона депрессии располагаются оползневые структуры с характерной складчатостью.

Юго-восточнее Тунисского пролива находится глубокий прогиб Кап-Бон, полностью заполненный осадками и поэтому не выраженный в рельефе. Верхнюю часть разреза слагают в нем тонкослоистые отложения типа склоновых или конусов выноса. Общая мощность плиоцен-четвертичных отложений составляет примерно 500-800 м, а в отдельных местах и более. Осадки характеризуются однородной, тонкой, косой выклинивающейся слоистостью. По наклону слоистости отчетливо видно, что осадки сносились со стороны тунисского берега.

Осадочные бассейны центральной части Африкано-Сицилийского района отделены друг от друга линейно-вытянутыми поднятиями северо-западного профиля. На поднятиях, ограничивающих Мальтийский грабен, плиоцен-четвертичные отложения практически отсутствуют. Небольшие по мощности тела обнаружены в локальных углублениях. Как правило, углубления полностью выполнены осадками и вместе с доплиоценовым рельефом образуют единую выровненную поверхность (см. рис. 28, профиль 10).

Между горстом Калипсо и Линосским грабеном располагается довольно обширная приподнятая область, покрытая чехлом плиоцен-четвертичных отложений, мощностью 200–300 м, в центральной наиболее погруженной части – до 500 м. Осадки характеризуются тонкой слоистостью. Относительно большие мощности этих отложений свидетельствуют о продолжительном существовании условий, благоприятных для седиментации. Осадочные отложения разбиты большим количеством явно молодых нарушений верхнеплейстоценового или голоценового возраста. Однако они существенно не изменили структурный план этого участка. На северном склоне свода Керкена и на прилегающих к нему участках амплитуда позднеплейстоцен–голоценовых перемещений достигает 20–250 м. Преобладают пликативные дислокации.

В области поднятия Скерки, в долинах, ложбинах, понижениях между локальными поднятиями мощность плиоцен–четвертичных отложений увеличивается до 500–600 м и более (см. рис. 28, профиль 1). Они несогласно залегают на подстилающих отложениях, косо прилегают к склонам поднятий. В толще выделяется несколько горизонтов, различающихся характером слоистости. Нижний горизонт облекает в целом неровную поверхность подстилающих отложений; отчетливо видны мягкие пологие складки. Верхний горизонт залегает несогласно и представлен отложениями типа пролювия, отложениями турбидных потоков. Мощность этих отложений в прибрежных районах Туниса увеличивается до 150–180 м. Ими полностью выполнена срединная долина поднятия Скерки. В северо–западную часть Сардино–Тунисского пролива осадки выносятся через проливы Скерки, где образуют осадочные тела типа конусов выноса. Отложения типа пролювия и конусов выноса, как правило, тектонически не нарушены. Учитывая, что в данном районе тектонические движения были активны в плеистоцене [Геология..., 1973; Finetti, Morelli, 1975; Morelli, Ganter et al., 1975], накопление этих отложений следует отнести к верхнеплейстоцен–голоценовому времени.

Присицилийская мелководная область включает свод Адвентуры и район Эгадских островов, которые принадлежат к различным тектоническим зонам Сицилии. Свод Адвентура имеет сложное блоковое строение. Чехол плиоцен–четвертичных отложений выровнял его доплиоценовый рельеф (см. рис. 27, профиль 4). Во впадинах их мощность достигает 300 м и более, а на приподнятых блоках они почти или полностью отсутствуют. В области Эгадских островов плиоцен–четвертичные отложения слабо дислоцированы и залегают на более однородной подстилающей толще. Здесь также распространены отложения типа пролювия, которые приурочены к вытянутым депрессиям и создают почти плоскую поверхность дна.

Пантеллерийская и Эгадская долины огибают Западную Сицилию с прилегающими к ней сводом Адвентура и Эгадскими островами, соединяя Мальтийский и Пантеллерийский грабены с широтной депрессией Чефалю в Тирренском море. Она отделяет подводные структуры Туниса от Сицилии. Мощности плиоцен–четвертичных отложений обычно увеличиваются к центральной части долины и в

отдельных местах превышают 700–800 м (см. рис. 28, профили 2 и 3). В некоторых местах плиоцен–четвертичные отложения дислокированы в очень пологие складки и разбиты на отдельные блоки. Такой вид дислокаций, по–видимому, связан с гравитационным пластичным оползанием осадков вниз по склону. В обе долины впадает ряд более мелких долин, в которых выявлены большие мощности отложений типа пролювия (более 600 м). По долинам осадки выносятся в Пантеллерийскую и Эгадскую долины и далее на север, в Тирренское море. Основная часть осадков в эти долины поступает со стороны Сицилии.

Тунисский прогиб расположен в Тунисском заливе. Он почти полностью выполнен осадками плиоцен–четвертичного возраста максимальной мощностью около 800 м. Судя по тонкой слоистости, эти осадки представлены почти полностью подводным пролювием. (см. рис. 28, профиль 8). Тунисский прогиб ограничен с северо–запада поднятием Скерки, с востока – продолжением структур Тунисского пролива. Только узкая депрессия, полностью заполненная осадками, соединяет прогиб с Эгадской долиной. Возможно, по этому проходу осадки и в настоящее время выносятся на север.

На материковом склоне Туниса, расположеннном к западу от поднятия Скерки, плиоцен–четвертичными отложениями небольшой мощности (0,1–0,3 км) выполнены все углубления и впадины. В наиболее глубокой долине Сардо–Сикула и во впадине северной части Сардинского пролива мощность их увеличивается до 800 м и более (см. рис. 28, профиль 7). На отдельных участках плиоцен–четвертичные отложения смяты новейшими тектоническими движениями в пологие складки или рассечены дизъюнктивными нарушениями. В долину Сардо–Сикула осадки поступают непосредственно с тунисского шельфа, в северную впадину – через поперечные депрессии поднятия Скерки. Отложения типа пролювия широко распространены вдоль южной пришельфовой области и у подножия поднятия Скерки.

В глубоководной части Сардинского пролива отмечается увеличение мощности плиоцен–четвертичных осадков к тальвегу долины от 200 до 350 м (см. рис. 28, профиль 9). В нижней части залегают однородные осадки с плохо выраженной слоистой структурой, а верхняя часть разреза характеризуется тонкой слоистостью. Тальвег Сардинского пролива выполнен горизонтальнослоистыми отложениями, прилегающими к бортам долины. Здесь так же, как и на склоне, в основании залегают слабослоистые отложения. Мощность плиоцен–четвертичных отложений достигает 1300 м.

Плиоцен–четвертичные отложения Сардинского пролива непосредственно продолжаются в осадочные бассейны Алжиро–Прованского региона и в Тирренское море. Глубоководная долина пролива, очевидно, является транспортной артерией, по которой осадочный материал с африканского побережья сносился в эти осадочные бассейны. Значительную часть твердого стока африканского побережья перехватывает поперечная долина Сардо–Сикула, по которой осадочный материал выносится в юго–западную часть Тирренского моря.

В Африкано-Сицилийском районе плиоцен-четвертичные отложения залегают на различных по возрасту породах. В северо-западной части, в области Сардинского пролива, они перекрывают палеозойско-мезозойские отложения [Кастани, 1964; Auzende et al., 1974; Colantoni, 1975], в юго-восточных районах залегают на третичных образованиях, составляя с ними по существу непрерывный разрез.

### Доплиоценовый комплекс осадочных отложений

Комплекс третичных и мезозойских отложений имеет относительно постоянную мощность. По данным К. Морелли и И. Финетти [Finetti, Morelli, 1972b; Morelli, 1975], мощность третичных отложений составляет около 2000–2500 м. Общая мощность осадочного чехла оценивается величиной 5000–6000 м [Weigel, Hinz, 1971; Colombi et al., 1973]. Между Пантеллерией и Сицилией кровля кристаллического фундамента отождествляется с изолинией скорости 6,0 км/с [Colombi et al., 1973], на Мальтийском плато – с преломляющей границей  $V_g = 6,1$  км/с [Weigel, Hinz, 1971; Hinz, 1974]. По данным ОГТ средняя пластовая скорость в третичных отложениях 3,0–4,5 км/с, в мезозойских – 5,5–6,2 км/с [Finetti, Morelli, 1972b]. От кровли верхнемиоценовых отложений на профилях ГСЗ 30, 31 и М зарегистрированы преломленные волны с  $V_g = 3,5$ –4,3 км/с, от мезозойского комплекса пород – с  $V_g = 5,6$ –5,8 км/с [Gaskell et al., 1958].

Центральная Сицилийская депрессия продолжается в область Мальтийского пролива, соединяясь с впадиной Джела. Бурением на суше установлено, что она выполнена отложениями четвертичного, третичного и мезозойского возраста общей мощностью до 7000 м.

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КОРЫ

Сейсмические исследования методом глубинного сейсмического зондирования выполнены в Африкано-Сицилийском районе в небольшом объеме [Weigel, Hinz, 1971; Colombi et al., 1973]. Между Пантеллерией и западной частью Сицилии проходит региональный сейсмический профиль через Сидилию, Тирренское море, Апеннинский полуостров. Б. Коломби с соавторами по материалам этого профиля пришли к выводу, что земная кора утоняется в направлении от Сицилии к Пантеллерии (см. рис. 23, A). Этот вывод сделан по одной точке гидографа, для которой скорость была принята равной 8,0 км/с (?); исходя из нее получена глубина 21 км, хотя рядом, на глубине 18 км, располагается другая точка со значением скорости 6,2 км/с.

В Северной Сицилии изолиния скорости 6,0 км/с, отождествляемая с кровлей кристаллического фундамента, залегает на глубине около 4 км, погружаясь в районе Африкано-Сицилийского порога до 6 км. Изолиния 7,0 км/с проходит на глубине около 20 км,

а изолиния 8,1 км/с, соответствующая границе Мохоровичча, на глубине 36–38 км. Годографы сейсмических волн для пунктов приема Пантеллерия и Бальо (Сицилия) практически идентичны. Это свидетельствует о том, что сейсмогеологические условия для прохождения сейсмических волн примерно одинаковые, следовательно, должен быть однотипным и разрез земной коры. По крайней мере, нет оснований для предположения о сокращении мощности земной коры в направлении о-ва Пантеллерия.

Континентальный тип строения земной коры Африкано–Сицилийского района не вызывает сомнения. Большая ее часть до палеогена включительно составляла северную окраину Африканской платформы. Однотипный разрез осадочной толщи убедительно показывает, что весь этот район почти от северного побережья Сицилии до внутренних районов Туниса и Ливии в течение мезозойской и кайнозойской эр представлял собой практически единый седиментационный бассейн. Лишь в неоген–четвертичное время эта область была вовлечена в интенсивные тектонические движения, в результате которых в Северной Африке образовалась горная система Атласа в районе Тунисского пролива, продолжающаяся в море в виде вытянутой в северо–восточном направлении системы поднятий Скерки и впадин.

К неогену относится возникновение системы грабенов (Пантеллерийского, Мальтийского, Линосского), образующих основную систему структур центральной части Африкано–Сицилийского района. Они имеют секущее по отношению к структурам Атласа северо–западное простирание. Обе системы пересекаются в самой узкой части Тунисского пролива, образуя сложные структуры, которые огибают западную часть Сицилии, выходят в Тирренское море истыкаются с подводной грядой Элими и впадиной Чефалию, протягивающейся вдоль северного побережья Сицилии. Система впадин и грабенов северо–западного простирания является наложенной. Южный и Северный проливы Скерки, пересекающие поднятие Скерки, очевидно, соответствуют структурам, генетически связанным с основными структурами северо–западного простирания. На территории Туниса также имеется серия небольших грабенов северо–западного простирания, секущих структуры атласид.

Загуанский разлом, ограничивающий Тунисский Атлас на суше с востока, на акватории Африкано–Сицилийского района в строении осадочной (неоген–четвертичной) толщи не проявляется. Можно предположить, что он продолжается вдоль подводной гряды поднятий Тунисского пролива до Эгадской долины и далее в Тирренское море, отсекая структуры Тунисского Атласа от Сицилии. Неоген–четвертичные дислокации резко осложнили тектонику–рассматриваемого района, и на их фоне по имеющимся сейсмическим данным трудно проследить продолжение Загуанского разлома в области Тунисского пролива.

На сейсмических разрезах осадочной толши и в рельфе дна хорошо видны тектонические нарушения, которые соответствуют двум основным фазам тектонических движений. Примерно на границе

миоцена и плиоцена образовался основной структурный план. К этому времени следует отнести заложение системы грабенов и горстов северо-западного простираия. Относительно формирования горной системы Атласа и ее морского продолжения известно, что Тунисский Атлас самый молодой (неоген-четвертичный) [ Геология..., 1973 ], т.е. примерно одновозрастный с Мальтийским, Линнесским и Пантеллерийским грабенами. В разрезе четвертичных отложений имеется большое количество тектонических нарушений, явно относящихся к верхнеплейстоценовой фазе тектонических движений. Эта вторая фаза движений не изменила существенно структурный план Африкано-Сицилийского района.

Верхнеплейстоценовые тектонические движения проявились в разной степени по всей акватории Африкано-Сицилийского района. Наиболее интенсивно они дислоцировали северный склон свода Керкена и прилегающий к нему участок со стороны Пантеллерийского грабена. Амплитуда вертикальных верхнеплейстоценовых перемещений достигает здесь 200–250 м. Тектонические движения, очевидно, были сравнительно медленными и блоковыми, так как между блоками преобладают пликативные дислокации и хорошо сохранилась тонкая слоистость отложений.

## ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БАССЕЙН (ИОНИЧЕСКОЕ МОРЕ)

Границами рассматриваемого района на западе являются Мальтийский эскарп, на севере – Апеннинский полуостров и пролив Отранто, на востоке – условная линия между западной оконечностью Крита и Киренаикой, на юге – побережье Африки. В пределы Центрального бассейна далеко на север продолжается Африканская платформа. Ни по морфологии дна, ни по гравитационному и магнитному полям невозможно установить ее северную границу. С Апеннинского полуострова в Ионическое море продолжаются крупные тектонические структуры – Браданский прогиб и Апулийская платформа.

## СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПО ДАННЫМ МОВ

Наибольшая глубина освещения разреза методом непрерывного сейсмопрофилирования ОГТ достигнута в абиссальной части Центрального бассейна – около 10–12 км, а в некоторых местах до 15 км. В разрезе четко выделяется несколько слоев осадочной толщи, разделенных опорными сейсмическими границами А и В (рис. 29). Верхний слой плиоцен-четвертичных отложений характеризуется тонкой слоистостью и практически горизонтальным залеганием. Ниже залегает слой верхнемиоценовых эвапоритов, который обычно имеет однородную неслоистую структуру, часто осложненную диапирами. Третий слой – доэвапориты. На некоторых участках в верхней его части наблюдается тонкослоистая толща с несколько пониженными значениями скоростей.

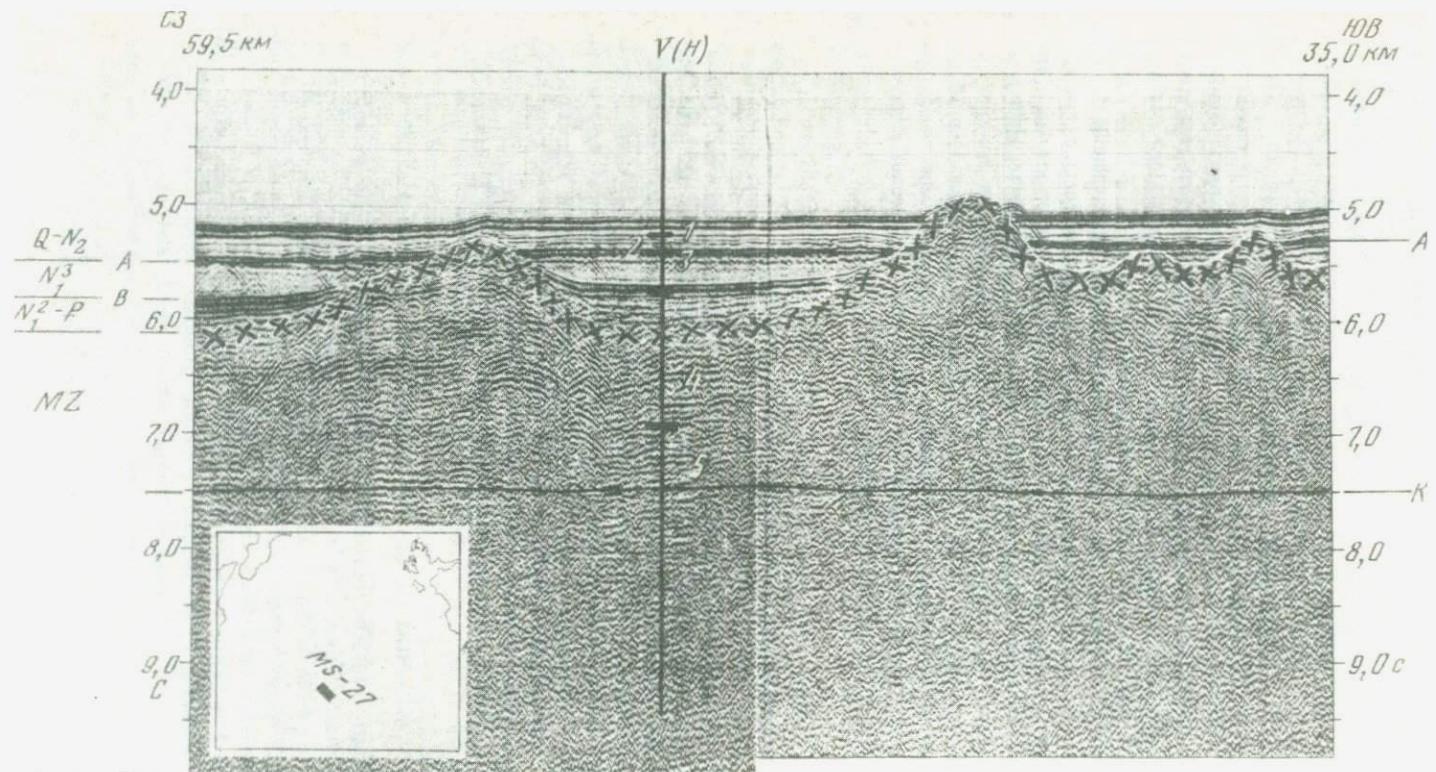


Рис. 29. Сейсмический разрез МОВ MS-27 через Центральный бассейн [Finetti, Morelli, 1973]

А – кровля эвапоритов, В – подошва эвапоритов, К – кровля мезозоя по И. Финетти и К. Морелли; крестами показано более вероятное положение кровли мезозоя.  $V(H)$  – пластовые скорости, вычисленные по графику  $V_{\text{ОГТ}}(H)$ : для слоя 1 – 2,3 км/с, для слоев 2 и 3 около 4,0 км/с и для слоя 4 – 5,5–5,6 км/с

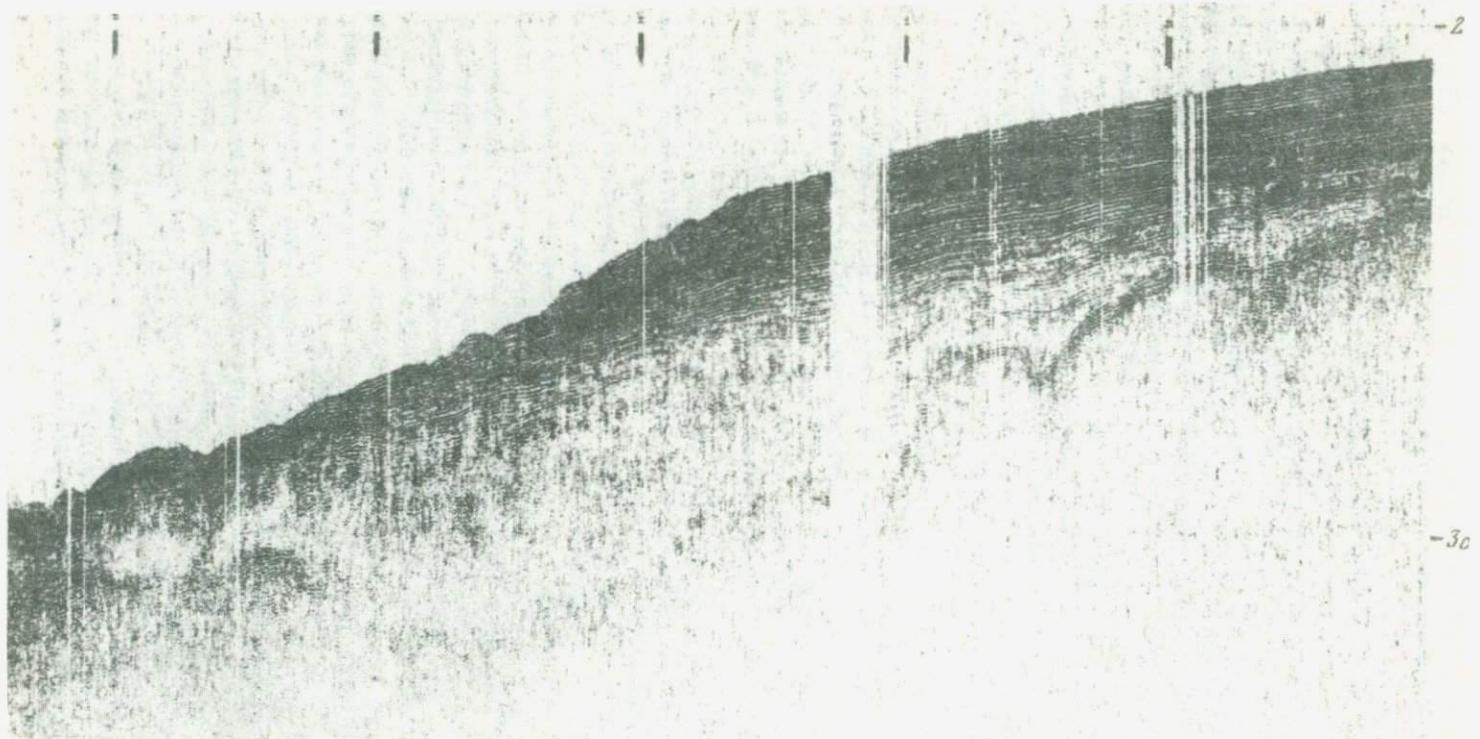


Рис. 30. Фрагмент сейсмического разреза вдоль оси турбидного потока, "вытекающего" из Адриатического моря [Москаленко и др., 1976]

## Плиоцен-четвертичные отложения

Плиоцен-четвертичные отложения непрерывно протягиваются из района Сирта и побережья Киренаики на север до Калабрии и Греции. Максимальные их мощности (несколько километров) приурочены к прогибу, расположенному вдоль Мальтийского эскарпа. Поздшвой плиоцен-четвертичных отложений служит четкий отражающий горизонт M (или A), стратиграфически увязанный по скв. 374.

Глубоководная скв. 374 прошла четвертичные отложения (мощностью 280 м), плиоценовые (90 м) и вошла в соленосные отложения верхнего миоцена на глубине 370 м. Плиоцен-четвертичные отложения представлены известковыми и глинистыми илами и залегают на эрозионной поверхности верхнего миоцена.

Глубоководная впадина отличается сравнительно небольшими мощностями плиоцен-четвертичных отложений, редко превышающими 400–500 м. В абиссальной части котловины эти отложения характеризуются горизонтальной слоистостью; отражающие границы хорошо прослеживаются на больших расстояниях.

В области так называемого Мессинского конуса плиоцен-четвертичные отложения сложены преимущественно осадками гравитационных потоков. Их мощность составляет около 200–300 м, слоистость слабо выражена, имеется много молодых нарушений, охватывающих весь верхний слой осадков. Кровля подстилающих отложений более дислоцирована, но четко выделяется по интенсивному волновому полю дифрагированных и отраженных волн. Учитывая широкое распространение аллохтонов и олистостром в Сицилии и Южных Апеннинах [Biju-Duval, 1974], можно предположить, что многочисленные нарушения в плиоцен-четвертичных осадках обусловлены оползневыми явлениями.

Юго-восточнее Калабрии, в районе, прилегающем к заливу Скуиллаче, на сейсмических разрезах отчетливо выделяются оползневые и надвиговые тела, доплиоценовые долины, заполненные современными осадками. Строение плиоцен-четвертичной толщи значительно меняется: слоистые однородные отложения переходят в толщу с хорошо различающимися слоями, на отдельных участках прослеживаются маркирующие горизонты. Участки с хорошо выраженной слоистостью перемежаются блоками с неясной структурой.

Залив Таранто пересекает V-образная асимметричная депрессия, которая является продолжением Брадансского прогиба на суше. Дно долины выровнено четвертичными осадками мощностью около 500–600 м в осевой части. В поперечном разрезе осадки имеют горизонтальную слоистость и несогласно прислонены к бортам долины. Верхнюю часть разреза слагают сейсмически "прозрачные" неслоистые осадки, нижнюю – осадки со слабо выраженной слоистостью. По этой долине осадочный материал переносится с суши в глубоководную часть котловины.

Восточный склон долины имеет ряд уступов. Один из них (высотой около 600 м), по-видимому, ограничивает морское продолжение Апулийской плиты. Строение плиоцен-четвертичных отложений

на восточном склоне Браданской долины очень изменчиво, мощность изменяется в пределах 100–300 м, преобладают сейсмически "прозрачные" осадки.

На морском продолжении Апулийской плиты плиоцен–четвертичные отложения разделяются на два слоя. Верхний – тонкослоистый – смят в пологие волнообразные складки, которые полностью отражены в рельефе дна. Нижний слой представлен сейсмически "прозрачными" осадками, несогласно залегающими на дислоцированной, резко расчлененной поверхности акустического фундамента. В ядрах складок осадки второго слоя пронизывают вышележащие слоистые отложения подобно соляным структурам.

На продолжении пролива Отранто между погруженными блоками Апулийской плиты и альпийскими сооружениями эллинид Греции протягивается узкая депрессия, по которой поток осадков из Адриатического моря впадает в глубоководную впадину Ионического моря [Москаленко и др., 1976]. Длина потока более 300 км. При впадении в глубоководную котловину он образует конус выноса. Осадочную толщу в узкой депрессии слагают те же слои, что и в проливе Отранто и в Южной котловине Адриатического моря, рассмотренного выше. Мощность их постепенно сокращается в южном направлении в основном за счет нижних горизонтов (рис. 30). Южнее о-ва Фанос мощность турбидитов составляет около 1000 м, южнее, в районе о-ва Лефкас, она уменьшается до 100–200 м.

Морфология ложа депрессии сложная. Относительно ровные участки сменяются глубокими поперечными впадинами и поднятиями. Осадочный поток полностью засыпал эти структуры, и в современном рельефе дна они никак не проявляются. Южная часть осадочного потока проходит по узкому каньону, зажатому между южным окончанием Апулийской плиты и блоком архипелага Ионических островов. Мощность плиоцен–четвертичных отложений достигает здесь 500–700 м. Характерная тонкослоистая структура осадочной толщи, заполнение нижней части депрессии аналогично жидкости, плоская поверхность дна, прилегание к бортам долины – все эти признаки резко отличают ее от обычных плиоцен–четвертичных отложений этого района. Рассмотренная депрессия является руслом, по которому осадочный материал в виде турбидных потоков выносится из Адриатического моря и прилегающих районов в глубоководную часть Ионического моря.

Литологическое изучение осадков, поднятых из приповерхностного слоя Браданского, Мессинского и Адриатического потоков Эллинского желоба, показало, что они представлены переслаиванием илов с терригенными песчано–алевролитовыми отложениями, хорошо отсортированными, с градационной текстурой, т.е. турбидитами – отложениями подводных турбидных потоков. Большие мощности и слоистость этих отложений свидетельствуют о продолжительной и многократной деятельности турбидных потоков. Турбидитовые отложения, судя по минеральному составу, состоят из материала,носимого из Южных Апеннин (Браданский поток), Восточной Сицилии и Калабрии (Мессинский поток). Скважины 127 и 128, про-



Рис. 31. Пример сейсмического разреза через залив Сидра. Хорошо видны врезы палеорек (показаны стрелками)

буренными с судна "Гломар Челленджер", вскрыли мощные (до 20 м) прослои турбидитов в плейстоценовых осадках Эллинского желоба [Ryan et al., 1973].

В глубоководных впадинах Эллинского желоба, на некоторых участках открытого моря многочисленные и большой мощности прослои турбидитов в верхнеплейстоценовых отложениях представлены переотложенным органогенно-обломочным песчано-алевритовым и глинистым материалом, сползшим с бортов и отсортированным при переносе суспензионными потоками [Шимкус, 1972]. Этот механизм осадкообразования активно проявлялся в зоне Эллинского желоба в связи с частыми землетрясениями.

Восточно-Средиземноморский макровал проходит через восточную часть Ионического моря, огибая структуры Пелопоннеса с юго-запада. В области вала строение осадочного чехла сложное, и на сейсмических профилях МОВ структура разреза просматривается плохо. Мелкохолмистый рельеф вала дает на сейсмических разрезах специфическую запись волнового поля, в котором преобладают дифрагированные волны, забивающие изображение внутренней структуры разреза. Этот тип записи получил в литературе название "coble stones" [Emery et al., 1966] или "hummocky and rolling landscape" [Sigl et al., 1973]. Природа его неясна, но она отражает внутреннюю структуру плиоцен-четвертичных и верхнемиоценовых отложений. На участках с такой структурой на разрезах МОВ более или менее удовлетворительно выделяется подошва плиоцен-четвертичных отложений (отражающий горизонт M). Мощность плиоцен-четвертичных отложений в области вала редко превышает 200 м.

В залив Сидра с африканского побережья продолжается ряд плиоценовых речных долин, полностью заполненных четвертичными осадками (рис. 31). Общая мощность плиоцен-четвертичных отложений

жений около 100–200 м, в районе древних речных долин она увеличивается до 400 м. На сейсмических разрезах плиоценовые осадки характеризуются четко выраженной слоистостью, четвертичные отложения сейсмически более однородные, слабослоистые.

## Доплиоценовые осадочные отложения

Плиоцен–четвертичные отложения подстилаются верхнемиоценовыми эвапоритами. В глубоководной котловине мощность их составляет обычно 600–700 м (профиль MS-27), реже около 1000 м и более (профиль MS-33). Слой эвапоритов ограничен четкими отражающими границами А и В, имеет обычно однородную неслоистую структуру, часто осложненную диапирами. На некоторых участках эвапориты подстилаются тонкослоистой доэвапоритовой толщей с несколько пониженными значениями скоростей, мощностью от нуля до 500–700 м.

Эвапориты и частично верхняя слоистая часть доэвапоритовой осадочной толщи залегают на неровной, видимо, эрозионной поверхности подстилающих пород (см. рис. 29). По данным МОВ и ГСЗ нижележащий структурный этаж характеризуется высокими сейсмическими скоростями (5–6 км/с). Внутри него на глубине 8–9 км ( $t_0 = 6,5\text{--}7,5$  с) прослеживается опорный сейсмический горизонт К, который И.Финетти и К.Морелли отнесли к кровле мезозоя [Finnetti, Morelli, 1972 b, 1973]. По их мнению, мощность третичного комплекса в Центральном бассейне составляет около 5000–6000 м, мезозоя – более 5000 м.

Сомнение вызывает отнесение мощной толщи с высокими сейсмическими скоростями к третичным отложениям. На окружающей суше (в Сицилии, на Апеннинском полуострове, в Ливии) отсутствуют третичные отложения с высокими скоростями. Такими высокими сейсмическими скоростями характеризуется мощный мезозойский карбонатный комплекс, вскрытый скважинами в Динаридах и на Апулии. На плите Рагуза основную часть разреза осадочного чехла слагают отложения мезозоя, а мощность палеогена составляет первые сотни метров. Поэтому маловероятно, что в Центральном бассейне мощность третичного комплекса, а точнее нижнего миоцена и палеогена, составляет 5000–6000 м. Более правильным представляется отнесение этой высокоскоростной толщи к мезозою, а границы К – к подошве карбонатного комплекса по аналогии с Адриатическим морем. При такой интерпретации мощность мезозоя в Центральном бассейне может достигать 5000–6000 м. К мезозою, по-видимому, относится часть разреза ниже границы К.

В южной части глубоководной котловины Центрального бассейна и в заливе Сидра на сейсмических разрезах МОВ в слоистой осадочной толще хорошо прослеживается несколько опорных отражающих горизонтов (рис. 32). К заливу Сидра со стороны суши подходит впадина Сирта, в которой допалеозойский фундамент залегает на глубине 4 км с наклоном в сторону моря. Палеозой здесь почти отсутствует, и непосредственно на фундамент налегают мощ-

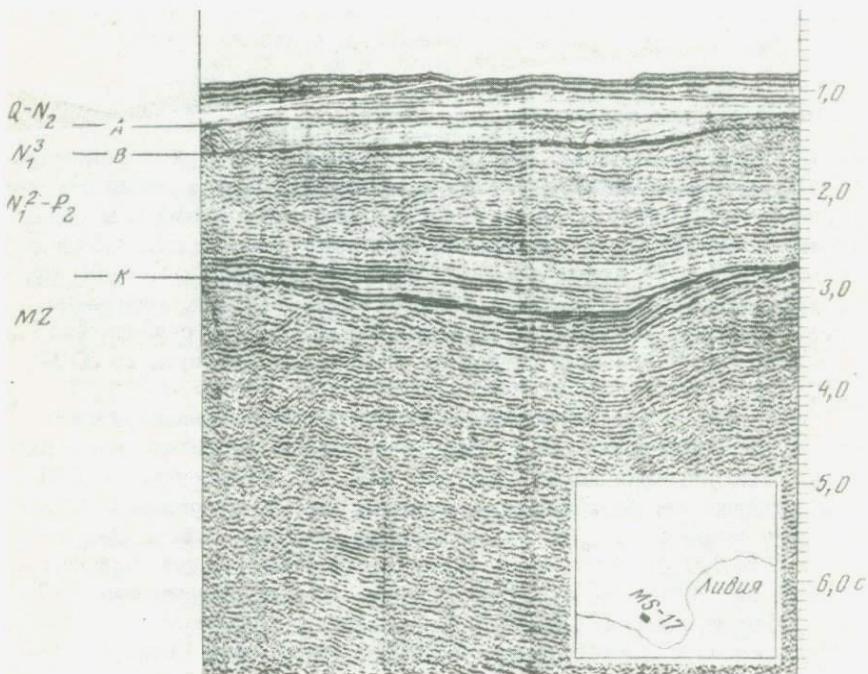


Рис. 32. Фрагмент сейсмического разреза МОВ MS-17 [Finetti, Morelli, 1972b], выполненного в заливе Сидра

Границы: А – кровля эвапоритов, В – подошва эвапоритов, К – кровля мезозоя

ные толщи нижнего мела, палеогена и миоцена, представленные преимущественно глинистыми отложениями, а также карбонатными породами и эвапоритами [Геология..., 1973]. Мощность третичных отложений в зоне максимального прогиба впадины Сирта достигает 2000 м, в заливе Сидра она увеличивается до 3000–4000 м [Finetti, Morelli, 1972b], однако мощность миоценовых эвапоритов остается практически без изменения – 300–400 м. В заливе Сидра граница К, вероятно, действительно соответствует кровле мела, а в глубоководной котловине, как было показано выше, она является или подошвой высокоскоростного мезозойского карбонатного комплекса, или кровлей палеозоя.

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Исследования глубинного строения земной коры сконцентрированы в полосе от Мальты до Пелопоннеса [Weigel, Hinz, 1971; Makris, 1976, Hinz, 1974; Gaskell et al., 1958; J.Ewing, M.Ewing, 1959].

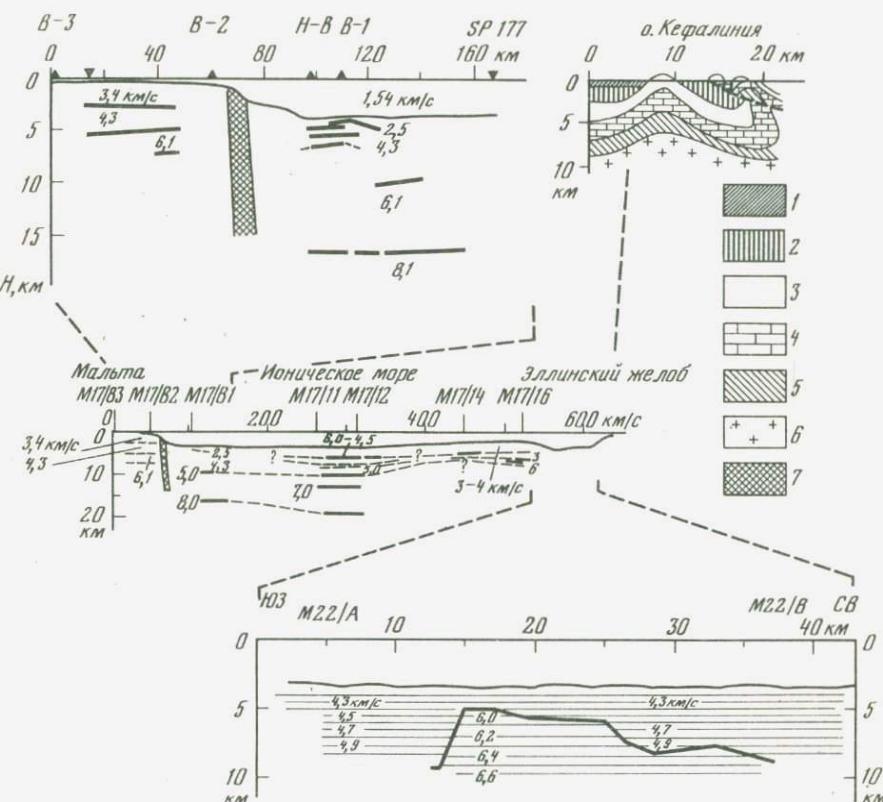


Рис. 33. Сводный сейсмический разрез через глубоководную котловину Центрального бассейна по данным В. Вейгеля и К. Хинца [Weigel, Hinz, 1971; Hinz, 1974]

1 – плиоцен; 2 – миоцен; 3 – эоцен–юра; 4 – триас–лейас (карбонатная серия); 5 – эвапориты триаса; 6 – верхний палеозой; 7 – глубинные разломы

Надписи над графиками – названия профилей (см. рис. 1)

Ни один из профилей не имеет полной системы наблюдений, годографы обрабатывались как одиночные, поэтому разрезы получены схематичные и в значительной мере условные. Большое значение для понимания строения и происхождения глубоководной котловины имеет профиль, пересекающий Мальтийский эскарп.

На профиле ГСЗ через Мальтийский эскарп глубина моря быстро увеличивается от 100 до 3200 м. Как на Мальтийской плите, так и в глубоководной котловине зарегистрирована сходная волновая картина. По обе стороны от Мальтийского эскарпа в разрезе присутствуют сейсмические границы раздела с предполагаемыми граничными скоростями  $V_g = 4,3; 6,1$  и  $8,1$  км/с, т.е. получен сходный сейсмический разрез для шельфа и глубоководной впадины

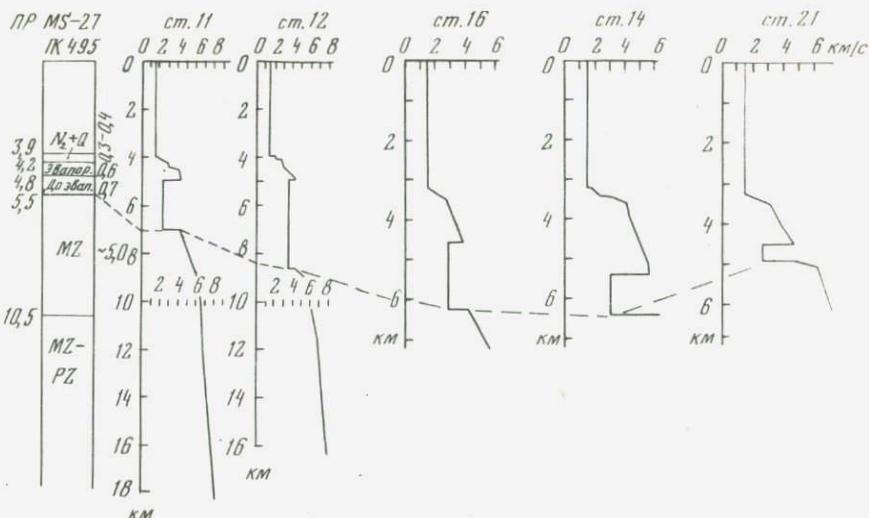


Рис. 34. Сопоставление графиков  $V(H)$  [Weigel, Hinz, 1971; Hinz, 1974] с сейсмическим разрезом MS-27 [Finetti, Morelli, 1973] в Центральном бассейне. Расположение профилей см. на рис. 1

(рис. 33). Расположение одноименных преломляющих границ на разных уровнях по обеим сторонам эскарпа свидетельствует о наличии крупного сброса. Кровля фундамента с  $V_g = 6,1$  км/с на шельфе залегает на глубине около 5 км, а у подножия эскарпа — на глубине более 10 км (глубина моря 3,2 км). Граница Мохоровичича на опущенном блоке располагается ориентировочно на глубине 17–18 км.

Для центральной части котловины по данным ГСЗ получены однотипные графики изменения скорости с глубиной (рис. 34). Из этих графиков следует, что под тонким слоем (0,5 км) плиоцен–четвертичных отложений залегает слой мощностью от 1000 до 2200 м, в котором скорость увеличивается с глубиной от 2,5 до 5,0 км/с [Hinz, 1974]. У.Райен и Дж. Санчо этот слой относят к эвапоритам [Ryan et al., 1970; Sancho et al., 1973]. Ниже эвапоритов, по мнению К.Хинца и В.Вейгеля, располагается слой пониженных скоростей с  $V_{pl} = 2,3\text{--}3,6$  км/с мощностью от 500 до 3000 м [Hinz, 1974; Weigel, Hinz, 1971], залегающий на субстрате с высокими сейсмическими скоростями. Скорость в нем плавно увеличивается с глубиной от 5,0–6,0 до 6,8 км/с в интервале глубин от 8 до 12 км. Глубина кровли высокоскоростного слоя значительно меняется по площади от 5,0 до 8,5 км. На сейсмических разрезах МОВ она соответствует границе В — кровле мезозоя. Положение границы Мохоровичича определено по графику  $V_g(H)$  условно: на глубине 17–18 км значение скорости постепенно, без скачка достигает величины 8,1 км/с.

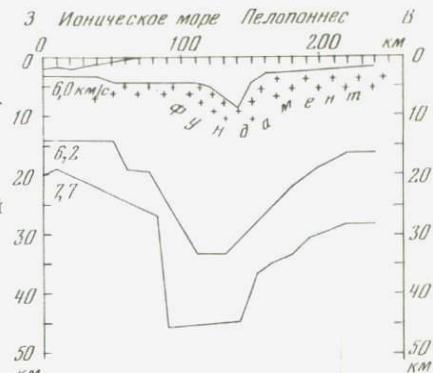
Рис. 35. Профиль ГСЗ-194 [Makris, 1976] через Пелопоннес-Эллинский желоб

На сейсмическом разрезе ГСЗ через Пелопоннес и Эллинский желоб (рис. 35) подошва земной коры отождествлена с границей, на которой граничная скорость  $V_g = 7,7$  км/с [Makris, 1976]. Под Пелопоннесом она залегает на глубине около 45 км, в направлении Ионического моря мощность земной коры резко сокращается до 20–25 км. На региональном разрезе сейсмический слой с  $V_{pl} = 6,0$  км/с в области вала и желоба располагается на гораздо меньшей глубине, чем на соседнем к югу профиле M17/14-16, и мощность вышележащей осадочной толщи составляет 1200–1500 м (вместо 3000–3500 м). Севернее этих двух разрезов, на о-ве Кефалиния, мощность мезозой–третичных отложений достигает 8000 м. Вероятно, высокоскоростной слой ( $V_{pl} = 6,0$  км/с) на этих профилях и в глубоководной котловине Ионического моря представлен мезозойским карбонатным комплексом.

В области Эллинского желоба, в районе обширной впадины, расположенной западнее о-ва Крит, сейсмические исследования ГСЗ позволили получить весьма приближенное представление о распределении скоростей в верхней части земной коры [Hinz, 1974]. На профиле M22 показана одна граница раздела очень сложной формы. В верхней толще в предполагаемой сейсмической модели скорости изменяются в пределах 4,0–5,0 км/с, в нижней – 6,0–6,6 км/с. Из сейсмического разреза следует, что осадочная толща сложена сравнительно высокоскоростными отложениями, ее мощность, по-видимому, можно оценить средней величиной около 5000–6000 м. Внутренняя структура осадочного чехла, вероятно, очень сложная.

Структуры южной части Апеннинского полуострова – Браданский прогиб и Апулийская платформа – продолжаются на акваторию Центрального бассейна. Результаты сейсмических исследований на региональном профиле ГСЗ через Калабрию – залив Таранто – Апулию [Morelli, Giese et al., 1975] показывают, что в этом районе разрез земной коры типично континентальный.

Для залива Таранто получена достаточно плотная система встречных и нагоняющих гидографов (20 станций на п-ове Калабрия и 8 станций на п-ове Салентино). На всех нагоняющих гидографах со стороны Калабрии при переходе в центральную часть залива Таранто отмечаются два излома. Время прихода сейсмической волны скачком увеличивается на 1,0–1,5 с. Это явление можно объяснить тем, что центральная часть залива Таранто опущена по сбросам и выполнена достаточно мощным низкоскоростным осадоч-



ним чехлом. Амплитуда сбросов должна составлять около 8–10 км. На разрезе в изолиниях скоростей (см. рис. 23) изолинии 7 и 8 км/с резко ныряют в сторону залива Таранто. На эту особенность поведения изолиний К. Морелли с соавторами не обратили внимания [Morelli, Giese et al., 1975], и на разрезе в заливе Таранто они показывают подъем границы Мохоровичча. Анализ времени прохождения сейсмических волн по лучам с одинаковым эпицентральным расстоянием не подтверждает построения К. Морелли. Наоборот, в заливе Таранто граница Мохоровичча должна залегать на несколько большей глубине, чем на полуостровах Калабрия и Салентина. Увеличение времени прохождения сейсмических лучей связано, очевидно, не только с погружением фундамента, но и с увеличением общей мощности земной коры. Следовательно, подошва земной коры здесь должна залегать глубже по сравнению с полуостровами Калабрия и Салентина.

## ВОСТОЧНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ

Восточная часть Средиземного моря расположена между Африканской платформой и альпийским складчатым поясом (о-в Крит – о-в Родос – южное побережье Турции). На геологических разрезах, пересекающих Египет с юга на север до Средиземного моря (рис. 36), протягивается мощная мезозойско–кайнозойская осадочная толща, разбитая многочисленными разрывными нарушениями [Salem, 1976]. Опорными сейсмическими границами в северной части Египта являются кровля турона и допалеозойский фундамент [Тектоника Европы, 1964]. В районе побережья они залегают на глубине 1–2 и 3–5 км соответственно. Слои осадочного чехла наклонены в сторону моря и, очевидно, продолжаются далеко на север. По геофизическим полям установить северную границу Африканской платформы на акватории Средиземного моря невозможно. Основную часть разреза осадочного чехла слагают мезозойские отложения, широко представлены образования палеогена и миоценена, в меньшей мере – плиоцен–четвертичные.

В восточной части Средиземного моря строение верхней осадочной толщи характеризуется большой изменчивостью, значительно меняются мощности, характер слоистости, прослеживаемость границ, формы залегания и, судя по изменению акустических свойств границ раздела, литологический состав осадков.

### Плиоцен–четвертичные отложения моря Леванта

Глубоководной скв. 129 пройдена опорная сейсмическая граница M, которая, как и в других районах Средиземного моря, является подошвой плиоцен–четвертичных отложений.

Плиоцен–четвертичные осадки, как и в рассмотренных выше западном и центральном районах Средиземного моря, характеризуются тонкой слоистостью. В глубоководных впадинах серия четких

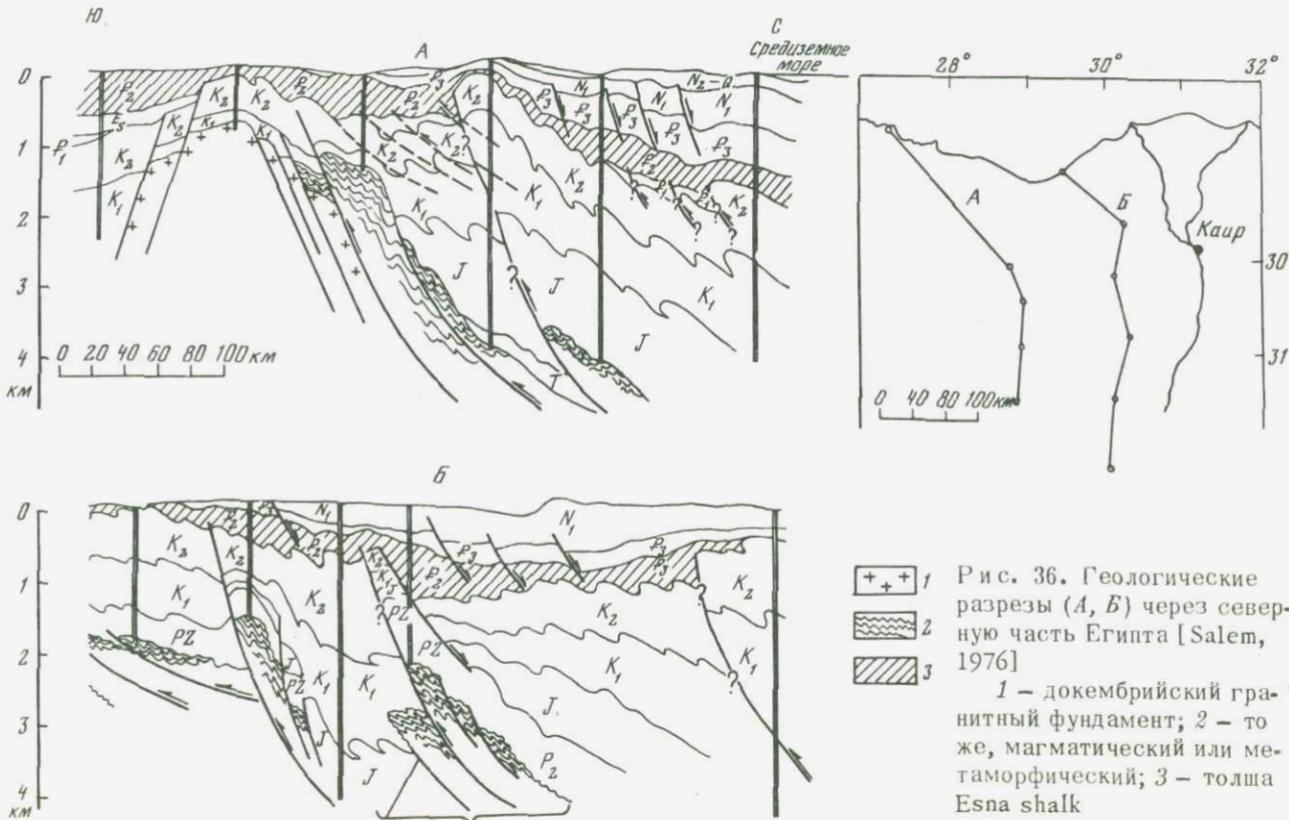


Рис. 36. Геологические разрезы (A, B) через северную часть Египта [Salem, 1976]

1 — докембрийский гранитный фундамент; 2 — то же, магматический или метаморфический; 3 — толща Esna shale

сейсмических границ часто прослеживается на многие десятки километров. Нижние горизонты обычно смяты в пологие складки.

На материковом склоне подошва плиоцен-четвертичных отложений выделяется, как правило, хорошо. На пологих участках склона мощность их 200–300 м, на круtyх склонах островов Кипр, Крит и других, где наклон дна достигает 45°, эти отложения отсутствуют. Мощность плиоцен-четвертичных отложений увеличивается к подножию материкового склона. У берегов Турции она превышает 300 м, в Аравийском заливе составляет 650 м, в отдельных депрессиях у берегов Сирии, Ливана и Израиля достигает 2000 м, а в районе дельты р. Нил – нескольких километров.

Вдоль побережья Киренаики, в глубоководной части склона дельты Нила, прослеживаются уступы явно тектонического происхождения которые секут верхнюю часть осадочной толщи и представляют нарушения типа сбросов. В районе дельты Нила склон прорезан подводными долинами; две наиболее крупные из них вскрывают толщу плиоцен-четвертичных отложений на глубину до 0,3 км.

В глубоководных районах моря подошва плиоцен-четвертичных отложений выделяется не везде. Максимальные мощности их приурочены к прибрежным участкам моря. Вдоль турецкого побережья основной объем осадочного материала плиоцен-четвертичного возраста отложился в глубоководных желобах, котловинах и локальных депрессиях. Мощность этих отложений достигает здесь 400 м, а в северо-восточной части района, куда впадают крупные реки Джейхан и Аси, она увеличивается до 700 м. В Эллинской системе впадин плиоцен-четвертичные отложения приурочены к наиболее глубоким депрессиям, мощность их в некоторых впадинах превышает 300 м. В восточной части Финикского моря, около берегов Ливана, максимальные мощности плиоцен-четвертичных отложений (800–900 м) располагаются вблизи подножия материкового склона, уменьшаясь к центральным частям котловины до 300–400 м. Между Кипром и восточным побережьем протягивается широкое поднятие – порог с глубинами моря менее 1000 м. Остров Кипр вместе с порогом отделяет северные плиоцен-четвертичные осадочные бассейны от Финикской котловины.

В центральных частях глубоководных котловин средняя мощность плиоцен-четвертичных отложений небольшая (150–250 м). На отдельных небольших по площади участках их мощность увеличивается до 400 м, реже – до 1500 м. Значительно увеличивается мощность (до 600 м) у южного подножия Восточно-Средиземноморского макропома. На вершинах подводных холмов, гор и поднятий мощность плиоцен-четвертичных осадков резко уменьшается. Обширная и относительно плоская вершина Восточно-Левантийского поднятия покрыта тонким слоем осадков мощностью около 100 м. Таким образом, распределение мощностей плиоцен-четвертичных отложений в восточной части Средиземного моря определяется главным образом близостью источников осадочного материала и рельефом дна.

В Восточном Средиземноморье одной из крупнейших рек являются Нил, дельта которого вдается далеко в море. Морфология африкан-

ского материкового склона в районе устья Нила сформировалась под действием этой реки. Мощность отложений конуса выноса Нила составляет около 2000–3000 м. Большая его часть сформировалась, по-видимому, в доплиоценовое время. Мощность плиоцен–четвертичных отложений по сейсмическим данным установить трудно. На сейсмических разрезах в отдельных районах дельты Нила прослеживается опорная сейсмическая граница на небольшой глубине. Мощность осадочных отложений, залегающих выше этой границы, сокращается по направлению к шельфу от 300 до 100 м. Трудно сказать, является ли данная граница подошвой плиоцена. Скважина 131 прошла 272 м и не вышла из четвертичных отложений, но она расположена у внешнего края конуса выноса Нила. Скважина 130 вскрыла 563 м четвертичных отложений и также не вышла из них; она располагается еще дальше от устья Нила, у подножия южного склона Восточно–Средиземноморского макривала. Чтобы объяснить большие мощности плиоцен–четвертичных отложений в Аравийском заливе и вдоль подножия материкового склона Израиля и Ливана, где отсутствуют интенсивные источники осадочного материала, следует предположить, что в плиоцен–четвертичное время значительная часть выносов Нила под действием устойчивых морских течений уходила на восток, к берегам Ливана. Большое количество осадочного материала выносились через западный рукав Нила в Аравийский залив.

В районах, где мощность плиоцен–четвертичных отложений достаточно большая, широко развита соляная тектоника, так как подстилающая толща представлена мощными (более 1000 м) [Sancho et al., 1973] эвапоритовыми отложениями.

В области Восточно–Средиземноморского макривала, в восточной части Левантийской котловины и далее на северо–восток, между Турцией и Кипром располагается большое количество куполов, возможно, соляного происхождения [Чумаков, 1967; Херси, 1969]. Эти формы имеют диаметр основания до 1 км (реже более) и высоту до 100–250 м. Многие купола пронизывают плиоцен–четвертичные отложения, образуя холмистый рельеф. Некоторые из них находятся в толще осадков.

В западной части склона дельты Нила, в северной части Аравийского залива и в заливе Анталья плиоцен–четвертичные отложения разбиты многочисленными разрывными нарушениями.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЕ МОРЯ ЛЕВАНТА

Представление о глубинном строении земной коры Восточного Средиземноморья дает опорный профиль ГСЗ–60 [Москаленко, 1974]. Он пересекает южный склон Восточно–Средиземноморского макривала, глубоководную котловину моря Леванта и выходит в область погруженной части материкового склона в районе дельты Нила. Длина профиля 250 км. Полная система гидографов получена на северной половине профиля, на участке протяженностью 100 км.

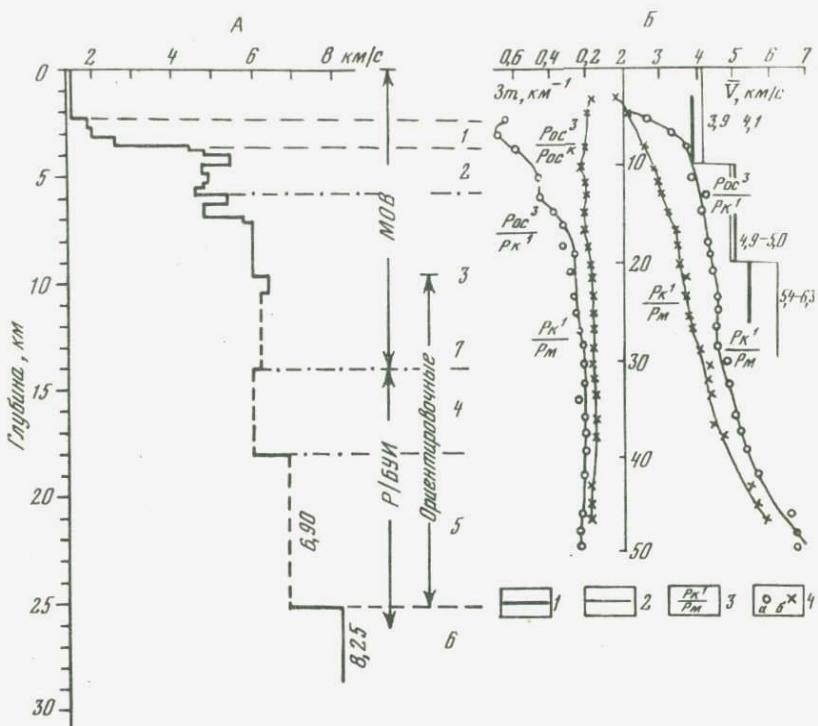


Рис. 37. Графики  $V(H)$  для Восточного бассейна (море Леванта)

*А* – профиль WA-3 [Finetti, Morelli, 1973]: 1 – плиоцен-четвертичные осадки; 2 – эвапориты; 3 – третичные и мезозойские отложения; 4 – верхний слой кристаллической коры; 5 – нижний слой кристаллической коры; 6 – верхняя мантия; 7 – акустический фундамент

*Б* – профиль ГСЗ-60 [Москаленко, 1974]: 1 – графики, построенные для гидографов, приведенных к поверхности дна моря; 2 – то же, для наблюденных гидографов; 3 – зона, соответствующая смене волн на гидографах; 4 – вычисленные значения интервальной скорости  $V$  и градиента скорости  $\beta$  (*a* – вычисления относительно дна моря, *б* – то же, относительно поверхности моря)

На графиках изменения скорости с глубиной  $V(H)$  отчетливо выделяются две зоны изменения скоростных характеристик (рис. 37). Первая зона в северной части котловины моря Леванта располагается на глубине 10–13 км. Она характеризуется относительно высокими средними скоростями (4,0 км/с), большим градиентом скорости ( $0,22 \text{ с}^{-1}$ ), четким изломом графика  $V(H)$ . Пластовые скорости, рассчитанные относительно этой точки разреза для интервалов глубин 2,5–10 и 10–20 км, существенно различны – 4,0 и 5,0 км/с. Этой зоне на гидографах соответствует выход в первые вступления волн с  $V_K = 4,6$  км/с. Расчеты показывают, что граница обмена продольных волн на поперечные залегает на этой же глубине. По

перечисленным выше признакам граница раздела, соответствующая этой зоне, принята за кровлю фундамента.

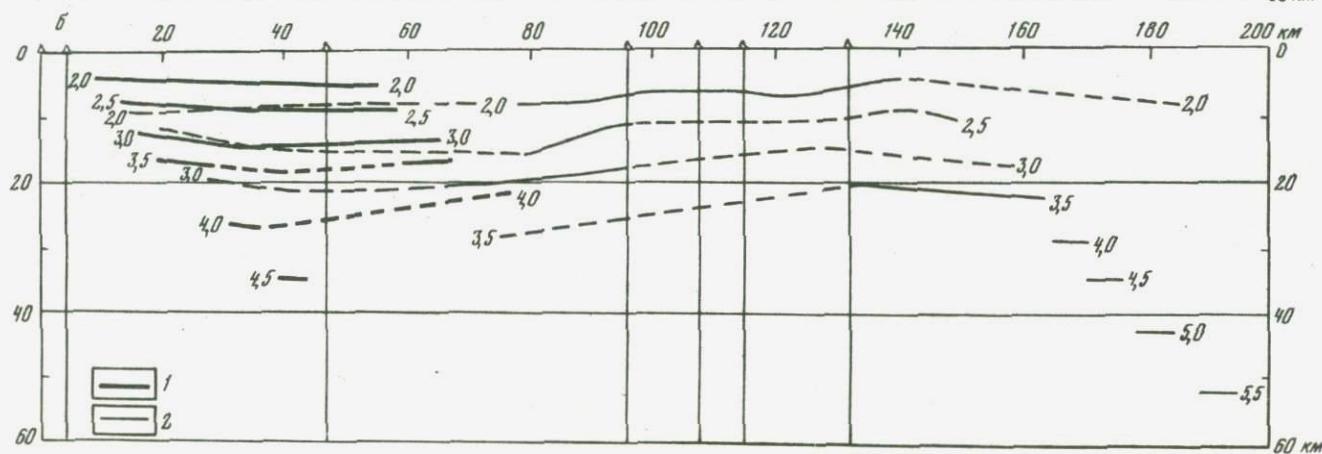
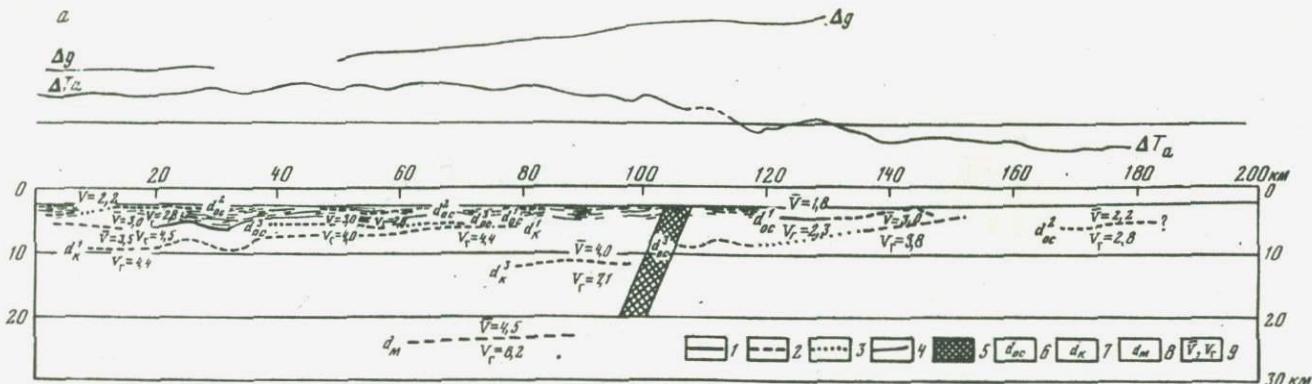
Вторая зона значительных изменений скоростных характеристик находится на глубине 26–29 км. Ниже нее средняя скорость значительно быстрее увеличивается с глубиной, градиент скорости становится практически постоянным, а на годографах этой области графика соответствует выход волн с  $V_K = 8,0$  км/с. Пластовые скорости, рассчитанные для интервала глубин 20–30 км, равны 5,4–6,3 км/с; такие скорости характерны для нижней части кристаллической коры. Таким образом, вторая зона на графике  $V_K(H)$  соответствует границе Мохоровичича.

На сейсмическом разрезе граница земной коры поднимается в южном направлении (рис. 38). Минимальные мощности осадочной толщи и земной коры в целом приурочены к южной части глубоководной котловины моря Леванта. В области материкового склона Африки, судя по характеру поведения изолиний средних скоростей, следует ожидать погружения сейсмических границ и увеличения общей мощности земной коры. На северной половине профиля, у подножия вала, подошва осадочной толщи залегает на глубине около 10 км, а по направлению к южной части котловины она поднимается до отметок 5 км и менее. В осадочной толще прослеживается несколько преломляющих границ с  $V_\Gamma = 2,3; 2,8$  и  $3,8-4,5$  км/с.

По данным отраженных волн на протяженных участках северной половины профиля прослеживается четкая сейсмическая граница, ниже которой практически не выделяется больше отражающих границ. Очевидно, эта граница представляет собой подошву слабодислоцированного слоя, залегающего на более сложно построенной толще осадков. Мощность отложений над ней изменяется от 500 до 3000 м. На этих глубинах располагается преломляющая граница с  $V_\Gamma = 4,0-4,5$  км/с, рельеф которой аналогичен опорной отражающей границе. Следовательно, эта граница на южном склоне макривала и в северной части котловины разделяет осадочную толщу на два структурных этажа. Граница должна быть достаточно резкой, и этим, видимо, объясняется доминирование преломленной на этой границе волны в волновом поле. Мощность нижнего структурного этажа осадочной толщи сокращается в южном направлении, и, возможно, он выклинивается в южной части котловины.

Мощность верхнего структурного этажа осадочной толщи значительно меняется вдоль профиля при общей тенденции к уменьшению в южном направлении от 3500–4000 м на склоне макривала до 2000 м в центральной части глубоководной котловины. В южной части котловины корреляция отражающих границ ухудшается, границы прослеживаются на небольших участках, а затем исчезают. Далее на юг, уже по данным ГСЗ, кровля второго осадочного структурного этажа ( $d_3^{OC}$ ) появляется на относительно больших глубинах (примерно 6 км) все с тем же характерным подъемом в направлении Африканской платформы.

Такой резкий перепад глубины залегания этой границы можно объяснить наличием крупнейшего тектонического нарушения в виде  
6. Зак. 153



глубинного разлома или зоны разломов, которая проходит вдоль глубоководной котловины примерно по изобате 3000 м. Приафриканское крыло опущено на 4 км по отношению к северному, судя по перепаду глубины залегания сейсмической границы с  $V_g = 4,0 - 4,5$  км/с. Зона глубинного разлома хорошо отбивается по данным аномального магнитного поля в виде четкой ступени с амплитудой 70–80 гамм. В структуре осадочного чехла зафиксирован различный тектонический режим по обе стороны глубинного разлома. Если на профиле 18 [Москаленко, 1966; Москаленко и др., 1969], расположенным на приафриканском крыле, сильно дислоцирован лишь до-кембрийский фундамент с  $V_g = 6,1$  км/с, то к северу от разлома дислоцирован и второй структурный этаж осадочной толщи с  $V_g = 4,0 - 4,5$  км/с, т.е. более молодые образования. Различие в строении осадочной толщи по обе стороны глубинного разлома свидетельствует о том, что северное крыло (Левантийская котловина и Центральный средиземноморский вал) было более подвижным в кайнозое и значительно переработано тектоническими движениями, в то время как приафриканский блок был в целом более монолитным, устойчивым и лишь опустился на большую глубину.

Переход от макровала к котловине сопровождается серией затухающих депрессий шириной 25–35 км и глубиной до 2–3 км, заполненных осадками. Границы раздела в депрессиях постепенно вы полаживаются к поверхности дна и в приповерхностном слое залегают почти горизонтально.

Подошва плиоцен–четвертичных отложений отождествлена с границей  $d_1^{OC}$  (см. рис. 38), выше которой по данным МОВ залегает тонкослоистая горизонтальная толща осадков. На склоне вала и в северной части котловины мощность ее небольшая (первые сотни метров). В центральной и южной частях котловины мощность плиоцен–четвертичных отложений увеличивается до 1000–1500 м.

В кристаллической коре присутствуют границы раздела с  $V_g = 5,4 - 7,1$  км/с. Граница с  $V_g = 7,1$  км/с построена на небольшом участке центральной котловины, где она залегает на глубине около 11 км. Граница Мохоровичча в северной части глубоководной котловины залегает на глубине 23–25 км с наклоном в сторону Центрального средиземноморского вала.

Рис. 38. Сейсмический разрез ГСЗ-60 через глубоководную Левантийскую котловину [Москаленко, 1974]

*a* – глубинный разрез: 1 – преломляющие границы, построенные по встречной системе гидографов; 2 – то же, по одиночным гидографам; 3 – интерполяция границ; 4 – отражающие границы по данным непрерывного профилирования МОВ; 5 – зона глубинного разлома; 6–8 – границы раздела: 6 – в осадочной толще, 7 – в кристаллической коре, 8 – Мохоровичча; 9 – средние и граничные скорости (км/с). Над разрезом даны графики гравитационного поля. *b* – разрез в изолиниях средних скоростей (км/с) для волн: 1 – продольных, 2 – обменных

Для многих внутренних морей средняя скорость до границы Мохоровичича колеблется в пределах 4,5–5,0 км/с. На разрезе в изолиниях средних скоростей (см. рис. 38), построенном относительно поверхности моря, подошва земной коры будет соответствовать изолинии  $\bar{V} = 4,0\text{--}4,5$  км/с для продольных волн (жирные линии, см. рис. 38, б) и 3,5 км/с для обменных волн (тонкие линии). Эти изолинии в общих чертах определяют глубину залегания и морфологию границы Мохоровичича. Однако необходимо учесть, что средняя скорость до подошвы земной коры может меняться вдоль профиля. Учитывая характер поведения указанных изолиний средних скоростей, можно утверждать, что минимальные мощности земной коры (около 22 км) приурочены к южной части глубоководной котловины моря Леванта. По направлению к Восточно-Средиземноморскому макровалу граница Мохоровичича погружается до глубины 28–30 км. Тенденция к погружению кровли мантии видна и в направлении к африканскому берегу.

На северной половине профиля, в области подножия склона макровала изолинии средних скоростей отображают широкий прогиб на глубинах выше 10 км. Наибольшая глубина погружения достигает 2–5 км. Вверх по разрезу слои выполаживаются и в верхней части разреза залегают почти горизонтально.

Три скважины, пробуренные с судна "Гломар Челленджер" западнее профиля, вскрыли на Восточно-Средиземноморском макровалу на глубине 112 м отложения нижнего миоцена, а в Левантской котловине на глубине 272 и 563 м не вышли из четвертичных отложений. Результаты бурения означают, что верхний слой осадков представлен в этом районе в основном отложениями четвертичного возраста.

Более или менее уверенно можно стратифицировать сейсмический разрез к югу от глубинного разлома, на приафриканском крыле, в частности на профиле 18 [Москаленко, 1966], расположенному юго-западнее рассмотренного выше профиля, в пределах южной части глубоководной котловины моря Леванта. Преломляющие границы с  $V_K = 4,7$  и 6,1 км/с залегают здесь на глубине 0,6 и 2,5 км. Методом отраженных волн в осадочной толще было выявлено несколько структурных этажей, различающихся характером слоистости и степенью дислоцированности. Преломляющей границе с  $V_K = 4,7$  км/с соответствует кровля слоя слабодислоцированных отложений, а граница с  $V_K = 6,1$  км/с является кровлей толщи с крутопадающими слоями. Анализ геологического строения северного побережья Африки [Тектоника Европы, 1964] позволил предположительно отнести границу с  $V_K = 6,1$  км/с к кровле фундамента Африканской платформы, а границу с  $V_K = 4,7$  км/с – к кровле известняков нижнего турона. Таким образом, мощность верхнемеловых и палеоген-четвертичных отложений на профиле 18 составляет всего 600 м, что существенно отличается от значительно больших величин мощностей к северу от глубинного разлома. В скв. 131, расположенной, правда, на большом расстоянии (около 100 км к северо-востоку от профиля 18), мощность только четвертичных отложений более 560 м.

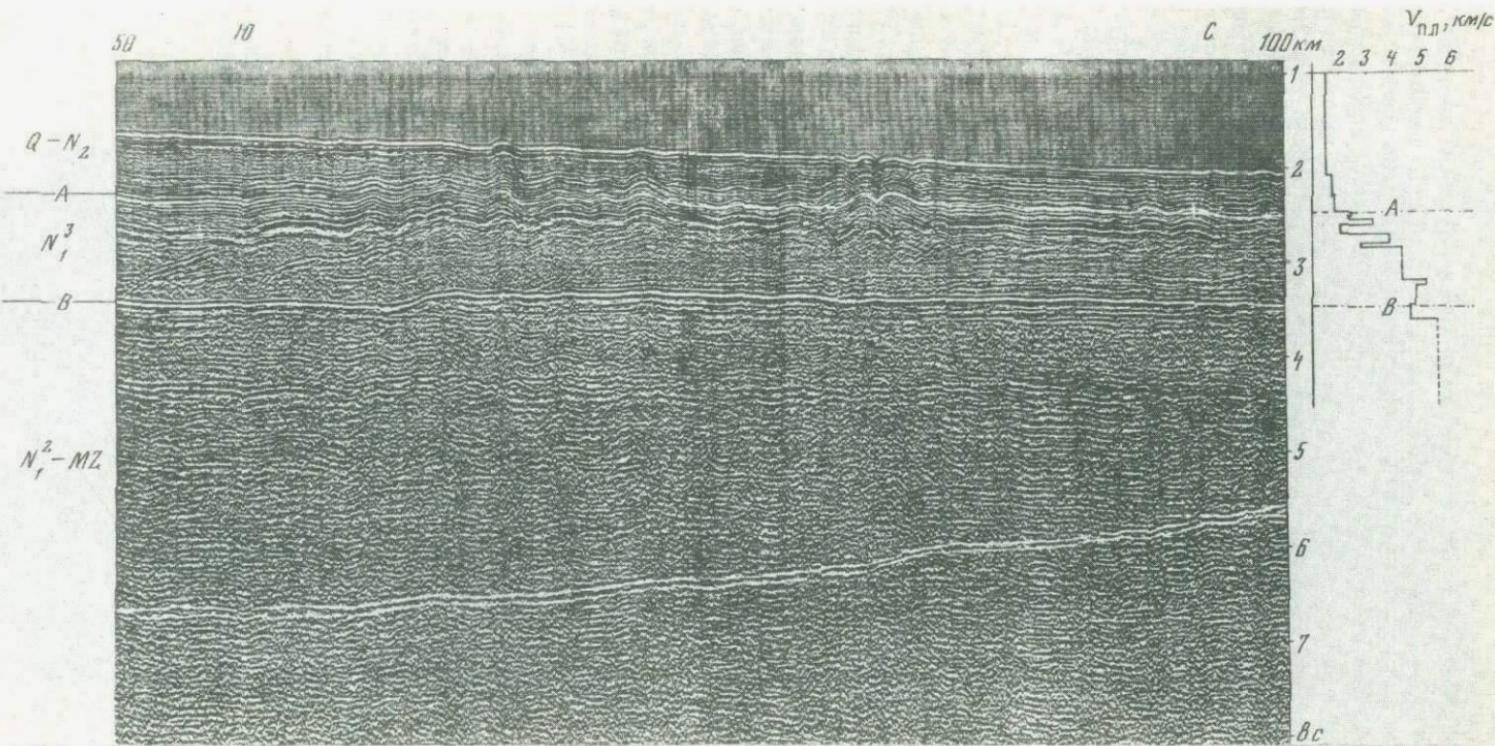


Рис. 39. Сейсмический разрез МОВ MS-56. Северная часть авандельты Нила [Finetti, Morelli, 1973]  
А – кровля эвапоритов, В – подошва эвапоритов

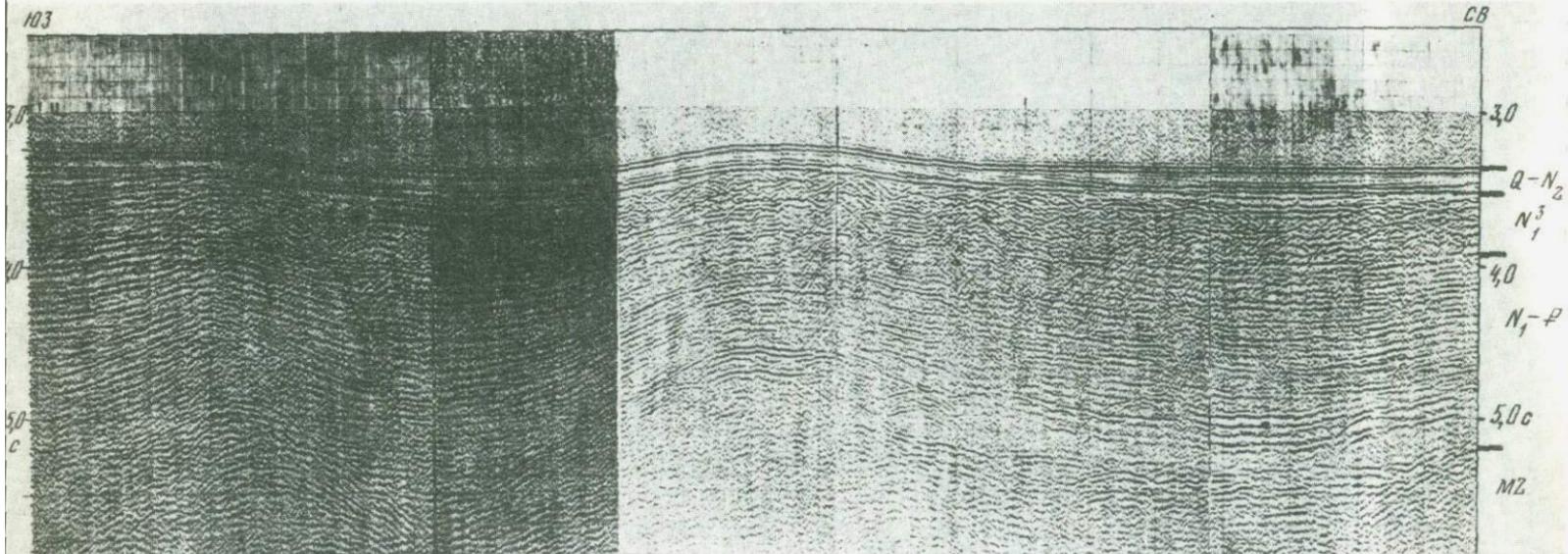


Рис. 40. Сейсмический разрез МОВ через восточную часть глубоководной Левантийской котловины

Позднее в море Леванта были проведены новые сейсмические исследования методом ГСЗ [Lort, 1971, 1973а, б]. По результатам этих исследований (профили группы R, см. рис. 5) получен разрез земной коры, который в основных чертах строения аналогичен рассмотренному выше опорному разрезу ГСЗ-60. Для него характерны большая мощность осадочного чехла (11–16 км), разделение кристаллической части коры на несколько слоев с большим диапазоном сейсмических скоростей (5,8–6,5 км/с), большая мощность земной коры в целом (25–29 км).

Приведенные данные свидетельствуют о том, что в восточной части Средиземного моря земная кора имеет континентальный или субконтинентальный тип строения.

Вызывает возражение интерпретация осадочного чехла на профилях ГСЗ группы R. Так, на профиле R-7 показана мощность эвапоритов 6000–7000 м (?), а на расположенных рядом профилях МОВ (рис. 39) достаточно уверенно выделен слой эвапоритов мощностью 2000–2500 м (профили MS-56 и WA-3) [Morelli, 1975]. На профилях R-4 и R-6, расположенных в глубоководной Левантской котловине, верхняя часть осадочного чехла мощностью до 12 000 м со скоростями 1,5–3,8 км/с необоснованно отнесена к плиоцен–четвертичным отложениям. Ниже по разрезу показана мощная (до 9000 м) толща эвапоритов (?) со скоростями 4,5–5,1 км/с. Такая геологическая интерпретация сейсмических разрезов противоречит многочисленным данным МОВ по этому району. Например, на профиле МОВ (рис. 40), пересекающем профиль R-6, суммарная мощность слоистой кайнозойской толщи составляет всего 4000 м, в том числе мощность эвапоритов – 400–500 м. Если предположить, что вся слоистая толща сложена только плиоцен–четвертичными отложениями, то и тогда их мощность (около 2000 м) будет много меньше, чем это показано на профиле R-6 (12 500 м).

На сейсмических разрезах МОВ, для которых получены графики изменения скорости с глубиной  $V_{\text{огт}}(H)$ , видно, что верхняя тонко-слоистая толща включает относительно высокоскоростные отложения, которые нельзя отнести к плиоцен–четвертичным осадкам. На профиле MS-56 [Morelli, 1975] слоистая толща включает и эвапоритовые отложения (см. рис. 39). В районах, где отсутствует диапиритм в миоценовых отложениях, отделить эвапориты от подстилающих слоистых отложений третично–мезозайского возраста практически невозможно.

#### ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ (ФИННИЙСКОЕ МОРЕ)

Хорошее представление о стратификации осадочного чехла в юго-восточной части Средиземного моря дают детальные сейсмические исследования, выполненные вдоль берегов Израиля [Neev et al., 1976]. Глубокие скважины, пробуренные на шельфе и на берегу, позволили провести геологическую интерпретацию сейсмических разрезов (рис. 41). Как и на побережье Египта, здесь слои осадоч-

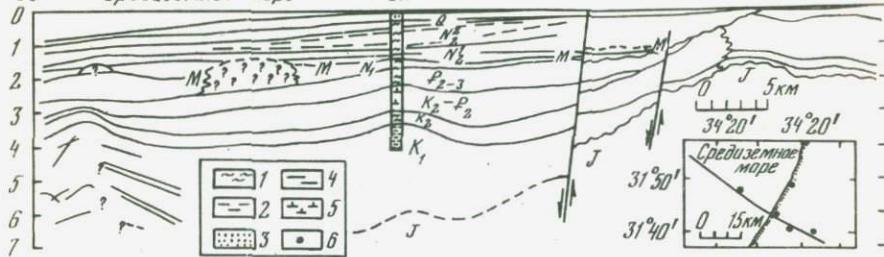


Рис. 41. Сейсмогеологический разрез прибрежного района Израиля южнее Тель-Авива [Neev et al., 1976]

1 — мергели; 2 — глинистые породы; 3 — пески; 4 — гипсы; 5 — мел;  
6 — скважины

ного чехла также продолжаются в область открытого моря. В разрезе широко представлены отложения третичного и мелового возраста, мощность которых увеличивается в южном и западном направлениях. Около Хайфы (скв. Фокстрот) кровля юры залегает на глубине 1,8 км, погружаясь к району Тель-Авива до 5–6 км.

На сейсмических разрезах МОВ отчетливо прослеживается эрозионная поверхность — подошва плиоцен–четвертичных отложений (граница М), на отдельных участках уверенно выделяется кровля мела и юры. Мощность плиоцен–четвертичных отложений в депрессиях и грабенах, пересекающих материковый склон в юго–восточной части моря, достигает 1500–2000 м, сокращаясь в районе Хайфы до 1000 м и менее. Мощность миоцен–палеогеновых отложений в пределах шельфа и склона колеблется от нескольких сотен метров (в районе Хайфы) до 2000 м южнее Тель-Авива. Во всех морских скважинах отсутствуют отложения верхнего миоцена (эвапориты), плиоцен–четвертичная толща залегает непосредственно на среднем миоцене.

Приведенному выше геологическому разрезу осадочной толщи соответствует определенный тип сейсмических разрезов, который широко распространен в юго–восточной части Средиземного моря, от дельты Нила до восточного побережья. Характерной их особенностью является четко выраженная слоистая структура огромной по мощности миоцен–меловой толщи. На сейсмических разрезах, полученных в низкочастотном диапазоне (например, с пневмоизлучателями), она практически не отличается от слоистой структуры плиоцен–четвертичной толщи. Эту особенность необходимо учитывать при геологической интерпретации сейсмических разрезов в глубоко–водной части моря. Отсутствие верхнемиоценовых отложений исключает проявление соляной тектоники в этом районе. Однако на профиле 32, проходящем через скв. Браво–1, на небольшом участке зарегистрирована характерная запись дифрагированных волн в области подошвы плиоцен–четвертичных отложений, которая в других районах Средиземного моря принималась за один из основных признаков присутствия эвапоритов. В этой скважине эвапоритов нет (по

крайней мере достаточной мощности, необходимой для возникновения диапиров). Природа сейсмической записи здесь явно другая. Следовательно, данный сейсмический признак без скоростных характеристик не может быть достаточным основанием для выделения эвапоритов.

На материковом склоне и шельфе Израиля плиоцен-четвертичные отложения нарушены многочисленными сбросовыми нарушениями в результате верхнеплейстоценовых и, возможно, голоценовых вертикальных движений. На современному берегу морские плейстоценовые отложения залегают значительно выше уровня моря, на шельфе и материковом склоне они опущены по системе сбросов. Однако основные структуры этого района (грабены, выступы, материковый склон) образовались значительно раньше, очевидно, на границе миоцена и плиоцена. Об этом убедительно свидетельствует строение и характер распределения мощностей плиоцен-четвертичных отложений: максимальные мощности приурочены к депрессиям и грабенам доплиоценового структурного плана.

#### СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ

Эта часть моря, прилегающая к о-ву Кипр, имеет, по-видимому, другое строение земной коры, в том числе и строение осадочного чехла. На о-ве Кипр широко распространены основные и ультраосновные магматические породы: диабазы, габро, андезиты, серпентиниты, которые слагают горные массивы острова. Огромные массы пород основного состава, являющиеся источником больших положительных гравитационных аномалий, залегают в равнинных участках острова под толщей осадков от верхнетриасового до третичного возраста [Богданов и др., 1964]. Осадочные и магматические породы сильно дислоцированы, смяты в складки и разбиты многочисленными дизъюнктивными нарушениями. Аномалии силы тяжести указывают на морское продолжение тектонических структур острова в северном и северо-восточном направлениях. Для выяснения глубинного строения и источника высоких положительных гравитационных аномалий в заливаж Морфу и Фамагуста были выполнены сейсмические исследования ГСЗ [Gaskell et al., 1958].

По сейсмическим данным в заливе Фамагуста были выделены три формации: низкоскоростные осадки мощностью 500 м; осадочные отложения с  $V_g = 4,4$  км/с мощностью около 2400 м; подстилающие их породы с  $V_g = 6,7$  км/с. Тродосские горы центральной части острова сложены в основном диабазами. Глубинный сейсмический слой с  $V_g = 6,7$  км/с, по мнению Т.Гескелла и его соавторов, сложен аналогичными породами. Граница с  $V_g = 4,4$  км/с, кровля второго осадочного слоя, видимо, соответствует кровле известняков. К сожалению, геофизических данных слишком мало, чтобы уверенно говорить о распространении глубинного слоя с  $V_g = 6,7$  км/с в глубоководную часть акватории моря. Этот слой вероятнее всего, имеет местное распространение.

В заливе Морфу получена более сложная волновая картина для верхней части разреза. Зарегистрированы волны с  $V_g = 1,83; 2,96$  и

4,0 км/с. Граница с  $V_g = 2,96$  км/с приурочена, очевидно, к слою известняков миоценового возраста мощностью 300–1100 м. Известняки широко распространены на острове и слагают большие мощности. Вышележащая толща представлена плиоцен–четвертичными осадками. На южном берегу залива имеется интрузия. Возможно, что слой с  $V_k = 4,0$  км/с соответствует этой интрузии, круто погружающейся под дно залива. По мнению Т.Гаррисона [Harrison, 1955], подстилающий слой с  $V_k = 4,0$  км/с может быть представлен песчаниками, которые в северной части острова имеют мощность до 3000 м.

### ВОСТОЧНО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКИЙ МАКРОВАЛ И ЭЛЛИНСКИЙ ЖЕЛОБ

Сложное строение рельефа дна и осадочного чехла затрудняет расшифровку сейсмических разрезов. Однако на некоторых участках все же удается получить представление о строении верхней части осадочного чехла.

Севернее Ливийского плато в осадочной толще, подстилающей плиоцен–четвертичные отложения, выделяется несколько глубоких границ раздела. Наиболее интенсивная и хорошо прослеживаемая сейсмическая граница на профиле MS-59 залегает на глубине 2,5–3,5 км с подъемом на юг (рис. 42, а). И.Финетти [Finetti, 1976] относит ее к кровле мезозоя, К.Морелли [Morelli, 1975] – к подошве эвапоритового слоя, предполагая наличие в этом районе мощной (2500–3000 м) эвапоритовой толщи. Учитывая строение осадочной толщи в прилегающей части Центрального бассейна, интерпретация И.Финетти представляется более вероятной. В этом случае на Ливийском плато мезозой должен залегать под дном на небольшой глубине, около 0,5 км.

В глубоководной впадине Эллинского желоба, расположенной юго–западнее о-ва Крит, прослеживаются две глубинные границы с наклоном на юг в интервалах глубин: первая – от 2,5 до 4,5 км, вторая – от 6,5 до 8,5 км (профиль MS-70). Верхнюю границу И.Финетти отождествил с кровлей мезозоя, нижнюю – с границей внутри мезозоя. В динаридах и эллинидах широко представлен карбонатный комплекс мезозойских отложений. Две опорные сейсмические границы, возможно, соответствуют кровле и подошве этого карбонатного комплекса.

В восточной части Эллинского желоба, между Кипром и заливом Анталья располагается блок земной коры, сохранивший горизонтально–нискоистущую структуру осадочной толщи. Как и на западе, осадочный чехол имеет большую мощность. Сейсмическими исследованиями МОВ удалось изучить строение лишь его верхней части до глубины примерно 5–6 км ниже дна (см. рис. 42, б). Под слоем плиоцен–четвертичных отложений мощностью 400–600 м залегает мощный слой эвапоритов (1500 м). И.Финетти и К.Морелли [Finetti, Morelli, 1973] нижнюю границу эвапоритового слоя отождествили с опорной отражающей границей, залегающей значительно глубже. За отложения мессинских солей они приняли подстилающую несло-

истую толщу, верхняя часть которой характеризуется наличием дифрагированных волн, и получили значительно завышенные мощности (около 3000 м). В действительности этот слой, по-видимому, представлен нижнемиоцен-палеогеновыми и более древними отложениями.

Таким образом, в области Восточно-Средиземноморского вала и Эллинского желоба широко представлен мощный третично-мезозийский осадочный комплекс.

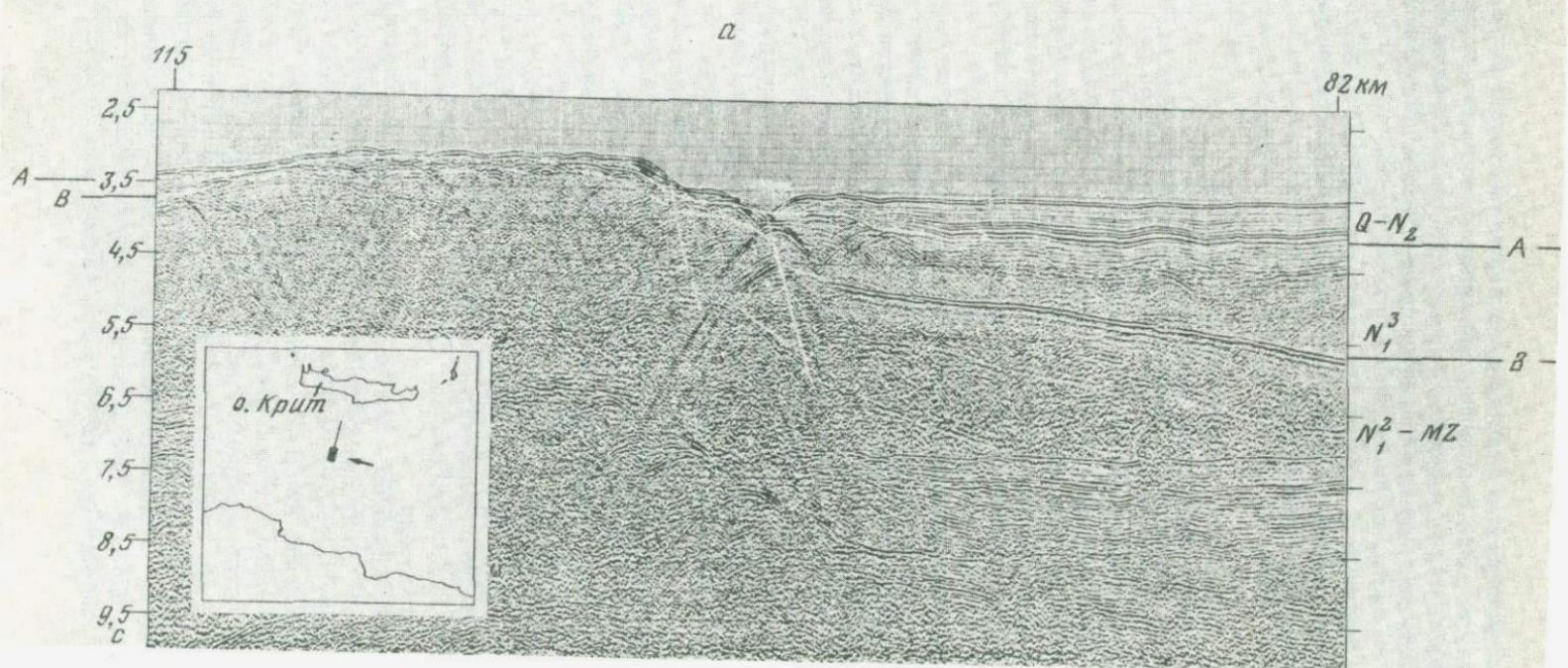
### Строение плиоцен-четвертичных отложений в области Крито-Родосской островной дуги

Геологическое строение Крито-Родосской островной дуги очень сложное. Все отложения до миоценовых включительно смыты в сложные складки [Aubouin, Dercourt, 1965, 1970; Comninakis, Parazachos, 1972; Vicente, 1970]. На островах Касос, Карпатос и Родос в складкообразование вовлечены и плиоценовые отложения, которые имеют весьма ограниченное распространение на островах и сохранились лишь в небольших впадинах.

На акватории области Крито-Родосской дуги плиоцен-четвертичные осадки накопились лишь в замкнутых глубоких депрессиях: Критской впадине, впадине Карпатос, Литикон, Родосской и др.

Критская котловина располагается севернее о-ва Крит и представляет собой грабен, центральная часть которого опущена на глубину более 2 км и засыпана осадками мощностью до 500-600 м (рис. 43, см. вкл.). В глубоководной скв. 378 (центр Критского моря) подошва плиоцен-четвертичных отложений залегает на глубине около 320 м. Опорная сейсмическая граница М соответствует кровле верхнемиоценовых эвапоритов. В плиоцен-четвертичных отложениях прослеживаются две-три четкие сейсмические границы. Верхние слои имеют более слоистую структуру, чем нижние. Осадочная толща разбита на отдельные блоки. Тектонические нарушения типа сбросов секут разрез до поверхности дна и хорошо выражены в рельфе. В западной части впадины протягиваются складчатые структуры субмеридионального простирания, охватывающие всю толщу плиоцен-четвертичных отложений. Образование складок, по-видимому, связано с горизонтальными подвижками широтного направления.

Котловина Карпатос – наиболее глубокая впадина внутренней зоны островной дуги. Она располагается восточнее Критской котловины, имеет вытянутую форму. Глубина моря достигает 2,52-2,53 км. Впадина Карпатос также является глубоким грабеном. Резко расчлененный доплиоценовый рельеф выходит на поверхность дна в виде островершинных гряд и подводных гор. В центральной части котловины доплиоценовый рельеф располагается на глубине около 3,5 км и перекрыт осадками мощностью более 1000 м. Верхняя часть плиоцен-четвертичных отложений, разделяется на три-четыре прослоя. Тонкослоистые отложения чередуются с более мощными однородными, акустически прозрачными прослойями. На



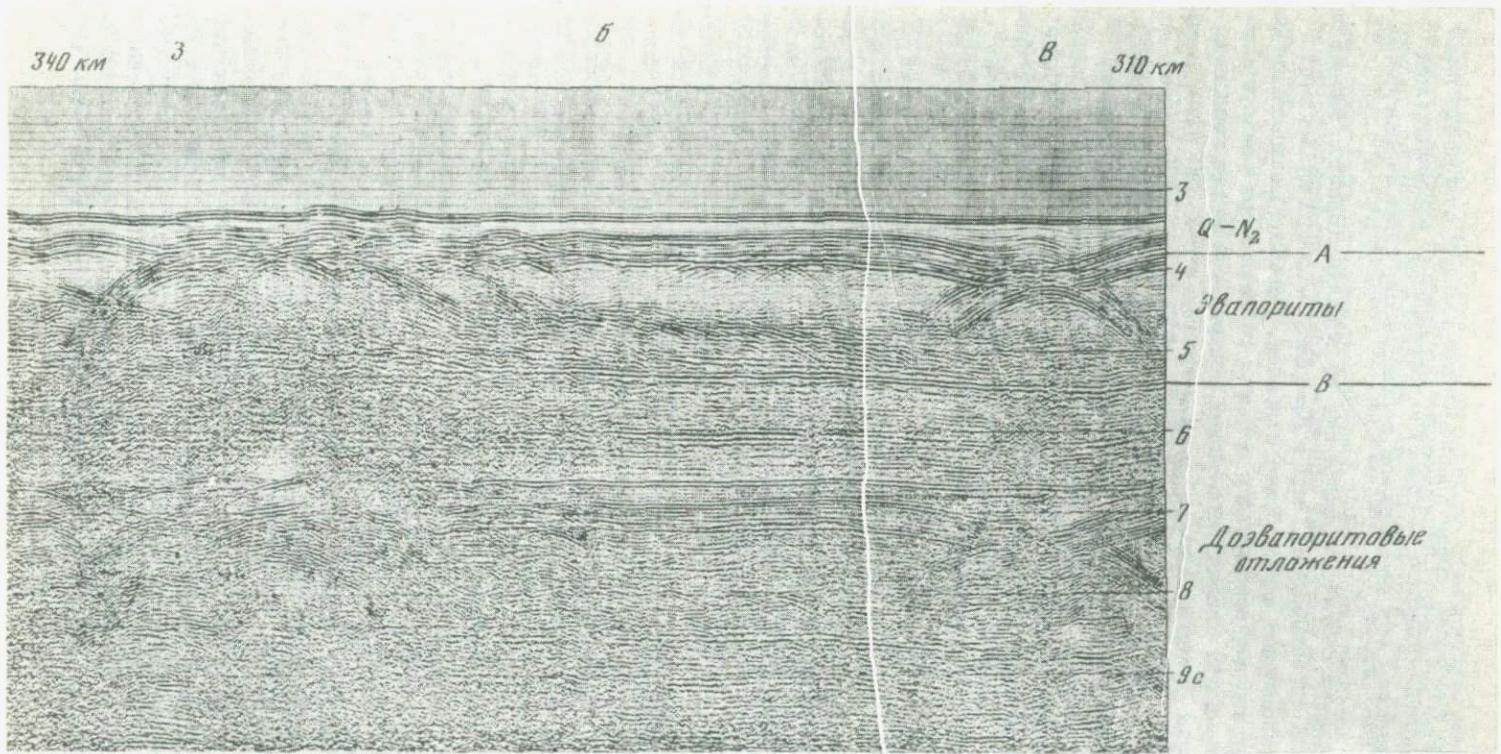


Рис. 42. Сейсмические разрезы МОВ

*a* — профиль MS-59 [Finetti, Morelli, 1973] через Ливийское срединное плато и прилегающий с севера район Восточно-Средиземноморского макровала; *б* — профиль MS-49 [Finetti, 1976] от Кипра до залива Анталья; А — кровля эвапоритов, В — подошва эвапоритов

периферии котловины среди плиоцен-четвертичных отложений преобладают тонкослоистые осадки. По направлению к центральным частям впадины они замещаются однородными, сейсмически неслоистыми.

Плиоцен-четвертичные отложения во впадине Карпатос значительно меньше дислоцированы, чем в Критском море. В целом этот район в настоящее время более стабилен. Большие мощности плиоцен-четвертичных отложений и большая глубина моря свидетельствуют о продолжающемся погружении центральной части котловины.

Впадина Литикон располагается с внешней стороны дуги, в области материкового склона о-ва Крит. Сравнительно небольшая по размерам впадина частично заполнена осадками. Подошву верхней тонкослоистой толщи выделить не удалось. Изучена ее верхняя часть на глубину 0,3-0,4 км, по-видимому, сложенная в основном четвертичными осадками. Слои осадочной толщи залегают в виде пологих складок меридионального (как и в Критской впадине) простирания, которые выполаживаются в верхней части разреза до горизонтального залегания. Видимо, это структура облекания, подчеркнутая в результате уплотнения четвертичных отложений.

Родосская впадина находится с внешней стороны дуги между островами Родос и турецким побережьем. Глубокая котловина ярко выраженного сбросового типа частично заполнена, очевидно, в основном четвертичными осадками. Древний, по-видимому плиоценовый, рельеф разделен на блоки и опущен в центральной части на глубину 5,3-5,5 км. Мощность четвертичных отложений колеблется в пределах от 500 до 800 м. На склонах котловины в области локальных депрессий мощность их увеличивается до 1000-1500 м. На периферии котловины четвертичные осадки характеризуются хорошо выраженной слоистостью, в центральных частях осадки более однородные, на сейсмических разрезах менее слоистые.

Анализ структуры плиоцен-четвертичных отложений и морфологии доплиоценового рельефа во впадинах внутренней и внешней зон Крито-Родосской островной дуги свидетельствует о том, что тектонические структуры этого района образовались в результате преимущественно вертикальных движений большой амплитуды (3-5 км). Все котловины имеют форму грабенов с многочисленными сбросовыми нарушениями. Лишь в западной части Критской впадины и во впадине Литикон в четвертичных отложениях обнаружены складчатые структуры меридионального простирания, которые указывают на местное проявление широтно направленных сил сжатия.

Все котловины частично заполнены четвертичными и плиоценовыми отложениями. Их строение везде однотипно: по периферии котловин осадки тонкослоистые, в центральных частях - сейсмически прозрачные. Мощность плиоцен-четвертичных отложений достигает 500-1000 м. В отдельных глубоких впадинах, если они к тому же располагаются на периферии котловины, она увеличивается до 1500 м и более. Такое строение осадочной толщи существенно отличается от известных структур осадочного чехла в районах островных дуг, таких, как Яванской, Филиппинской и др. Если бы

тектонические структуры данного района образовались под действием в основном горизонтальных движений, например субдукции плит [Comninakis, Papazachos, 1972; Emery et al., 1966; McKenzie, 1970; Papazachos, Comninakis, 1971], то тектонический режим внутренних и внешних областей дуги должен был бы существенно различаться, а таких различий, как только что было показано, нет.

### ЭГЕЙСКОЕ МОРЕ

Исследование строения земной коры методом ГСЗ проведено в южной и центральной частях Эгейского моря (см. рис. 1). Два региональных профиля ГСЗ пересекают Критское море в меридиональном и субширотном направлениях, один профиль ГСЗ проходит через о-в Крит, от западного побережья до восточного. Самый длинный профиль ГСЗ пересекает центральную часть моря от о-ва Аморгос через Эвбею с выходом на материковую сушу Греции. Интерпретация всех сейсмических материалов ГСЗ проведена Й.Макрисом [Makris, 1976] по единой методике. Учитывая очень сложное геологическое строение Эгейского моря и прилегающей суши, теоретические модели земной коры, полученный Й.Макрисом методом подбора, отражают лишь главные черты строения.

На о-ве Крит была получена встречная система наблюдений от двух пунктов взрыва, расположенных на очень большом расстоянии друг от друга (260 км) и не обеспечивающих замкнутую систему встречных гидографов даже для границы Мохоровичича. Сейсмическая граница с кажущейся скоростью  $V_K = 7,54 \text{ км/с}$  была отождествлена с поверхностью Мохоровичича.

Земная кора на о-ве Крит имеет нормальный континентальный тип строения. В западной части острова мощность коры около 34000 м, в восточной – 30000 м (рис. 44, а). Кристаллическая часть коры по скоростным характеристикам разделяется на два слоя: верхний (мощностью 18000–20000 м с  $V_{\text{пл}} = 6,0\text{--}6,35 \text{ км/с}$ ) и нижний (мощностью 10000–14000 м с  $V_{\text{пл}} = 6,2\text{--}7,1 \text{ км/с}$ ). По характеру гравитационного поля подошва земной коры должна залегать примерно горизонтально вдоль острова. На этом основании было сделано предположение, что величина кажущейся скорости близка к действительной. Таким образом, граница Мохоровичича на о-ве Крит характеризуется заниженными значениями. Скорость сейсмических волн в осадочном чехле была принята равной 4,0 км/с. Надвиговые образования имеют максимальные мощности в западной части острова. Неогеновые отложения широко развиты в бассейне Мессара, в восточной половине острова.

В Критском море граница Мохоровичича имеет более высокие значения скорости (7,9 км/с), чем под о-вом Крит (рис. 44, б, в). Мощность земной коры сокращается к центру впадины до 20 000–22 000 м. Для лучшего совпадения теоретического и экспериментального гидографов Й.Макрис вынужден был ввести в нижнюю часть модели земной коры высокоградиентный слой со скоростью,

увеличивающейся от 6,7 до 7,9 км/с. Вышележащая часть кристаллической коры условно разделена на два слоя. В верхнем слое скорость изменяется в диапазоне 6,0–6,2 км/с, в нижнем – 6,2–6,9 км/с. Мощность верхнего слоя изменяется от 12000 до 20000 м. Отмечается плохое прохождение сейсмических волн в широтном направлении. Анизотропия, возможно, связана с преобладанием меридиональной ориентации основных тектонических нарушений. В связи с этим на субширотном профиле через глубоководную котловину Критского моря получена информация по существу только о фундаменте. Лишь станция, расположенная на Пелопоннесе, зарегистрировала волны с  $V_K = 6,2$  км/с и слабые вступления волн, отраженных от границы Мохоровичича.

Глубина фундамента изменяется от 1,5 до 4,0 км. Осадочный чехол широко развит в полосе глубоководных впадин, вытянутой по линии Пелопоннес – Китира – Антиклирира – Критское море – впадина Карпатос. Максимальные мощности осадочных отложений до 2000 м приурочены к грабенам.

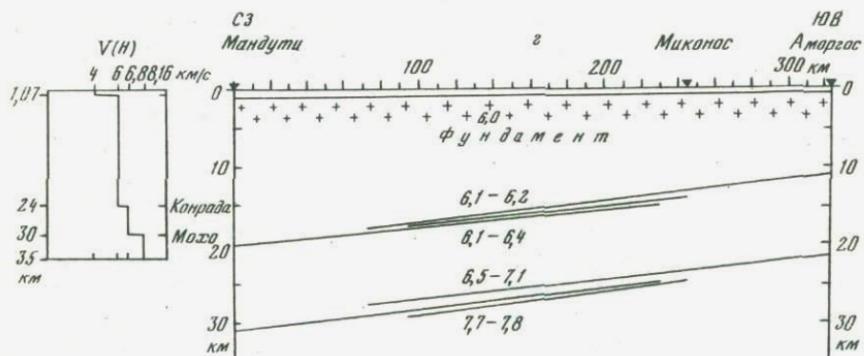
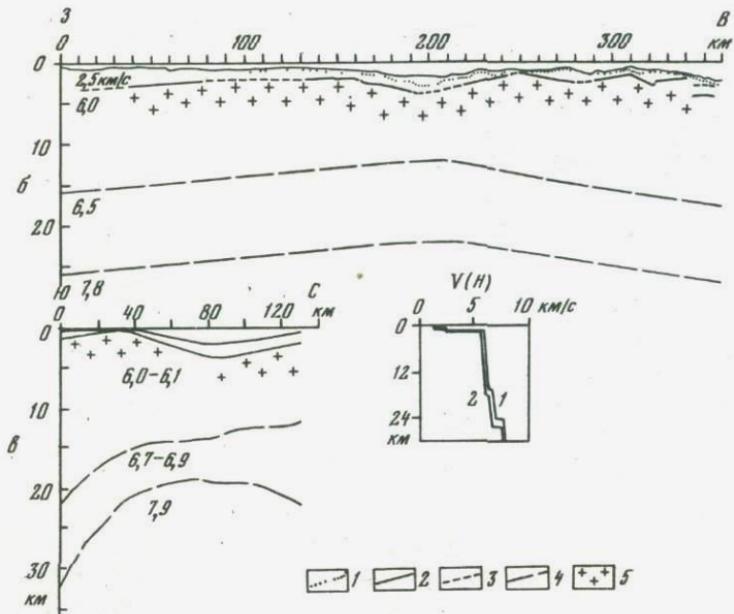
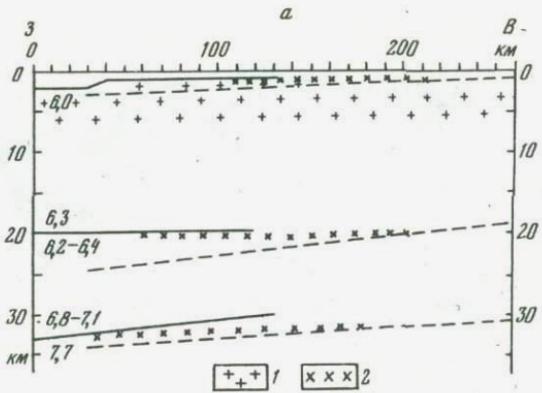
Положение кровли фундамента в разрезе по данным ГСЗ не совпадает по глубине с подошвой плиоцен–четвертичных отложений по данным МОВ. Й.Макрис полагает наличие второго осадочного слоя мощностью до 1000 м, представленного в глубоководных впадинах отложениями верхнего миоцена (в том числе и эвапоритами), в других районах – альлюхтонами мезозойских и палеозойских пород или отложениями нижнего миоцена [Hinz et al., 1977].

Из анализа морфологии дна и фундамента Й.Макрис делает вывод, что сначала погрузилась западная часть Критского моря на 1,5 км, затем в погружения была вовлечена центральная его часть. Северный район Критского моря погрузился сравнительно недавно. Й.Макрис считает, что преобразование земной коры Критского моря связано с крупным сводовым поднятием, эрозией осадочного чехла и последующим глубоким погружением. Ссылка многих авторов на наличие фокальной плоскости – зоны подвига, – по его мнению, не совсем корректна, она не вытекает с очевидностью из сложного облака гипоцентров землетрясений.

Строение земной коры в центральной части Эгейского моря по линии профиля ГСЗ от о-ва Аморгос через Эвбею до Мандути ана-

Рис. 44. Сейсмические разрезы ГСЗ

*a* – профиль вдоль побережья Крита [Makris, Vees, 1977]: 1 – фундамент, 2 – вероятное положение сейсмических границ (по В.Н. Москalenko); профили через Критское море [Makris et al., 1977]: 6 – широтный, 8 – меридиональный от о-ва Крит до о-ва Санторин: 1 – граница, полученная непрерывным сейсмопрофилированием МОВ, 2 – границы по данным ГСЗ, 3 – предполагаемое положение границы, 4 – глубинные сейсмические границы, положение которых определено по теоретической скоростной модели, удовлетворяющей экспериментальному гидографу, 5 – фундамент;  $V(H)$  – графики изменения пластовой скорости с глубиной; пункты приема: 1 – о-в Крит, 2 – о-в Санторин; *i* – профиль Мандути (о-в Эвбея) – Аморгос [Makris, Vees, 1977]



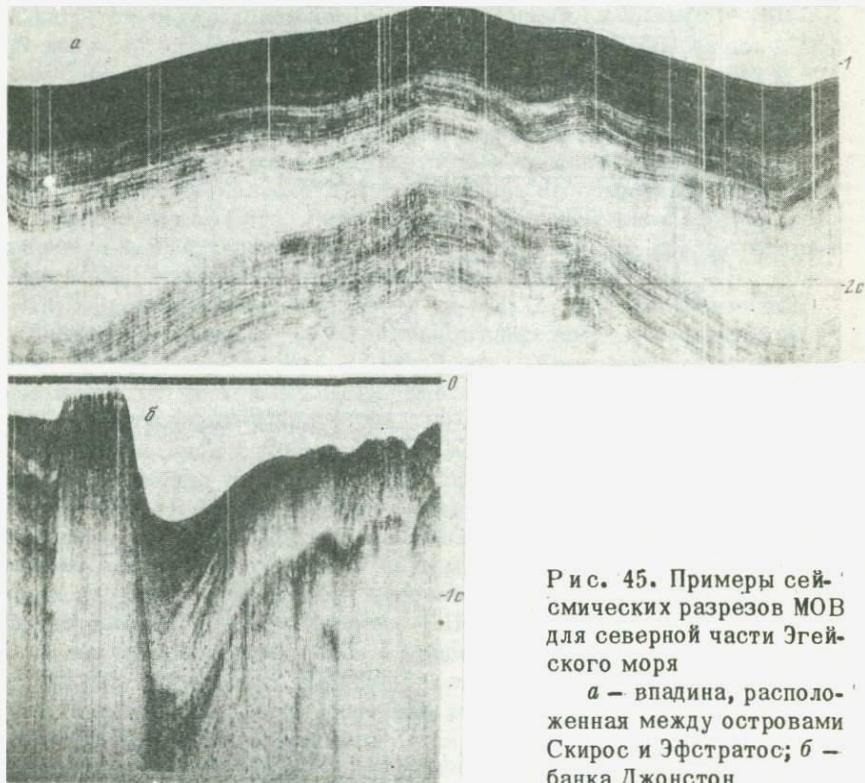


Рис. 45. Примеры сейсмических разрезов МОВ для северной части Эгейского моря

*a* — впадина, расположенная между островами Скирос и Эфстратос; *b* — банка Джонстон

логично району Критского моря (рис. 44, ). Граница Мохоровичича характеризуется пониженными скоростями ( $7,7\text{--}7,8 \text{ км/с}$ ), кристаллическая часть коры делится на два слоя: верхний с  $V_{\text{пл}} = 6,0\text{--}6,2 \text{ км/с}$ , мощностью  $12000\text{--}20000 \text{ м}$  и нижний с  $V_{\text{пл}} = 6,1\text{--}7,1 \text{ км/с}$ , мощностью около  $10000\text{--}12000 \text{ м}$ . Общая мощность земной коры в районе о-ва Аморгос около  $22000 \text{ м}$ , по направлению к материку она увеличивается до  $30000\text{--}32000 \text{ м}$ . Мощность осадочного чехла очень изменчива; максимальные мощности отмечены в северной части о-ва Эвбея, а в южной осадки отсутствуют совсем и кристаллический фундамент выходит на поверхность.

Типичное строение плиоцен-четвертичной голщи для северной части Эгейского моря представляет разрез в районе банки Джонстон [Баньолесси и др., 1979]. Банка Джонстон представляет собой приподнятый блок, разбитый многочисленными нарушениями. Окружающие банку депрессии полностью заполнены тонкослоистыми отложениями (рис. 45.). В строении банки и прилегающих участков моря четко выделяются два комплекса пород, залегающих несоглас-

но. Верхний сформировался после основных тектонических движений, образовавших структурный план северной части Эгейского моря (предположительно в верхнем плейстоцене), и представлен, по-видимому, верхнеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями.

Структура верхнего слоя тонкослоистая. На вершине банки и на юго-восточном склоне мощность его изменяется от 30 до 50 м. В депрессиях, расположенных вдоль северо-западной границы банки, она увеличивается до 500–600 м. Косая наклонная слоистость типа "конского хвоста" указывает на поступление осадочного материала с северо-запада. Верхний слой осложнен пологой складчатостью с наклоном крыльев отдельных складок не более 2–3°. Подстилающая толща сложена также тонкослоистыми породами, она смята в сладки и разбита на отдельные блоки.

К западу от банки Джонстон располагается небольшая котловина с глубиной моря до 881 м. Она выполнена исключительно тонкослоистыми четвертичными отложениями мощностью 500–700 м, смятыми в пологие волнистые складки. Границы раздела четко прослеживаются от одного борта впадины к другому. Слоистую толщу подстилают сейсмически прозрачные осадки, очевидно, плиоцен–нижнеплейстоценового возраста, мощностью до 200 м и более.

Таким образом, строение земной коры Эгейского моря характеризуется: а) пониженными значениями скоростей в верхней мантии ( $7,5=7,7$  км/с); б) большой мощностью верхнего слоя кристаллической коры с  $V_{\text{пл}} = 6,0-6,2$  км/с, которая достигает 20000 м; в) отсутствием на большей части площади моря доплиоценового осадочного чехла. Лишь в центральных частях глубоководных впадин сохранились осадочные отложения не древнее верхнего миоцена. Глубоководные впадины выполнены в основном плиоцен–четвертичными отложениями.

## СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В области Средиземноморья располагается несколько сейсмоактивных областей [Широкова, 1967; Papazachos, 1973]. Широкой сетью специальных сейсмологических станций накоплена огромная информация о характере прохождения упругих волн через глубоководные впадины, в том числе и о кинематических характеристиках поверхностных волн Лява и Релея, тесно связанных с особенностями строения земной коры и верхней мантии.

Дж.Пайо [Payo, 1967, 1969] проанализировал кинематические характеристики волн Релея и Лява от 48 землетрясений и получил представительный ряд траекторий сейсмических лучей, пересекающих как отдельные впадины Средиземного моря, так и все море с востока на запад. Получено пять групп дисперсионных кривых для волн Релея и Лява, каждой из которых соответствует своя модель коры и верхней мантии. Из этих данных следует (рис. 46), что

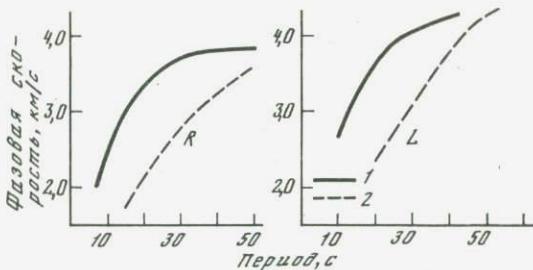


Рис. 46. Дисперсионные кривые волн Релея (*R*) и Лява (*L*) для Западного (1) и Восточного (2) Средиземноморья

земная кора и верхняя мантия в Западном Средиземноморье существенно более тонкие, чем в Восточном.

При построении теоретической модели земной коры и верхней мантии Западного Средиземноморья Дж.Пайо использовал величину мощности земной коры, полученную Д.Фалквистом и Дж.Херси [Fahlquist, Hersey, 1969]. По данным ГСЗ, как было показано выше, эти величины значительно занижены. Поэтому кора у Дж.Пайо получилась в основном базальтовая, а верхний слой мантии — тонкий и с пониженной скоростью. На глубине 50–60 км в мантии выявлен низкоскоростной канал, в котором скорость поперечных волн уменьшается на величину до 0,6 км/с. Приведенное строение земной коры и верхней мантии Дж.Пайо относит к океаническому типу.

Другую модель строения земной коры и верхней мантии предлагают М.Берри и Л.Кнопов [Berry, Knopoff, 1967]. В своих расчетах они используют более длиннопериодные волны Релея и Лява и свою теоретическую модель целиком строят на данных сейсмологии. По их данным, в центральной части Балеарской котловины слой со скоростью поперечных волн  $V_s = 4,45$  км/с (что соответствует скорости продольных волн  $V_p = 7,7$  км/с, выделенный Д.А.Фалквистом методом ГСЗ) прослеживается на глубину до 30 км (см. рис. 14). Ниже залегает более высокоскоростной слой с  $V_s = 4,80$  км/с (что соответствует  $V_p = 8,2$  км/с). Наличие более высокоскоростного слоя между слоем с  $V_p = 7,7$  км/с и низкоскоростным каналом в мантии в интервале глубин 30–60 км, на наш взгляд, не вызывает сомнения. Переход от слоя с  $V_p = 7,7$  к более высокоскоростному может быть постепенным.

Присутствие слоя со скоростью  $V_p = 8,1$  км/с на большой глубине, по мнению М.Берри и Л.Кнопова, указывает либо на континентальный, либо на переходный тип коры Балеарской впадины.

Слой с необычно низкими скоростями поперечных волн (4,1 км/с) в верхней мантии окружен породами с  $V_s = 4,43 \pm 0,1$  км/с. Кровля слоя пониженных скоростей под Альпами обнаружена на глубине 80 км. Неясно, простирается ли он через глубоководную Балеарскую котловину с поворотом к Гибралтарскому проливу?

В 1974 г. в Западном Средиземноморье выполнены исследования верхней мантии методом взрывной сейсмологии [Hipp et al., 1977]. Получена скоростная кривая, подтверждающая модель М.Берри и Л.Кнопова: в интервале глубин 12–27 км скорость продольных волн увеличивается от 7,7 до 8,3 км/с. Таким образом, в Западном Средиземноморье в верхней части мантии между слоем с  $V_p = 7,7$  км/с и областью низких скоростей (волноводом) имеется слой с нормальной для верхней мантии скоростью  $V_p = 8,0\text{--}8,3$  км/с.

В Восточном Средиземноморье, к югу от Греции и о-ва Крит, по данным Дж.Пайо, мощность земной коры гораздо больше, около 22–24 км. Значительную часть коры составляет осадочная толща с очень низкими скоростями. Но и в Восточном Средиземноморье, по мнению Дж.Пайо, осадки лежат на базальтах. Верхняя мантия по скоростным характеристикам должна значительно отличаться от нижней части коры и иметь небольшой градиент скорости. Как и в Западном Средиземноморье, здесь также имеется низкоскоростной канал в мантии, но залегает он значительно глубже, на глубине 100–150 км. Такая мощная литосфера соответствует континентальному типу коры и мантии. Дж.Пайо указывает на примечательную особенность низкоскоростного канала в мантии: он выделяется по дисперсионным кривым волн Релея и Лява, но не проявляется на гидографах волн  $P$  и  $S$ .

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По сейсмологическим данным установлены существенно более высокие скоростные характеристики верхней мантии и земной коры Западного Средиземноморья (Балеарский бассейн, Тирренское море) по сравнению с восточной частью Средиземного моря [Payo, 1967, 1969]. В области глубоководной Алжиро-Провансской котловины в верхней мантии, в интервале 60–200 км, располагается обширная зона пониженных скоростей; в восточной части аналогичная зона начинается на значительно больших глубинах – 100–150 км. Мощность земной коры во всех глубоководных впадинах сокращена: в Балеарском бассейне граница Мохоровичича поднимается к центральным областям впадины до глубины 25 км, в Тирренском море – до 20–25 км, в Ионическом – до 17–20 км, в Адриатическом – до 30 км, в Левантской глубоководной впадине – до 22 км, в Критской впадине – до 20–22 км (рис. 47).

Для большинства глубоководных впадин характерно наличие мощного осадочного чехла, а в верхней части кристаллической коры – слоя со скоростями сейсмических волн 5,0–6,0 км/с. Наибольшие мощности осадочного чехла установлены в глубоководной Левантской котловине (10–15 км), в южной котловине Адриатического моря и в Ионическом море (10–12 км). В Балеарском бассейне мощность осадочного чехла гораздо меньше (6–8 км). Минимальные мощности осадочного чехла (около 2 км) имеют глубоководные котловины Тирренского и Критского морей (рис. 48). Боль-

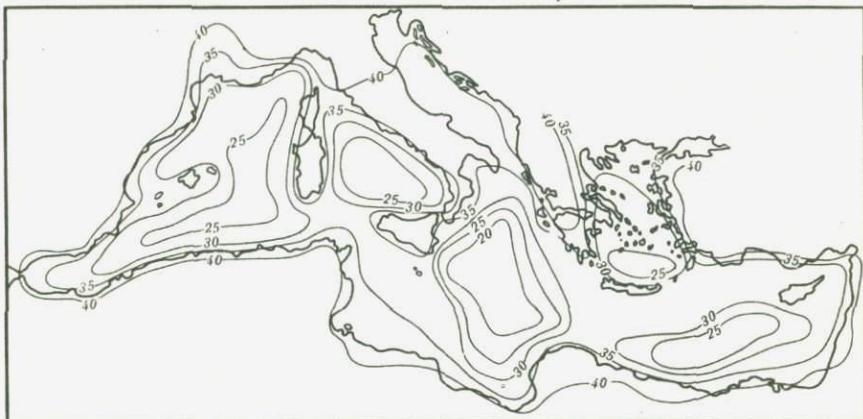


Рис. 47. Схема глубины залегания границы Мохоровичича (км)

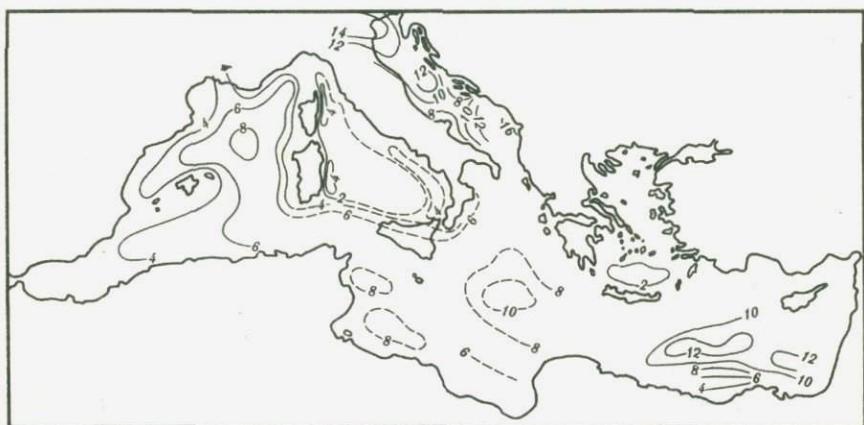


Рис. 48. Схема мощностей осадочного чехла (км)

шая мощность осадочного чехла, наличие верхнего слоя кристаллической коры со скоростями 5,0–6,0 км/с и сравнительно глубокое залегание границы Мохоровичича в глубоководных впадинах – все эти признаки присущи субконтинентальному типу земной коры.

По всей акватории осадочная толща с различной степенью уверенности разделяется на три слоя: верхний гонкослоистый со средними скоростями 1,6–2,0 км/с, представленный в основном плиоцен–четвертичными осадками; средний ( $V_{пл} = 3,2–4,5$  км/с), сложенный верхнемиоценовыми эвапоритами и включающий пласти солей; нижний ( $V_{пл} = 4,0–5,5$  км/с), к которому относятся все более древние осадочные образования (так называемые доэвапоритовые). Большую часть осадочного чехла во всех котловинах составляют доэвапоритовые отложения.

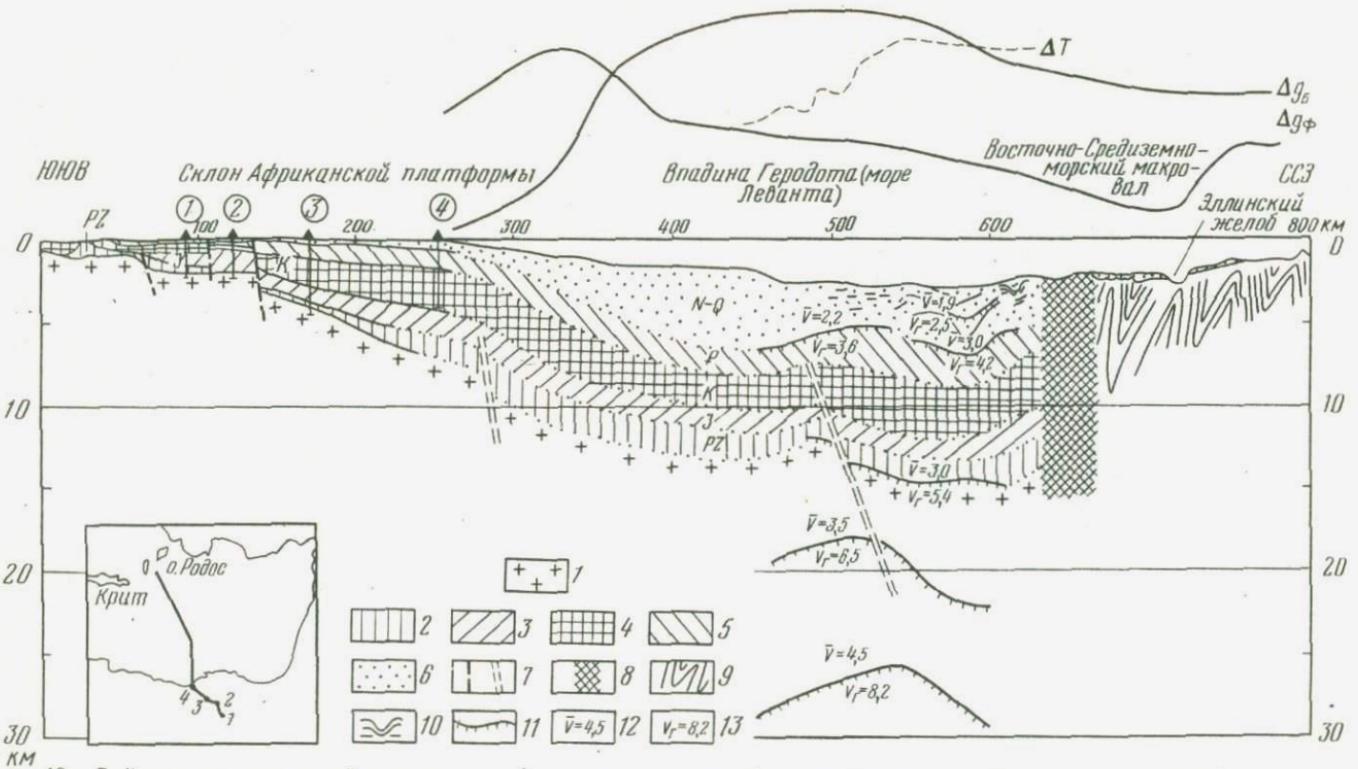


Рис. 49. Сейсмогеологический разрез через восточную часть Средиземного моря [Маловицкий, 1978]

1 – кристаллические породы фундамента; отложения: 2 – палеозойские, 3 – юрские, 4 – меловые, 5 – палеогеновые, 6 – неоген-четвертичные; 7 – тектонические разломы; 8 – шовная зона; 9 – альпийский геосинклинальный комплекс (без расчленения); границы: 10 – отражающие сейсмические, 11 – преломляющие; 12 – средняя скорость до границы (км/с); 13 – граничная скорость (км/с). Цифрами на карте и на разрезе (в кружках) обозначены скважины: 1 – Абу-Роаш, 2 – Хататба, 3 – Натрун, 4 – Бург-эль-Араб

Непосредственное продолжение осадочного чехла суши и фундамента в область материкового склона и глубоководной впадины удалось проследить (по сейсмическим и буровым данным) в Валенсийском бассейне в районе дельты р. Эбро, в Лионском заливе, в Лигурийском море, в заливе Сидра по направлению к центральной впадине Ионического моря, на материковом склоне Египта и Израиля. На всех перечисленных участках мезозойско-третичный комплекс осадочной толщи продолжается в глубоководные впадины Средиземного моря (рис. 49).

В глубоководной котловине Критского моря основная часть кристаллической коры представлена породами с  $V_g = 6,0-6,1$  км/с (мощностью 10–12 км). Мощность земной коры в целом сокращена за счет нижней высокоскоростной кристаллической части и осадочного чехла. Примерно такое же соотношение верхней (низкоскоростной) и нижней (высокоскоростной) частей кристаллической коры наблюдается в глубоководной котловине Ионического моря. В других глубоководных котловинах мощность нижней части кристаллической коры существенно больше верхней. По-видимому, частично этим определяется более высокоскоростная характеристика земной коры западной части Средиземного моря по сравнению с восточной, установленная по сейсмологическим данным.

## ЛИТЕРАТУРА

- Баньолесси В.М., Маловицкий Я.П., Свистунов Ю.И. Структура поверхности консолидированного основания моря Альборан. – В кн.: Геологические и геофизические исследования Средиземного и Черного морей. М., 1979.
- Геология и полезные ископаемые Африки. М.: Недра, 1973. 544 с.
- Кастани Г. Геология дна Средиземного моря между Тунисом и Сицилией. – В кн.: Рельеф и геология дна океанов. М.: Прогресс, 1964, с. 117–130.
- Корсаков О.Д. О строении осадочного чехла в море Альборан. – Морская геол. и геофиз., 1972, вып. 3, с. 78–82.
- Маловицкий Я.П. Тектоника дна Средиземного моря. М.: Наука, 1978. 95 с.
- Маловицкий Я.П., Есина Л.А., Москаленко В.Н. и др. Глубинная структура и история геологического развития впадин Средиземного моря. – В кн.: Палеонтология, морская геология. М.: Наука, 1976, с. 277–286 (Междунар. конгр. XXII сессия. Докл. сов. геол.).
- Маловицкий Я.П., Москаленко В.Н., Прокопцев Н.Г. и др. 20-й рейс м/s "Академик С. Вавилов" в Средиземное море. – Океанология, 1975, т. 15, № 2, с. 353–356.
- Москаленко В.Н. Новые данные о строении осадочной толщи и фундамента в море Леванта. – Океанология, 1966, № 6, с. 1030–1040.
- Москаленко В.Н. Строение осадочной толщи в Тирренском море по сейсмическим данным. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 6, с. 49–56.
- Москаленко В.Н. Строение земной коры глубоководной котловины моря Леванта. – Геотектоника, 1974, № 4, с. 58–65.
- Москаленко В.Н. Земная кора Средиземного моря. – В кн.: Земная кора окраин материков и внутренних морей. М.: Наука, 1975, с. 122–141.
- Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. Осадочные бассейны Критско–Родосской островной дуги. – В кн.: Гидрологические и геологические исследования Средиземного и Черного морей. М.: ИО АН СССР, 1975, с. 177–181.
- Москаленко В.Н., Евсюков Ю.Д. Структура плиоцен–четвертичных отложений акватории Африкано–Сицилийского района. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 137–147.
- Москаленко В.Н., Мирлин Е.Г., Милашин А.П., Милашина К.Г. Геофизические исследования 9-й средиземноморской экспедиции на судне "Академик С. Вавилов". – Океанология, 1969, т. 9, вып. 3, с. 555–562.
- Москаленко В.Н., Шимкус К.М., Маловицкий Я.П., Евсюков Ю.Д. "Осадочные реки" Центрального бассейна Средиземного моря. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51/3, с. 113–118.
- Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы в масштабе 1:2 500 000 / Под ред. А.А. Богданова, М.В. Муратова, И.С. Шатского. М.: Наука–Недра, 1964.
- Херси Дж. Седиментационные бассейны Средиземного моря. – В кн.: Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969, с. 88–109. Сер. Науки о Земле

- Чумаков И.С. Плиоценовые и плейстоценовые отложения долины Нила в Нубии и Верхнем Египте. М.: Наука, 1967, с. 113. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 170).
- Чумаков И.С. Некоторые вопросы истории средиземноморского бассейна в конце миоцена—начале плиоцена по новым данным. — Сов. геол., 1971, № 10, с. 3—15.
- Шимкус К.М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время: Автограф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1972.
- Широкова Е.И. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземноморско-Азиатского пояса. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1967, № 1, с. 22—36.
- Allan T.D., Morelli C. A geophysical survey in the Mediterranean Sea. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1971, vol. 3, N 50, p. 99—134.
- Aubouin T., Dercourt T. Sur la géologie de l'Égée: regard sur la Crète (Grèce). — Bull. Soc. geol. France, 1965, vol. 7(7), p. 787—821.
- Aubouin T., Dercourt T. Sur la géologie de l'Égée: regard sur le Dodecanese méridional (Kasos, Karpathos, Rhodes). — Bull. Soc. géol. France, 1970, vol. 12 (7), N 3, p. 455—472.
- Auzende J.M., Olivet J.L., Bonnin J. Le détroit Sardano-Tunisien et la zone de fracture Nord-Tunisienne. — Tectonophysics, 1974, vol. 21, N 4, p. 357—374.
- Bemmelen R.W. Origin of the western Mediterranean Sea. — Nederl. geol. mijnbouw genoot. verh. Geol. Ser., 1969, vol. 26, p. 13—35.
- Berry M.T., Knopoff L. Structure of the upper mantle under the western Mediterranean basin. — J. Geophys. Res., 1967, vol. 72, N 14, p. 3613—3626.
- Bijsu-Duval B. Carte géologique et structurale des bassins tertiaires du domaine méditerranéen: Commentaires. — Rev. Inst. franç. pétrole, 1974, vol. 29, N 5.
- Carrozzo M.T., Giorgetti F., Nicolich R. An example of comparative analysis of geophysical data. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1974, vol. 16, N 62/63, p. 100—124.
- Cassinis R., Finetti I., Giese P. et al. Deep seismic refraction research on Sicily. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1969, vol. 11, N 43/44, p. 140—160.
- Colantonio P. Note di geologia marina sul canale di Sicilia. — Giorn. geol. ann. Mus. geol. Bologna. Ser. 2a, 1975, vol. 40, N 1, p. 1—27.
- Colombi B., Giese P., Luongo G. et al. Preliminary report on the seismic refraction profile Gargano-Salerno-Palermo-Pantelleria (1971). — Boll. geofis. teor. ed appl., 1973, vol. 15, N 59, p. 225—254.
- Comninakis P.E., Papazachos B.C. Seismicity of the Eastern Mediterranean and some tectonic features of the Mediterranean Ridge. — Bull. Geol. Soc. America, 1972, vol. 83, N 4, p. 1093—1102.
- Cravatte J., Dufaure Ph., Prime M. et al. Le forage du golfe du Lion. Stratigraphie, sedimentologie. — Comp. Franç. petrol. Notes et mem., 1974, N 11, p. 209—274.
- Dragasevic T. Investigation of structural characteristics of the Mohorovicic discontinuity in the area of Yugoslavia. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1959, vol. 11, N 41/42, p. 57—69.
- Dragasevic T., Andric B. Deep seismic sounding of the Earth's crust in the area of the Dinarides and the Adriatic sea. — Geophys. Prospect., 1968, vol. 16, N 1, p. 54—76.
- Elter P., Giglia G., Tongiorgi M., Trevisan L. Tensional and compressional areas in the recent (Tortonian to Present) evolution of the Northern Apennines. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1975, vol. 17, N 65, p. 3—18.
- Emery K.O., Heezen B.C., Allan T.D. Batymetry of the Eastern Mediterranean Sea. — Deep-Sea Res., 1966, vol. 13, N 2, p. 173—192.

- Ewing J., Ewing M. Seismic refraction measurements in the Atlantic ocean basin, in the Mediterranean Sea. — Bull. Geol. Soc. America, 1959, vol. 70, p. 291–305.
- Fahlquist D.A., Hersey J.B. Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea. — Bull. Inst. océanogr. 1969, vol. 67, N 1386, p. 52.
- Finetti I. Le condizioni geologiche della regione di Venezia alla luce de recenti indagini seismiche. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1972, vol. 14, N 56, p. 275–290.
- Finetti I. Mediterranean Ridge: a young submerged chain associated with the Hellenic Arc. — Bull. geofis. teor. ed appl., 1976, vol. 19, N 69, p. 60–67.
- Finetti I., Bellemo S., de Visintini G. Preliminary investigation on the Earth crust in the South Adriatic Sea. — Bull. geofis. teor. ed appl., 1965, vol. 8, N 29, p. 21–37.
- Finetti I., Morelli C. Ricerche sismiche a riflessione nella laguna e nel golfo di Venezia. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1971, vol. 13, N 49, p. 44–67.
- Finetti I., Morelli C. Deep seismic refraction exploration on Eastern Alps. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1972a, vol. 14, N 43–54, p. 59–66.
- Finetti I., Morelli C. Wide scale digital seismic exploration of the Mediterranean Sea. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1972b, vol. 14, N 56, p. 191–342.
- Finetti I., Morelli C. Geophysical exploration of the Mediterranean Sea. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1973, vol. 15, N 60, p. 263–341.
- Finetti I., Morelli C. Esplorazione geofisica dell'area Mediterranea circondata il blocco Sardo-Corsica. — Rend. Semin. Fac. sci. Univ. Cagliari, 1974a, p. 213–238.
- Finetti I., Morelli C. Esplorazione sismica a riflessione dei gulfetti di Napoli e Pozzuoli. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1974b, vol. 16, N 62–63, p. 175–222.
- Finetti I., Morelli C., Zarudski E. Reflection seismic study of the Tyrrhenian Sea. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1970, vol. 12, N 48, p. 311–346.
- Gabin R. Resultats d'une étude de sismique reflexion dans le Canal de Corse et de sondeur de vase dans le bassin Toscan. — Marine Geol., 1972, vol. 13, N 4, p. 67–286.
- Gaskell T.F., Hill M.N., Swallow J.C. Seismic measurements made by H.M.C. Challenger in the Atlantic, Pacific and Indian Oceans and in the Mediterranean Sea. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1958, vol. 251, N 988, p. 23–83.
- Giese P., Morelli C. La struttura della crosta terrestre in Italia. — In: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acad. Naz. Lincei. Quaderno, 1973, vol. 183, p. 317–362.
- Giese P., Morelli C., Steinmetz L. Main features of crustal structure in the western and southern Europe based on data of explosion seismology. — Tectonophysics, 1973, vol. 20, p. 367–379.
- Hark H., Schöneich H. Offshore exploration for oil and gas in Europe. — Erdöl-Erdgas-Z., 1971, Vol. 87, Spex. Ed., S. 14–39.
- Harrison T.C. An interpretation of gravity anomalies in the Eastern Mediterranean. — Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1955, vol. 248, N 947, p. 283–325.
- Hinz K. Results of seismic refraction investigations (project Anna) in the western Mediterranean Sea, south and north of the Island of Mallorca. — Bull. Centre rech. PAU-SNPA, 1972, vol. 6, N 2, p. 405–426.
- Hinz K. Results of seismic refraction and seismic reflection measurements in the Ionian Sea. — Geol. Jahrb. R.E., 1974, Bd 2, S. 35–65.
- Hinz K., Makris T., Weigel W. et al. Synoptic considerations and their geological implications: Seismic studies in the Cretan Sea. — "Meteor"-Forsch.-Ergebn., Reihe C, 1977, N 27, S. 44–45.

- Hirn A., Steinmetz L., Sapin M. A long range seismic profile in the Western Mediterranean Basin: Structure of the Upper Mantle. — Ann. géophys., 1977, vol. 33, N 3, p. 373–384.
- Hirschleber H., Rudloff R., Snoek M. Preliminary results of seismic measurements in the Gulf of Lion. — Bull. Centre tech. PAU—SNPA, 1972, G, vol. 2, p. 395–402.
- Lort T.M. The tectonics of the Eastern Mediterranean: a geophysical review. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1971, vol. 9, N 2, p. 189–215.
- Lort T.M. Seismic studies in the Eastern Mediterranean. — In: Symp. Geodyn. Reg. Mediterr. Athènes, 1972. Monaco: Commiss. intern. explor. sci. mer Méditerranée, Rapp. P.V. Reunions, 1973a, N 2, p. 149.
- Lort T.M. Summary of seismic studies in the Eastern Mediterranean. — Bull. Geol. Soc. Greece, 1973b, vol. 10, N 1, p. 99–108.
- Lort T.M., Limond W.Q., Gray F. Preliminary seismic studies in the eastern Mediterranean. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 21, N 4, p. 355–366.
- Makris J. Crustal structure of the Aegean Sea and the Hellenides obtained from geophysical surveys. — J. Geophys., 1975, vol. 41, N 4, p. 441–443.
- Makris J. A dynamic model of the Hellenic arc deduced from geophysical data. — Tectonophysics, 1976, vol. 36, p. 339–346.
- Makris J., Vees R. Crustal structure of the Central Aegean Sea and the Islands of the Evia and Crete, Greece, obtained by refractive seismic experiments. — J. Geophys., 1977, vol. 42, p. 322–341.
- Makris J., Weigel W., Koschyk K. Crustal models of the Cretan Sea deduced from refraction seismic measurements and gravity data: Seismic studies in the Cretan Sea. — "Meteor"-Forsch-Ergebn., Reihe C, 1977, N 27, S. 31–43.
- Maldonado A. El delta del Ebro: Estudio sedimentológico y estratigráfico. — Boll. stratigr., 1972, vol. extr., N 1.
- Mauffret A. Étude géodinamique de la marge des îles Baléares: These doct. sci. natur. Univ. P. et M. Curie. — In: 4 ème Reun. annusci. Terre. P., 1976, p. 291.
- Mauffret A., Fail T.P., Montadert L. et al. The north western Mediterranean sedimentary basin from a "flexotir" seismic reflection profile. — Franç. rech. exp. Petrol., Div. Geol., 1972, N 17224, p. 46.
- McKenzie D.P. Active tectonics of the Mediterranean region. — Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1970, vol. 30, p. 109–185.
- Morelli C. Geophysics of the Mediterranean. — In: News letters of the cooperative investigations in the Mediterranean: Special issue. Monaco, 1975, vol. 7, p. 26–111.
- Morelli C., Gantar G., Pisani M. Bathymetry, gravity and magnetism in the strait of Sicily and the Ionian Sea. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1975, vol. 17, N 65, p. 39–58.
- Morelli C., Giese P., Cassinis R. et al. Crustal structure of Southern Italy: A seismic refraction profile between Puglia-Calabria-Sicily. — Boll. geofis. teor. ed appl., 1975, vol. 18, N 67, p. 183–210.
- Morelli C., Giese P., Hirn A. et al. Seismic investigations of crustal and upper mantle structure of the northern Apennines and Corsica. — In: "Symposium International: Structural History of Mediterranean Basin, 1976", Paris, 1977, p. 281–286.
- Muraout P., Ducrot J., Gennesseaux M. et al. Étude seismique par refraction sur la pente continentale niçoise. — Bull. Inst. océanogr., 1965, vol. 65, N 1354, p. 19.
- Muraout P., Groubert E. Etude seismique par refraction sur le précontinent italien entre La Spezia et l'île Capraia. — Ibid., 1963, N 1276, p. 16.

- Muraour P., Merl J., Ducrot J. Étude seismique par refraction dans la golfe du Lion. — Bull. Inst. océanogr., 1962, vol. 60, N 1245, p. 21.
- Neve D., Almagor G., Arad A. et al. The geology of the southern Mediterranean Sea. — Bull. Geol. Surv. Isr., 1976, N 68, p. 1–51.
- Papazachos B.C. Distribution of seismic foci in the Mediterranean and surrounding areas and its tectonic implication. — Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 1973, vol. 33, p. 421–430.
- Papazachos B.C., Comninakis P.E. Geophysical and tectonic features of the Aegean Arc. — J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 35, p. 8517–8533.
- Payo G. Crustal structure of the Mediterranean Sea by surface waves. Pt I: Group velocity. — Bull. Seismol. Soc. America, 1967, vol. 57, N 2, p. 141–172.
- Payo G. Crustal structure of the Mediterranean Sea. Pt II: Phase velocity and travel times. — Bull. Seismol. Soc. America, 1969, vol. 59, N 1, p. 23–42.
- Perrier G., Hatzfeld D., Boloix M. Crustal seismic profiles in the Alboran Sea: Preliminary results. The working group for deep seismic sounding in the Alboran Sea 1974. — Pure and Appl. Geophys., 1978, vol. 116, N 1, p. 167–180.
- Proceedings of the seminar on the seismotectonic map of the Balkan Region. Dubrovnik. 17–26 Apr., 1973. Appendix: Maps. Skopje: UNESCO, 1974.
- Recq M. Profils de refraction en Ligurie. — Pure and Appl. Geophys., 1972, vol. 101, N 9, p. 155–161.
- Recq M., Rehault T.P., Bellaiche Q. et al. Unites structurales de la marge continentale sous-marine de Cannes à Menton d'après la sismique refraction. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1976, vol. 28, p. 323–330.
- Ryan W.B.F., Hsü K.J., Nesteroff V. et al. Deep-sea drilling project: Leg 13. — Geotimes. 1970, vol. 15, N 10, p. 10–15.
- Ryan W.B.F., Hsü K.J., Cita M.B. et al. Initial reports of the deep-sea drilling project, 1973, vol. 13, p. 1447.
- Salem R. Evolution of Eocene–Miocene sedimentation patterns in parts of northern Egypt. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1976, vol. 60, N 1, p. 34–64.
- Sancho J., Letouzey J., Biju-Duval B. et al. New data on the eastern Mediterranean basin from seismic reflection. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 18, N 2, p. 189–204.
- Sapin M., Hirn A. Results of explosion seismology in the Southern Rhone Valley. — Ann. Geophys., 1974, vol. 30, N 2, p. 181–202.
- Selli R., Fabbri A. Tyrhenian: A Pliocene deep sea. — Lincei-Rend. sci. fis., mat. e nat., 1971, vol. 50, N 5, p. 580–592.
- Sigl W., Hinz K., Garde S. Hummocky and rolling landscape in the Ionian Sea: A contribution to the "cobble stone" problem. — "Meteor"-Forsch.-Ergebn., Reihe C, 1973, N 4, S. 51–54.
- Stanley D.J., Got H., Kenyon N.H. et al. Catalonian, Eastern Betic and Balearic margins: Structural types and geologically recent foundering of the Western Mediterranean basin. — Smithsonian Contribs Earth Sci., 1976, N 20, p. 1–53.
- Stoeckinger W. Spanish Mediterranean geology offers much for Europe drillers. — Oil and Gas J., 1971, vol. 11, N 7, p. 44–48.
- Vicente J.-Cl. Étude géologique de l'île de Gavdos (Grèce), la plus méridionale de l'Europe. — Bull. Soc. géol. France, 1970, vol. 12, N 3, p. 76–81.
- Weigel W., Hinz K. Preliminary results of seismic measurements in the Ionian and the Malta shelf. — Communs Observ. roy. Belgique, Ser. geophys., 1971, N 101, p. 185–188.

## СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ . . . . .	3
МОРЕ АЛЬБОРАН . . . . .	8
Осадочная толща . . . . .	8
Глубинное строение земной коры . . . . .	9
ВАЛЕНСИЙСКИЙ БАССЕЙН . . . . .	16
Строение верхней осадочной толщи по данным МОВ . . . . .	16
Строение коры по данным ГСЗ . . . . .	16
ЛИОНСКИЙ ЗАЛИВ . . . . .	22
ЛИГУРИЙСКОЕ МОРЕ . . . . .	25
Сейсмические исследования в приморской части Франции и Италии . . . . .	25
Строение осадочной толщи на материковом склоне . . . . .	26
Структура осадочного чехла глубоководной котловины . . . . .	27
Глубинное строение земной коры . . . . .	29
БАЛЕАРСКАЯ ГЛУБОКОВОДНАЯ КОТЛОВИНА . . . . .	31
Строение осадочной толщи . . . . .	31
Строение кристаллической части коры . . . . .	37
ТИРРЕНСКОЕ МОРЕ . . . . .	41
Строение осадочного чехла . . . . .	41
Глубинное строение земной коры . . . . .	47
АДРИАТИЧЕСКОЕ МОРЕ . . . . .	50
Осадочный чехол . . . . .	50
Глубинное строение . . . . .	53
АФРИКАНО-СИЦИЛИЙСКИЙ РАЙОН . . . . .	54
Осадочная толща . . . . .	55
Плиоцен-четвертичные отложения . . . . .	56
Доплиоценовый комплекс осадочных отложений . . . . .	63
Глубинное строение коры . . . . .	63
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ БАССЕЙН (ИОНИЧЕСКОЕ МОРЕ) . . . . .	65
Строение осадочной толщи по данным МОВ . . . . .	65
Плиоцен-четвертичные отложения . . . . .	68
Доплиоценовые осадочные отложения . . . . .	71
Глубинное строение земной коры . . . . .	72
ВОСТОЧНОЕ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ . . . . .	76
Плиоцен-четвертичные отложения моря Леванта . . . . .	76
Строение земной коры в глубоководной котловине моря Леванта . . . . .	79

Юго-восточная часть Средиземного моря (Финикийское море) . . . . .	87
Северо-восточная часть Средиземного моря . . . . .	89
Восточно-Средиземноморский макровал и Эллинский желоб . . . . .	90
Строение плиоцен-четвертичных отложений в области Крито-Родос- ской островной дуги . . . . .	91
Эгейское море . . . . .	95
СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ . . . . .	99
ЗАКЛЮЧЕНИЕ . . . . .	101
ЛИТЕРАТУРА . . . . .	105

Владимир Николаевич М о с к а л е и к о  
СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ СРЕДИЗЕМНОГО МОРЯ  
ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Утверждено к печати Институтом океанологии  
им. П.П. Ширшова АН СССР

Редактор И.О. Мурдмаа

Редактор издательства Л.С. Тапельзон

Художник И.Ю. Нестерова

Художественный редактор Н.Н. Власик

Технический редактор А.Л. Шелудченко

Корректор Л.А. Агееva

ИБ № 21339

Подписано к печати 17.04.81. Т - 09009

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печл. 7,0 + 0,4 вкл. Уч.-издл. 8,2

Тираж 1000 экз. Тип. зак. 153

Цена 1р. 20 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

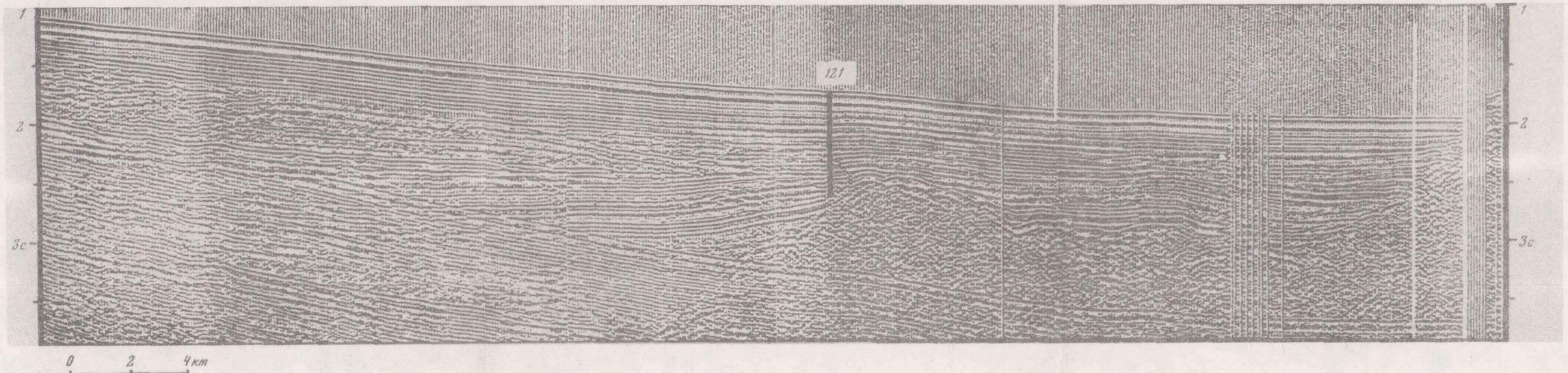


Рис. 3. Сейсмический разрез через скв. 121 в море Альборан [Ryan et al., 1973]

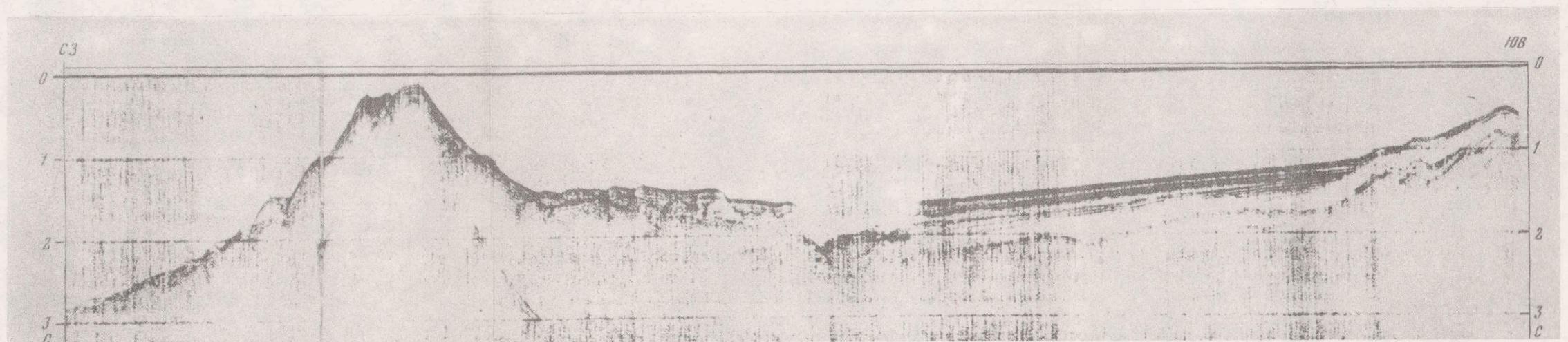
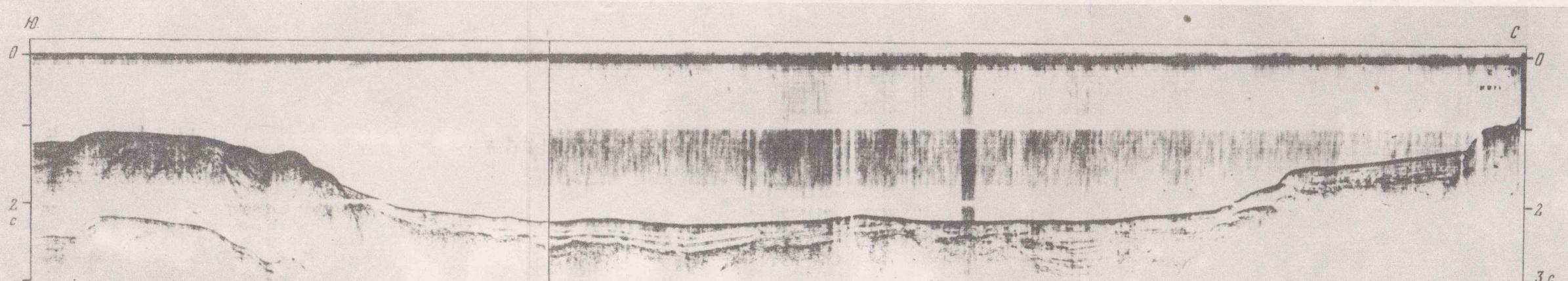
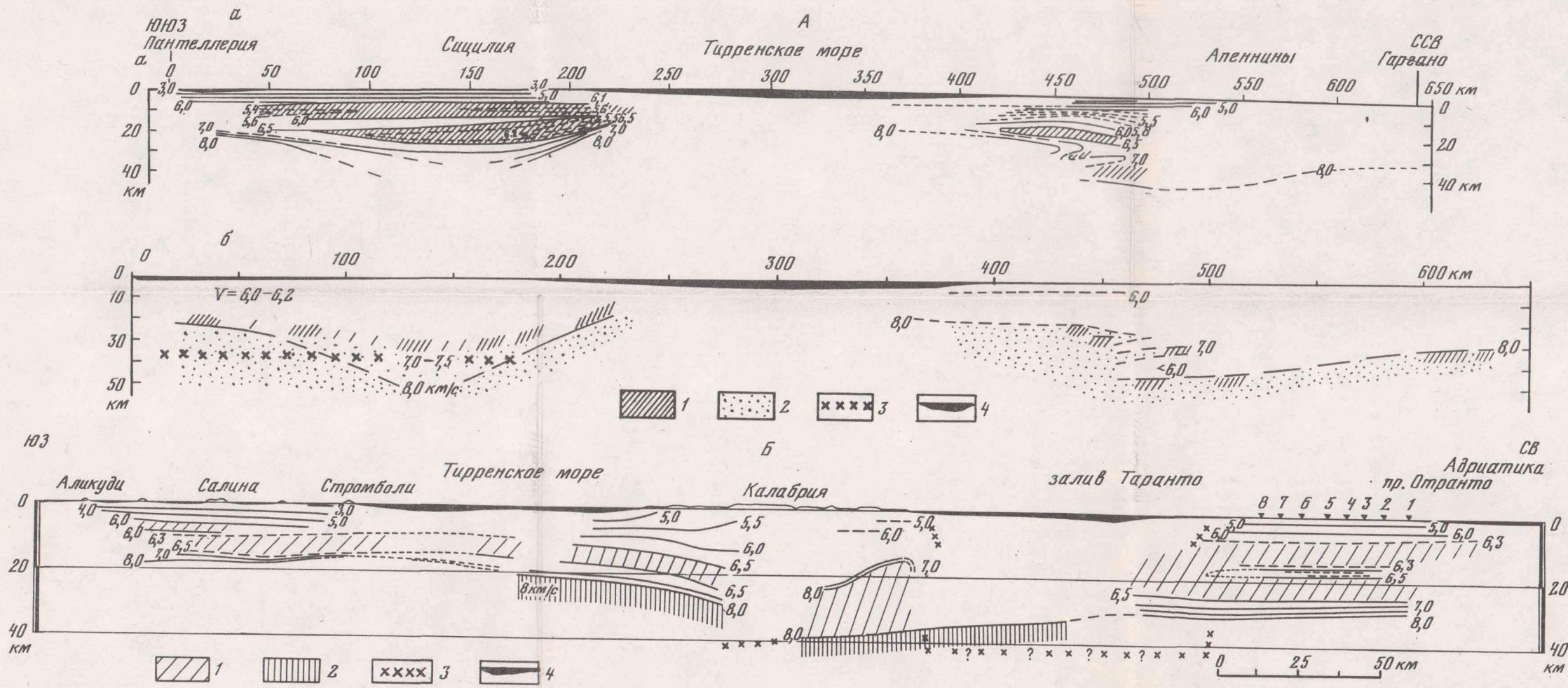


Рис. 20. Сейсмический разрез МОВ через каньон Стромболи в Тирренском море





1 p. 20 K.

3607