

Е. С. Кизима, Т. Б. Яновская, Л. М. Антонова

СТРОЕНИЕ КОРЫ ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ ПО ДАННЫМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Проблема происхождения и эволюции Черноморской впадины относится к разряду дискуссионных. В настоящее время существует ряд гипотез относительно механизма и времени ее образования. Одни авторы [1] рассматривают эту область как реликт древнего океана, заполненного впоследствии осадками и опустившегося под действием веса осадков. Другие считают, что Черноморская впадина образовалась в позднем миоцене вследствие внезапного оседания литосферы [2, 3]. Согласно третьей гипотезе, Черное море представляет собой остаток задугового окраинного бассейна [4, 5], сформировавшегося в позднем мезозое на территории европейской континентальной палеоокраины к северу от складчатого пояса Балканы — Понтиды — Малый Кавказ. Все гипотезы базируются, в основном, на сведениях о строении коры данного бассейна и прилегающих к нему областей.

Черное море располагается между Альпийским складчатым поясом (Турция, Кавказ) на юге и востоке, Днепровским шитом на севере и Мизийской платформой на западе. Северо-Анатолийский разлом, разделяющий Черноморский бассейн и Альпийскую тектоническую зону в Турции, является трансформным разломом, и его часто сравнивают с известным разломом Сан-Андреас. Движение на разломе является правосторонним сдвигом вследствие растяжения коры в направлении СВ—ЮЗ [6].

Исследования этого региона методами ГСЗ и КМПВ проводились в 60–80-е годы [7, 8], в результате были получены сведения о строении коры вдоль отдельных коротких профилей, изображенных схематически на рис. 1. Зона отсутствия гранитного слоя помечена точками. Изолиниями 10 и 14 ограничены области, где толщина осадочного слоя максимальна. Профили КМПВ изображены тонкими сплошными линиями, профили ГСЗ — штриховыми. Вследствие того, что профили неравномерно покрывают область исследования, выводы относительно строения всего бассейна были сделаны на основании интерполяции и экстраполяции этих результатов. Тем не менее с достаточной уверенностью выявлены следующие основные особенности строения коры Черного моря:

- отсутствие гранитного слоя в центральной части моря [9, 10];
- наличие двух впадин в западной и восточной частях моря, характеризующихся максимальной толщиной осадочного слоя (12–14 км в восточной части моря и 10–11 км в западной), которые разделены поднятием Андрусова, простирающимся от Крымского полуострова в направлении СВ—ЮЗ;
- общая толщина коры в Черном море существенно меньше (22–24 км), чем в прилегающих областях, где она достигает 40 км [7].

Более однородную, хотя и менее детальную, информацию о структуре коры можно получить из данных о поверхностных волнах при помощи методов сейсмической томографии. Такой подход требует плотного и достаточно равномерного покрытия исследуемого региона волновыми трассами. Но наличие сейсмических станций на северном побережье Черного моря и эпицентров землетрясений на участке Альпийско-Гималайского сейсмического пояса, включающем Балканы, Понтиды и Кавказ, по-

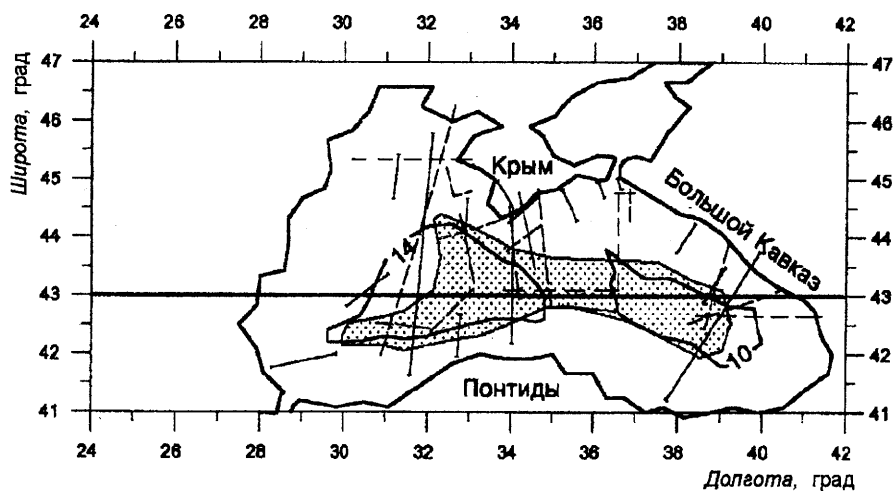


Рис. 1. Схема структуры коры Черноморского бассейна по [7, 8].

Жирная сплошная линия вдоль широты $\varphi = 43^\circ$ N обозначает профиль, вдоль которого были получены двумерные вертикальные скоростные разрезы в настоящем исследовании.

звоняет подобрать данные по достаточному количеству трасс и использовать для определения латеральных вариаций скоростного строения земной коры томографические методы.

Исходные данные

В качестве исходных данных были использованы аналоговые записи четырех сейсмических станций, расположенных на северном побережье Черного моря: Анапа, Сочи, Симферополь, Севастополь. Очаги землетрясений с магнитудами не ниже 4,5 располагались в Турции, на Кавказе, Балканах. Станции оснащены сейсмографами Кирноса, которые позволяют регистрировать поверхностные волны в диапазоне периодов 5–30 с от источников с эпицентральной дистанцией до 1500 км. Но на практике надежные данные получаются в пределах более узкой полосы периодов, а именно 10–20 с. Чтобы получить дисперсионные кривые групповых скоростей поверхностных волн, к оцифрованным записям была применена процедура спектрально-временного анализа.

Из общего количества данных по 180 трассам были отобраны данные для волн Релея по 111 трассам, а для волн Лява — по 144. Количество данных для волн Релея меньше, так как зачастую записи релеевских волн оказывались непригодными для определения групповой скорости. Возможно, это объясняется тем, что горизонтальные вариации скоростей волн Релея больше, чем волн Лява из-за влияния слоя воды. Наличие сильных горизонтальных вариаций скорости приводит к многопутевому распространению и соответственно к интерференции волн, распространяющихся по разным путям. Другая причина слабого сигнала в релеевских волнах может быть связана с механизмом очагов. Как уже упоминалось выше, очаги на Северо-Анатолийском разломе характеризуются сдвиговыми подвижками по простиранию, а поскольку разлом простирается в направлении В—З, такие очаги в северном направлении будут излучать интенсивные волны Лява и весьма слабые волны Релея. Схема трасс для обоих типов волн приведена на рис. 2.

Метод восстановления трехмерного скоростного строения

Построение томографического изображения структуры земной коры производилось в два этапа. На первом этапе были построены карты горизонтального распределения скоростей волн Релея и Лява для периодов 10; 12,5; 15; 17,5 и 20 с методом двумерной томографии [11]. Примеры горизонтальных распределений скорости, соответствующих периодам 10 и 20 с, приведены на рис. 3, 4. Полученные значения скоростей в отдельных точках являются в действительности сглаженными по некоторым более или менее протяженным областям, окружающим каждую рассматриваемую точку. Размер и форма области сглаживания зависит от плотности и ориентации

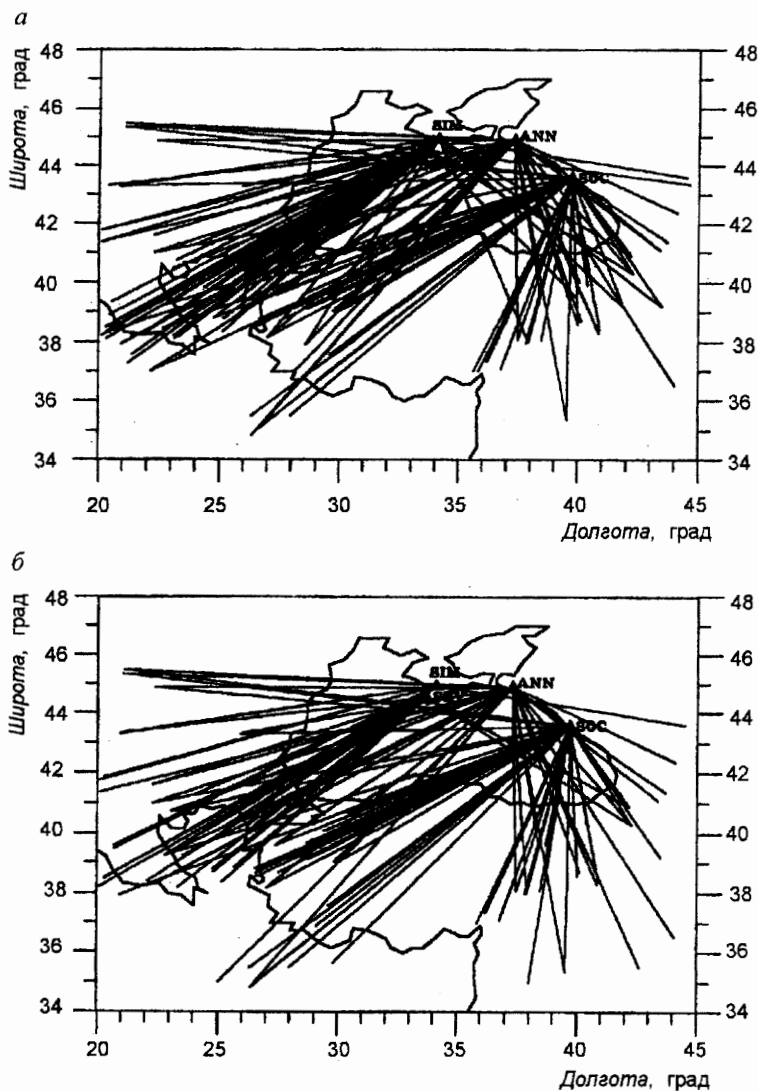


Рис. 2. Схема трасс для волн Лява (а) и Релея (б).

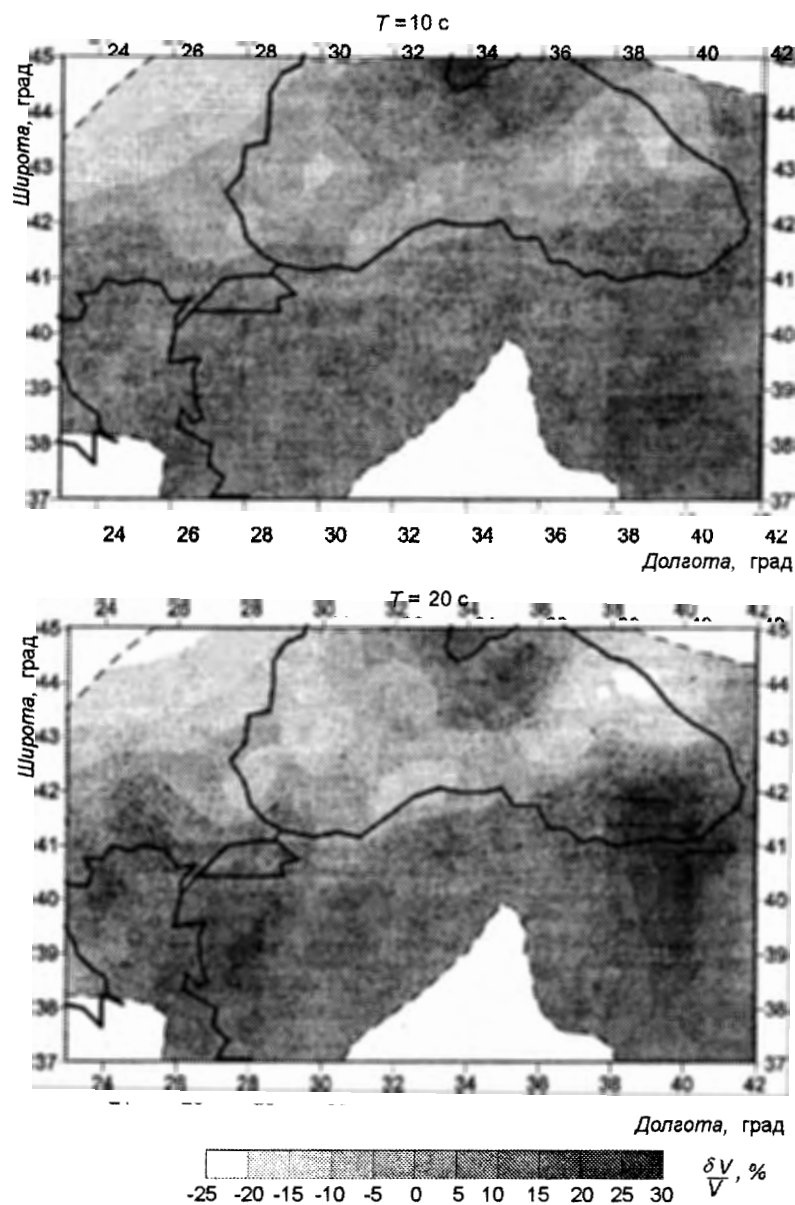


Рис. 3. Карты распределения групповых скоростей для волн Лява.

трасс. Поскольку трассы ориентированы преимущественно в направлении СВ—ЮЗ (см. рис. 2), области сглаживания вытянуты в этих же направлениях. Эквивалентные эллипсоидальные области сглаживания рассчитывались в отдельных точках региона по методике, предложенной в [12]. Оказалось, что в Черноморском бассейне эти области не слишком велики, хотя и действительно вытянуты в направлении ориентации трасс. В центральной части бассейна они имеют почти круговую форму, и радиус их 150–200 км. В западной и восточной частях максимальный и минималь-

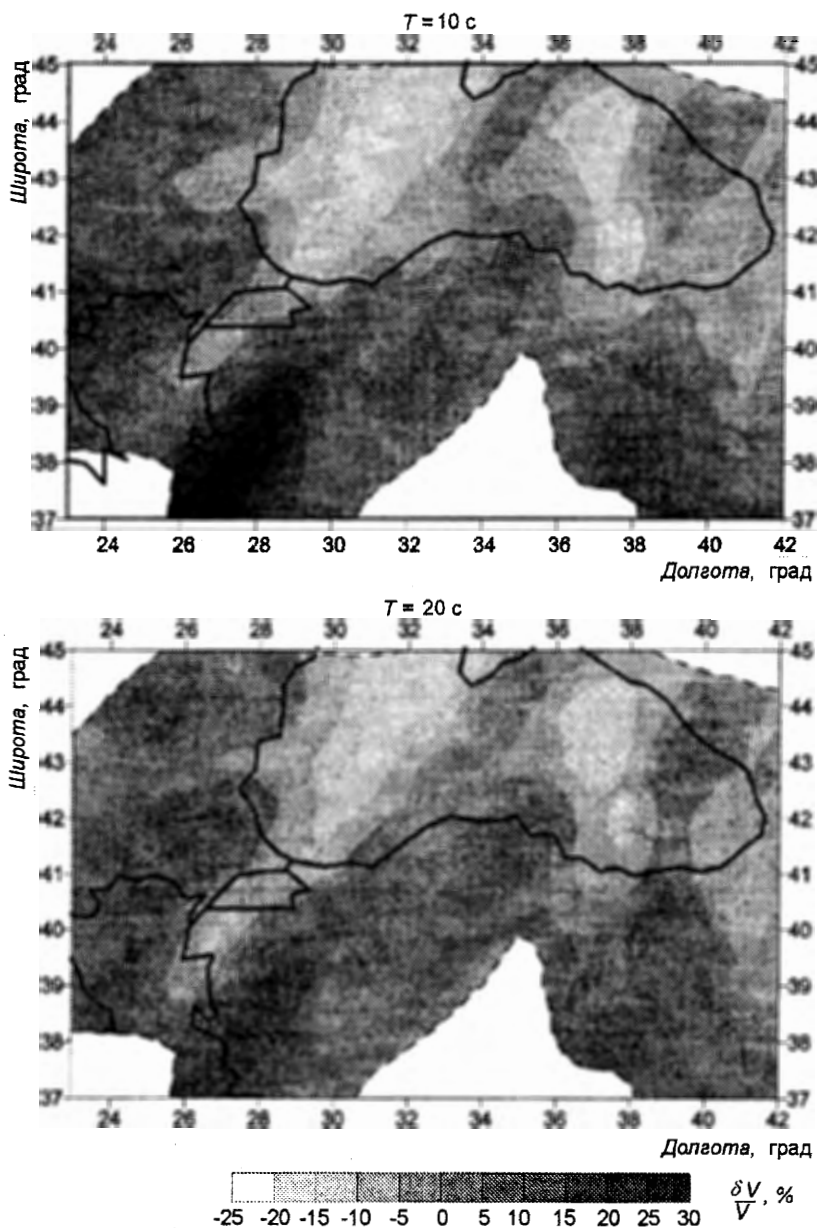


Рис. 4. Карты распределения групповых скоростей для волн Релея.

ный размеры области составляют в среднем 800 и 200 км соответственно.

Локально сглаженные распределения скоростей использовались далее для построения локально сглаженных дисперсионных кривых в отдельных точках области. Так как сглаживание искажает действительное "локальное" значение скорости, при построении дисперсионных кривых было важно, чтобы сглаживание производилось по одним и тем же областям для всех периодов. Поэтому использовались данные только по тем трассам, для которых можно было определить групповые скорости

для всех периодов. Такой критерий отбора данных и привел к тому, что используемое количество данных для волн Лява и Релея (144 и 111) оказалось существенно меньше общего количества данных. Решение строилось в предположении, что волновые трассы прямолинейны. Но в рассматриваемом диапазоне периодов латеральные вариации скоростей (как групповых, так и фазовых) могут быть значительными, особенно в случае волн Релея, и поэтому истинные трассы могут быть существенно искривлены. А неучет кривизны лучей может привести к искажению томографического изображения. Поскольку латеральные вариации фазовой скорости неизвестны, а именно они определяют кривизну лучей, влияние формы лучей на результат томографического восстановления групповой скорости оценивалось в предположении, что латеральные вариации фазовой и групповой скоростей коррелируют и имеют один и тот же порядок величины. Исходя из выбранного таким способом латерального распределения фазовой скорости рассчитывались волновые трассы, и решение для групповых скоростей строилось на основе таких трасс. Однако, в связи с тем, что трассы пересекают исследуемую область главным образом вкrest простирания основных тектонических структур, они искривляются мало, а это в свою очередь приводит к тому, что решения, полученные на основе прямолинейных и криволинейных лучей, различаются незначительно. Таким образом, подтверждена правомерность томографических построений исходя из предположения о прямолинейности трасс.

На втором этапе проводилась инверсия полученных дисперсионных кривых в вертикальные скоростные разрезы поперечных волн в соответствующих точках. Здесь опять следует иметь в виду, что вертикальные скоростные разрезы являются "локально сглаженными" по тем же областям, что и использованные для их построения дисперсионные кривые. Инверсия проводилась в рамках однородно-слоистой модели коры, при этом в качестве искомым параметров $\mathbf{m} = \{m_1, m_2, \dots, m_n\}$ принимались скорости поперечных волн и мощности слоев. Отношение скоростей продольных и поперечных волн считалось постоянным и равным $\sqrt{3}$. Решение обратной задачи определялось как результат минимизации функционала невязки, т. е. средневзвешенного квадрата отклонения теоретической дисперсионной кривой $V_{\text{теор}}^{R(L)}(T_i; \mathbf{m})$ от "наблюденных" значений $V_i^{R(L)}$, т. е. полученных в результате двумерной томографии:

$$S(\mathbf{m}) = \sum_i \frac{(V_i^R - V_{\text{теор}}^R(T_i; \mathbf{m}))^2}{\sigma_{Ri}^2} + \sum_i \frac{(V_i^L - V_{\text{теор}}^L(T_i; \mathbf{m}))^2}{\sigma_{Li}^2}. \quad (1)$$

Здесь значки R и L соответствуют волнам Релея и Лява, а σ_{Ri} и σ_{Li} — стандартные ошибки решений для групповых скоростей, полученных на этапе двумерной томографии. Минимизация функционала (1) осуществлялась методом наискорейшего спуска.

Известно, что решение обратной задачи о нахождении скоростного разреза по дисперсионной кривой групповой скорости сильно зависит от выбора начального приближения, в особенности от начального приближения для мощностей слоев. Поэтому поиск минимума целевой функции осуществлялся исходя из нескольких начальных моделей для толщин слоев, и выбиралось решение, соответствующее минимальному значению этой функции. Сначала определялась одна модель, удовлетворяющая совместно дисперсионным кривым волн Лява и Релея (так называемая совместная инверсия) и получающаяся путем минимизации функционала (1). Затем это решение бралось в качестве начального приближения для отдельного обраще-

ния дисперсионных кривых этих двух типов волн, при котором минимизировалась в отдельности либо первая, либо вторая сумма в (1).

Анализ горизонтальных вариаций групповых скоростей поверхностных волн

Результаты томографического восстановления горизонтальных распределений групповых скоростей, представленные на рис. 3, 4, изображены только в пределах области приемлемого разрешения, где средний размер области сглаживания не превышал 600 км. Видно, что в бассейне Черного моря наблюдаются низкие скорости, особенно для волн Релея, причем четко выделяются две зоны пониженной скорости, соответствующие западной и восточной впадинам. Зона пониженной скорости простирается до Эгейского моря, доказывая тем самым сходство структуры коры под этими двумя морями. Другая особенность заключается в том, что в области поднятия Андрусова наблюдается зона повышенных скоростей, более четко выраженная также для волн Релея. Эта зона выявляется на всех периодах вплоть до 20 с, что может быть результатом поднятия базальтового слоя.

Структура коры

Локально сглаженные дисперсионные кривые групповых скоростей волн Лява и Релея обращались в вертикальные скоростные разрезы вдоль широтного профиля $\varphi = 43^\circ$, указанного жирной сплошной линией на рис. 1, с шагом 1° по долготе. Различные исследования показывают, что скорости, восстановленные по данным волн Релея и Лява, отличаются друг от друга вследствие анизотропии коры и верхней мантии, особенно выраженной в структурах океанического типа [13–15]. Кроме того, различие в результатах, полученных по двум типам волн, можно отчасти ожидать и из-за разной чувствительности локальных дисперсионных кривых по отношению к вариациям структуры в пределах соответствующей области сглаживания, а также из-за различия размеров и формы областей сглаживания для этих волн, приводящего к тому, что сглаженные дисперсионные кривые могут соответствовать по-разному осредненным структурам. Поэтому окончательные результаты представлены отдельно для двух типов волн.

Модель коры предполагалась трехслойной (консолидированные осадки, гранит, базальт) или четырехслойной (во впадинах), где для согласования с данными оказалось необходимым добавить еще тонкий низкоскоростной слой, отвечающий водонасыщенным осадкам. Поскольку в качестве параметров разреза мы принимали скорости поперечных волн в слоях и их мощности, то подлежало определению от 6 до 8 параметров. Плотности в слоях не варьировались, так как они оказывают лишь незначительное влияние на вид дисперсионных кривых. Скорость поперечных волн в мантии считалась закрепленной и равной 4,4 км/с, поскольку она также не влияет на вид кривых в диапазоне периодов 10–20 с.

В процессе минимизации функционала (1) было обнаружено, что значения мощностей изменяются незначительно, и минимум достигался в основном за счет изменения скоростей. Поэтому поиск минимума проводился исходя из различных начальных толщин слоев. После того как решение получалось в какой-либо одной точке профиля, оно принималось в качестве начального приближения для соседней с ней точки, хотя в некоторых случаях с помощью такого подхода не удавалось добиться удовлетворительного совпадения наблюдаемых и теоретических кривых. В частности, как уже упоминалось, при переходе к зонам впадин оказывалось необходимым

добавлять в разрез дополнительный слой, соответствующий низкоскоростным осадкам, и соответственно определять новое начальное приближение.

Решение, полученное в результате совместной инверсии, как правило, плохо удовлетворяло обоим дисперсионным кривым: для волн Релея теоретическая кривая оказывалась выше наблюдаемой, а для волн Лява — наоборот, ниже. Это решение принималось далее в качестве начального приближения для раздельной инверсии дисперсионных кривых волн Лява и Релея.

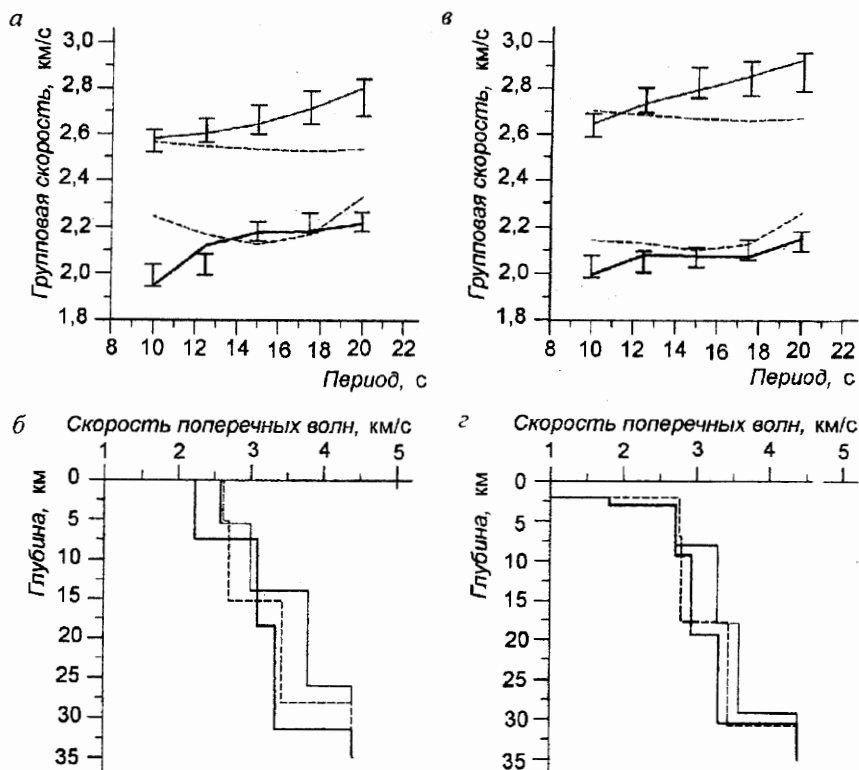


Рис. 5. Примеры инверсии локальных дисперсионных кривых в точках:

$\varphi = 43^\circ \text{ N}$, $\lambda = 27^\circ \text{ E}$ (а, б) и $\varphi = 43^\circ \text{ N}$, $\lambda = 38^\circ \text{ E}$ (в, г).

На рис. 5 представлены результаты совместной и раздельной инверсии в двух точках профиля. На рис. 5, а, в изображены дисперсионные кривые, получившиеся в результате решения томографической задачи. Ошибки соответствуют среднеквадратичным невязкам решения. На рис. 5, б, г приведены скоростные разрезы для поперечных волн. Штриховые линии соответствуют решению, полученному в процессе совместной инверсии данных волн Релея и Лява, толстые и тонкие сплошные линии — решениям, полученным раздельно по этим данным.

Очевидно, для того чтобы добиться удовлетворительного согласия каждой из дисперсионных кривых, необходимо было завязать скорости, соответствующие данным волн Лява, и, наоборот, понизить те, которые отвечают волнам Релея. Поскольку скорости волн Лява определяются скоростями волн SH, а волн Релея — скоростями волн SV, то очевидно, что скорости волн SH должны быть больше, чем SV. Наибольшее различие в скоростях SH и SV отмечается в базальтовом слое.

Горизонтальные вариации скоростей SH и SV вдоль профиля $\varphi = 43^\circ\text{N}$ (см. рис. 1) показаны на рис. 6. Масштаб для вариаций скорости дан в процентах относительно средних значений скоростей в слоях, указанных с правой стороны рисунков. Среднее значение коэффициента анизотропии $\chi = (SH - SV)/S_{\text{ср}}$ в верхних слоях находится в допустимых пределах (2–4%), но оказывается весьма высоким в базальтовом слое (> 9%). Однако такое высокое значение χ , по-видимому, нельзя считать нереальным: в работе [14] из анализа волн Лява и Релея было обнаружено различие в скоростях SH и SV около 7% в восточном Средиземноморье.

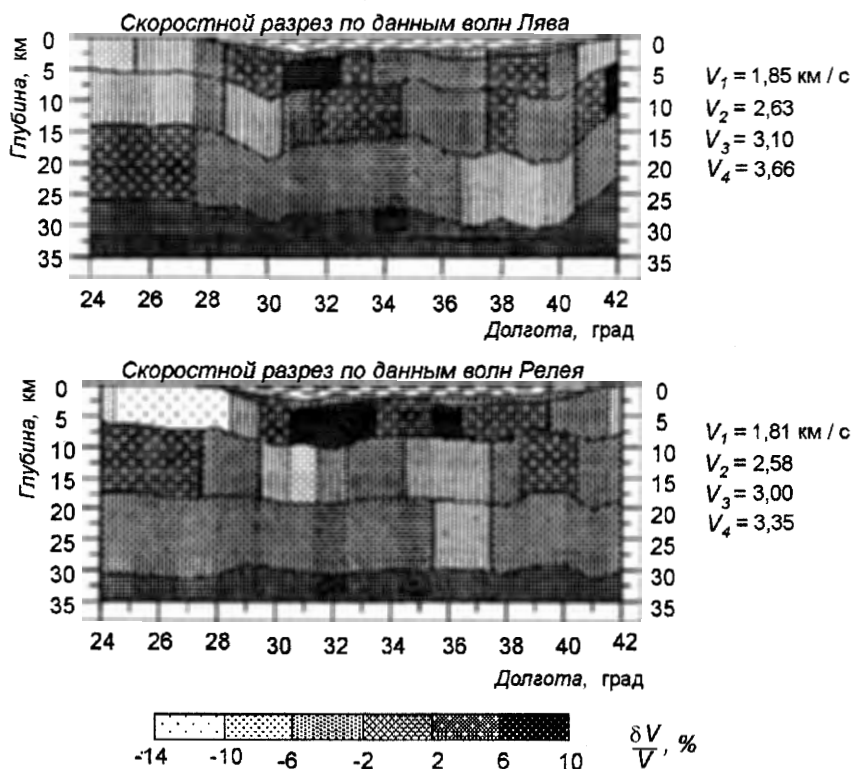


Рис. 6. Двумерные вертикальные скоростные разрезы поперечных волн вдоль профиля $\varphi = 43^\circ \text{N}$.

Толщины слоев, а также общая толщина коры увеличиваются в областях двух впадин, соответствующих долготам $\lambda \approx 30 - 31^\circ \text{E}$ и $\lambda \approx 37 - 38^\circ \text{E}$, причем это увеличение более четко выражено для волн Лява. Как отмечалось выше, чтобы достичь согласия с данными наблюдений, на долготах, отвечающих впадинам, был добавлен низкоскоростной верхний слой. Наличие этого слоя учитывалось и между впадинами (над поднятием Андрусова), но там его толщина оказалась равной нулю. Это доказывает, что слой низкоскоростных осадков существует только во впадинах.

Хотя скорости в гранитном слое Черноморского бассейна ниже, чем в континентальной коре, они не настолько малы, чтобы считать их скоростями в осадках и констатировать отсутствие гранитного слоя, что было сделано на основании результатов ГСЗ.

Обсуждение результатов

Тот факт, что в наших исследованиях не выделена зона отсутствия гранитного слоя в коре, может быть следствием недостаточного разрешения исходных данных. Напомним, что локальные дисперсионные кривые, по которым определялись вертикальные скоростные разрезы, являются осредненными по довольно протяженным областям, вытянутым вдоль направлений СЗ—ЮВ или С—Ю. Поэтому они отражают среднее строение коры в таких областях. Средний размер областей сглаживания в центральной части бассейна составляет приблизительно 400 км. А ширина зоны, где по данным ГСЗ отсутствует гранитный слой, существенно меньше — 100–150 км (см. рис. 1). Возможно, что полученное понижение скорости в гранитном слое в области впадин обусловлено как раз влиянием “безгранитной” зоны. Но для уверенного вывода о существовании или отсутствии такой зоны необходимо использовать значительно большее число данных, при этом ориентация трасс должна быть достаточно равномерной по всем направлениям.

Характерными особенностями латеральных распределений групповых скоростей волн Лява и Релея в Черном море являются две зоны пониженных скоростей, соответствующие двум впадинам в западной и восточной частях моря. Они разделены зоной повышенной скорости, соответствующей поднятию Андрусова. Согласно результатам ГСЗ, во впадинах отмечается значительная толщина осадочного слоя, а гранитный слой тонкий или вообще отсутствует. Поэтому мы могли бы предположить, что низкие скорости поверхностных волн во впадинах обусловлены понижением скорости поперечных волн на глубинах примерно 10–20 км. Однако для обоих типов волн нам удалось объяснить данный факт только включением дополнительного низкоскоростного слоя маленькой толщины, располагающегося непосредственно под морским дном.

Наиболее важным результатом представляется различие между скоростями, полученными из дисперсионных кривых волн Лява и Релея. В верхних слоях это различие вполне объясняется наличием поляризационной анизотропии (трансверсальной изотропии). Однако в базальтовом слое различие скоростей волн SH и SV представляется слишком большим. В то же время маловероятно, что оно связано с различным осреднением дисперсионных кривых, потому что в окрестности профиля $\varphi = 43^\circ \text{ N}$ (области осреднения скоростей волн Лява и Релея различаются слабо). Во всех слоях скорости волн SH больше, чем SV, что согласуется с результатами других исследований [13–15].

Указатель литературы

1. Милановский Е. Е. Проблема происхождения Черноморской впадины и ее место в структуре Альпийского пояса // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 1967. № 1. С. 27–43.
2. Яншин А. Л., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Шимкус К. М., Шлезингер А. Е. Основные аспекты образования Черноморской впадины // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 1. С. 178–181.
3. Коган Л. И., Маловицкий Я. П., Москаленко В. Н., Шимкус К. М. Новые данные о структуре осадочной толщи дна Черного моря южнее Крыма // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 3. С. 450–452.
4. Zonnenshain I. P., Le Pichon X. The Black Sea and Caspian Sea deep basins as remnants of Mesozoic back arc basins // Tectonophysics. 1986. Vol. 123. P. 181–211.
5. Golmstok A. Ya., Zonnenshain L. P., Terekhov A. A., Shainurov R. V. Age, thermal evolution and history of the Black Sea Basin based on heat flow and multichanneled reflection data // Tectonophysics. 1992. Vol. 210. N 3–4. P. 273–293.

6. *Andrieux J., Semir over, Poisson A., Bellier O.* The North Anatolian fault zone: distributed Neogen deformation in its northward convex part // *Tectonophysics*. 1995. Vol. 243. P. 135–154.
7. Буланже Ю. Д., Муратов М. В., Субботин С. И., Баловадзе В. К. Земная кора и история эволюции Черноморской впадины. М.: Наука, 1975. 385 с.
8. Туголесов Д. А. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Наука, 1985. 156 с.
9. Миндели П. Ш., Непрочнов Ю. П., Патарая Е. И. Определение отсутствия “гранитного слоя” в Черноморской впадине по данным ГСЗ и сейсмологии // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1965. № 2. С. 7–15.
10. Маловицкий Я. П., Непрочнов Ю. П. Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных о строении земной коры Черноморской впадины // *Строение Черноморской впадины*. М.: Наука, 1966. С. 5–16.
11. Дитмар П. Г., Яновская Т. Б. Обобщение метода Бейкуса–Гильберта для оценки горизонтальных вариаций скоростей поверхностных волн // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1987. № 6. С. 30–40.
12. Яновская Т. Б. Оценка разрешения в задачах сейсмической лучевой томографии // *Изв. РАН. Физика Земли*. 1997. № 9. С. 76–80.
13. *Nishimura C. L. and Forsyth D. W.* The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific // *Geoph. J. Int.* 1989. Vol. 96. P. 203–229.
14. *Muijzert E. J.* Monte Carlo waveform inversion and deep continental structure // *Geologica Ultraiectina. Universiteit Utrecht*. 1998. N 157. 110 p.
15. *Ritzwoller M. H., Levshin A. L.* Eurasian surface wave tomography: Group velocities // *J. Geoph. Res.* 1998. Vol. 103. P. 4839–4868.

Данная работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 96–05–64091 и ИНТАС, грант 93–92.