

## Глава 4. Общие геофизические характеристики коровых волноводов

Приведенные выше экспериментальные материалы показывают, что в земной коре в различных по возрасту и геологической истории регионах выделяются слои с пониженными скоростями (волноводы). Их природа может быть разной. Они могут возникнуть в результате воздействия высоких температур, изменения механических свойств пород или неравномерного распределения в коре флюидов и т.д.

Для определения причин инверсии скорости с глубиной важно выявить, не существует ли определенных закономерностей в корреляционных связях между волноводами и данными других методов. Ниже приводится анализ полученных материалов с этой точки зрения.

### 4.1. Скоростная характеристика волноводов и их распространенность по площади и глубине

Слои с пониженными скоростями встречаются в консолидированной части земной коры практически повсеместно: на кристаллических щитах, молодых и древних платформах и в орогенных областях.

Мощность волноводов переменчива, и есть регионы, где они отсутствуют. Пока трудно судить, в каком процентном соотношении находятся регионы, в которых слои с пониженной скоростью наблюдаются, и где они отсутствуют. Это связано с тем, что долгое время этим слоям не уделялось должного внимания и не были разработаны критерии их определения. При первых работах ГСЗ они полностью исключались из рассматриваемых моделей. Для ответа на поставленный выше вопрос необходим пересмотр всех первичных материалов на единой методической основе.

По глубине слои с пониженными скоростями располагаются вполне закономерно. На щитах и древних платформах характерной глубиной волноводов является 8 – 15 км. В тектонически активных регионах (в орогенах) выделяется два волновода, один на глубине 10 – 20 км, другой на глубине около 30 км. Возникновение слоев с пониженной скоростью в низах коры в непосредственной близости к границе М не исключено и в стабильных регионах. Однако доказать их наличие в настоящее время невозможно.

Большие трудности связаны и со скоростной характеристикой волноводов. Выше уже отмечалось, что определение их скоростной модели – задача неоднозначная. Для одной и той же величины временного разрыва годографов первых волн, являющегося главным признаком наличия инверсии скорости с глубиной, можно получить бесчисленное множество пар параметров волновода – скорости в нем и его мощности (рис. 5 и 13). Возможна даже модель, в которой скорость остается неизменной, а уменьшается только вертикальный градиент скорости. Задача несколько упрощается, если от подошвы волновода зарегистрированы отраженные волны, по которым можно ограничить глубину зоны инверсии скоростей. Наличие отраженных волн от подошвы волновода позволяет также ограничить число возможных его скоростных моделей: мало вероятными становятся модели с постоянной скоростью в волноводе, так как для образования отраженной волны необходим положительный скачок скорости на подошве волновода.

В большинстве описанных выше случаях отраженные волны от подошвы волноводов имеют значительную интенсивность. Другими словами, инверсия скоростей может быть значительной. Самые минимальные оценки колеблются в пределах 0,1-0,3 км/сек.

Более определенно можно сказать о соотношении скоростей продольных и поперечных волн в волноводе. Оно оценивается непосредственно по соотношению времен разрыва годографов первых Р- и S-волн. Как уже отмечалось, наиболее надежные опре-

деления скоростей S-волн сделаны по материалам ГСЗ на Балтийском щите. Показано, что соотношение скоростей в волноводах (для средних величин, относящихся ко всему волноводу в целом) мало отличается от указанного соотношения вмещающих пород (рис. 18). Что касается отдельных его пропластков, особенно, в зонах повышенной расслоенности, то можно предположить, что соотношение скоростей в них резко меняется.

Интересные данные в этом плане получены для расслоенной нижней коры Западной Европы. В работе [Luschen et al., 1989], где анализируются данные ГСЗ для Рейнского массива, показано, что нижняя кора существенно расслоена по Р-волнам и практически однородна по S-волнам. Последнее и означает резкое изменение соотношения скорости Р- и S-волн в отдельных тонких прослоях.

#### **4.2. Электропроводность волноводов**

Как видно из приведенного выше материала, отмечается четкая корреляция между слоями пониженной скорости и повышенной электропроводности. Практически везде, где вдоль одних и тех же профилей проводились сейсмические и электромагнитные зондирования, наблюдается совпадение зон повышенной электропроводности с зонами инверсии скоростей [Бердичевский и др., 1997; Ваньян, Павленкова, 2002].

На рис. 24 и 31 приведены два таких примера, которые принципиально различаются по геологической истории региона: Западно-Европейская молодая плита с высоким тепловым потоком и "холодный" Балтийский щит. В обоих случаях повышенной электропроводностью обладает один и тот же интервал глубин – интервал корового волновода.

Аналогичное явление отмечено и на других щитах, например, на Канадском и Австралийском щитах [Осипова и др., 1982]. Недавно были опубликованы результаты магнитотеллурических зондирований Бразильского щита [Padilha, Vitorello, 2000]. Там, на глубине 10 км выявлен проводящий слой с интегральной электропроводностью 20 См.

Сказанное относится к коровому волноводу на глубине порядка 10 – 20 км. Что касается нижней коры, то электромагнитные данные гораздо чаще говорят о наличии проводящего слоя в низах коры, чем сейсмические данные о наличии здесь волновода. Возможно, это связано с трудностями, возникающими при выделении зон инверсии скорости в непосредственной близости к границе М, которая экранирует в волновых полях преломленные волны от низов коры. Существуют, правда, некоторые косвенные данные, свидетельствующие о возможном наличии ослабленного слоя в низах коры, который соответствует слою повышенной электропроводности, но плохо выражен в сейсмических скоростях.

#### **4.3. Волноводы, разломная тектоника и степень расслоенности земной коры**

Сейсмические исследования методом отраженных волн (ОГТ), выполненные в последние годы во многих регионах, позволили детально изучить внутреннюю структуру земной коры. Характерными чертами сейсмических разрезов ОГТ, полученных в разной тектонической обстановке и практически на всех континентах, являются [Берзон и др., 1969; Вольвовский, Бакман, 1982; Кунин, Шейх-Заде, 1993; Павленкова, 1998; Карбонель, Павленкова, 1999]:

- отсутствие опорных отражений, имеющих региональную или межрегиональную прослеживаемость;
- фрагментарность осей синфазности отражений протяженностью от сотен метров до первых километров;

– латеральная и вертикальная неоднородность в распределении отражений, ассоциации которых образуют области различных размеров, конфигураций и преимущественной ориентировки;

– существенная дифференциация этих областей по интенсивности отражений, что позволяет представить разрез как совокупность сейсмически контрастных, "прозрачных" и "полупрозрачных" объектов [Гильберштейн и др., 2001a,b].

Указанные черты сейсмического облика свидетельствуют о существенно неоднородном строении земной коры, имеющей фрагментарно-слоистую или фрагментарно-ячеистую блоковые модели.

Природа отдельных отражений и их ассоциаций достаточно многообразна. В этой связи, следуя "сейсмостратиграфической традиции", в работе [Кунин и др., 1992] была сформулирована система сейсмических образов и их интерпретации. Так, в частности, относительно протяженные ансамбли отражений субгоризонтальной ориентации ассоциируются с впадинами и глубинными врезами с метаосадочным выполнением, силлами, метавулканическими потоками, следами горизонтальных движений при деформациях. Выделены также наклонные, небольшой временной толщины ансамбли отражений, связанные с зонами милонитизации и окварцевания вдоль разломов и плоскостей надвигов. Они интерпретируются как "прозрачные" области с интрузивными телами и зонами дробления, которые обрамляют разломы с упругими гомогенными образованиями.

В качестве примера на рис. 38 представлен глубинный сейсмо-энергетический разрез западной части геотраверса Уралсейс [Гильберштейн и др., 2001a,b]. Разрез получен в результате соответствующего преобразования оценок ЭКО-эффективных коэффициентов отражения [Рудницкая и др., 1983]. Он отображает обобщенный облик земной коры, каждый элемент которого состоит из совокупности ЭКО, времена регистрации которых субпараллельно расположены на ограниченных интервалах разреза. Эти совокупности различаются по амплитуде и числу ЭКО на единицу глубины (времени). Достаточно четко на разрезе выделяются сейсмически контрастные области на глубинах 35 – 42 км (раздел МОХО), 15 – 20 км (граница, соответствующая поверхности главного среднecорового срыва) и 2 – 5 км – область отражающих границ осадочного чехла, расположенная в пределах западных 100 км участка геотраверса.

Каждая из указанных областей отображает зоны земной коры, отличающиеся повышенной расслоенностью. Так, для раздела М характерно наличие двух-трех серий ЭКО с толщиной слоя каждой 200 – 300 м при их высокой контрастности ( $\text{ЭКО} \sim 0,1 - 0,2$ ). Вторая область отличается в целом меньшей контрастностью ( $\text{ЭКО} \sim 0,05$ ), но существенно большей слоистостью: при общей ее толщине, достигающей 3 – 5 км, она содержит до 30 – 50 серий ЭКО. В пределах каждой области по профилю указанные характеристики не остаются постоянными: по мере приближения к границам областей по профилю, как правило, имеет место увеличение числа слоев и уменьшение их сейсмической контрастности. Протяженность по профилю отдельных серий ЭКО изменяется от 0,5 до 8 – 10 км.

Областями высокой контрастности ограничены довольно обширные интервалы земной коры, отличающиеся слабой дифференциацией свойств по вертикали – "прозрачные" или "полупрозрачные" зоны, в волновом поле которых превалирует рассеянная компонента. В этих зонах величины ЭКО лежат в пределах 0,03 – 0,05, а протяженность их серий не превышает 0,1 – 0,15 км. В зоне, расположенной непосредственно над разделом среднecорового срыва, имеют место довольно протяженные интервалы аномально низкой контрастности.

Приведенное описание сейсмического облика земной коры дополнено на рис. 39 скоростными характеристиками. Возможность их оценки в данном случае связана с



наличием в пределах контрастных областей относительно протяженных интервалов прослеживания осей синфазности отраженных волн. На этих интервалах могут быть получены горизонтальные спектры скоростей ( $V_{OГТ}$ ). На их основе в совокупности со значениями времен отражений определяются оценки глубин отражающих границ и интервальных скоростей  $V_{int}$  между ними. Наиболее эффективным средством решения этой задачи в условиях слоистой локально-однородной модели среды является обобщенный способ взаимных точек [Глоговский и др., 1979].

В результате оценки глубинно-скоростной характеристики в пределах западного участка рассматриваемого геотраверса (в зоне Предуральского прогиба) установлена 6-ти слойная модель коры, включающая и верхи мантии [Гильберштейн и др., 2001a,b]. При общей согласованности нарастания с глубиной скорости продольных волн с данными, полученными по ГСЗ [Кашубин и др., 2001; Пучков, Светлакова, 2001], представленная модель отличается наличием двух волноводов. Один из них (со значениями скоростей  $V_{int} = 5,7 - 5,9$  км/сек) находится в верхней коре в интервале глубин 8 – 15 км. Другой волновод (со скоростью  $V_{int} \sim 6,2$  км/сек) расположен в нижней части коры непосредственно над границей М на глубинах 22 – 40 км. Первый волновод приурочен к верхней "прозрачной" зоне, а второй – к нижней "полупрозрачной". Для первого волновода с учетом других зондов оценки глубинно-скоростной характеристики отмечается определенная согласованность в уменьшении "прозрачности" (увеличении энергии ЭКО) и возрастании значений скорости, вплоть до утраты волноводного качества, например, на интервале ПК 400 – 420 км. Данное обстоятельство свидетельствует о возможной линзовидности волновода. Примечательно, что в том же интервале глубин и также линзовидно выделяются непротяженные области аномальной проводимости [Дьяконова, 1996; Берзин и др., 2001a,b,c].

В целом, установленное распределение интервальных скоростей по глубине в пределах земной коры коррелируется с прочностной моделью, рассчитанной для геотраверса в работе [Михайлов и др., 2001]. В связи с этим допустимо предположение, что субгоризонтальные участки контрастных областей отображают относительно более прочные разделы земной коры.

Выделение и трассирование зон разломов на сейсмических разрезах МОВ-ОГТ осуществляется по набору их модификаций, отличающихся различной степенью генерализации сейсмического облика. При этом используются критерии, известные по изучению осадочного чехла: резкие изменения времен (глубин) регистрации отражений и снижение амплитуд (энергии) последних, коррелирующихся в плоскости разреза и секущих общее простиранье осей синфазности.

В целом, было показано, что глубинные разломы создают интенсивные отраженные волны, которые позволяют проследить их на большие глубины и определить их форму. В результате было установлено, что большую роль в разломной тектонике кристаллической коры играют нарушения листрической формы: они почти вертикальны у поверхности, затем их угол уменьшается, и на глубинах 10 – 20 км они образуют пологие границы.

Такое поведение разломов впервые было отмечено в работе [Шаров, Гречишников, 1982] на Украинском щите, а также в известных работах COCORP и др. [Klemperer et al., 1987]. Они подтвердили лидирующую роль листрических разломов в тектонической структуре коры разных по возрасту и типу развития регионов.

Было отмечено также, что в области выполаживания разломов формируются субгоризонтальные расслоенные зоны, которые и являются сейсмическими границами группы K1, подстилающими волноводы.

Повышенная расслоенность средней части земной коры отмечалась ранее и по данным детального ГСЗ (непрерывного профилирования). Так, на Русской платформе было показано увеличение числа субгоризонтальных отражающих площадок в интересующем нас интервале глубин 10 – 15 км (рис. 40) [Юров, 1980]. Однако к этим данным всегда было и сохраняется недоверчивое отношение, так как при ГСЗ на больших удалениях от источника вместе с критическими отражениями регистрируется большое число волн другой природы (обменных, преломленных, кратных), и интерпретация штрихового поля ГСЗ не может быть однозначной.

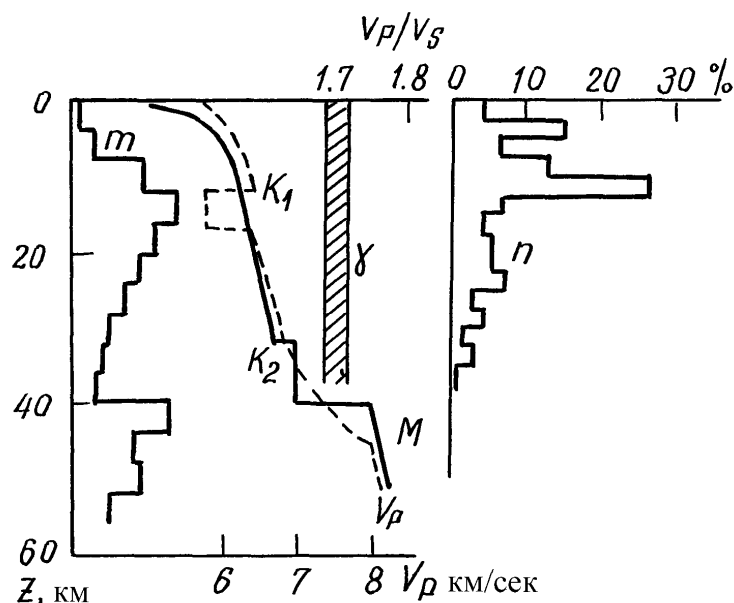


Рис. 40. Сопоставление геофизических характеристик земной коры Восточно-Европейской платформы по числу отражающих площадок  $m$  [Юров, 1980], скоростям продольных волн  $V_p$ , соотношению скоростей продольных и поперечных волн  $\gamma = V_p/V_s$  [Павленкова, 1991] и числу эпицентров землетрясений  $n$  [Korhonen, Porkka, 1981].

Совершенно другое отношение выработалось к методу субвертикальных отраженных волн (МОВ, ОГТ). Геологическая реальность этих волн, проверенная большим опытом работ, не вызывает обычно сомнений. Этим методом доказано, что кристаллическая кора неоднородна, что существуют зоны повышенной ее расслоенности (в англоязычной литературе – *reflectivity zones*), которые с определенной закономерностью распределены по глубинам.

Глубинные разломы листрической формы выделяются и по данным электромагнитных исследований. На рис. 25 и 26 приведены такие примеры для Балтийского щита: аномалии повышенной проводимости имеют здесь листрическую форму и выклиниваются к средней или нижней коре.

По мнению некоторых авторов именно по этим зонам верхняя кора проскальзывает по средней или нижней коре, формируя пологие надвиги и покровы [Иванов, 1990]. Расслоенные зоны в средней коре часто называют *детachment* зонами или зонами срыва.

Закономерная смена структурного плана отражающих горизонтов является важным признаком изменения физического состояния пород на больших глубинах. Это относится не только к протяженным горизонтам, трассирующим глубинные разломы, но и к тонкой расслоенности, характеризующей внутреннюю текстуру вещества.

Глубина распространения и форма разломов качественно характеризуют реологические свойства земной коры. Согласно геомеханическим представлениям [Николаевский, 1978, 1984a,b, 1996], разломы развиваются в жесткой части коры и исчезают в

пластичной. Наблюдаемое регулярное выполаживание разломов на глубинах 10 – 20 км свидетельствует о существовании в данном интервале коры ослабленной зоны. На больших глубинах (нижняя кора) в некоторых регионах снова наблюдаются круто наклоненные отражающие горизонты, которые, возможно, также связаны с разломами. Чаще всего они наблюдаются в толстой коре мощностью более 40 км. Другими словами, внутрикоровая ослабленная зона охватывает лишь среднюю часть коры, глубже жесткость пород снова увеличивается. Более подробно эта точка зрения будет изложена ниже.

Помимо листрических разломов, выполаживающихся в средней коре, существуют и разломы, пересекающие всю кору. Пример такой разломной зоны приведен на рис. 21. На нем показана граница между двумя разновозрастными блоками Балтийского щита. Она сечет волновод и прослеживается до глубины в 30 км. Еще более глубокие разломы оконтуривают такие крупные геоструктуры, как Припятский грабен [Гарецкий, Клушин, 1989] или Урал [Глубинное..., 2001]. Они выполаживаются к границе М, которая так же, как граница К1, характеризуется повышенной расслоенностью. Данный факт дает еще одно основание предполагать наличие волноводов и в низах коры.

#### **4.4. Плотность и магнитная восприимчивость средней коры**

Охарактеризовать коровые волноводы напрямую по плотности и магнитной восприимчивости не представляется возможным. Изменение скорости в волноводе незначительно и связано оно, скорее всего, с долями процентного содержания флюидов. Поэтому нет никаких оснований ожидать соответствующего уменьшения плотности. К тому же установить их существование по гравитационному полю очень трудно, так как субгоризонтальные слои, подобные волноводам, не могут создать ощутимые аномалии на фоне горизонтальной неоднородности коры, обусловленной разным составом слагающих верхнюю кору пород. Данное замечание относится и к магнитным аномалиям.

Однако потенциальные поля позволили отметить некоторые особенности структуры земной коры, которые, возможно, связаны с волноводами. Так, расчеты глубин нижних кромок гравитационных и магнитных масс, выполненные по территории разных по возрасту и истории развития геоструктур, дали один и тот же результат. Оказывается, что горизонтальная неоднородность верхней коры по плотности и магнитной восприимчивости исчезает на глубине с характерным интервалом в 10 – 12 км [Булина, 1976], т.е. на глубине корового волновода.

В свое время отмеченная особенность магнитной и плотностной моделей коры послужила одним из оснований разделить кору на верхнюю и среднюю кору. Верхняя кора отличается высокой горизонтальной неоднородностью, создающей поле локальных магнитных и гравитационных аномалий. В то же самое время средняя кора является относительно однородной. Правда, такое деление не связывалось тогда с волноводами и реологическими свойствами пород, а объяснялось тем, что на глубине порядка 10 – 15 км происходит увеличение намагниченности пород [Крутиховская, 1976] и уменьшение их теплогенерации [Гордиенко и др., 1982]. Данный факт объяснялся увеличением регионального метаморфизма пород (на глубине 10 – 15 км), которое и приводит к выравниванию плотности, к общему повышению магнитной восприимчивости и понижению теплогенерации. Сейчас можно предполагать, что граница К1 и является кровлей этого метаморфизованного слоя. Не исключено, что волновод, располагающийся над данной границей и насыщенный флюидами, сыграл определенную роль в процессе метаморфизма пород средней коры.



#### 4.5. Коровые волноводы и землетрясения

В настоящем разделе описывается определенная закономерность в распределении очагов землетрясений в коре, связанная с наличием волноводов. Она укладывается в современные представления о природе волноводов. Некоторые сведения о техногенной сейсмичности и элементы теоретической сейсмологии приводятся в следующей главе. Проблема сейсмичности в данном контексте имеет не самостоятельное значение, а служит целям, поставленным в соответствующих главах.

Выше отмечалось, что в разных по геологической структуре и тектонической активности регионах наблюдается одинаковое соотношение между слоями пониженной скорости в земной коре и характером распределения очагов землетрясений. На Балтийском щите глубина землетрясений не превышает 10 км (рис. 40), хотя он является холодным регионом с низким тепловым потоком. Та же картина наблюдается в Байкальской рифтовой зоне (рис. 37) и во всех регионах альпийской складчатости: очаги землетрясений приурочены к верхней, неоднородной коре и исчезают в инверсионной зоне. Данный факт подтверждает предположение о реологической ослабленности средней коры. Данная ослабленность связана не только с влиянием глубинных температур, но и с наличием волновода.

Таким образом, средняя часть коры на глубине от 10 до 20 км характеризуется рядом специфических свойств:

- наблюдается инверсия сейсмических скоростей Р- и S-волн при относительно малом изменении их соотношения;
- инверсия скоростей сочетается с повышенной электропроводностью;
- глубинные разломы верхней части коры выполаживаются к зонам инверсии скоростей, и одновременно происходит смена субвертикальной (блоковой) ее структуры на субгоризонтальную;
- наблюдается повышенная тонкая расслоенность, характеризующаяся резкими перепадами скоростей Р- и S-волн в отдельных прослоях;
- число эпицентров землетрясений резко уменьшается.

Перечисленные выше характеристики волноводов позволяют сделать некоторые суждения об их природе.