

СЕЙСМОЛОГИЯ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ

© 2019 г. Л. П. Винник

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

E-mail: vinnik@ifz.ru

Поступила в редакцию 05.06.2018 г.

Принята в печать 15.08.2018 г.

Представлен краткий обзор результатов применения метода приемных функций. В зоне фазовых переходов топография основных сейсмических границ оценивается с разрешением по глубине порядка 3 км и порядка 200 км по горизонтали. Максимальная амплитуда вариаций глубины основных границ достигает десятков километров. Установлено утонение переходной зоны мантии в горячих точках и соответствующее повышение температуры на величину порядка 100 °С. В ряде районов обнаружено 2 низкоскоростных слоя в переходной зоне мантии: один непосредственно над 410-км сейсмической границей, второй на глубине от 450 до 500 км. Происхождение первого слоя связано с высвобождением воды в мантийных плюмах при фазовом переходе оливин – вадслеит. Увеличение скорости поперечных волн в подошве второго слоя может объяснить наблюдения так называемой 520-км границы.

Традиционный подход к исследованию структуры коры и верхней мантии связан с использованием поверхностных волн. Приемные функции могут обеспечить более высокое разрешение на тех же глубинах при совместном использовании приемных функций продольных и поперечных волн. Результаты такого типа получены для Фенноскандии, Каапваальского кратона, Индийского щита, Центрального Тянь-Шаня, Байкальской рифтовой зоны, Азорских островов, островов Зеленого мыса и западного Средиземноморья. Приемные функции поперечных волн использованы в исследовании лунной коры. Совместное обращение приемных функций продольных и поперечных волн позволяет уверенно оценивать параметры сейсмических границ, включая такие слабые границы, как литосфера – астеносфера кратонов. В число определяемых параметров входит отношение скоростей продольных и поперечных волн. В ряде мест наблюдается очень высокое (> 2.0) отношение скоростей в нижней коре, которое может указывать на присутствие жидкости с высоким поровым давлением. Приемные функции позволяют оценивать параметры азимутальной анизотропии как функцию глубины. Изменение параметров с глубиной позволяет отличить активную анизотропию, связанную с современными деформациями, от замороженной анизотропии – эффекта прошлых тектонических процессов.

Ключевые слова: метод приемных функций, мантийный плюм, поровое давление, активная анизотропия, замороженная анизотропия

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019116-27>

ВВЕДЕНИЕ

В течение последних десятилетий произошло обновление арсенала методов сейсмического исследования земных недр. Основной движущей силой прогресса в этой области является рост цифровых сетей сейсмических станций. Появились новые приемы анализа сейсмических записей: сейсмическая томография и метод приемных функций, использующие естественные сейсмические источники. Эти методы изменили комплекс региональных сейсмических исследований. В статье

представлен краткий обзор результатов, полученных методом приемных функций. Первый значительный результат, показавший потенциал этого метода, был получен при исследовании тонкой структуры переходной зоны мантии с помощью записей сейсмической группы НОРСАР [Vinnik, 1977]. Начиная с этой работы, приемные функции и сходные методы играют все большую роль в глобальных и региональных исследованиях строения Земли.

Для применения большинства сейсмических методов исследования недр требуются сети сейсмических станций. Приемные функции

представляют исключение: их можно использовать для анализа записей даже одной сейсмической станции. Идея метода заключается в том, чтобы заменить сеть сейсмических станций сетью сейсмических источников (землетрясений). Вступления объемных волн на сейсмограмме можно разделить на первичные и вторичные. За первичными вступлениями продольных (P) волн следуют вторичные волны, отраженные и преломленные на сейсмических границах вблизи от сейсмической станции. Как правило, эти волны очень слабы, и, чтобы выделить их на фоне шума, следует рассмотреть ряд записей одной и той же станции. Этому мешают различия в индивидуальных характеристиках излучения различных землетрясений. Однако, используя специальную частотную фильтрацию (деконволюцию), первичные волновые формы различных землетрясений можно преобразовать в стандартную форму. При этом стандартизируются также вторичные фазы и их можно выделить суммированием большого числа (как минимум десятков) независимых записей с одновременным подавлением шума.

МЕТОД ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ P -ВОЛН

Термин «приемная функция», (по-английски Receiver Function), был введен для радиальной $R(t)$ -составляющей сейсмограммы, деконволюированной с помощью вертикальной составляющей $Z(t)$. Вместо этих двух составляющих мы используем $L(t)$ -составляющую, параллельную главному направлению смещений в продольной волне, и $Q(t)$ – перпендикулярную L в плоскости распространения волны. Для каждой сейсмической границы Q -составляющая содержит три вторичные фазы со сравнимыми амплитудами: P_s (преломленная на границе как S), P_{pps} (преломленная на границе как P , отраженная от свободной поверхности как P и отраженная от границы как S) и P_{pss} (преломленная на границе как P , отраженная от свободной поверхности как S и отраженная от границы как S) (рис. 1). Многократно отраженные волны более высокого порядка обычно настолько слабы, что ими можно пренебречь.

Деконволюция может быть реализована во временной (t) или частотной (ω) областях. Во временной области можно записать $L(t) = S(t)$, $Q(t) = S(t) * E(t)$, где $*$ означает конволюцию, $S(t)$ представляет функцию источника, $E(t)$ можно записать как $E(t) = \alpha_1(t)\delta(t - \tau_1) + \alpha_2(t)\delta(t - \tau_2) + \dots$ Здесь α_i – амплитуды вторичных фаз, а τ_i – их

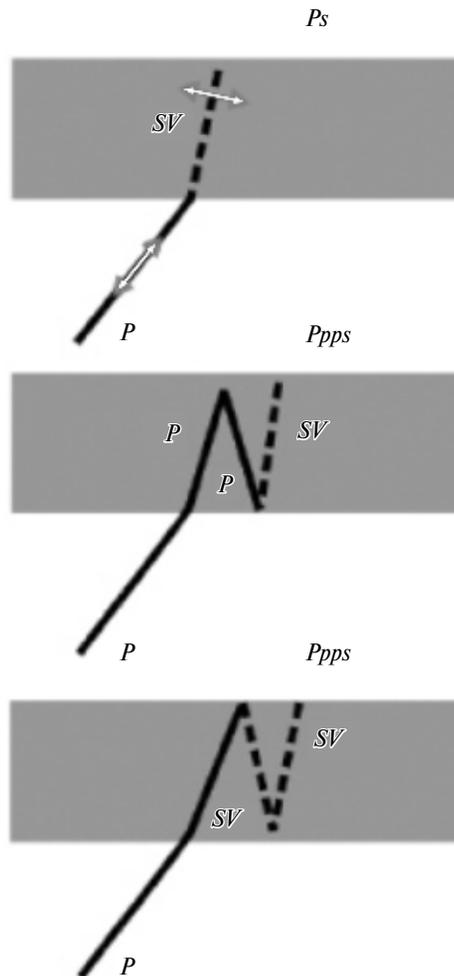


Рис. 1. Лучевые диаграммы сейсмических фаз P_s , P_{pps} и P_{pss} .

задержки по отношению к волне P . В частотной области эти соотношения можно переписать как $L(\omega) = S(\omega)$, $Q(\omega) = S(\omega)E(\omega)$ и получить $E(\omega) = Q(\omega)/L(\omega)$. Деление спектра Q -составляющей на спектр L -составляющей для получения информации о структуре коры представляет основной элемент метода спектрального отношения [Phinney, 1964]. В методе приемных функций это отношение переносится во временную область с помощью обратного преобразования Фурье. Чтобы избежать больших ошибок, связанных с очень малыми значениями в знаменателе отношения, принимаются специальные меры.

Деконволюция во временной области выполняется следующим образом. Пусть дискретное представление записанной продольной волны задается набором значений S_k , а желаемая волновая форма набором значений Z_k , $k = 0, \pm 1, \pm 2 \dots$ Обычно желаемая волновая форма задается δ -функцией, которая отличается от нуля только

для одного значения $k = K$. Если записанная продольная волна фильтруется фильтром l_i , то результирующая запись имеет вид $V_k = \sum_{i=0}^{n-1} l_i S_{k-i}$.

Задачей является поиск фильтра, который обеспечивает минимум разности ε_k в среднеквадратичном смысле между фильтрованной и желаемой волновой формой $\varepsilon_k = V_k - Z_k$. Детали вычислений можно найти в работе [Berkhout, 1977]. В первом приближении фильтрованные волновые формы P для различных землетрясений одинаковы, и то же самое верно в отношении вторичных фаз, подлежащих выделению.

Чтобы выделить на фоне шума слабые обменные и отраженные волны, необходимо суммировать большое число приемных функций. Задержка обменной волны относительно материнской волны P дается формулой:

$$t(Ps) = \int_{r_d}^{r_0} \left(\sqrt{v_s^{-2} - p^2 r^{-2}} - \sqrt{v_p^{-2} - p^2 r^{-2}} \right) dr,$$

где: p – лучевой параметр, r – радиальное расстояние, r_d и r_0 – радиальные расстояния сейсмической границы и свободной поверхности, v_p и v_s – скорости продольных и поперечных волн. Для глубоких границ эффект зависимости $t(Ps)$ от величины лучевого параметра очень велик: разница значений $t(Ps)$ на эпицентральных расстояниях 30 и 90° близка к 10 с. Для выделения обменных волн Ps приемные функции на различных расстояниях должны суммироваться с временными поправками, зависящими от лучевого параметра и глубины границ. На практике суммирование выполняется для ряда пробных значений глубины границ. Фокусировка сигнала на глубинах, близких к оценкам глубины по времени пробега, служит критерием правильности идентификации сигнала.

Пример суммарной приемной функции, полученной для нескольких станций в Финляндии [Vinnik et al., 2016], показан на рис. 2. Вместо значений глубины обмена в этом случае параметром суммирования служит медленность. В интервале времени от 0 до 25 с регистрируются вторичные волны, связанные, главным образом, с границей Мохо. Далее следуют отчетливые сейсмические фазы $P410s$ и $P660s$, образованные обменом на границах в переходной зоне мантии (ПЗМ) с глубиной около 410 и 660 км. Эти фазы фокусируются при отрицательных значениях медленности. На времени около 130 с выделяется отчетливое вступление, представляющее многократное отражение на глубине 410 км.

Ни одна из этих фаз не выделяется без помощи приемных функций.

Амплитуда обменной волны Ps , выделяемой методом приемных функций продольных волн, зависит главным образом от скачка скорости поперечных волн на сейсмической границе. Амплитуда отраженной волны определяется импедансом, который, в свою очередь, зависит от скачков скорости и плотности. В результате приемная функция зависит в большей степени от скоростных контрастов на границах, чем от абсолютных значений скорости. Поэтому при исследованиях литосферы методом приемных функций P -волн целесообразно дополнить приемные функции дисперсионными кривыми поверхностных волн Рэлея, имеющих относительно высокую чувствительность к абсолютным значениям скорости поперечных волн (например, [Винник и др., 2014]).

ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Одним из объектов применения приемных функций является структура верхней мантии и сейсмические границы в диапазоне глубин от Мохо до 200 – 300 км. Проблемой этих исследований являются волны в коре типа $Ppps$ и $Ppss$ (рис. 1), многократно отраженные от границы Мохо и вступающие примерно на тех же временах (10 – 25 с), что и обменные волны Ps от границ в мантии на глубинах 100 – 250 км. В зашумленном диапазоне глубин во многих районах находится представляющая большой интерес граница литосфера – астеносфера. При этом амплитуда коровых волн в несколько раз превышает амплитуду мантийных фаз Ps . Большие трудности вызывает даже выделение сильной обменной волны Ps от границы Мохо, если верхняя кора сложена низкоскоростными осадками, в которых возникает интенсивная реверберация.

Эффективным методом решения проблемы в этом случае является применение приемных функций S -волн [Farra, Vinnik, 2000], где первичной является поперечная волна S , которая вступает позже, чем обменные волны Sp . Многократные коровые волны вступают намного позднее мантийных обменных волн Sp и не препятствуют исследованию границ в верхней мантии. Для построения приемной функции трехкомпонентные сейсмограммы проецируются на ось Q , параллельную главному направлению смещения в поперечной волне SV , и ось L , перпендикулярную к Q в плоскости распространения

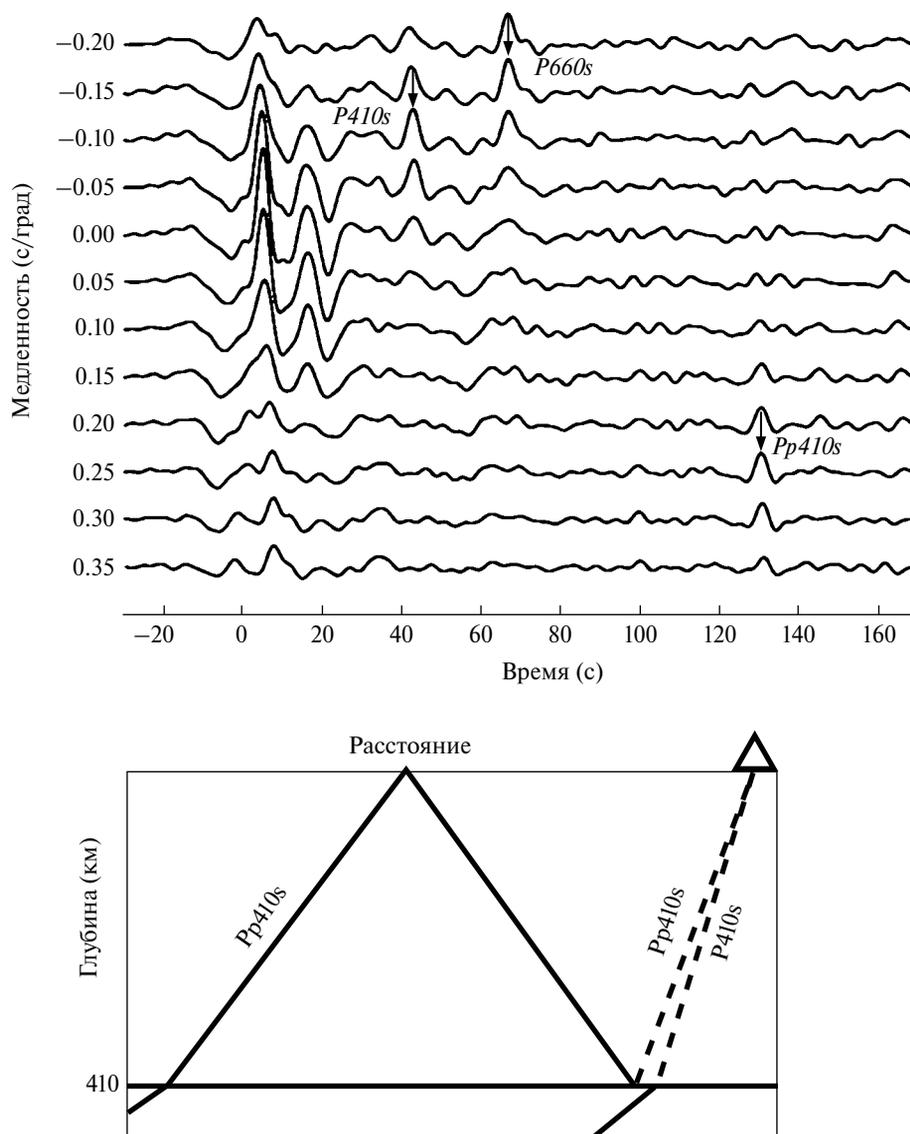


Рис. 2. Суммарная приемная функция продольных волн для станций в северной Финляндии (по данным [Vinnik et al., 2016]). Каждая трасса построена для пробного значения медленности, показанного слева. Показаны также лучевые диаграммы выделенных фаз; лучи продольных волн показаны сплошными линиями, лучи поперечных волн – пунктиром.

волны. Вторичные волны, поляризованные как продольные, выделяются на L -составляющей. Деконволюция выполняется с помощью Q -составляющей.

Пример приемной функции поперечных волн для станций в северной Финляндии показан на рис. 3. В принятой системе изображения движение в обменной волне S_p от положительной границы (с более высокой скоростью поперечных волн под границей) направлено вниз. Временные сдвиги при суммировании индивидуальных приемных функций вычисляются в функции дифференциальной медленности, как и на рис. 2. Самый сильный сигнал,

выделяемый на времени около -5 с при нулевой дифференциальной медленности, соответствует обменной волне от границы кора – мантия. Второй по силе сигнал с аналогичной полярностью наблюдается на времени около -50.7 с и фокусируется при дифференциальной медленности 0.4 с/°. Эта фаза представляет обменную волну от глобальной сейсмической границы на глубине 410 км. Обменная волна от границы на глубине 660 км в приемных функциях поперечных волн, как правило, не выделяется из-за малости лучевого параметра волны S . Однако для выделения этой фазы может быть использована волна SKS , имеющая достаточно большой

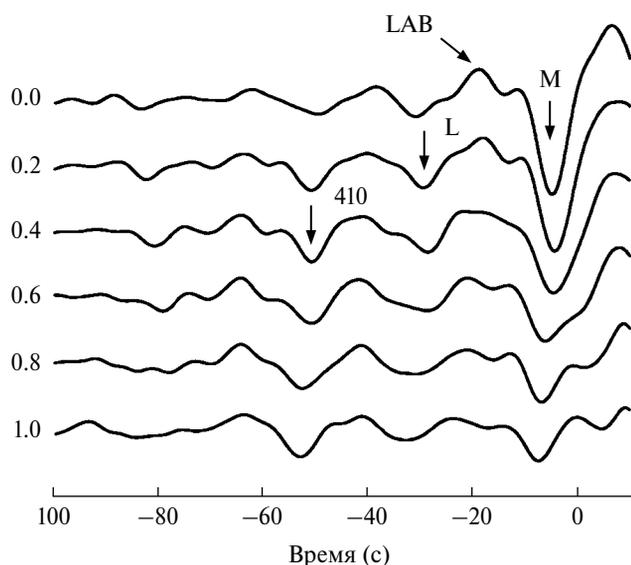


Рис. 3. Суммарная приемная функция поперечных волн для станций в северной Финляндии (по данным [Vinnik et al., 2016]). Каждая трасса построена для пробного значения медленности (в с/град), показанного слева.

лучевой параметр [Silveira et al., 2010]. Еще одна отчетливая сейсмическая фаза на рис. 3 вступает на времени -29.5 с и фокусируется при дифференциальной медленности 0.2 с/°. Эта фаза соответствует положительной сейсмической границе (границе Леман) на глубине 240 км. Граница Леман интерпретируется как подошва низкоскоростного слоя [Lehmann, 1961] или как результат изменения параметров сейсмической анизотропии [Gaherty, Jordan, 1995]. Результаты применения приемных функций поперечных волн в северной Америке [Vinnik et al., 2005] противоречат гипотезе анизотропии. Последняя сейсмическая фаза значительной амплитуды обнаруживается на времени -19.6 с при нулевой дифференциальной медленности. Полярность этой фазы противоположна остальным выделенным фазам и соответствует отрицательной сейсмической границе на глубине около 160 км. Эта граница интерпретируется как граница литосфера – астеносфера и представляет кровлю низкоскоростного слоя, в подошве которого находится граница Леман. Обычно граница литосфера – астеносфера плохо выделяется под кратонами. Выразительность этой границы на севере Фенноскандии, по-видимому, объясняется близостью Атлантики.

Интересный пример применения приемных функций поперечных волн представляет исследование структуры лунной коры [Vinnik et al., 2001]. На Луне этот метод оказался эффективней,

чем метод приемных функций продольных волн. При высадке в прошлом веке американских астронавтов на Луне там были установлены 4 короткопериодных (< 2 с) сейсмических станции. Применение метода приемных функций оказалось успешным только на станции Аполло-12. Приемные функции поперечных волн были построены по записям глубоких лунотрясений. Были уверенно выделены обменная волна S_p от границы кора – мантия и волна S_{ssp} , отраженная от кровли и подошвы приповерхностного низкоскоростного слоя мощностью в несколько сотен метров. Трудности расшифровки структуры коры на других станциях, по-видимому, объясняются большой мощностью этого слоя. Было показано, что сильное рассеяние волн не ограничивается лунной корой. В кода-волнах была обнаружена поверхностная волна с устойчивой поляризацией, не зависящей от азимута источника. Метод приемных функций имеет очевидные перспективы при будущих планетных исследованиях.

СТРУКТУРА ПЕРЕХОДНОЙ ЗОНЫ МАНТИИ ПО ДАННЫМ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ

Переходная зона мантии (ПЗМ), в которой происходит несколько фазовых переходов в оливиновой и пироксеновой составляющих, играет важную роль в геодинамических процессах. Самые сильные границы находятся на глубинах около 410 км и 660 км. До 1977 г. глубина основных границ в переходной зоне определялась с погрешностями порядка нескольких десятков километров. В частности, глобальная оценка мощности ПЗМ (разница в глубинах основных границ) в модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] составляет 270 км, на 20 км больше, чем показывают приемные функции [Chevrot et al., 1999] и более поздние модели.

Применение приемных функций позволило получать оценки глубины границ в ПЗМ с ошибкой, не превышающей 3 км. Наиболее точно устанавливается разность глубин 410 -км и 660 -км границ, так как в дифференциальном времени исключается эффект латеральных скоростных неоднородностей на глубинах менее 400 км. Глубина границ в ПЗМ представляет большой интерес, так как давление соответствующих фазовых переходов зависит от температуры (например, [Katsura, Ito, 1989]). При этом граница фазового равновесия оливин – вадслеит (на глубине около 410 км) имеет положительный наклон, а рингвудит – перовскит и магнезиевюстит (на глубине

660 км) — отрицательный. В результате увеличение мощности ПЗМ сигнализирует о понижении температуры, а ее сокращение — о повышении. Устанавливаемый с помощью приемных функций диапазон вариаций температуры в ПЗМ составляет сотни градусов Цельсия, а пространственный масштаб — 200 и более километров.

Глубина 410-км границы зависит также от химического состава, в частности, от содержания Mg относительно Fe в оливине. Увеличение содержания воды в ПЗМ влияет на ширину 410-км перехода. Приемные функции и родственные методы использовались для оценки ширины 410-км перехода, но весомого подтверждения предположений о высоком содержании воды в ПЗМ (до 3 wt %) этими методами получить не удалось. Фазовый переход в оливиновой составляющей на глубине около 660 км может происходить примерно на тех же глубинах, что и переход мажорит — перовскит в базальтовой составляющей, но с противоположным наклоном границы фазового равновесия. Это может затруднить интерпретацию сейсмических наблюдений.

Несмотря на факторы, способные усложнить интерпретацию неоднородностей ПЗМ, реальная переходная зона под континентами выглядит более однородной по горизонтали, чем можно было ожидать. Существенные отклонения от стандартной структуры обнаруживаются при детальном исследовании в относительно небольших районах. В частности, есть районы, например, центральная Анатолия [Винник и др., 2014] и Гибралтарская дуга [Morais et al., 2015], где, несмотря на низкий уровень шума, не выделяется волна P_s от 410-км границы. Возможно, причиной этого является относительно высокое содержание базальтовой составляющей и относительно низкое содержание оливиновой составляющей, в которой происходит переход оливин — вадслеит.

Характерной особенностью ПЗМ, обнаруженной с помощью приемных функций, является ее утонение в горячих точках. В частности, под Исландией сокращение мощности ПЗМ составляет около 15 км [Du et al., 2006]; утонение вызывается прогибом 410-км границы при относительно стабильной глубине 660-км границы. Если причиной утонения является повышение температуры, то температурная аномалия в верхней части переходной зоны составляет около 100 °С. Под горячей точкой островов Зеленого Мыса утонение превышает 30 км [Vinnik et al., 2012 a],

но в этом случае наблюдается прогиб 410-км границы и поднятие 660-км границы.

Примером данных о ПЗМ в области современного горообразования могут служить результаты для Центрального Тянь-Шаня [Kosarev et al., 2018]. Активное горообразование происходило в этом районе в палеозое. Современная стадия горообразования началась около 25 млн лет тому на юге и перекинулась на север с запозданием на 10–15 млн лет. Приемные функции продольных волн для почти сотни сейсмических станций суммировались в прямоугольных ячейках, показанных на рис 4. Для каждого прямоугольника измерена аномалия дифференциального времени (разности времени вступления обменных волн от 660-км и 410-км границ). В большинстве ячеек аномалии составляют доли секунды, сравнимые по величине с возможными ошибками измерений. Сильные (от 1 с и более) аномалии обнаружены в блоках к югу от Иссык-Куля (+1.5 с), в районе Ферганы (–1.1 с) и западного Тарима (–1.5 с). Соответствующие аномалии ширины переходной зоны составляют +15 км, –11 км и –15 км. Увеличенную на 15 км мощность ПЗМ к югу от Иссык-Куля можно объяснить отслаиванием (деламинацией) холодной подкоровой литосферы в процессе горообразования и ее погружением в переходную зону. Утонение ПЗМ в районе Ферганской впадины может быть эффектом горячей точки, с которой связан базальтовый вулканизм Тянь-Шаня с возрастом от 60 до 72 млн лет. Утонение ПЗМ под Таримом поразительным образом совпадает с базальтовым вулканизмом пермского возраста. Для обсуждения этого совпадения требуется отдельная статья.

Совершенно новая особенность строения мантии — низкоскоростной слой мощностью в несколько десятков километров непосредственно над 410-км границей, была обнаружена в 1991 г. в приемных функциях P -волн для станций литосферного проекта Де-Бирс в южной Африке. Публикация этого результата [Vinnik et al., 1996 a; b] задержалась на несколько лет из-за нескольких негативных рецензий. Сейчас этот слой обнаружен в ряде районов мира (например, [Vinnik, Farra, 2007]). Согласно [Vinnik, Farra, 2007] низкоскоростной слой над 410-км имеет тенденцию ассоциироваться с вулканическими провинциями и горячими точками. Одна из таких аномалий обнаружена в районе Сибирских траппов с помощью приемных функций поперечных волн станции Норильск. Правдоподобное объяснение происхождения этого слоя основано на лабораторных данных

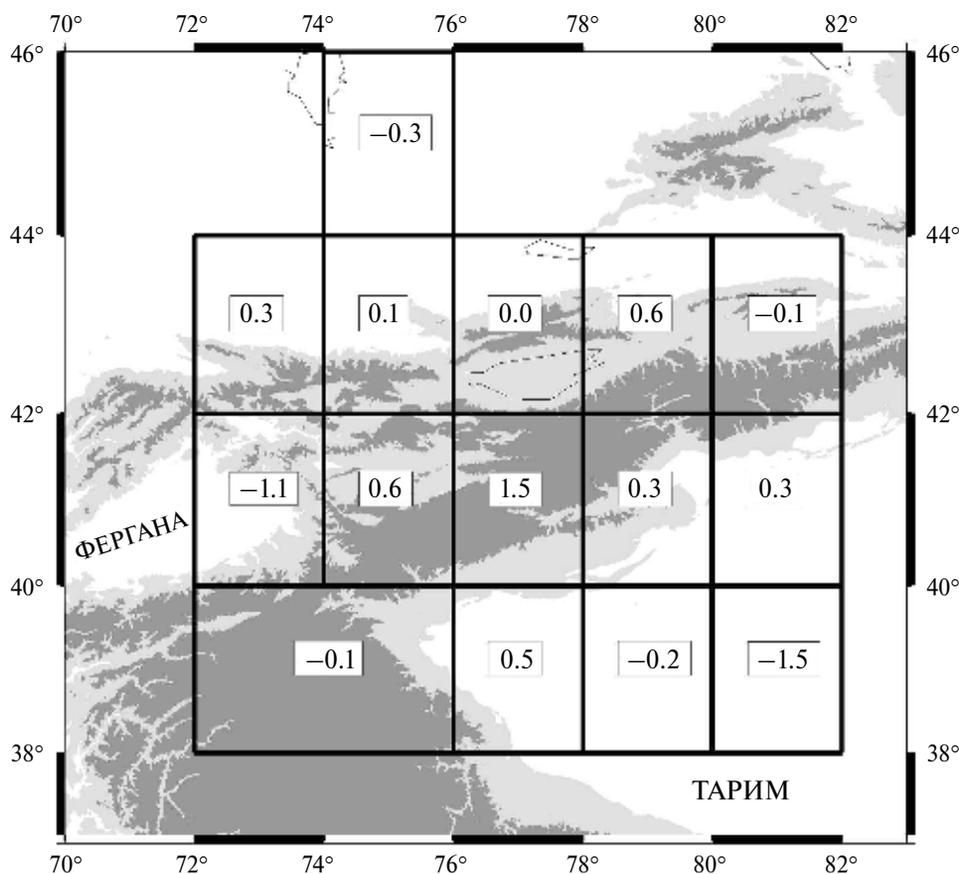


Рис. 4. Отклонения разности времени пробега $P660s$ и $P410s$ от стандартного значения (для модели IASP91) в секундах (по данным [Kosarev et al., 2018]). Сильные аномалии находятся на юге центрального Тянь-Шаня (+1.5 с), в районе Таласо-Ферганского разлома и Ферганской впадины (–1.1 с) и западного Тарима (–1.5 с). Светло-серый цвет означает высоту более 1500 м, темно-серый цвет – более 3000 м.

о высокой растворимости воды в вадслеите (под 410-км границей) по сравнению оливином (над 410-км границей). Поэтому при поднятии мантийного плюма через 410-км границу возможно высвобождение воды, понижение температуры солидуса и частичное плавление [Karato et al., 2006]. Понижение скорости поперечных волн объясняется присутствием около 1 wt% расплава [Nier-Majumder, Courtier, 2011].

Один из дискуссионных вопросов строения переходной зоны мантии – так называемая 520-км граница. Некоторые авторы объясняют эту границу фазовым переходом вадслеит – рингвудит, однако теоретическое приращение скорости поперечных волн при этом переходе [Xu et al., 2008] слишком мало для объяснения наблюдаемой амплитуды вступлений обменных волн P_s в приемных функциях P -волн, а их время на несколько секунд меньше, чем требует теоретическая глубина фазового перехода (570 км). Приемные функции продольных и поперечных волн, полученные вблизи от нескольких горячих точек (Афар, Исландия, Азорские острова,

острова Зеленого мыса и другие) [Vinnik et al., 2012], свидетельствуют о понижении скорости поперечных волн на несколько процентов на глубине 450–500 км и позволяют предложить принципиально иное объяснение 520-км границы. В этом случае роль 520-км границы может играть подошва низкоскоростного слоя. Авторы работы [Keshav et al., 2011] сообщали о резком падении температуры солидуса карбонатированной мантии в диапазоне давлений, соответствующих этим глубинам. Понижение скорости поперечных волн может быть комбинированным эффектом повышения температуры мантии и понижения температуры солидуса.

Работы, выполненные с применением приемных функций, показывают несколько типичных аномалий в окрестностях современных горячих точек: погружение 410-км границы на 10–20 км, понижение скорости поперечных волн на глубинах 350–410 км, понижение скорости поперечных волн на глубинах от 450–480 км до примерно 500 км. Такие аномалии наблюдаются под гигантскими излияниями базальтов,

происходившими 250 млн лет тому назад в Сибири, несмотря на то, что литосфера Сибири должна была сместиться за это время, по крайней мере, на 2000 км [Винник и др., 2017]. Эти и сходные наблюдения в других районах [Kraft et al., 2018] позволяют предположить, что вместе с литосферой в дрейфе континентальных плит может участвовать слой мантии мощностью около 400 км, называемый тектосферой [Jordan, 1978].

КОРА И ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

Эффективным методом региональных исследований коры и верхней мантии является совместное использование приемных функций продольных и поперечных волн. При обращении приемных функций используется метод Монте-Карло (например, [Vinnik et al., 2007]). Исследуемая среда считается локально горизонтально-однородной. L -составляющая суммированных приемных функций P -волн используется для расчета синтетических Q -составляющих с помощью матричного метода Томсона–Хаскелла для плоских волн и плоских слоев с поправками за сферичность Земли. Сходным образом Q -составляющая суммированных приемных функций S -волн используется для расчета синтетических L -составляющих. Пробные модели задаются в виде слоистых пачек. Каждый слой определяется тремя параметрами: скоростью продольных волн, поперечных волн и мощностью. Плотность определяется скоростью продольных волн в соответствии с законом Берча.

Поиск оптимальных моделей выполняется с помощью итеративного алгоритма, сходного с алгоритмом модельного отжига [Mosegaard, Vestergaard, 1991]. При этом различие синтетических и реальных составляющих в смысле наименьших квадратов уменьшается в последовательности пертурбаций исходной, случайным образом заданной модели. Расчеты выполняются для нескольких (4-х) случайным образом выбранных начальных моделей. Для каждого набора приемных функций тестируется 10^5 моделей. 5% моделей, находящихся в конце построенных последовательностей и обеспечивающих наименьшее различие синтетических и реальных функций, используются для оценки апостериорного распределения вероятности параметров оптимальной модели. Пространство параметров модели разбивается на ячейки, и апостериорное распределение параметров оценивается числом попаданий искомых параметров в каждую ячейку. Эти числа изображаются цветовым кодом.

В качестве примера модель, полученная на сейсмической станции Иркутск для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), показана на рис. 5 [Винник и др., 2017]. Мощность коры в показанном примере составляет 30 км. Близкие значения получены на других станциях вблизи от Байкальской впадины. Более высокие значения (40–45 км) получены в БРЗ на большом (около 100 км) удалении от впадины. Непосредственно под границей Мохо скорость поперечных волн

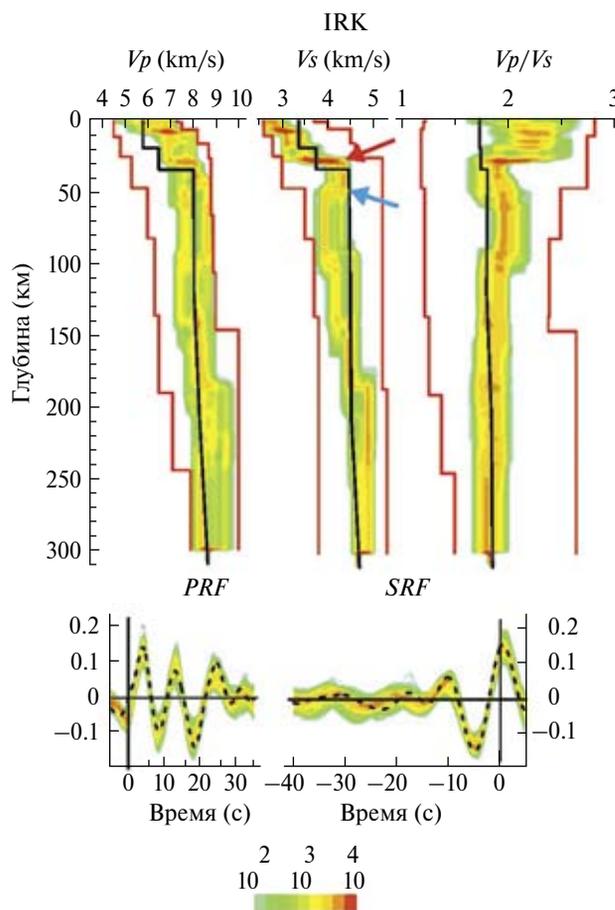


Рис. 5. Скоростные модели коры и мантии для станции IRK, полученные совместным обращением приемных функций продольных и поперечных волн. Апостериорные распределения значений скорости продольных волн V_p , поперечных волн V_s и отношения скоростей V_p/V_s показаны цветовым кодом. Наивысшая плотность вероятности соответствует красно-коричневому цвету. Значения, соответствующие глобальной референтной модели IASP91, показаны черными линиями. Границы поиска показаны красными линиями. Красная и синяя стрелки показывают границу Мохо и границу литосфера – астеносфера. Тот же цветовой код использован для показа соответствующих синтетических приемных функций продольных волн (PRF) и поперечных волн (SRF). Реальные значения приемных функций показаны пунктиром.

составляет 4.5 км/с. На глубине 50 км она скачком снижается до 4.0 км/с. Понижение скорости естественно интерпретировать как границу литосфера—астеносфера, а резкость границы — как проявление частичного плавления. С этой интерпретацией согласуется повышенное до 2.0 отношение скоростей продольных и поперечных волн на глубинах от 50 км до 150 км. В итоге выполненного анализа самая тонкая литосфера (50 км и менее) наблюдается под Байкальской впадиной, самая мощная (до 80–90 км) на большом расстоянии от впадины. Таким образом, по данным анализа приемных функций образование Байкальской впадины связано с существенным утонением не только коры, но и мантийной литосферы.

Примечательной особенностью модели на рис. 5 является очень высокое (> 2.0) отношение скоростей продольных и поперечных волн в средней и нижней коре. Для почти всех изверженных и метаморфических пород коры отношение скоростей в средней и нижней коре составляет 1.7–1.85. Наблюдаемое отношение смещено в сторону более высоких значений на большинстве станций в БРЗ. Вероятной причиной отношения скоростей, выходящего за пределы возможного для сухих пород, являются трещины и поры, заполненные жидкостью (водой) под высоким поровым давлением. На глубинах, соответствующих высоким значениям отношения скоростей, в БРЗ наблюдается повышение электропроводности примерно на порядок по сравнению с верхней корой (например, [Еров et al., 2012]). Это повышение связывают с гидротермальными процессами.

Как известно, в коре БРЗ наблюдаются землетрясения на глубинах до 30 км [Deverchere et al., 2001]. Глубина перехода от хрупких деформаций к пластическим (асейсмичным) зависит от нескольких факторов. Возможно, что аномально большая глубина сейсмичности определяется высоким поровым давлением. Окончательный ответ на вопрос о природе высокого отношения скоростей в коре БРЗ требует дальнейшего исследования.

Результаты исследования БРЗ методом приемных функций представлены в качестве примера. Сходные исследования выполнены в нескольких других районах, включающих Фенноскандию, Каапваальский кратон, Индийский щит, Центральный Тянь-Шань, Азорские острова, острова Зеленого мыса и западное Средиземноморье.

Во всех этих районах проведенные исследования позволили получить существенные новые региональные результаты.

СЕЙСМИЧЕСКАЯ АНИЗОТРОПИЯ

Наиболее эффективный способ исследования азимутальной анизотропии в Земле основан на анализе поляризации волны *SKS* [Винник и др., 1984]. Волна *SKS* распространяется как поперечная в коре и в мантии и как продольная в жидком земном ядре. В изотропной среде волна *SKS* поляризована как *SV*. Благодаря азимутальной анизотропии в коре и мантии волна *SV* расщепляется на две ортогонально поляризованные поперечные волны, распространяющиеся с различной скоростью. Анализ колебаний позволяет определить азимут поляризации быстрой волны и запаздывание медленной волны. Методом *SKS* выполнено огромное число измерений азимутальной анизотропии. В основе этих измерений лежит условие, что наблюдаемая анизотропия сосредоточена в одном слое. Между тем имеется много свидетельств, что анизотропия в Земле имеет многослойную структуру. В исследовании многослойной анизотропии полезен метод приемных функций.

В изотропной латерально однородной среде вертикальная и радиальная составляющие продольной волны связаны с составляющей *SV* поперечной волны и не связаны с составляющей *SH*. Соответственно, приемная функция *P*-волны полностью описывается *L*- и *Q*-составляющими. Для описания эффектов в азимутально-анизотропной среде необходима также *T*-составляющая, перпендикулярная к *L* и *Q*. *T*-составляющая возникает при обмене на границе двух сред с различной анизотропией и при распространении в анизотропном слое. Обмен на границах сред с различной анизотропией определяет чувствительность приемной функции к распределению анизотропии по глубине.

В выполненных экспериментах принимается простейшая, гексагональная модель анизотропии в каждом слое. Свободными параметрами анизотропии в каждом слое являются $\delta V_p/V_p$, $\delta V_s/V_s$, η и азимут быстрой скорости, где: δV_p — разность быстрой и медленной скорости продольных волн, δV_s — то же, но для поперечных волн, η — контролирует скорости в промежуточных направлениях между быстрым и медленным. *T*-составляющая меняется в функции азимута с периодом 180° . Поэтому выделение 2-й азимутальной гармоники изолирует эффект азимутальной анизотропии. Азимутальный эффект присутствует также в *Q*-составляющей,

но не поддается достаточно точной оценке. Если T -составляющие приемных функций продольных волн получены для ряда дискретных значений обратного азимута φ_i , 2-я азимутальная гармоника выделяется суммированием индивидуальных приемных функций с весовыми коэффициентами, зависящими от азимута:

$$W_i(\psi) = \sin 2(\psi - \varphi_i) / \sum_{j=1}^n \sin^2 2(\psi - \varphi_j). \text{ Для полу-}$$

чения анизотропной модели выполняется совместное обращение 2-й азимутальной гармоники и нескольких волновых форм волны *SKS*. Метод обращения в принципе похож на метод, использованный при совместном обращении приемных функций продольных и поперечных волн.

Описанный метод применялся в нескольких районах. Хорошие результаты получены при исследовании анизотропии верхней мантии южной Африки с помощью сейсмической группы станций SASE [Vinnik et al., 2012 b]. Первые оценки азимутальной анизотропии в этом районе, выполненные методом *SKS* [Vinnik et al., 1995], дали основания утверждать, что основной тренд, параллельный направлению абсолютного движения литосферной плиты Калахари, связан с современным течением в верхней мантии. Однако другие авторы, ссылаясь на мелкомасштабные флуктуации параметров анизотропии, сочли, что наблюдаемая анизотропия заморожена в литосфере. Исследование, выполненное с помощью приемных функций P -волн, позволило решить этот вопрос. В верхней мантии на глубинах от границы Мохо до 160 км быстрое направление анизотропии имеет субширотную ориентировку, параллельную простиранию архейского подвижного пояса Лимпопо. Сходный параллелизм простирания хребтов и быстрого направления анизотропии часто наблюдается в современных горных поясах. На глубине 160 км быстрое направление приобретает азимут 40° , близкий к азимуту абсолютного движения плиты, а величина анизотропии удваивается. Изменение параметров анизотропии на глубине 160 км, весьма вероятно, связано с переходом от замороженной анизотропии вверху к эффекту современного течения внизу. В мантийных ксенолитах этот переход соответствует границе между грубозернистыми образцами вверху и образцами со слоистой текстурой внизу. Температура обжигаемого перехода близка к 1100°C .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы кратко описали ряд результатов применения метода приемных функций. В зоне фазовых переходов результатом применения приемных функций является резкое возрастание точности всех определений и исследование топографии границ с разрешением по глубине порядка 3 км и по латерали – порядка 200 км. Амплитуда вариаций глубины основных границ достигает десятков километров. Установлено повышение температуры в переходной зоне горячих точек на величину порядка 100°C , которое проявляется в утонении переходной зоны. В ряде районов обнаружено два низкоскоростных слоя: один непосредственно над 410-км сейсмической границей, второй – на глубине от 450 до 500 км. Происхождение первого слоя связано с выскоблением воды в мантийном плюме при фазовом переходе оливин – вадслеит. Увеличение скорости поперечных волн в подошве второго слоя может объяснить наблюдения так называемой 520-км границы. Картирование этих особенностей является ближайшей задачей сейсмических исследований.

Традиционный подход к исследованию структуры коры и верхней мантии связан с использованием поверхностных волн. Приемные функции могут обеспечить более высокое разрешение на тех же глубинах при совместном использовании приемных функций продольных и поперечных волн. Результаты такого типа получены для Фенноскандии, Каапваальского кратона, Индийского щита, Центрального Тянь-Шаня, Байкальской рифтовой зоны, Азорских островов, островов Зеленого мыса и западного Средиземноморья. Приемные функции поперечных волн использованы в исследовании лунной коры. Совместное обращение приемных функций продольных и поперечных волн позволяет в ряде случаев уверенно оценивать параметры сейсмических границ, включая такие слабые границы, как литосфера – астеносфера кратонов. В число определяемых параметров входит отношение скоростей продольных и поперечных волн. В ряде случаев наблюдается очень высокое (> 2.0) отношение скоростей в нижней коре, которое может указывать на присутствие жидкости с высоким поровым давлением. К числу определяемых свойств относится также азимутальная сейсмическая анизотропия как функция глубины. Возможности метода приемных функций в конечном счете зависят от качества наблюдений, и развитие сетей сейсмических станций расширяет круг решаемых задач.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН и при частичной поддержке проекта Программы Президиума РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И.* Анизотропия литосферы по наблюдениям волн *SKS* и *SKKS* // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 6. С. 1335–1339.
- Винник Л.П., Орешин С.И., Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Тубанов Ц.А.* Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 695–709.
- Винник Л.П., Эрдуран М., Орешин С.И., Косарев Г.Л., Кутлу Ю.А., Чакир О., Киселев С.Г.* Совместное обращение *P*- и *S*-приемных функций и дисперсионных кривых волн Рэлея: результаты для Центрального Анатолийского Плато // Физика Земли. 2014. № 5. С. 33–43.
- Xu W., Lithgow-Bertelloni C., Stixrude L., Ritsema J.* The effect of bulk composition and temperature on mantle seismic structure // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 275. P. 70–79.
- Berkhout A.J.* Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution // Geophysics. 1977. V. 42. P. 1369–1383.
- Chevrot S., Vinnik L., Montagner J.-P.* Global-scale analysis of the mantle *Pds* phases // J. Geophys. Res. 1999. V.104 (B9). P. 20, 203–20,219.
- Deverchere J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V.* Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere // Geophys. J. Int. 2001. V. 146 (3). P. 714–730.
- Du Z., Vinnik L.P., Foulger G.R.* Evidence from *P*-to-*S* mantle converted waves for a flat “660-km” discontinuity beneath Iceland // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 241 (1). P. 271–280.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet Int. 1981. V. 25 (4). P. 297–356.
- Епов М.И., Поспеева Е.В., Витте Л.В.* Crust structure and composition in the southern Siberian craton (influence zone of Baikal rifting) // Russian Geology and Geophysics. 2012. V. 53 (3). P. 293–306.
- Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by *P* and *S* receiver functions // Geophys. J. Int. 2000. V. 141 (3). P. 699–712.
- Gaherty J.B., Jordan T.H.* Lehmann discontinuity as the base of an anisotropic layer beneath continents // Science. 1995. V. 268 (5216). P. 1468–1471.
- Hier-Majumder S., Courtier A.* Seismic signature of small melt fraction atop the transition zone // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 308 (3). P. 334–342.
- Jordan T.H.* Composition and development of the continental tectosphere // Nature. 1978. V. 274. P. 544–548.
- Karato S.-I., Bercovici D., Leahy G., Richard G., Jing Zh.* The transition-zone water filter model for global material circulation: where do we stand? Earth’s Deep Water Cycle. Geophysical Monograph Series. AGU / Eds Jakobsen S.D., Van Der Lee S., Washington D.C.V.168. 2006. P. 289–313.
- Katsura T., Ito E.* The system $Mg_2SiO_4-Fe_2SiO_4$ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 15, 663–15, 670. doi: 10.1029/JB094 iB11 p15663
- Keshav S., Gudfinnsson G.H., Presnall D.C.* Melting phase relations of simplified carbonated peridotite at 12–26 GPa in the systems $CaO-MgO-SiO_2-CO_2$ and $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2$: highly calcic magmas in the transition zone of the Earth // Journal of Petrology. 2011. V. 52 (11). P. 2265–2291.
- Kosarev G.L., Oreshin S.I., Vinnik L.P., Makeyeva L.I.* Mantle transition zone beneath the central Tien Shan: Lithospheric delamination and mantle plumes // Tectonophysics. 2018. V. 723. P. 172–177.
- Kraft H., Vinnik L., Thybo H.* Mantle transition zone beneath central-eastern Greenland: Possible evidence for a deep tectosphere from receiver functions // Tectonophysics. 2018. V. 728–729. P. 34–40.
- Lehmann I.* S and structure of the upper mantle // Geophys. J.R. Astr. Soc. 1961. V. 4. P. 124–138.
- Morais I., Vinnik L., Silveira G., Kiselev S., Matias L.* Mantle beneath the Gibraltar Arc from receiver functions // Geophys. J. Int. 2015. V. 200 (2). P. 1155–1171.
- Mosegaard K., Vestergaard P.D.* A Simulated Annealing Approach to Seismic Model Optimization with Sparse Prior Informaion // Geophysical Prospecting. 1991. V. 39 (5). P. 599–611.
- Phinney R.A.* Structure of the Earth’s crust from spectral behavior of long-period body waves // J. Geophys. Res. 1964. V. 69 (14). P. 2997–3017.
- Silveira G., Vinnik L., Stutzmann E., Farra V., Kiselev S., Morais I.* Stratification of the Earth beneath the Azores from *P* and *S* receiver functions // Earth Planet. Sci. Lett. 2010. V. 299. P. 91–103.
- Vinnik L.P., Green R.W.E., Nicolaysen L.O.* Recent deformation of the deep continental root beneath southern Africa // Nature. 1995. V. 375. P. 50–52. doi: 10.1038/375050 a0.
- Vinnik L., Chenet H., Gagnepain-Beyneix J., Lognonne Ph.* First seismic receiver functions on the Moon // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28 (15). P. 3031–3034.
- Vinnik L., Farra V.* Low *S* velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 262. P. 398–412. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.051
- Vinnik L., Kiselev S., Weber M., Oreshin S., Makeyeva L.* Frozen and active seismic anisotropy beneath southern Africa // Geophys. Res. Lett. 2012b. V. 39. L08301. doi: 10.1029/2012 GL051326
- Vinnik L., Kozlovskaya E., Oreshin S., Kosarev G., Piiponen K., Silvennoinen H.* The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia

from receiver functions // *Tectonophysics*. 2016. V. 667. P. 189–198.

Vinnik L., Kurnik E., Farra V. Lehmann discontinuity beneath North America: no role for seismic anisotropy // *Geoph. Res. Lett.* 2005. V. 32. L09306. doi: 10.1029/2004 GL022333

Vinnik L., Silveira G., Kiselev S., Farra V., Weber M., Stutzmann E. Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012a. V. 319. P. 259–268.

Vinnik L., Singh A., Kiselev S., Ravi Kumar M. Upper mantle beneath foothills of the western Himalaya:

subducted lithospheric slab or a keel of the Indian shield? // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 171 (3). P. 1162–1171.

Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 15 (1). P. 39–45.

Vinnik L.P., Green R.W.E., Nicolaysen L.O. Seismic constraints on dynamics of the mantle of the Kaapvaal craton // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1996a. V. 95 (3). P. 139–151.

Vinnik L.P., Green R.W.E., Nicolaysen L.O., Kosarev G.L., Petersen N.V. Deep seismic structure of the Kaapvaal craton // *Tectonophysics*. 1996b. V. 262 (1). P. 67–75.

Receiver Function Seismology

L. P. Vinnik^{a,*}

^a*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^{*}*E-mail: vinnik@ifz.ru*

Received June 5, 2018

The application results of the receiver function technique are briefly outlined. The topography of the main seismic boundaries in the mantle transition zone is evaluated with resolution of about 3 km in depth and about 200 km laterally. The maximal amplitudes of depth variations of the main boundaries reach tens of kilometers. The mantle transition zone thinning in the hot spots and the respective increase in temperature by ~ 100 °C is established. In several regions, two low-velocity layers are revealed in the mantle transition zone, one directly above the 410-km seismic discontinuity and another at a depth of 450 to 500 km. The origin of the first layer is associated with dehydration in the mantle plumes during olivine – wadsleyite phase transformation. The increase in the *S*-wave velocity at the base of the second layer can explain the observations of the so-called 520-km boundary. The traditional approach to studying the structure of the crust and upper mantle is from surface waves. Receiver functions can provide higher resolution at the same depths when a combination of *P*- and *S*-wave receiver functions is used. This type of results was obtained for Fennoscandia, Kaapvaal craton, Indian shield, Central Tien Shan, Baikal rift zone, the Azores, Cape Verde Islands, and the western Mediterranean. *S*-receiver functions were used in the studies of the lunar crust. The joint *P*- and *S*-receiver function inversion provides robust estimates of the parameters of seismic boundaries including weak discontinuities such as the lithosphere – asthenosphere interface of cratons. The parameters determined from receiver functions include the *P*- to *S*-wave velocity ratio. In a few regions, a very high (> 2.0) velocity ratio is observed in the lower crust, probably indicating the presence of a fluid with high pore pressure. Receiver functions allow estimating the parameters of azimuthal anisotropy as a function of depth. The changes of the parameters with depth make it possible to distinguish the active anisotropy associated with recent deformations from the frozen anisotropy – the effect of the past tectonic processes.

Keywords: method of receiver functions, mantle plume, pore pressure, active anisotropy, frozen anisotropy