

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34.06.013.2 + 550.344.094.5 (571.53/.55)

**ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ ЮГА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ ПО ОБМЕННЫМ ВОЛНАМ**

В.В. Мордвинова, А.А. Артемьев*

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

** ООО «Газпромнефть НТЦ», 190000, Санкт-Петербург, ул. Галерная, 5а, Россия*

Объемные модели распределения V_S скорости и скоростных аномалий в интервале глубин 0—70 км получены для юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных областей. Использованы записи 46 цифровых станций по двум международным телесеismicким экспериментам, состоявшим на юге Сибири и в Монголии. Исходными данными являются приемные SV -функции, выделенные из коды P -волны далеких землетрясений. Инверсией этих данных рассчитаны изменения скорости S -волн с глубиной в окрестности каждого пункта наблюдения, что позволило построить модели, скоростные особенности которых соотносятся с тектоническими структурами. Прослежен переход от относительно тонкой коры Сибирской платформы к утолщенной коре складчатых областей. Непосредственно под Южно-Байкальской впадиной обнаруживается локальное утонение коры. На различных глубинах в земной коре под Байкальской рифтовой зоной, под складчатыми областями Забайкалья и Монголии, а также под Сибирской платформой выявлен ряд слоев пониженной скорости, основная часть которых может соответствовать мощным анизотропным зонам милонитов, сопровождающим крупноамплитудные надвиги.

Байкальская рифтовая зона, земная кора, скоростная структура.

**THE THREE-DIMENSIONAL SHEAR VELOCITY STRUCTURE OF LITHOSPHERE
IN THE SOUTHERN BAIKAL RIFT SYSTEM AND ITS SURROUNDINGS**

V.V. Mordvinova and A.A. Artemyev

The three-dimensional shear velocity lithospheric structure at depths from 0 to 70 km beneath the southern Baikal rift system and its surroundings has been imaged by inversion of P -to- SV receiver functions from 46 digital stations operated in two teleseismic international projects in southern Siberia and Mongolia. The receiver functions were determined from teleseismic P waveforms and inverted to obtain depth dependences of S velocities at each station, which were related to tectonic structures. The computed vertical and horizontal sections of the 3D shear velocity model imaged a transition from relatively thin crust of the southern Siberian craton to thicker crust in the folded area south and southeast of Lake Baikal, with a local zone of thin crust right underneath the South Baikal basin. The velocity structure beneath the Baikal rift, the mountains of Transbaikalia, Mongolia, and the southern craton margin includes several low-velocity zones at different depths in the crust. Some of these zones may record seismic anisotropy associated with mylonite alignment along large thrusts.

Crust, velocity structure, Baikal rift

ВВЕДЕНИЕ

Для разработки концепции геодинамического развития сложного в тектоническом отношении региона, включающего Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) — одну из наиболее активных областей континентального рифтогенеза на Земле, необходимо его детальное геологическое и геофизическое изучение. В последние годы сведения о глубинном строении региона интенсивно пополняются, предоставляя все новые данные для размышлений. К сожалению, многие из моделей скоростной структуры БРЗ и окружающих ее тектонических районов противоречивы, что требует дальнейших исследований различными методами и на более совершенной базе наблюдений.

В основании исследований глубинного строения региона заложены результаты метода глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) в виде карт вариаций толщины земной коры южной части Восточной

Сибири и ряда скоростных разрезов земной коры [Крылов и др., 1974; Детальные..., 1993; Suvorov et al., 2002]. Впервые в земной коре Байкальской рифтовой зоны методом ГСЗ был выделен слой пониженной скорости распространения сейсмических волн, который может быть связан как с процессами дегидратации при повышении температуры, так и с пологими тектоническими нарушениями [Недра..., 1981]. Кроме того, с привлечением данных по близким землетрясениям в верхах мантии этого региона было найдено понижение скорости продольных волн до 7.7—7.8 км/с [Крылов и др., 1974].

Дополнительные сведения о верхней части коры под Центрально-Байкальской впадиной были получены вертикальным профилированием в океанографическом варианте [Hutchinson et al., 1992]. Однако рассчитанная позже по данным вертикального профилирования скоростная модель до глубины около 45 км [ten Brink, Taylor, 2002] не совпала с выводами ГСЗ о скоростном строении. Эта модель характеризуется следующими параметрами: 1) максимальная глубина осадков ~9 км, скорость в осадках с глубиной постепенно увеличивается; 2) 8-километровая нижняя кора — латерально непрерывная и высокоскоростная ($V_p = 7.05—7.40$ км/с); 3) на 70-километровом участке юго-восточнее о. Ольхон глубина Мохо варьирует в пределах 39.0—42.5 км, а мантийная скорость P -волн имеет величину 8.0 км/с. Авторы модели считают эту скорость нормальной, а высокоскоростную нижнюю кору под Центрально-Байкальской впадиной интерпретируют как часть Сибирской платформы, которая избежала значительного уточнения или изменения в ходе рифтинга.

Сверхглубинные сейсмические зондирования с использованием ядерных взрывов выполнены по профилю Рифт, секущему в юго-восточном направлении Сибирскую платформу и южную часть Байкальского рифта. Материалам зондирования удовлетворяет модель с областью низкоскоростной мантии ($V_p = 7.8$ км/с) под Байкальским рифтом, распространяющейся от подошвы коры до глубины около 80 км. В том же интервале глубин под Сибирской платформой скорость под корой имеет аномально высокое по отношению к средней модели Земли значение, равное 8.4 км/с. Исключение составляет Нижнеангарская впадина, скорость под которой понижается до 8.0 км/с [Егоркин и др., 1996]. В свете этих данных вышеприведенный вывод работы [ten Brink, Taylor, 2002] о тождественности коромантийных условий в районе Байкальского рифта и под Сибирской платформой вряд ли является справедливым.

В настоящее время все большее развитие получают методы изучения строения Земли по естественным источникам возбуждения сейсмических волн (анализируются записи близких и далеких землетрясений, используются поверхностные и объемные волны). Применение сейсмической томографии на территории Сибири и Монголии позволило получить наиболее общее представление о мантийных скоростных аномалиях до глубин 400—600 км, но практически не добавило конкретной информации о скоростном строении земной коры. Причинами являются несовершенство существующей сети сейсмических станций и низкая разрешающая способность большинства томографических методов. Для поверхностно-волновой томографии на длинных волнах разрешение по площади составляет примерно 500×500 км, разрешение по вертикали на порядок выше [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Emmersom et al., 2006]. В томографии по схеме $PP—P$ разрыв границ по вертикали более 100 км [Bushenkova et al., 2002].

При региональных исследованиях литосферы существенно лучшей детальности можно достичь классическим методом сейсмической томографии по невязкам времен пробега продольных или поперечных волн далеких землетрясений [Aki et al., 1977]. Однако этот метод не имеет разрешения для верхнего слоя, мощность которого зависит от плотности сети сейсмических станций. При расстоянии между станциями около 100 км (что в среднем характерно для стационарной прибайкальской сети) и при субвертикальных подходах сейсмических лучей к пункту регистрации мощность верхнего слоя, строго говоря, не должна быть меньше 100 км. Таким образом, из исследований выпадает толща, представляющая для тектонических приложений наибольший интерес [Винник и др., 2006].

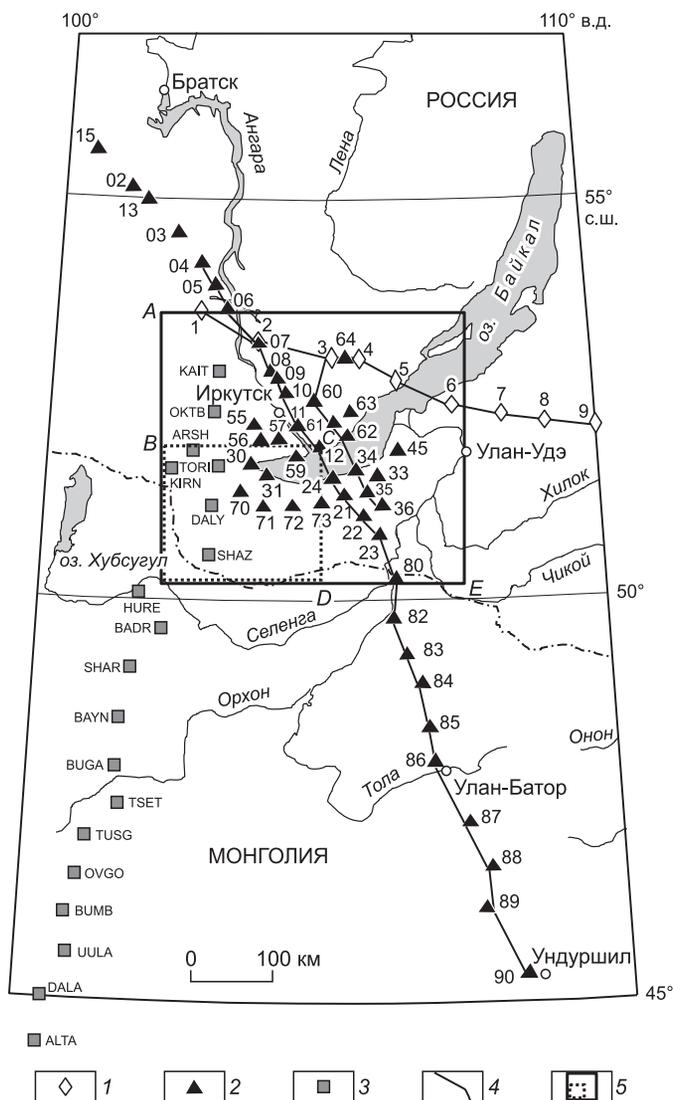
Благодаря сравнительно небольшому расстоянию между сейсмостанциями международного телесеизмического эксперимента 1991—1992 гг. (в среднем 30 км вокруг южной части оз. Байкал), по невязкам времен пробега P -волн получены более детальные томографические образы до глубины 200—400 км. Однако особенности методических подходов сказались даже при оценке толщины литосферы Сибирской платформы — самой крупной тектонической единицы в регионе. Под южной окраиной Сибирской платформы в исследованиях разных авторов, использующих эти данные, она варьирует в пределах 150—400 км [Burkholder et al., 1995; Мордвинова и др., 2000; Tiberi et al., 2003; Zorin et al., 2003; Zhao, 2006]. Существенно различается и конфигурация наиболее интенсивной низкоскоростной аномалии под Байкальским рифтом. Томографические образы, полученные в указанных работах, едины в одном — основная низкоскоростная аномалия асимметрична относительно рифта, причем верхняя коромантийная часть сдвинута относительно рифта к юго-востоку, а на глубине более 100 км интенсивность аномалии возрастает в северо-западном направлении с максимумом в интервале глубин 150—300 км под южной частью Байкальской впадины. К сожалению, о деталях коры, в том числе о глубине Мохо, по телесеизмической томографии мы судить не можем даже при такой относительно плотной для Сибирско-Монгольского региона системе наблюдений.

Рис. 1. Расположение станций телесеismicческих экспериментов.

1, 2 — станции эксперимента PASSCAL 1991—1992 гг.; 3 — станции эксперимента MOBAL_2003, 4 — линии профилей; 5 — контур площади, для которой построена трехмерная модель (пунктиром обозначен вырезанный сегмент).

Чтобы обойти проблему отсутствия необходимой сети сейсмостанций, для определения скоростного строения коры и верхней мантии была применена инверсная схема томографии [Petit et al., 1998; Кулаков, 1999]. Последняя по Байкальской рифтовой зоне вошла в противоречие с наблюдаемым запаздыванием сейсмических волн [Рогожина, Кожевников, 1979] и с результатами ГСЗ [Suvorov et al., 2002]. Метод локальной томографии позволил получить карты отрицательных скоростных аномалий под Байкальской рифтовой зоной, сопоставимые с распределением позднекайнозойских вулканических полей [Яковлев и др., 2007], но при этом сохраняется существенное расхождение с ГСЗ как в оценках толщины коры, так и в скоростных характеристиках различных уровней коры.

Таким образом, из-за несовершенной сети стационарных станций остается много нерешенных вопросов, к числу которых относится скоростное строение земной коры и самой верхней мантии в таких контрастных по топографии и тектонике областях, как юг Сибирской платформы и Саяно-Байкальская горная область. Для детализации скоростных моделей нам представляется перспективным метод приемной функции, развитый в ряде работ [Vinnik, 1977; Burdick, Langston, 1977; Owens et al., 1984; Ammon et al., 1990; Kosarev et al., 1993] и применяемый для исследования глубинного строения в различных регионах [Kind et al., 1995; Bertrand, Deschamps, 2000; Zorin et al., 2002; Jordi et al., 2003; Gao et al., 2004; Liu, Gao, 2006; Мордвинова и др., 2007]. Используемый в методе частотный диапазон записей от сотых долей до 0.9 Гц и близвертикальные сейсмические лучи далеких землетрясений обеспечивают среднюю детальность между глубинным сейсмическим зондированием и региональной томографией. В отличие от охарактеризованных выше томографических подходов, метод приемных функций может дать информацию о земной коре и мантии даже по записям отдельно взятой станции. Особенно хорошо он зарекомендовал себя при профильных наблюдениях сейсмостанциями, равномерно расположенными по площади. В настоящей работе использованы телесеismicческие записи международных экспериментов PASSCAL 1991—1992 гг. (Program for the Array Seismic Study of Continental Lithosphere) и MOBAL_2003 (Mongolian-Baikal Lithosphere seismological transect) (рис. 1). По выделенным функциям приемника решена обратная задача восстановления трехмерной скоростной структуры Южно-Байкальского района и его окружения до глубины 70 км.



МЕТОД И ДАННЫЕ

Суть метода приемной функции продольных волн состоит в расчете изотропных горизонтально-слоистых моделей подстанционной скоростной структуры на основании подбора теоретических функций к наблюдаемым обусловленным вступлениями в коде *P*-волны обменных поперечных волн, образованных на границах слоисто-однородной среды в окрестности регистрирующей станции. Латеральная неоднородность среды может быть представлена по результатам ряда станций в виде мозаики отдельных однородных блоков.

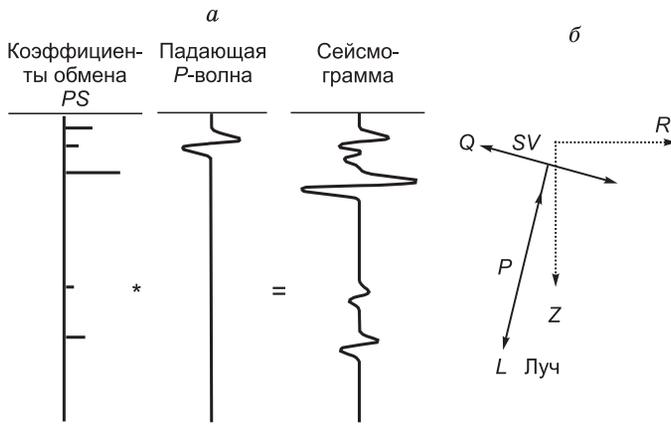


Рис. 2. Моделирование SV-трассы методом свертки (*) импульсного набора коэффициентов обмена PS и P-волны, приходящей из полупространства на нижнюю границу слоистой среды под станцией (а), и поляризация P- и SV-волн в плоскости (Z, R) [Bertrand, 2000] (б).

гласно ей, для выделения вторичных поперечных волн компоненты $f_Z(t)$, $f_N(t)$ и $f_E(t)$ исходной сейсмограммы проецировались на оси координатной системы, связанной с направлениями, на которых смещения в продольной P- и обменной SV-волнах максимальны. Для P-волны это направление (рис. 2, б, ось L) наиболее точно определяется анализом вертикально-радиальной ковариационной матрицы, построенной по первым периодам колебаний записанного станцией землетрясения. Горизонтальная $R(t)$ компонента смещения вычисляется по формуле, использующей теоретический обратный азимут $Az_{теор}$ (со станции на эпицентр),

$$R(t) = f_N(t) \cos Az_{теор} + f_E(t) \sin Az_{теор}.$$

Если e — угол между главным направлением в P-волне и горизонталью, то

$$L(t) = f_Z(t) \sin e + R(t) \cos e.$$

Максимальная амплитуда колебаний в SV-волне выделяется в перпендикулярном L направлении (см. рис. 2, б, ось Q)

$$Q(t) = R(t) \sin e - f_Z(t) \cos e.$$

Такой подход является более надежным для выделения слабых по сравнению с первичной продольной волной обменных SV-волн, чем обычно применяемый упрощенный подход, ограничивающийся анализом горизонтальной компоненты [Ammon et al., 1990; Gao et al., 2004].

Затем использовалась процедура обратной фильтрации (деконволюция), исключаящая эффекты очага, особенности строения Земли вне структуры под станцией и влияние приборов. Обратная фильтрация выполнялась во временной области [Berkhout, 1977] с фильтром, рассчитанным по форме P-волны на L-компоненте, так как предполагается, что в однородной мантии она близка к форме волны на поверхности. Деконволюция трансформирует форму P-волны каждого события в стандартный сигнал. Вторичные фазы, подобные PS, после деконволюции также стандартизированы и нормализованы на величину максимума L-компоненты.

Стандартизованные в результате этой операции компоненты записей землетрясений каждой станцией суммировались для подавления шума и выделения регулярных особенностей. Полученные таким образом передаточные функции коры и верхней мантии использованы для решения обратной задачи — определения зависимости скорости и плотности от глубины в окрестности каждой станции.

В настоящей работе исходным материалом для выделения приемных функций в основном являются записи российско-американского телесеismicкого эксперимента PASSCAL, наблюдения которого велись в течение летних месяцев 1991—1992 гг. на юге Сибирской платформы, в южной части Байкальской рифтовой зоны и на территории Монголии (см. рис. 1). Кроме того, были привлечены данные российской части профиля MOBAL_2003, секущего юг Сибирской платформы, Саянский хребет, Тункинскую впадину, Джидинскую складчатую область и другие структуры. Непрерывные наблюдения скоростей смещений грунта на этом профиле велись в течение 6 месяцев.

Если сейсмические станции эксперимента PASSCAL укомплектовывались в основном узкополосными трехкомпонентными приемниками типа S13 (максимальный период записи $T = 1.25$ с), L4C ($T = 1$ с), HS10 ($T = 1$ с) с 16-битовым записывающим устройством (RefTek, США), то все станции MOBAL_2003 были оснащены широкополосными приемниками типа Guralp CMG40 ($T = 40$ с), CMG3 ($T = 40$ с) и STS2-Strekeisen ($T = 120$ с) с 24-битовым записывающим устройством Titan (Agedogagic, Франция). Широкий частотный диапазон приемников, используемых в эксперименте 2003 г., позволяет получить более информативные записи для изучения глубинного строения, чем обычные узкополосные сейсмические

станции. Выбирая нужные частоты колебаний, по этим записям можно исследовать скоростную структуру как вблизи поверхности Земли, так и на глубинах в сотни километров.

Восстановление скоростной структуры земной коры и верхов мантии проводилось в частотном диапазоне 0.01—0.90 Гц записей широкополосных приборов и диапазоне 0.20—0.90 Гц — узкополосных. Использование низких частот объясняется тем, что на более высоких частотах кода продольной волны обусловлена не только отраженными и проходящими волнами, но и рассеянными на случайных неоднородностях. Обращение таких приемных функций в рамках плоскостойких моделей может привести к появлению ложных слоев с повышенной и пониженной скоростью. Спектральный анализ узкополосных записей, которые впервые использовались в этом методе, показал, что основная энергия полезного сигнала телесеismicических событий сосредоточена в частотном диапазоне 0.45—0.95 Гц, а основная энергия шума — при 1.20—3.50 Гц. Именно по результатам спектрального анализа для инверсии были приняты частоты 0.20—0.90 Гц. В этом интервале сейсмические колебания, пропускаемые сейсмографами L4C, остаются достаточно интенсивными, а высокочастотные шумы, включая колебания, вызванные местными землетрясениями, исключаются полосовым фильтром [Zorin et al., 2002]. Сравнение результатов по ст. 30 (см. рис. 1) по данным широкополосного и обычного типа приборов показало, что различие в частотных диапазонах не сказывается существенным образом в моделях до глубин 70 км.

Вокруг южной части оз. Байкал действовало 46 цифровых станций. Площадь равномерного покрытия пунктами наблюдения составила $330 \times 300 \text{ км}^2$, что позволило поставить задачу определения пространственной скоростной структуры коры в южной части Байкальской рифтовой зоны и в сопредельных районах.

Из всей совокупности данных, согласно примененной методике, были выбраны записи телесеismicических событий с магнитудой более 5.5, эпицентрными расстояниями $30\text{--}80^\circ$ и с диапазоном обратных азимутов, равным $120\text{--}200^\circ$. Азимутальный набор землетрясений обусловлен естественным

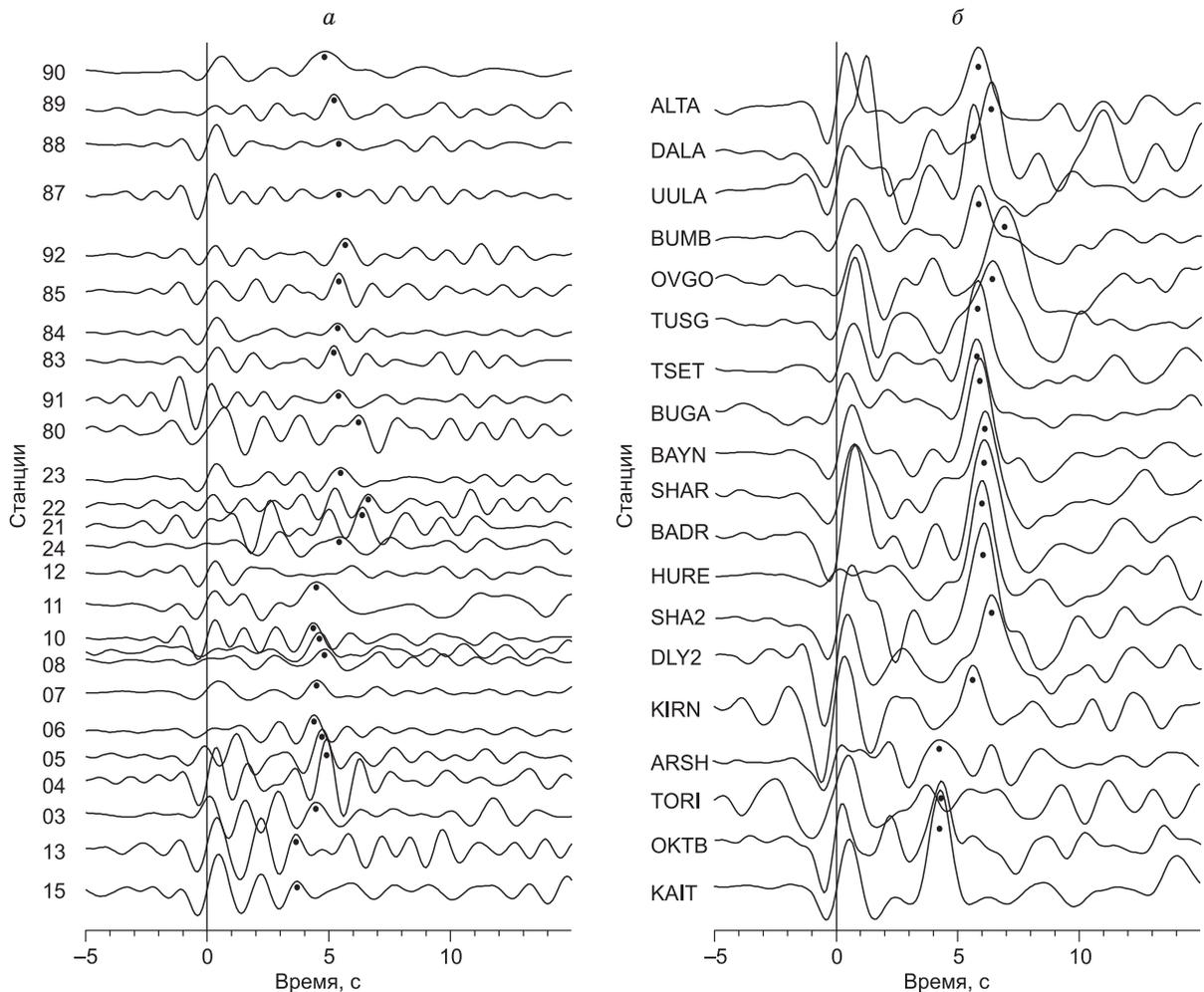


Рис. 3. *SV*-функции приемника для станций трансектов PASSCAL_1992 (а) и MOBAL_2003 (б).

Точками отмечены фазы обменной *SV*-волны, генерируемые *P*-волной на подошве земной коры.

распределением активных очаговых зон на земной шаре и небольшой длительностью полевых сейсмических наблюдений. Преимущественно отбирались события с четко выраженными первыми вступлениями и сравнительно быстро затухающими сигналами. Количество записей, удовлетворяющих методу, оказалось невелико: от 10 до 50 для станций 1991—1992 гг. и от 50 до 120 для станций 2003 г. Анализировались 40-минутные интервалы сейсмограмм — по 2 мин до и после вступления P -волны.

По записям каждой станции получены приемные функции для P - (волновые трассы L -компоненты) и SV -волн (волновые трассы на Q -компоненте). Очевидна большая амплитудная выразительность приемных функций широкополосных приборов трансекта MOBAL_2003 (рис. 3, б). У SV -функций в интервале 4—6 с после вступления P -волны на станцию, как правило, отмечается максимум повышенной интенсивности, который соответствует запаздыванию относительно P -волны обменной PS -волны, образованной на подошве земной коры — наиболее резкой границе на пути распространения волн. При условии постоянства средней скорости в коре и неизменности коромантийного перехода толщина коры пропорциональна этому запаздыванию. Таким образом, SV -функции дают приблизительное представление о вариациях в изменении глубины подошвы коры на соседних станциях (см. рис. 3). Вдоль обоих профилей 1992 и 2003 годов по увеличению запаздывания фазы PS можно предполагать заглупление Мохо при переходе от Сибирской платформы к активным областям. Корреляция этого максимума затрудняется в пределах Байкальского рифта (см. рис. 3, ст. 12, 24), где может иметь место постепенный и более сложный переход от коры к мантии.

РЕШЕНИЕ ОБРАТНОЙ ЗАДАЧИ

Решение обратной задачи построения одномерного скоростного разреза в окрестности регистрирующей станции выполнено по программе Г.Л. Косарева [Kosarev et al., 1993; Kind et al., 1995]. Синтетическая Q -компонента (Q_{syn}) вычислена матричным методом Томсона—Хаскелла [Haskell, 1962] при допущении, что исследуемая структура представлена пачкой плоских изотропных однородных слоев, лежащих на однородном полупространстве. Каждый слой характеризуется скоростью распространения продольных и поперечных сейсмических волн, плотностью и мощностью. Кроме того, для вычисления Q_{syn} необходимо задать форму колебания P -волны, подходящей из полупространства к подошве горизонтально-слоистой структуры, и величину кажущейся скорости. Для этого использован реальный стандартизованный сигнал L -компоненты (L_{obs}) и кажущаяся скорость, соответствующая среднему эпицентральному расстоянию землетрясений, по записям которых сформированы наблюдаемые компоненты (L_{obs} и Q_{obs}).

Построение одномерного разреза скорости и плотности под сейсмической станцией представляет собой итерационный процесс, при котором различие между Q_{obs} и Q_{syn} минимизируется путем подбора параметров разреза, основанного на методе регуляризации для некорректных задач [Тихонов, Арсенин, 1979; Гласко, 1984]. Число итераций определяется условием уменьшения отклонения расчетной функции приемника от наблюдаемой функции до уровня шума или тем, что оно стабилизируется.

Следует отметить, что анализируемый интервал сейсмограммы может быть взят сколь угодно большим, а промежуток для минимизации расхождения между Q_{obs} и Q_{syn} при решении обратной задачи — достаточно коротким. Это позволяет включить наиболее важные фазы для исследуемых глубин и исключить остальные, где уровень шума относительно велик или существует влияние нецелевых более глубоких границ. Сопоставление расчетных и наблюдаемых функций в усеченном временном интервале является одним из важных преимуществ метода, так как не нарушает условия сопоставимости наблюдаемых данных и результатов моделирования, как это имеет место в методе отношения спектров [Phinney, 1964], а лишь сокращает объем используемой в расчетах информации [Винник и др., 1988]. Например, интервал трасс от -5 до 15 с (см. рис. 3) достаточен для минимизации расхождения теоретических и наблюдаемых SV -функций приемника при определении скоростного разреза до глубины 65 — 75 км. Включение более длинного интервала, т.е. кратных коровых фаз (рис. 4) практически не оказывает влияния на результирующую модель коры [Мордвинова и др., 2007].

Слабой стороной метода является неоднозначность, обусловленная взаимозависимостью скорости и мощности в каждом из слоев структуры. Для ее уменьшения в качестве первого приближения следует использовать наиболее подходящую для региона скоростную модель коры и значение скорости непосредственно под корой, определенные методом глубинного сейсмического зондирования или каким-либо иным способом. Если подобных исследований в регионе не проводилось, стартовой моделью может служить стандартная скоростная модель Земли.

Параметризация одномерной структуры осуществляется заданием значений скорости на нескольких глубинах (или узлах) и разбиением расстояния между узлами на слои равной толщины (элементарные слои), скорость между которыми интерполируется. Глубина слоев не изменяется в процессе инверсии, а переменными величинами являются значения скорости продольных и поперечных сейсмических волн (V_P и V_S) и плотности (ρ) в слоях. Поскольку с увеличением числа слоев (n) общее число параметров

Рис. 4. Тестирование зависимости разрешения инверсии SV-функции приемника от вертикального шага в моделях.

a, б, — вертикальный шаг в обеих моделях равен 2 км: *a* — глубины границ слоев в тестовой и восстанавливаемой моделях совпадают; *б* — глубины границ слоев в тестовой и восстанавливаемой моделях сдвинуты относительно друг друга на 1 км; *в* — вертикальный шаг в обеих моделях равен 1 км, глубины границ слоев в тестовой и восстанавливаемой моделях сдвинуты относительно друг друга на 0.5 км.

1 — волновые SV-формы, соответствующие тестовой модели коры с двумя слоями пониженной скорости; 2 — волновые SV-формы стартовой модели процедуры инверсии без слоев пониженной скорости (отмечены фазы однократной обменной S-волны, испытавшей обмен на подошве коры, и кратных волн 2PS и P2S); 3 — волновые формы восстановленной модели; 4 — масштабы L- и Q-компонент.

модели быстро растет, то независимое их определение становится затруднительным. С учетом того, что Q-компонента, представляющая собой суперпозицию обменных SV-волн, наиболее чувствительна к изменению скорости поперечных волн, варьируются относительно начальной модели только S-скорости в слоях. На остальные параметры обычно накладываются следующие ограничения:

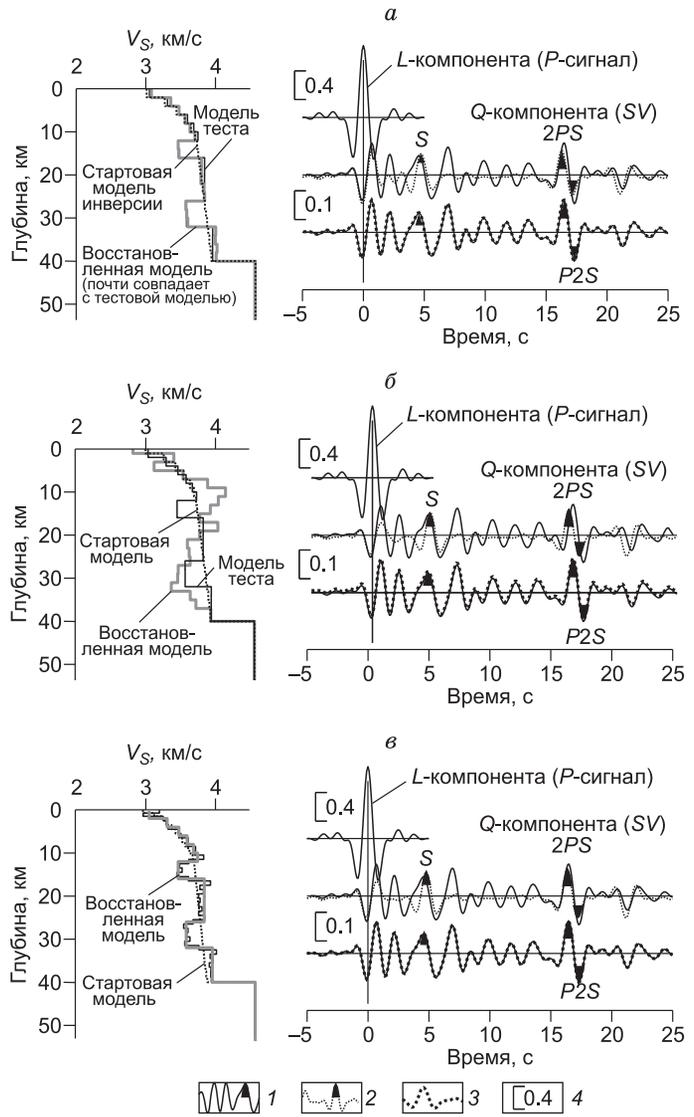
$$V_{Pj}/V_{Sj} = K, \quad \rho_j = aV_{Pj} + b,$$

где $j = 1, 2, \dots, n, n + 1$.

При отсутствии предварительных данных о скорости и плотности величина *K* может быть принята равной 1.73 как следствие предположения о равенстве коэффициента Пуассона 0.25 в земной коре; *a* и *b* могут соответствовать так называемому закону Берча [Birch, 1964], устанавливающему линейную связь между скоростями продольных волн и плотностями.

Тестирование обратной задачи на численных примерах, выполненное в работе [Zorin et al., 2002], показало, что результаты инверсии во многом определяются выбором начальных параметров модели, в частности толщиной элементарных слоев. Основной целью тестирования была оценка разрешающей способности инверсии. Уже при первых попытках решения обратной задачи, по данным байкальско-монгольских телесейсмических экспериментов, в моделях земной коры было обнаружено наличие слоев пониженной скорости практически под всеми станциями (ранее такой слой, как было отмечено выше, по данным ГСЗ, выделялся только в Байкальской рифтовой зоне). Так как эти элементы глубинной структуры представлялись новыми и важными, основное внимание при оценке разрешения в полосе частот 0.2—0.9 Гц уделялось именно воспроизведению слоев пониженной скорости.

Тестировались модели с одним, двумя и тремя слоями пониженной скорости. Основные выводы, полученные для моделей с двумя слоями, подобны выводам для моделей с одним и тремя слоями. Низкоскоростные слои толщиной от 4 до 6 км и относительным уменьшением скорости до 0.1—0.3 км/с вводились в усредненный скоростной разрез по P-волнам, полученным по данным ГСЗ, в Саяно-Байкальской горной области [Детальные..., 1993]. Для тестовых моделей и реального стандартизованного P-сигнала (см. рис. 1, ст. 4) рассчитывались синтетические SV-функции (Q_{syn}). Чтобы учесть возможную зашумленность SV-функции, к синтетической SV-трассе добавлен случайный шум, составляющий по максимальному уровню 15 % от средней амплитуды SV-трассы. Подготовленные таким образом функции приемника подвергались инверсии для восстановления модели. В качестве начальных приближений использовалась ступенчатая функция, описывающая тот же усредненный разрез, но без слоев пониженной скорости. Расчеты показали удовлетворительную разрешающую способность метода по записям в выбранном частотном диапазоне даже при наличии шума.



Что касается задания толщины элементарных слоев рассчитываемых моделей, то ее оптимальная величина, а также правомерность сглаживания результатов инверсии устанавливались тестом, результаты которого представлены на рис. 4. В случаях, когда разбиение на элементарные слои в тестовых моделях и в начальных приближениях для инверсии было одинаковым по глубине, и толщина слоев составляла 2 км, исходный сейсмический разрез воспроизводился полностью (см. рис. 4, а). Естественно, в реальных ситуациях нельзя ожидать, чтобы априорно заданные границы слоев совпадали по глубине с границами в коре и мантии. Тест показывает, что слои пониженной скорости, в принципе, воспроизводятся инверсией, несмотря на то, что из-за взаимного наложения обменных волн в данном диапазоне частот на *SV*-трассах трудно выделить вступления, связанные с границами этих слоев (см. рис. 4, а). Обменные фазы легко идентифицируются на горизонтальных компонентах теоретических сейсмограмм для однослойной модели коры при условии, что *P*-сигнал задан узким колокольным импульсом [Саваренский, Косарев, 1974]. Используемая при тестировании реальная форма *P*-сигнала, характерная для большинства станций эксперимента PASSCAL, является довольно сложной. Тем не менее на *SV*-трассах гладких стартовых моделей в соответствующие моменты после вступления *P*-волны легко обнаруживаются те же фазы: однократная обменная *S*-волна, испытывавшая обмен на коромантийной границе, а также кратные волны $2PS = PPS$ и $P2S = PSS + SPS$. Поскольку средняя скорость волн в коре для тестовой и стартовой моделей одинакова, *P*, *S*, $2PS$ и $P2S$ фазы на *SV*-трассе тестовой модели сохраняют позиции на оси времен и примерно такую же амплитуду. Интенсивность остальных фаз *SV*-трассы тестовой модели обусловлена обменными волнами, генерируемыми на границах слоев пониженной скорости.

При 2-километровой толщине заданных элементарных слоев смещение их положения по глубине на 1 км относительно тестовой модели значительно ухудшает воспроизведение сейсмического разреза (см. рис. 4, б). Такая несогласованность результатов инверсии с тестовой моделью вполне естественна, так как программа инверсии «пытается» компенсировать довольно значительные (до 0.3 с) фазовые сдвиги, возникшие в связи с несовпадением глубины границ. Для уменьшения подобных фазовых сдвигов целесообразно уменьшить толщину элементарных слоев в моделях инверсии. Опробовались модели инверсии с толщиной элементарных слоев 1 км и со смещением их глубины относительно тестовых моделей на 0.5 км. Оказалось, что в последнем случае как сейсмический разрез в целом, так и положение слоев пониженной скорости воспроизводятся сравнительно хорошо, хотя при этом возникают дополнительные осцилляции скорости (см. рис. 4, в). Эти ложные осцилляции успешно подавляются последующим сглаживанием сейсмического разреза путем осреднения значений скорости в скользящем окне, включающем 3 элементарных слоя.

Таким образом, при инверсии стационарных *SV*-функций для основной части земной коры было целесообразным принять толщину слоев 1 км. Для верхней, наиболее изменчивой по скорости части разреза (до глубины 4—5 км), использован шаг по глубине 0.5 км и менее. Для уточнения положения раздела Мохоровичича относительно его начального приближения шаг, примерно равный 1 км, сохранялся для верхних 4—6 км мантии. Далее, до глубины 75 км, начиная с которой мантия полагалась однородной, применялся шаг 5 км. Полученные сейсмические разрезы подвергались сглаживанию способом осреднения скользящим окном в 3 шага (слоя). Коровая и мантийная части моделей сглаживались независимо одна от другой.

При инверсии наблюдаемых функций приемника, как и при тестовых расчетах, начальное приближение для скорости *S*-волн в земной коре задавалось в виде ступенчатой функции (рис. 5, д), моделирующей усредненный сейсмический разрез ГСЗ для Саяно-Байкальской горной области, но без слоев пониженной скорости. Эта функция модифицировалась для каждой станции в соответствии с толщиной коры, оцениваемой по максимумам на волновых формах (см. рис. 3) и по позициям максимумов на графиках спектральных отношений объемных сейсмических волн [Мордвинова, 1995]. Поскольку методом ГСЗ лучше определены скорости продольных волн (V_p), чем скорости поперечных волн (V_s), функция $V_{s_0}(H)$ для моделей первого приближения рассчитывалась нами по распределению скоростей *P*-волн, полученному по опубликованным данным [Детальные..., 1993], путем деления на величину V_p/V_s , которая для верхних 4—5 км коры принималась равной 1.80, для остальной части коры — 1.73, для мантии — 1.80. Данные ГСЗ о скоростях сейсмических волн в самой верхней мантии также грубо учитывались в первом приближении заданием скорости, равной 8.0 км/с под станциями Сибирской платформы, и 7.7 км/с — в горных и активных районах. Плотность определялась по наиболее подходящей для исследуемых глубин Байкало-Монгольского региона зависимости $\rho(V_p)$, установленной эмпирически для пород, не содержащих расплава: $\rho = 0.292V_p + 0.929 \pm 0.074$ [Семенова, 1978].

За окончательную модель по данным каждой станции принимались лишь те, которые выдержали проверку на устойчивость решения при изменении параметров первых приближений инверсии (мощность коры, толщина элементарных слоев, отношение скоростей продольных и поперечных волн), уменьшении числа элементарных слоев, градиента ступенчатой функции вплоть до полной его ликвидации (слой коры с постоянной скоростью $V_s(H) = 3.7$ км/с).

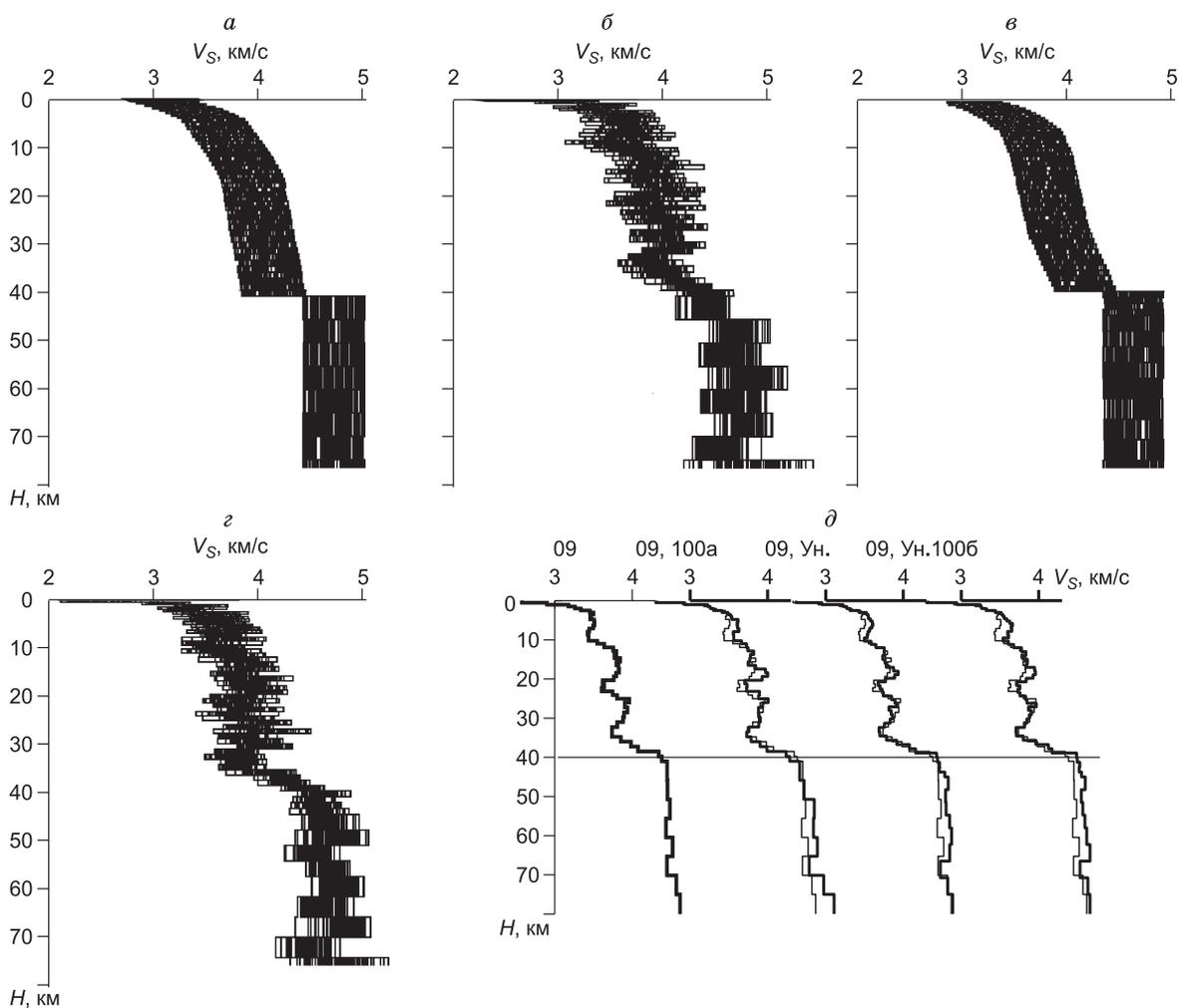


Рис. 5. Проверка на устойчивость результата инверсии по станции 09.

a–г — исходная модель: *a, б* — ГСЗ — 41 км, *в, г* — универсальная — 40 км, *д* — сравнение результирующих моделей.

a, в — показаны сто первых приближений, полученных генератором случайных чисел по исходным первым приближениям на основе данных ГСЗ (модель Универсальная—40 км в основном отличается пачкой однокилометровых слоев сразу под корой); *б, г* — соответствующие результаты инверсий, *д* — скоростная модель 09 рассчитана непосредственно по первому приближению ГСЗ-41 км, в последующих парах моделей она показана тонкой линией.

Эффективной проверкой на устойчивость решения является инверсия для многих стартовых моделей (100 и более), создаваемых с помощью генератора случайных чисел [Ammon, 1990]. При таком подходе в качестве окончательного первого приближения инверсии берется среднее из диапазона результирующих моделей (см. рис. 5, *a–г*). Глубина резких границ в результирующих моделях (в первую очередь, это относится к границе Мохо) и глубина слоев как пониженной, так и повышенной скорости модели очень устойчивы к изменению начальных моделей в процедуре инверсии (см. рис. 5, *д*). Скорость в слоях коры в зависимости от начальных приближений может изменяться от 0 до 0.2 км/с в коре и в несколько больших пределах в мантии. На основании ряда результирующих моделей, рассчитанных при различных начальных приближениях, среднеквадратичная погрешность определения скорости поперечных волн в исследуемом интервале глубин оценивается в среднем величиной ± 0.1 км/с.

СКОРОСТНЫЕ МОДЕЛИ, ПОЛУЧЕННЫЕ МЕТОДОМ ФУНКЦИИ ПРИЕМНИКА

В результате инверсии под всеми станциями рассчитаны одномерные распределения скоростей поперечных волн $V_S(H)$, большая часть которых приведена на сводных графиках (рис. 6), соответствующих трем профилям (см. рис. 1). Одномерные результирующие модели значительно отличаются от гладких функций $V_{S_0}(H)$ первого приближения, показанных тонкими линиями. В моделях многих станций чередуются слои повышенной и пониженной по отношению к стартовой $V_{S_0}(H)$ скорости. Как правило, особен-

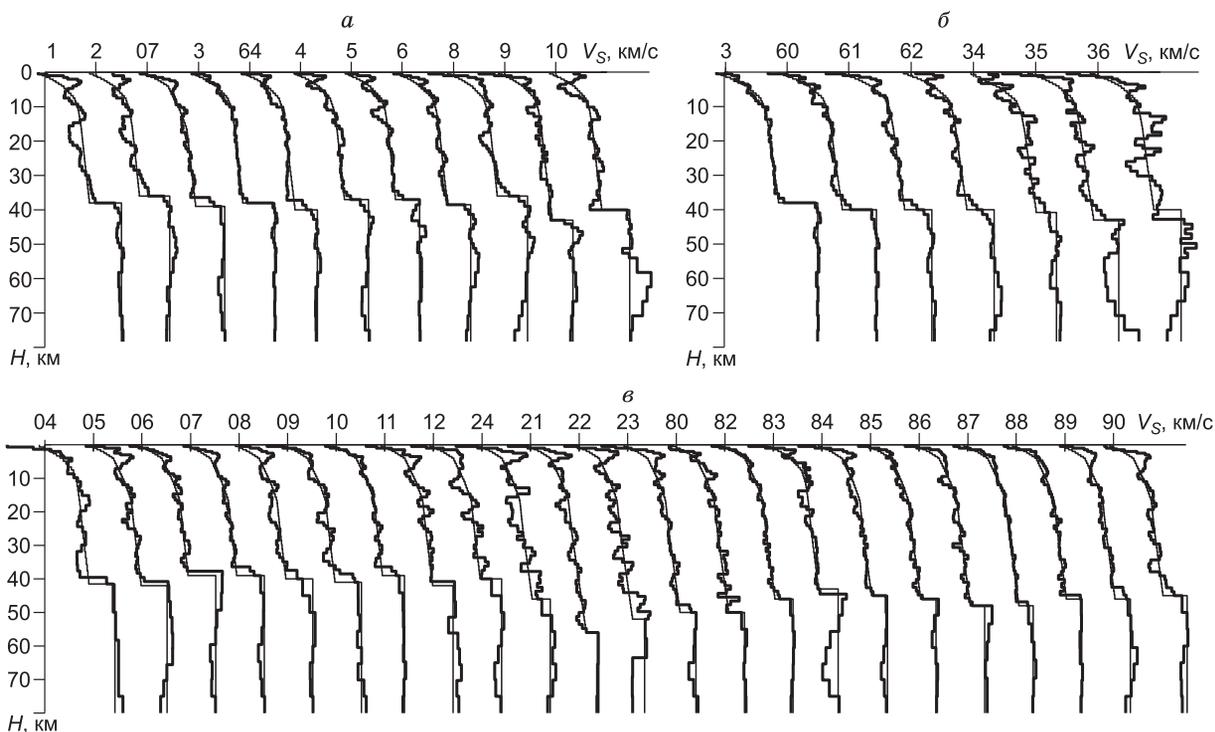


Рис. 6. Скоростные разрезы профильных станций (результаты инверсии функции приемника).

а–в — профили: *а* — субширотный, *б* — субмеридиональный по семи станциям, *в* — субмеридиональный Братск—Иркутск—Улан-Батор—Ундуршил. Соблюдается только порядок следования станций на профиле, расстояние между ними не учитывается. Графики $V_S(H)$ расположены с шагом по оси скорости, равным 1 км/с; для графика каждой станции дана привязка по скорости $V_S = 3$ км/с при $H = 0$.

ности моделей на соседних станциях во многом повторяются. При переходе от Сибирской платформы к Байкальской рифтовой зоне неоднородности в коре становятся более выраженными, коромантийная граница, наоборот, теряет свою резкость, приобретает для ряда станций градиентный характер (см. рис. 6, *в*).

При одномерной инверсии фактически полученное решение относится к ограниченной подстанции-конусообразной области (телесному углу), в пределах которой на границах формируются обменные и кратные отраженные волны, порожденные P -волнами телесейсмических событий. Ориентация и размер конуса определяются диапазоном азимутов и расстояний до очагов использованных землетрясений. В целом результаты являются усредненными для пронизанных сейсмическими лучами площадок обмена волн. При среднем эпицентральной расстоянии 60° диапазон углов прохождения S -лучей в коре примерно равен $12\text{—}30^\circ$. При таком наклоне лучей так называемый сейсмический снос относительно пункта регистрации равен примерно половине глубины площадки обмена. Такого же порядка и расстояния между сейсмостанциями (20—50 км). При линейном профиле станций можно получить представление о двумерной структуре, коррелируя скоростные особенности от станции к станции. Это можно сделать тем увереннее, чем чаще расположены станции. Подобный процесс с учетом геологических и гравиметрических данных позволил оценить протяженность крупноамплитудных надвигов, пересекаемых длинным субмеридиональным профилем PASSCAL_1992 [Zorin et al., 2002].

С помощью линейной интерполяции одномерных моделей $V_S(H)$ получено двумерное распределение сейсмических скоростей — вертикальные сечения коры и верхов мантии для рассматриваемых профилей (рис. 7). На всех трех вертикальных скоростных разрезах, пересекающих Байкал, шаг изолиний скорости поперечных волн принят равным 0.1 км/с. При юго-восточном простираии построенных сечений, совпадающих со средним обратным азимутом используемых землетрясений, сейсмический снос учтен графически заданием среднего угла наклона (20°) сейсмических лучей. На двумерных моделях можно видеть, как меняются скорости при переходе от одной тектонической зоны к другой. Наиболее информативным является более чем 1000-километровый субмеридиональный профиль 1992 г. (см. рис. 7, *в*). Наиболее сложный образ коры и самой верхней мантии получен в районе Байкальской рифтовой зоны.

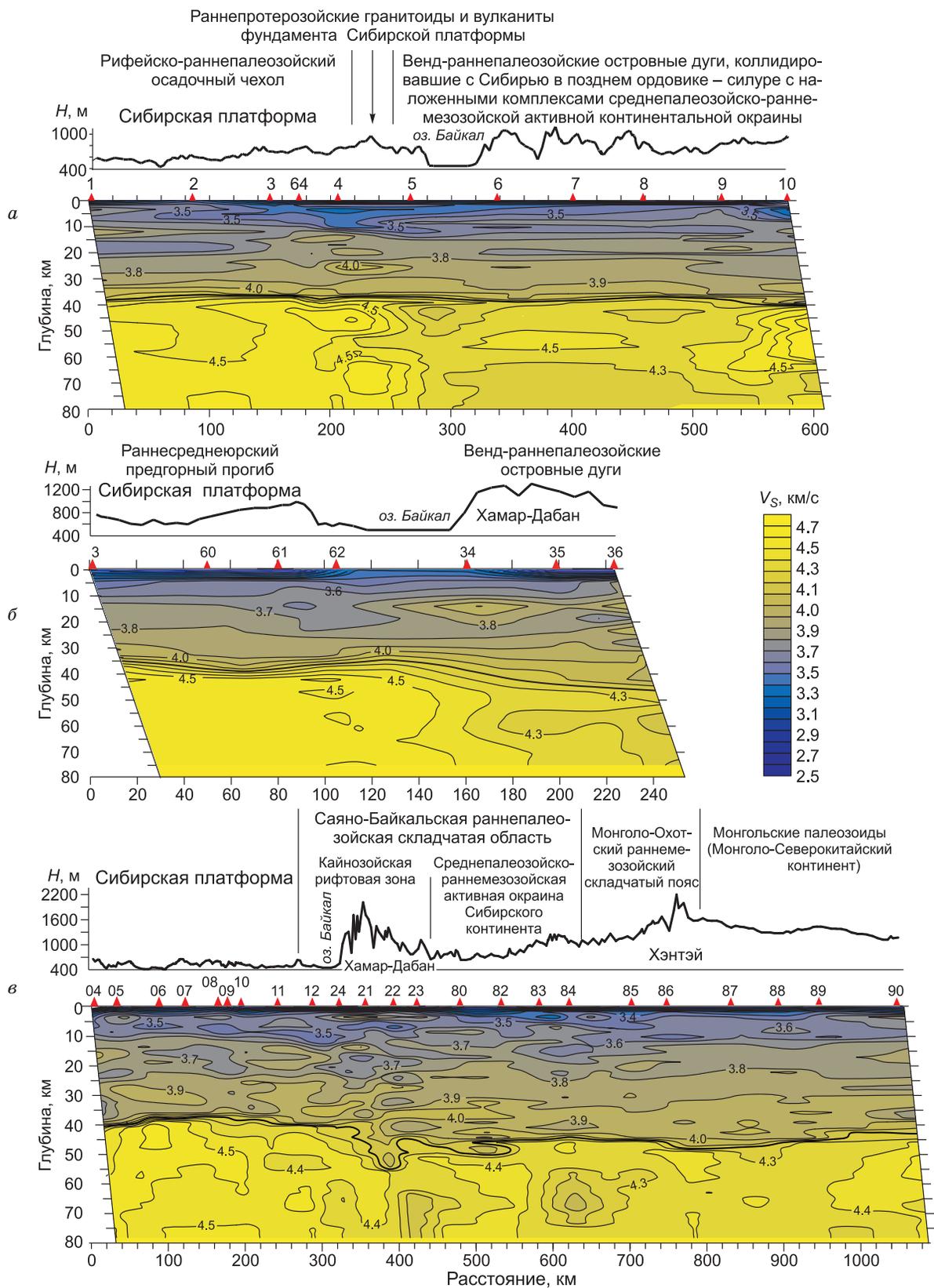


Рис. 7. Двумерные V_S -модели по результатам инверсии приемных функций.

a – $в$ — см. на рис. 6. Наклон разрезов, учитывающий горизонтальный масштаб, соответствует среднему углу падения (20°) сейсмических лучей в зондируемой ими толще. Названия тектонических областей даны согласно [Zorin et al., 2002].

Довольно равномерное распределение сейсмических станций по площади с расстоянием между ними от 20 до 50 км в районе, включающем юг оз. Байкал (см. рис. 1), позволяет получить сведения о примерном изменении скорости S -волн в объеме $300 \times 300 \times 75 \text{ км}^3$. Разрешение объемной модели по горизонтали соответствует расстоянию между станциями и в среднем равно 30 км, а по вертикали (с учетом сглаживания) является близким к удвоенной толщине слоев модели ($\sim 2 \text{ км}$ в коре и $\sim 10 \text{ км}$ в мантии). С помощью пакета программ Paradigm Geophysics в рассматриваемом «кубе» изменяющиеся с глубиной значения скорости поперечных волн интерполируются и сглаживаются сплайном минимальной кривизны в окне $40 \times 40 \text{ км}^2$. Поскольку нашей задачей было объемное представление уже достаточно сглаженных результатов инверсии, рассчитывалось число срезов, в несколько раз превышающее количество слоев моделей, так что станционные скоростные особенности были максимально сохранены. Совокупность горизонтальных срезов составляет объем «куба». Меняя его ориентировку, можно получить вертикальное сечение в любом направлении.

Для визуализации результатов выбран «куб», верхняя грань которого соответствует выделенному квадрату на схеме расположения станций (см. рис. 1). К наблюдателю обращены западная и южная грани. Чтобы объемно увидеть скоростную структуру при большом количестве станций, был взят квадрат поверхности $400 \times 400 \text{ км}^2$, т.е. несколько превышающий площадь равномерного заполнения пунктами наблюдения. Однако вследствие этого, на краях «куба», где отсутствуют пункты наблюдений, величины скоростей получаются в основном экстраполяцией их значений для ближайших станций, что может не соответствовать реальной структуре в районах со сложным строением.

Горизонтальный срез (карта) распределения скоростей для глубины 39 км показан на рис. 8. Именно на этой глубине под Сибирской платформой и оз. Байкал начинается мантия, скорости которой существенно выше коровой, а южнее, под складчатыми областями, низкими скоростями проявляет себя утолщенная кора. На этом срезе отчетливо проявляется связь поля скоростей с конфигурацией области сочленения различных тектонических структур: докембрийской Сибирской платформы, Саяно-Байкальской складчатой области палеозойско-мезозойского формирования и кайнозойской Байкальской рифтовой зоны. Очертания берегов оз. Байкал и генеральные разломы являются индикатором связи приповерхностных и коромантийных особенностей. К сожалению, при построении объемной модели сейсмический снос не учитывался. Строго говоря, поле скоростей на глубине 39 км следует сдвинуть относительно географической карты примерно на 14 км в направлении среднего азимута сейсмических лучей, равного 160° . Заметно, что эта операция могла бы улучшить видимую связь с поверхностными структурами.

Объемные изображения получены нами как для абсолютных значений скорости V_S (рис. 9), так и для скоростных аномалий $(V_S - V_{S_{ref}})/V_{S_{ref}}$ (рис. 10), рассчитанных в процентах по отношению к референтному скоростному разрезу $V_{S_{ref}}(H)$. В референтной модели до глубины 40 км принят тот же усредненный для рассматриваемого региона одномерный скоростной разрез коры по данным ГСЗ, который использован в качестве начального приближения в процедуре инверсии. В интервале глубин 40—75 км наши результаты сравниваются со средней моделью $V_S(H)$ по Земле IASP91 [Kennet, 1991].

Разрезы коры в вертикальных плоскостях, ограничивающих кубы (см. рис. 9, 10), ориентированы по направлениям СЮ и ВЗ (AB, BC, CD и DE), согласно рис. 1. Таким образом, сечения «куба» AB и BC показывают глубинную структуру под краевой частью Сибирской платформы в двух взаимно-перпендикулярных направлениях.

Начиная с поверхности Земли, скорости растут неравномерно, обнаруживая явно выраженные слои пониженной скорости. Подошва коры на северо-западе соответствует глубине 36—37 км, при этом четко проявляется контрастность коромантийной границы. Южнее, под Саянами и Тункинскими Гольцами, подошва коры заглубляется примерно до 50 км (см. рис. 9, нижние «кубики»). При приближении к Байкалу (см. рис. 9, разрез BC) глубина подошвы поднимается до 39 км. А при перемещении плоскости разрезов на 10—15 км восточнее и севернее фиксируется утонение коры до 36 км (см. рис. 7, б,

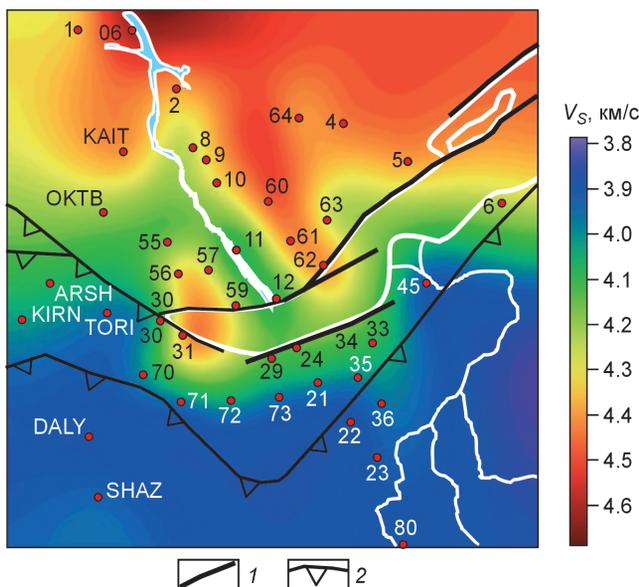


Рис. 8. Связь поверхностных геологических структур с распределением скорости S -волн на глубине 39 км.

1 — сбросы, 2 — надвиги [Zorin et al., 2004].

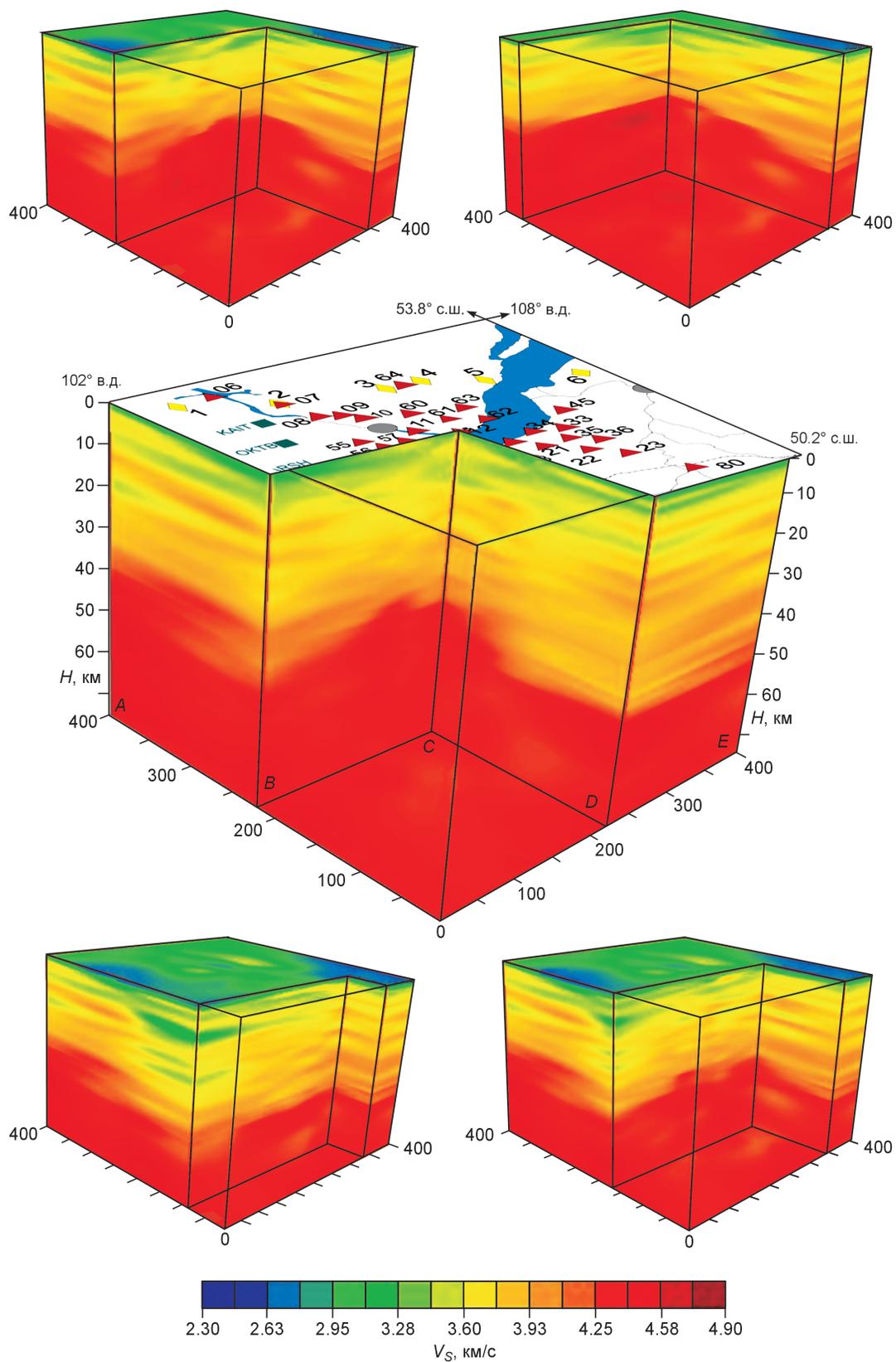


Рис. 9. Серия вертикальных сечений V_S исследуемого объема.

Здесь и далее сечения AB , BC , CD и DE соответствуют одноименным участкам на рис. 1.

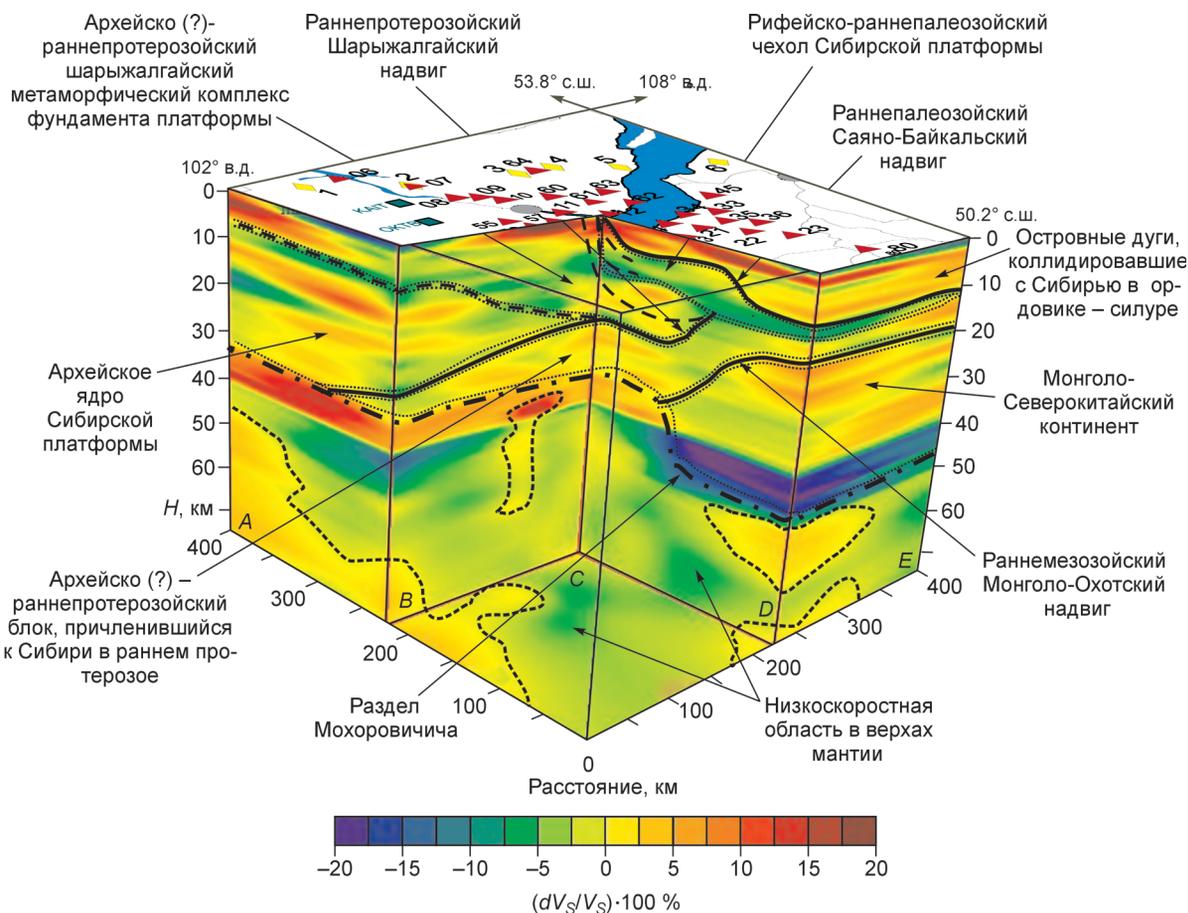


Рис. 10. Аномалии скоростей распространения поперечных сейсмических волн в среде относительно референтной модели и их геологическая интерпретация.

Сплошными линиями обозначены надвиги первого порядка, штриховыми — надвиги второго порядка, пунктирными — границы различных блоков в коре, штрихпунктирной нанесен раздел Мохоровичича, тонкими штриховыми околнурена низкоскоростная область в верхах мантии.

ст. 62). На разрезе *CD* можно видеть характер перехода структур коры под оз. Байкал к хребтам Хамар-Дабана. Под Байкалом отсутствуют протяженные слои, а высокоскоростные включения подобны набору линз несколько меньшей кривизны, чем подъем подошвы коры под озером. На рисунках этот подъем подчеркивается непропорциональным масштабом.

Вертикальные сечения «куба» дают возможность получить более детальное и наглядное представление о распределении скорости сейсмических *S*-волн в верхах мантии этого района. Неоднородность мантии хорошо видна в абсолютных скоростях (см. рис. 9), но еще более четко проявляется в аномалиях скорости (см. рис. 10), достигающих $\pm 5\%$ относительно стандартной модели Земли IASP91. Положительные значения аномалии соответствуют Сибирской платформе. Устойчивые отрицательные значения проявляются в южной части исследуемого объема.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Так как проблема однозначности в глубинных исследованиях еще далека от успешного решения, необходимо изучение сейсмической структуры различными методами. Использование в данной работе в качестве первого приближения осредненных скоростных параметров, установленных методом ГСЗ для Саяно-Байкальской области, не препятствует сопоставлению их с полученными нами детальными особенностями распределения скорости. Результаты, полученные по телесеismicким данным методом функции приемника, во многом соответствуют результатам исследований ГСЗ [Недра..., 1981]. Получено хорошее согласие в оценках толщины коры как на юге Сибирской платформы, так и в южной, юго-западной частях Байкальской рифтовой зоны и в Забайкалье. Отклонения в оценках глубин раздела Мохоровичича, как правило, не превышают ± 1 км. В частности, результаты инверсии функций приемника

подтверждают утонение коры до 36 км под Южно-Байкальской впадиной, выявленное ранее методом ГСЗ. Кроме того, каждым из названных методов в верхней части коры выделяются низкоскоростные слои.

Следует отметить, в областях, где проводились телесеismicические наблюдения в 1991—1992 и 2003 годах, методом функции приемника найдены чередующиеся слои пониженной и повышенной скорости не только в верхней части коры, но и на других глубинах. Такие особенности не могут быть связаны исключительно с дегидратацией пород, вызванной определенными *PT*-условиями, изменяющимися с глубиной [Недра..., 1981; Попов, 1989]. Можно предположить, что выделенная слоистость отражает существенную неоднородность земной коры, вызванную геологическими процессами (в том числе и тектоническими) в различные периоды коровой эволюции. Большинство этих слоев может соответствовать мощным зонам милонитов, сопровождающим крупные надвиги. Зоны милонитов обладают сильной сейсмической анизотропией с минимальной скоростью, ориентированной поперек полосчатости. В направлении вдоль полосчатости в плотных милонитах сейсмические скорости могут быть относительно высокими.

На основании комплексной интерпретации полученных нами сейсмологических моделей, гравитационных и геологических данных вдоль 1000-километрового субмеридионального профиля 1992 г. (см. рис. 1) построена двумерная модель строения земной коры с крупными надвигами [Zorin et al., 2002]. В Прибайкалье выделены два главных надвига: Шарыжалгайский и Саяно-Байкальский. Они соответствуют структурным швам, возникшим во время раннепротерозойской (первый шов) и раннепалеозойской (второй шов) коллизий типа континент—островная дуга. Шарыжалгайский надвиг соответствует структурному шву, который ограничивает с юго-востока линзу плотных пород одноименного комплекса и отделяет древнее архейское ядро Сибирского кратона от его юго-восточной раннепротерозойской краевой части. Саяно-Байкальский надвиг ограничивает снизу тектонический покров, сложенный островодужными комплексами раннего палеозоя. Продолжение интерпретационного профиля на территорию Монголии позволило проследить еще один сквозькоровый надвиг, предположительно соответствующий Монголо-Охотской сугуре, по которой Монголо-Северокитайский континент причленился к Сибирскому на рубеже ранней и средней юры. Породы Сибирского континента вдоль этого шва надвинуты на краевую часть Монголо-Северокитайского. Таким образом, совместный анализ сейсмических результатов, гравитационных и геологических данных по профилю позволил, с одной стороны, дать геологическую интерпретацию найденного распределения скорости поперечных сейсмических волн, с другой, более уверенно картировать структурные неоднородности в земной коре [Zorin et al., 2002], наличие которых предполагалось ранее на основе геологических и гравиметрических подходов [Зорин и др., 1994; Zorin et al., 1995].

На рис. 10, представляющем V_S -аномалии в среде, предпринята попытка показать фрагменты тех же надвигов, что и на двумерной модели в работе Ю.А. Зорина с соавторами [2002]: Шарыжалгайского, Саяно-Байкальского и Монголо-Охотского.

Трехмерное моделирование предоставило также возможность сравнить наши результаты по скоростной структуре верхов мантии, полученные по телесеismicическим данным методом функции приемника, с результатами совместных исследований методами глубинного сейсмического зондирования и сейсмологии местных землетрясений [Недра..., 1981]. Несмотря на 30-градусное отклонение друг от друга осей сравниваемых сечений Байкальской рифтовой зоны, в диапазоне глубин 40—75 км рассматриваемого объема (см. рис. 10, сечение *CD*) наблюдается достаточно четкое соответствие конфигураций выявленных различными методами низкоскоростных аномалий, и их выклинивание с глубиной. Максимальные значения отрицательной скоростной аномалии находятся под Тункинской впадиной и юго-восточнее Байкальской впадины, что согласуется также с данными томографии по объемным волнам [Мордвинова и др., 2000; Tiberi et al., 2003; Zorin et al., 2003]. Конфигурация аномалий в целом не противоречит гипотезе мелкомасштабной конвекции в верхах мантии [Gao et al., 2004]. Конвекция, по-видимому, во многом определяется сложными условиями на границе с Сибирской платформой, в том числе тепломассопереносом из-под платформы, создающей условия для повышенной флюидизации среды в непосредственной близости от ее края [Летников, 2006].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью численных экспериментов показано, что метод функции приемника [Vinnik, 1977] даже при сравнительно узком частотном диапазоне записи телесеismicических событий способен обнаружить слои пониженной скорости в земной коре, несмотря на то, что соответствующие им вступления обменных волн на сейсмограммах практически не разделяются из-за взаимного наложения фаз. Численным моделированием найдены оптимальные параметры плоскостойких моделей для восстановления скоростной структуры коры методом подбора теоретических волновых форм функций приемника к наблюдаемым в процедуре инверсии, разработанной Г.Л. Косаревым [Kosarev et al., 1993].

По одномерным моделям $V_s(H)$, рассчитанным по данным наблюдений телесейсмических экспериментов PASSCAL 1991—1992 гг. и MOBAL_2003 построены двумерная и трехмерная модели скоростной структуры земной коры и верхов мантии для района Южного Байкала и смежных областей. Точность определения глубины наиболее резких границ (порядка 1 км) и детальность моделей по латерали, соизмеримая с расстоянием между сейсмостанциями, дает возможность соотносить особенности скоростного строения с поверхностной тектоникой и получить дополнительную информацию о структуре коры и области коромантийного перехода.

Построенные модели подтвердили локальное утонение земной коры под Южно-Байкальской впадиной до 34—36 км, в то время как толщина коры под ее горным окружением достигает 46—50 км и даже более (под хребтами Хамар-Дабан). Понижение скоростей сейсмических волн в верхах мантии, которое обычно связывают с подъемом астеносферы, в основном приурочено к областям с наиболее толстой корой. Судя по полученным двумерным и трехмерным моделям, астеносферные выступы достигают подошвы коры под горными хребтами, высота которых превышает 1000 км.

Слои пониженной скорости обнаружены как под Байкальской рифтовой зоной, так и под складчатыми областями Забайкалья и Монголии, а также под Сибирской платформой. Этому факту посвящены работы [Зорин и др., 2002; Zorin et al., 2002]. Комплексование полученных методом функции приемника результатов с геологическими данными и с данными гравиметрии позволяет предполагать, что основная часть слоев пониженной скорости в земной коре Восточной Сибири и Монголии соответствует пологим мощным зонам милонитов, связанным с крупными надвигами. Зоны милонитов, обладая сейсмической анизотропией, могут проявляться как слои пониженной скорости только в волнах, пересекающих милониты в направлении, близком ортогональному. Метод функции приемника, в котором используются волны землетрясений с траекториями лучей в районе регистрации, близкими к вертикали, может являться инструментом для изучения подобных неоднородностей.

Применение метода функции приемника для интерпретации объемных волн далеких землетрясений расширяет комплекс геофизических способов, открывая дополнительные возможности детализации строения коры и верхней мантии. Достижение взаимной непротиворечивости результатов комплекса методов позволяет надеяться на уменьшение неоднозначности при картировании структур и построении геодинамических моделей.

Выражаем свою благодарность американским, французским ученым, принявшим участие в наблюдательных экспериментах PASSCAL и MOBAL, признательность Л.П. Виннику и Л.Г. Косареву за неоценимую помощь в освоении метода функции приемника, К. Стаммлеру за пакет программ Seismic Handler, сотруднице предприятия «Иркутскгеофизика» В.Д. Клыковой за визуализацию трехмерных моделей. Благодарим В.Д. Суворова и анонимного рецензента за конструктивные замечания.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64117, 06-05-64148), интеграционных проектов СО РАН ИП № 87, № 6.17 и Отделения наук о Земле № 7.4, № 7.7.

ЛИТЕРАТУРА

Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Определение структуры земной коры по форме колебаний в P -волне // Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным. М., Наука, 1988, с. 5—18.

Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций // Физика Земли, 2006, № 8, с. 14—26.

Гласко В.Б. Обратные задачи математической физики. М., Изд-во Моск. ун-та, 1984, 111 с.

Детальные сейсмические исследования литосферы на P - и S -волнах / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1993, 199 с.

Егоркин А.В., Павленкова Н.И., Романюк Т.В., Солодилов Л.Н. Структура верхней мантии по профилю Байкал—Ямал («РИФТ»), полученная с применением мирных ядерных взрывов // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (9), с. 66—76.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х., Мордвинова В.В., Кожевников В.М., Хосбаяр П., Томуртоого О., Арвиасбаатар Н., Гао Ш., Дэвис П. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика, 1994 (7—8), с. 94—110.

Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Беличенко В.В., Мазукабзов А.М., Косарев Г.Л., Гао С.Ш. Новые геофизические данные о надвигах в Прибайкалье, Западном Забайкалье и Центральной Монголии // Геотектоника, 2002, № 3, с. 40—52.

Крылов С.В., Голенецкий С.И., Петрик Г.В. Согласование данных сейсмологии и ГСЗ о строении верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика, 1974 (12), с. 61—65.

Кулаков И.Ю. Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по данным локальной и телесейсмической томографии // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 317—331.

Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов и проблемы рудогенеза // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1296—1307.

Мордвинова В.В., Зорин Ю.А., Гао Ш., Дэвис П.М. Оценки толщины земной коры на профиле Иркутск—Улан-Батор—Ундуршил по спектральным отношениям объемных сейсмических волн // Физика Земли, 1995, № 9, с. 35—42.

Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Треусов А.В. Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта // Докл. РАН, 2000, т. 372, № 2, с. 248—252.

Мордвинова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным *SV*-волнам // Физика Земли, 2007, № 2, с. 11—22.

Недра Байкала по сейсмическим данным / Ред. Н.Н. Пузырев. Новосибирск, Наука, 1981, 105 с.

Попов А.М. Результаты глубинных МТ-исследований в свете данных других геофизических методов в Прибайкалье // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1989, № 8, с. 31—37.

Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979, 104 с.

Саваренский Е.Ф., Косарев Г.Л. Влияние строения Земли под станцией на колебания в продольной волне // Физика Земли, 1974, № 10, с. 113—118.

Семенова С.Г. Соотношение плотности и скорости продольных волн для горных пород земной коры и верхней мантии // Методика и интерпретация геофизических исследований. Киев, Наук. думка, 1978, с. 3—10.

Тихонов А.Н., Арсенин В.Ю. Методы решения некорректных задач. М., Наука, 1979, 285 с.

Яковлев А.В., Кулаков И.Ю., Тычков С.А. Глубина Мохо и трехмерная структура сейсмических аномалий земной коры и верхов мантии в Байкальском регионе по данным локальной томографии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (2), с. 261—282.

Aki K., Christofferson A., Husebye E.S. Determination of three-dimensional seismic structure of the lithosphere // J. Geophys. Res., 1977, v. 82, p. 277—296.

Ammon C.J., Randall G.E., Zandt G. On the nonuniqueness of receiver function inversion // J. Geophys. Res., 1990, v. 95, № 15, p. 303—318.

Berkhout A.J. Least square inverse filtering and wavelet deconvolution // Geophysics, 1977, v. 42, p. 1369—1383.

Bertrand E. Seismologie large-bande: dea ondes de volume aux structures de la croute et du manteau superieur: Presentee pour obtenir le titre de Docteur de Specialite: Geophysique-Geochimie. Grenoble, L'Universite Joseph Fourier, 2000, 275 p.

Bertrand E., Deschamps A. Lithospheric structure of the southern French Alps inferred from broadband analysis // Phys. Earth Planet. Inter., 2000, v. 122, p. 79—102.

Birch F. Density and composition of mantle and core // J. Geophys. Res., 1964, v. 69, p. 4377—4388.

ten Brink U.S., Taylor M.H. Crustal structure of central Lake Baikal: insights into intracontinental rifting // J. Geophys. Res., 2002, v. 107, № B.7, 10.1029/2001JB000300.

Burdick L.J., Langston C.J. Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms // Bull. Seismol. Soc. Amer., 1977, v. 67, № 3, p. 677—691.

Burkholder P.D., Meyer R.P., Delitsin L.L., Davis P.M., Zorin Yu.A. A teleseismic tomography image of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone // Preceeding to IUGG XXI General Assembly, Boulder, 1995, p. 400.

Bushenkova N., Tychkov S., Koulakov I. Tomography on *PP*-*P* waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia // Tectonophysics, 2002, v. 358, № 1—4, p. 57—76.

Emmerson B., Jackson J., McKenzie D., Priestley K. Seismicity, structure and rheology of the lithosphere in the Lake Baikal region // Geophys. J. Inter., 2006, v. 167, p. 1233—1272, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03075.x.

Gao S.S., Liu K.H., Davis P.M., Slack P.D., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone // J. Geophys. Res., 2003, v. 108, № B4, 2194, doi: 10.1029 / 2002JB002039. P. ESE 5—12.

Gao S.S., Liu K.H., Chen C. Significant crustal thinning beneath the Baikal rift zone: new constraints from receiver function analysis // Geophys. Res. Lett., 2004, v. 31, № 20, L20610, doi:10.1029/2004GL020813.

Haskell N.A. Crustal reflection of plane *P* and *SV* waves // J. Geophys. Res., 1962, v. 67, № 12, p. 4751—4767.

Hutchinson D.R., Golmshtok A.J., Zonenshain L.P., Moore T.C., Scholz C.A., Klitgord K.D. Depositional and tectonic framework of the rift basin of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology*, 1992, v. 20, p. 589—592.

Jordi J., Ammon C.J., Herrmann R.B. Lithospheric structure of the Arabian Shield from the joint inversion of receiver functions and surface-wave group velocities // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 1—21.

Kennett B.L.N. IASPEI91 Seismological Tables. Canberra, Australian National University, 1991, 167 p.

Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN) // *Geophys. J. Inter.*, 1995, v. 121, p. 191—202.

Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // *J. Geophys. Res.*, 1993, v. 98, № B3, p. 4437—4448.

Liu K.H., Gao S.S. Mantle transition zone discontinuities beneath the Baikal rift and adjacent areas // *J. Geophys. Res.*, 2006, v. 111, № B11301, doi:10.1029/2005JB004099.

Owens T.J., Zandt G., Taylor S.R. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: a detailed analysis of broadband teleseismic *P* waveforms // *J. Geophys. Res.*, 1984, v. 89, p. 7783—7795.

Petit C., Kulakov I.Yu., Deverchere J. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications // *Tectonophysics*, 1998, v. 296, p. 125—144.

Phinney R.A. Structure of the Earth crust from spectral behavior of long-period body waves // *J. Geophys. Res.*, 1964, v. 69, p. 2997—3017.

Stammler K., Kind R., Petersen N., Kosarev G., Vinnik L., Quyuan L. The upper mantle discontinuities: correlated or anticorrelated? // *Geophys. Res. Lett.*, 1992, v. 19, p. 1563—1566.

Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrick G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M. Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // *Tectonophysics*, 2002, v. 351, p. 61—74.

Tiberi C., Diament M., De'verche're J., Petit-Mariani C., Mikhailov V., Tikhotsky S., Achauer U. Deep structure of the Baikal rift zone revealed by joint inversion of gravity and seismology // *J. Geophys. Res.*, 2003, v. 108, № B3, 2133, doi:10.1029/2002JB001880

Vinnik L.P. Detection of waves converted from *P* to *S* in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977, v. 15, p. 39—45.

Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M. 3D *S*-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2003, v. 138, p. 263—278.

Zhao D., Lei J., Inoue T., Yamada A., Gao S. Deep structure and origin of the Baikal rift zone // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, v. 243, p. 681—691.

Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V. The East Siberian transect // *Inter. Geol. Rev.*, 1995, v. 37, № 2, p. 154—175.

Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko V.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity layers in the Earth's crust beneath Eastern Siberia (Russia) and Central Mongolia: receiver function data and their possible geological implication // *Tectonophysics*, 2002, v. 359, p. 307—327.

Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Yanovskaya T.B., Treussov A.V. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*, 2003, v. 371, p. 153—173.

Zorin Yu.A., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Belichenko V.G., Mazukabzov A.M., Tumurtogoo O., Khosbayar P., Arvisbaatar N., Gao S. Structure of the crust and paleogeodynamic of Central and Eastern Mongolia and adjacent regions of Eastern Siberia (result of investigations on Siberian-Mongolian transects) // *Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia*. Ulaanbaator, Irkutsk, 2004, p. 33—50.

*Рекомендована к печати 25 декабря 2009 г.
В.С. Селезневым*

*Поступила в редакцию 9 декабря 2008 г.,
после доработки — 29 декабря 2009 г.*