

<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0313>

CRUST AND MANTLE OF THE BAIKAL RIFT ZONE FROM P- AND S-WAVE RECEIVER FUNCTIONS

L. P. Vinnik¹, S. I. Oreshin¹, L. R. Tsydypova², V. V. Mordvinova³,
M. M. Kobelev⁴, M. A. Khritova⁴, Ts. A. Tubanov²

¹ *O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS, Moscow, Russia*

² *Geological Institute, Siberian Branch of RAS, Ulan-Ude, Russia*

³ *Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*

⁴ *Baikal Branch of Federal Research Center 'Geophysical Survey of RAS', Irkutsk, Russia*

Abstract: We have obtained P-wave and S-wave receiver functions for 10 broadband seismograph stations in the Baikal rift zone (BRZ) and inverted them for seismic velocity models of the crust and upper mantle. The thinnest crust (30–35 km) is found in the Baikal basin, the thickest in the East Sayan uplift (45–50 km). Intermediate values (40 km) are found in the BRZ at distances around 100 km from Lake Baikal. A high (at least 1.8) V_p/V_s ratio is observed in the middle and lower crust. It exceeds 2.0 at some stations. In our opinion, the highest V_p/V_s ratios are due to fluid-filled porosity with a high pore pressure. The seismic lithosphere – asthenosphere boundary (LAB) is manifested by a shear velocity drop from 4.5 km/s to 4.0–4.2 km/s. Beneath the Baikal basin, the LAB is located at a depth not more than 50 km, and the S velocity drop is maximal (10 %). A similar structure is found outside the basin, underneath a segment of the East Sayan uplift. At other locations in the BRZ, a typical depth of the LAB varies from 80 to 90 km. Having considered changes in the depth of the 410 km seismic discontinuity, we cannot find any evidence of an elevated temperature of a hypothetical thermal plume beneath the BRZ.

Key words: crust; V_p/V_s ratio; fluid-filled porosity; mantle; mantle plume; lithosphere – asthenosphere boundary

RESEARCH ARTICLE

Recommended by K.Zh. Seminsky

Received: August 13, 2017
Revised: September 20, 2017
Accepted: October 18, 2017

For citation: Vinnik L.P., Oreshin S.I., Tsydypova L.R., Mordvinova V.V., Kobelev M.M., Khritova M.A., Tubanov Ts.A., 2017. Crust and mantle of the Baikal rift zone from P- and S-wave receiver functions. *Geodynamics & Tectonophysics* 8 (4), 695–709. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0313.

Для цитирования: 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. doi:10.5800/GT-2017-8-4-0313.

КОРА И МАНТИЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ ПО ДАННЫМ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Л. П. Винник¹, С. И. Орешин¹, Л. Р. Цыдыпова², В. В. Мордвинова³,
М. М. Кобелев⁴, М. А. Хритова⁴, Ц. А. Тубанов²

¹ Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

² Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

³ Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

⁴ Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН», Иркутск, Россия

Аннотация: Для десяти широкополосных сейсмических станций в Байкальской рифтовой зоне получены приемные функции продольных и поперечных волн и выполнено их совместное обращение в скоростные разрезы. Самая тонкая кора (30–35 км) приурочена к Байкальской впадине, самая толстая – к Восточному Саяну (45–50 км). Промежуточные значения (около 40 км) получены в БРЗ на удалениях около 100 км от Байкала. В средней и нижней коре систематически наблюдается высокое (не менее 1.8) отношение скоростей V_p/V_s , которое на нескольких станциях превышает 2.0. Самые высокие значения мы объясняем присутствием флюида с высоким поровым давлением. Сейсмическая граница литосфера – астеносфера проявляется падением скорости поперечных волн с глубиной от 4.5 до 4.0–4.2 км/с. Под Байкальской впадиной эта граница находится на глубинах, не превышающих 50 км, и понижение скорости поперечных волн в астеносфере достигает максимальных значений (около 10 %). За пределами Байкальской впадины сходная структура наблюдается под частью Восточного Саяна. В остальных случаях характерное значение глубины границы литосфера – астеносфера составляет 80–90 км. Повышение температуры в гипотетическом мантийном плюме под БРЗ по изменению глубины 410-километровой сейсмической границы не обнаружено.

Ключевые слова: кора; отношение V_p/V_s ; водонасыщенные поры; мантия; мантийные плюмы; граница литосфера – астеносфера

1. ВВЕДЕНИЕ

Байкальский рифт, расположенный между Сибирским кратоном и Саяно-Байкальским подвижным поясом, – один из самых больших континентальных рифтов (рис. 1). Собственно озеро Байкал имеет рекордную глубину и занимает примерно 30 % от территории рифта. Байкальский рифт может представлять раннюю стадию формирования нового океана, подобного Атлантическому, и протекающие здесь в настоящее время процессы вызывают большой интерес. Глубинная структура Байкальского рифта исследовалась геологическими и геофизическими методами (например [Logachev, Zorin, 1992]), однако некоторые вопросы его формирования до сих пор имеют дискуссионный характер [Petit, Déverchère, 2006]. Байкальский рифт возник в олигоцене и прошел несколько стадий, различающихся характером деформаций и интенсивностью процесса. Важную особенность Байкальского рифта представляет вулканизм кайнозойского возраста на территории его юго-западного сегмента (Восточный Саян, Тункинская впадина, озеро Хубсугул и смежные районы). В центральной части

Байкальского рифта к северо-востоку от Тункинской впадины вулканические поля отсутствуют. Ряд исследователей (например [Zorin et al., 2003; Gao et al., 1994]) интерпретировали молодой вулканизм Байкальского рифта как эффект горячей точки и связывали происхождение Байкальского рифта с мантийным плюмом. Другие (например [Molnar, Tapponnier, 1975]) объясняли рифтообразование в Южной Сибири воздействием удаленных факторов, таких как столкновение Индии с Евразией или субдукция океанической литосферы у восточной окраины Тихого океана. Вероятно, Байкальский рифт является следствием нескольких явлений. Для их понимания требуется продолжение исследований свойств вещества и процессов на глубинах порядка десятков и сотен километров.

На территории Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) выполнен ряд сейсмических исследований глубоких горизонтов коры и мантии, в частности томографические исследования с помощью поверхностных волн Рэлея (например [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003]), которые показали, что скорость волн в верхней мантии БРЗ ниже, чем в соседней области Сибирского кратона. Сейсмическая томо-

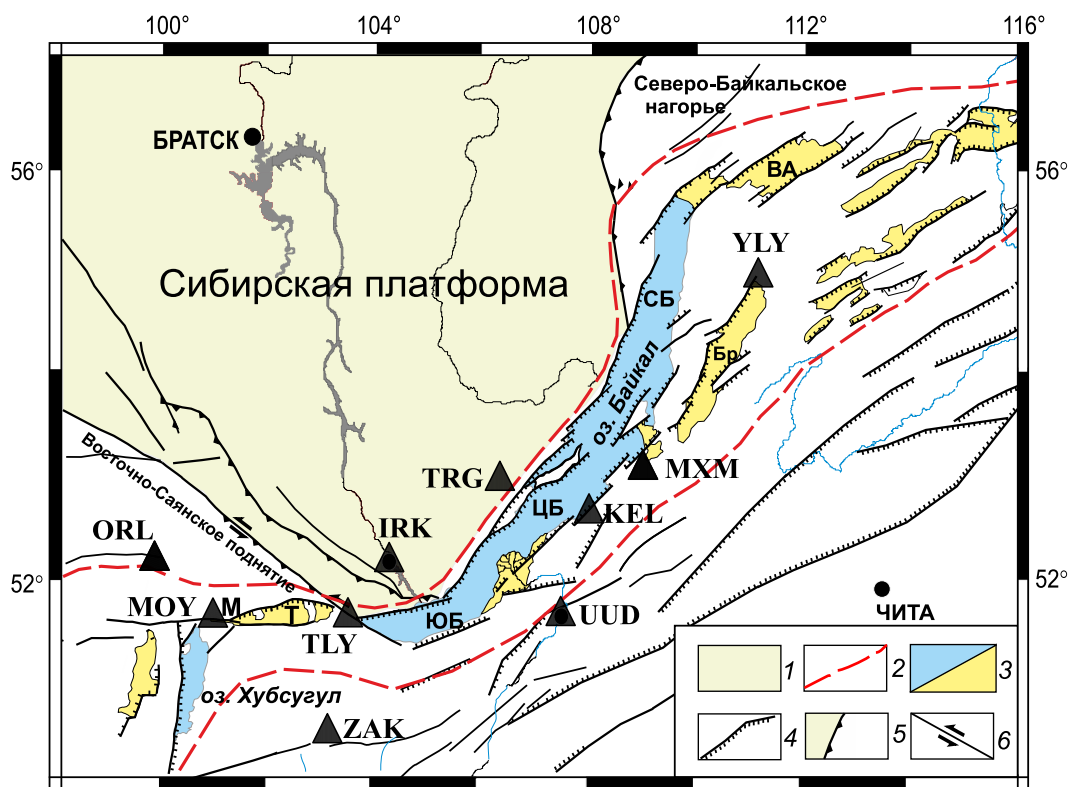


Рис. 1. Тектоническая схема Байкальской рифтовой зоны и использованные сейсмические станции (обозначены треугольниками).

1 – Сибирский кратон; 2 – граница Байкальской рифтовой зоны; 3 – основные кайнозойские впадины: М – Мондинская, Т – Тункинская, ЮБ – Южно-Байкальская, ЦБ – Центрально-Байкальская, СБ – Северо-Байкальская, Бр – Баргузинская, ВА – Верхнеангарская; 4–6 – разломы: 4 – сбросы, 5 – взбросы и надвиги, 6 – сдвиги.

Fig. 1. Tectonic map of the Baikal rift zone. Locations of the seismograph stations are marked by triangles.

1 – Siberian craton; 2 – boundaries of the Baikal rift zone; 3 – main Cenozoic basins: M – Mondy, T – Tunka, ЮБ – South Baikal, ЦБ – Central Baikal, СБ – North Baikal, Бр – Barguzyn, ВА – Upper Angara; 4–6 – faults: 4 – normal, 5– thrust, 6 – strike-slip.

графия методом продольных волн показывает, что вулканическая зона на юго-западе БРЗ подстилается верхней мантией с аномально низкой скоростью продольных волн до глубин порядка нескольких сотен километров (например [Petit et al., 1998; Zorin et al., 2003; Zhao et al., 2006]). Методом приемных функций (например [Gao et al., 2004]) и ГСЗ (например [Puzyrev et al., 1978; Krylov et al., 1991; Nielsen, Thybo, 2009]) в БРЗ выполнен ряд определений скоростной структуры и мощности земной коры. Вместе с тем сохраняются неясности в отношении состояния и состава нижней коры и верхней мантии. Положение границы литосфера – астеносфера и ее латеральные вариации в районе БРЗ известны главным образом по данным анализа гравитационного поля [Zorin et al., 1989; Petit, Déverchère, 2006].

В настоящее время в районе БРЗ сформировалась сеть цифровых сейсмических станций. Количество и качество записей меняются от станции к станции в широком диапазоне. Для выполнения нашего

проекта необходимы широкополосные станции, работающие не менее двух лет. Последнее требование определяется необходимостью суммирования десятков индивидуальных приемных функций продольных и поперечных волн далеких землетрясений на каждой станции. На карте (рис. 1) показаны десять широкополосных станций, записи которых позволяют решать поставленные в нашей работе задачи. Ранее метод приемных функций продольных волн использовался в БРЗ для оценок мощности коры (например [Gao et al., 2004]). В нашей работе мы оцениваем для каждой станции не только мощность коры, но и отношение скоростей продольных и поперечных волн в коре как функцию глубины. В сейсмологии имеется популярный метод оценки отношения скоростей для коры в целом (H-k method) [Zhu, Kanamori, 2000], однако этот подход предполагает, что скорости продольных и поперечных волн в коре и их отношение не меняются с глубиной. Это ограничение противоречит общеизвестным данным о структуре коры и заставляет

нас действовать иначе; метод и предыдущий опыт решения этой задачи описаны в статье [Vinnik et al., 2017]. Этот метод связан с совместным обращением приемных функций продольных и поперечных волн.

Вторая задача, поставленная в нашей работе, заключается в оценке диапазона глубин, на котором находится аномальная (с пониженной скоростью поперечных волн) верхняя мантия. Речь идет в первую очередь об оценке глубины сейсмической границы литосфера – астеносфера (LAB). Как уже упоминалось, существующие оценки глубины LAB для Байкальской рифтовой зоны существенным образом опираются на данные гравиметрии. Приемные функции продольных волн плохо приспособлены для выделения обменных волн Ps от границы литосфера – астеносфера, так как эти волны интерферируют с многократными волнами в коре. Задача картирования границы литосфера – астеносфера упрощается при использовании приемных функций поперечных волн [Farra, Vinnik, 2000], так как в этом случае обменные волны Sp от глубоких границ вступают раньше, чем многократные коровые волны. Оптимальные результаты достигаются при совместном обращении приемных функций продольных и поперечных волн [Vinnik et al., 2004].

Наконец, одной из целей нашей работы является попытка исследования рельефа сейсмических границ на глубинах около 400 и 660 км для проверки идеи о термальном мантийном плюме под Байкальской рифтовой зоной. Сейсмические границы, о которых идет речь, связаны с фазовыми переходами с противоположными наклонами кривых фазового равновесия, поэтому при нагреве переходной зоны 400-километровая граница смещается вниз, а 660-километровая – вверх. Соответственно дифференциальное время между вступлениями обменных волн P660s и P410s сокращается. Температурная аномалия порядка 100 К создает аномалию дифференциального времени величиной около 2 с. В благоприятных условиях эта величина может быть измерена с погрешностью порядка долей секунды.

2. ПРИЕМНЫЕ ФУНКЦИИ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Идея приемных функций состоит в том, чтобы на записях далеких землетрясений выделить обменные и другие вторичные волны, сформированные на сейсмических границах в районе станции наблюдения. Проблема заключается в том, что представляющие интерес сейсмические фазы обычно очень слабы и для их выделения на фоне шума необходима специальная технология.

Для выделения обменных волн Ps используются приемные функции продольных волн. Чтобы получить приемные функции продольных волн в варианте [Vinnik, 1977], записи большого числа далеких землетрясений на одной и той же станции проецируются на оси L и Q, где ось L параллельна главному направлению смещений в продольной волне, а ось Q перпендикулярна к L в плоскости распространения волны. Чтобы стандартизовать записи различных землетрясений, Q-составляющие преобразуются деконволюцией с использованием L-составляющих. Стандартизованные Q-составляющие суммируются с временными поправками, компенсирующими зависимость времени вступления обменных волн Ps от эпицентрального расстояния. Суммарные трассы строятся для ряда пробных глубин обмена в интервале от 0 до 800 км.

Для выделения обменных волн Sp строятся приемные функции поперечных волн. Для получения приемных функций поперечных волн [Farra, Vinnik, 2000] записи далеких землетрясений проецируются на оси L и Q, где ось Q параллельна главному направлению смещений в волне SV, а ось L перпендикулярна к SV в плоскости распространения волны. Для стандартизации записей L-составляющие преобразуются деконволюцией с использованием соответствующих Q-компонент. Стандартизованные L-составляющие суммируются с временными поправками, рассчитанными на выделение обменных волн Sp. Суммарные трассы строятся для пробных значений дифференциальной медленности в интервале от 0 до 1.0 с/град. Чем глубже находится граница обмена, тем больше требуемое значение дифференциальной медленности.

В условиях Байкальского рифта источники продольных волн далеких землетрясений окружают сейсмическую сеть в широком азимутальном диапазоне, однако источники поперечных волн находятся главным образом на юго-востоке (рис. 2). Так как алгоритм обработки данных включает совместное обращение приемных функций продольных и поперечных волн, приемные функции продольных волн суммируются тоже только для южных и юго-восточных землетрясений (обратные азимуты в диапазоне от 120 до 210°). Суммарные приемные функции продольных волн для всех десяти станций показаны на рис. 3. При построении приемных функций на рис. 3 суммируются от 150 индивидуальных приемных функций (станция MOY) до 40 (станция KEL). На каждой приемной функции отмечены волны Ps, образованные на границе Мохо, 410-километровой границе и 660-километровой границе. На нескольких станциях (TLY, MXM, YLY, UUD) сейсмическая фаза P410s вступает на фоне другой сейсмической фазы со сравнимой или большей амплитудой. Природа этой

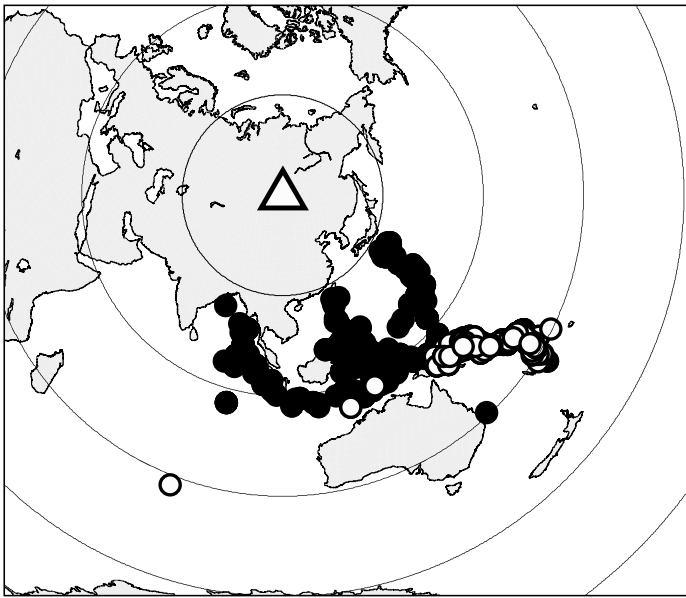


Рис. 2. Эпицентры землетрясений, использованных при построении приемных функций продольных (черные кружки) и поперечных волн (белые кружки).

Fig. 2. Epicenters of the earthquakes referred to in the calculations of the P-wave (black circles) and S-wave receiver functions (white circles).

фазы неизвестна. Измерение времени вступления P410s затруднено также на станциях KEL, ZAK, TRG. Приемные функции с относительно низким уровнем шума на времени P410s получены на станциях IRK, MOY, ORL. На этих станциях время измеряется с погрешностью порядка 0.1–0.2 с. В отличие от P410s фаза P660s обычно вступает на относительно спокойном фоне.

Приемные функции поперечных волн показаны на рис. 4. В этом случае суммируется от 135 (станция MOY) до 13 (KEL) индивидуальных приемных функций, в среднем – несколько десятков. На времени около –5 с на всех станциях выделяется сильная фаза с отрицательной полярностью. Эта фаза – обменная волна S_p от границы Мохо. Эта волна в ряде случаев предваряется вступлением с большой амплитудой и противоположной полярностью на времени около –10 с (станции IRK, KEL, MXM, TRG, ZAK, UUD). В общем случае эта фаза представляет суммарный эффект обменной волны от границы, на которой происходит падение скорости поперечных волн с глубиной, и бокового лепестка волны, образованной на Мохо. Для того чтобы разделить эти два эффекта и объективно оценить параметры границы литосфера – астеносфера, мы выполняем совместное обращение приемных функций продольных и поперечных волн для каждой станции. Приемные функции поперечных волн,

полученные в других районах, часто содержат фазу S410p (обменную от границы на глубине 410 км) и другие интересные вступления. Однако в нашем случае эта фаза выделяется только на станции MOY. Основной причиной отсутствия этой фазы на других станциях, по-видимому, является слишком короткое среднее эпицентральное расстояние (75–76°). Оптимальные расстояния для выделения этой фазы составляют 79° и более.

3. СОВМЕСТНОЕ ОБРАЩЕНИЕ ПРИЕМНЫХ ФУНКЦИЙ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН

Совместное обращение приемных функций продольных и поперечных волн [Vinnik et al., 2004] обеспечивает робастные оценки скорости поперечных волн и менее точные оценки скорости продольных волн, а также отношения скоростей продольных и поперечных волн. Поиск оптимальных, в смысле наименьших квадратов, моделей выполняется методом модельного отжига [Mosegaard, Vestergaard, 1991]. Опробуются десятки тысяч скоростных моделей. Пробная модель состоит из девяти слоев; ее свободные параметры – скорость поперечных волн, скорость продольных волн и мощность каждого слоя. Плотность связана законом Берча со скоростью продольных волн. Поиск выполняется итеративно из четырех случайно выбранных точек в пространстве моделей. Синтетические сейсмограммы вычисляются матричным методом [Haskell, 1962] с уплощением и преобразуются в приемные функции таким же образом, как и реальные записи.

Чтобы стабилизировать обращение, скорости на глубине 300 км и более фиксируются на стандартных значениях. Неединственность обращения может быть далее уменьшена за счет использования аномалий времени пробега телесеismicических продольных и поперечных волн (dT_p and dT_s) относительно стандартной модели IASP91 в предположении, что аномалии формируются в диапазоне глубин от 0 до 300 км. Значения dT_p и dT_s вычисляются из аномалий времени вступления seismicических фаз P410s и P660s с использованием дополнительного параметра $k=dT_s/dT_p$. Подробное обсуждение вопроса об оценке и использовании аномалий времени пробега можно найти, например, в статье [Vinnik et al., 2016]. Однако в нашем случае этот вопрос не актуален, так как большинство измерений времени P410s ненадежны (см. раздел 2) из-за высокого уровня шума, и мы применяем обращение без учета аномалий времени пробега. Чтобы судить о неединственности результатов поиска, несколько тысяч оптимальных моделей запоминаются. Мы разбиваем пространство параметров модели на

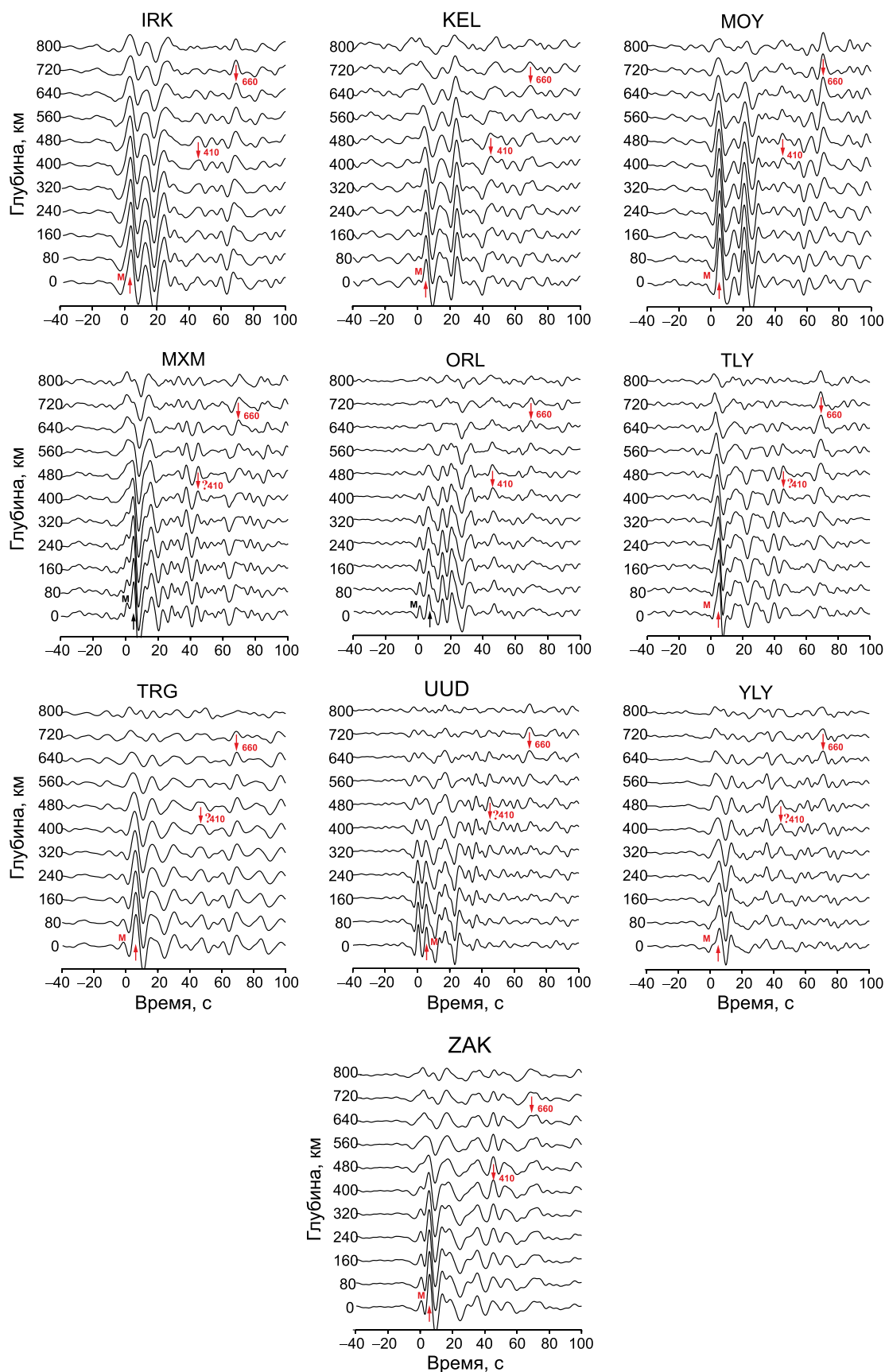


Рис. 3. Суммарные приемные функции продольных волн. Каждая трасса построена для пробной глубины обмена, показанной слева. Стрелками показаны вступления обменных волн Ps от границы Мохо (M), 410-километровой границы и 660-километровой границы.

Fig. 3. Stacked P-wave receiver functions. Each trace corresponds to the trial conversion depth shown on the left side. The arrivals of the Ps converted phases from the Moho (M), 410-km and 660-km discontinuities are marked by arrows.

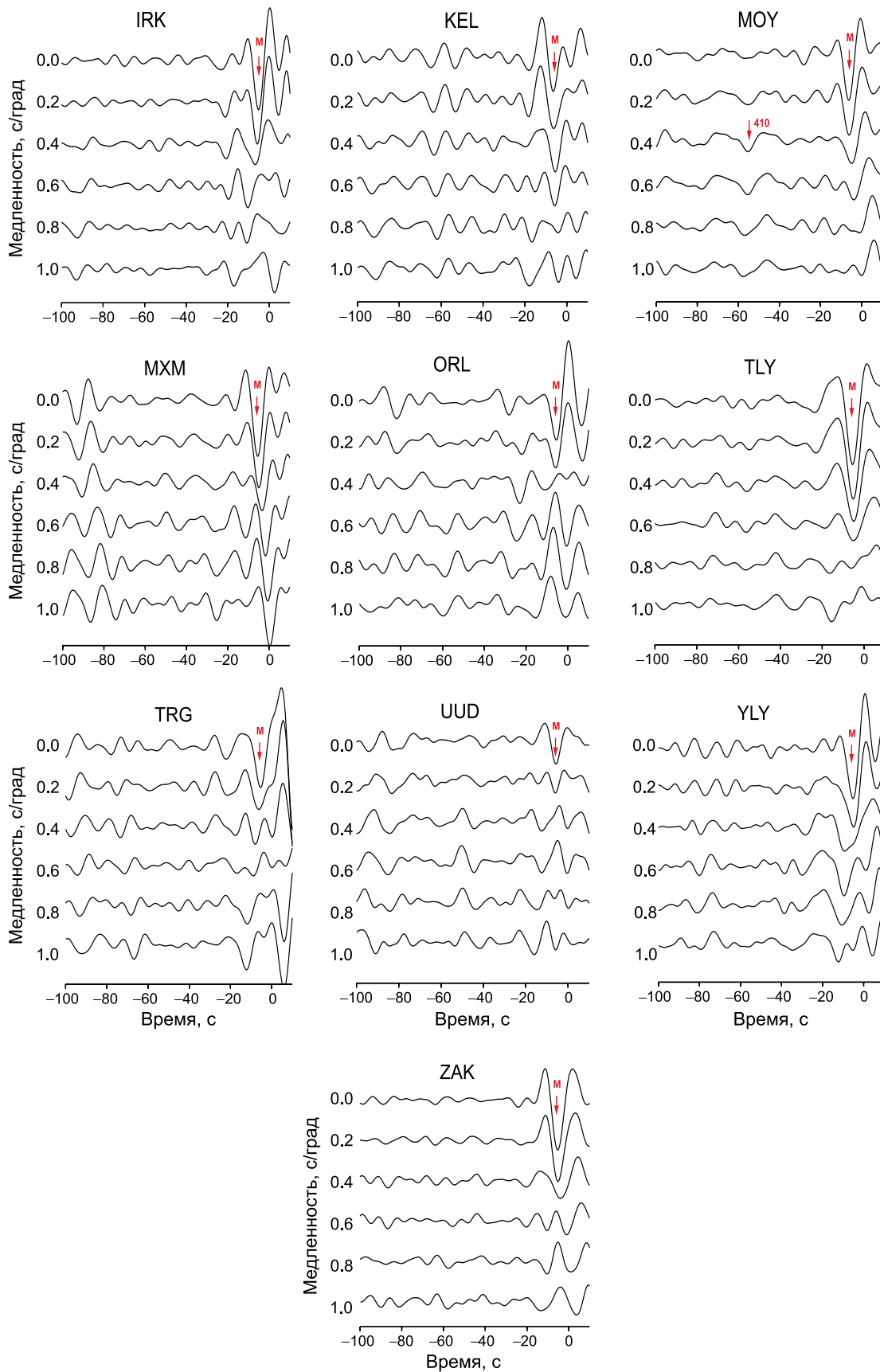


Рис. 4. Суммарные приемные функции поперечных волн. Каждая трасса построена для пробного значения дифференциальной медленности, показанного слева. Стрелками показаны вступления обменных волн Sp от границы Мохо.

Fig. 4. Stacked S-wave receiver functions. Each trace corresponds to the trial differential slowness shown on the left-hand side. Arrivals of the Sp converted phases from the Moho are marked by arrows.

ячейки, подсчитываем число попаданий параметров модели в каждую ячейку и изображаем получаемую апостериорную функцию распределения с помощью цветового кода (рис. 5–7). Результаты обращения приемных функций, показанные на рис. 5–7, имеют вероятностный характер: значения скорости продольных и поперечных волн и отношения скоростей с наибольшей плотностью вероятности соответствуют красно-коричневому цвету. Плотность вероятности, показанной зеленым цветом, меньше, по крайней мере, на порядок. Тот же цветовой код использован для характеристики показанных на рисунках синтетических приемных функций.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вопрос о мощности коры БРЗ и ее связи с тектоникой рассматривался неоднократно (например [Gao et al., 2004; Nielsen, Thybo, 2009]) и имеет дискуссионный характер. Точность оценки мощности коры по сейсмическим данным зависит от точности данных о скоростном разрезе коры, но при практической оценке мощности коры скорости в ряде случаев не оцениваются, а задаются. Наши оценки мощности коры получены одновременно со скоростными разрезами и согласованы с ними. Мощность коры, показанная на рис. 5–7, измеряется с предполагаемой погрешностью не более 2 км. Самые низкие оценки (станции IRK и KEL) составляют 30 км. Близкие значения (35 км) получены на станциях MXM, TLY и TRG. Самая мощная кора (45 км – станция ORL и 50 км – станция MOY) наблюдается в районе Восточного Саяна на максимальном удалении от озера Байкал. Промежуточные значения (40 км) отмечены на станциях ZAK, YLY и UUD, находящихся в пределах Байкальской рифтовой зоны на больших (около 100 км) удалениях от побережья озера Байкал. Легко видеть, что самые низкие значения (30–35 км) получены на станциях, находящихся рядом с берегом Байкала. Эти значения позволяют предполагать, что самая тонкая кора приурочена к впадине озера Байкал. Утонение коры под впадиной озера Байкал может быть связано с ее растяжением в процессе рифтогенеза [Artemyev, Artyushkov, 1969]. Самые низкие значения мощности (30 км) ниже мощностей, характерных для Сибирского кратона, которые, по данным последней сводки [Cherepanova et al., 2013], находятся в диапазоне от 38 до 46 км.

Яркой особенностью полученных скоростных разрезов коры являются высокие значения отношения скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s) в средней и нижней коре. Стандартное значение отношения скоростей в коре составляет 1.73

(стандартные значения скоростей и их отношения в модели IASP91 показаны на рис. 5–7). Почти для всех сухих изверженных и метаморфических пород при давлениях, характерных для нижней коры, отношение скоростей находится в диапазоне от 1.7 до 1.85 [Christensen, 1996]. Среди всех подходящих минералов (в количестве 30) отношение, равное или более 2.0, известно только для серпентинита, но соответствующая скорость продольных волн составляет менее 5.6 км/с и, как правило, не обнаруживается там, где наблюдаются высокие значения отношения скоростей. Получаемые значения скорости продольных волн на этих глубинах, как правило, составляют около 7 км/с. В средней и нижней коре, т.е. на глубинах более 10 км, мы наблюдаем следующие значения отношения скоростей: IRK – 2.0–2.4, KEL – 2.1–2.4, MOY – 1.7–2.1, MXM – 1.9–2.3, ORL – 1.6–1.9, TLY – 1.8–2.0, TRG – 2.0–2.2, ZAK – 1.7–2.0, YLY – 2.0–2.3, UUD – 1.8–2.1. Эти значения смещены от нормы (1.7–1.8) в сторону больших значений на всех станциях, за исключением ORL. Самое резкое превышение нормы наблюдается на станциях IRK, KEL, MXM, TRG и YLY.

Вероятной причиной отношения скоростей, далеко выходящего за пределы возможного для сухих изверженных и метаморфических пород коры, являются трещины и поры, заполненные жидкостью (водой) под высоким поровым давлением. Если поровое давление близко к литостатическому, отношение скоростей становится практически независимым от давления и зависит только от объема пор [Peacock et al., 2011]. Согласно эмпирическому соотношению между пористостью и отношением скоростей [Peacock et al., 2011], отношение скоростей 2.0 соответствует пористости около 2 %. Ранее высокие оценки отношения скоростей в нижней коре были получены тем же методом для трех станций на территории Сибирского кратона [Vinnik et al., 2017]. Повышенные значения отношения скоростей были получены на территории БРЗ при сравнении скоростей продольных и поперечных волн [Krylov et al., 1991]. На глубинах, соответствующих высоким отношениям скоростей, в БРЗ наблюдается повышение электрической проводимости примерно на порядок по сравнению с верхней корой (например [Popov et al., 1999; Epov et al., 2012]). Это повышение связывают с гидротермальными процессами.

Как известно, в коре БРЗ наблюдаются землетрясения на глубинах до 30 км, т.е. практически до подошвы коры (например [Déverchère et al., 2001]). Эти землетрясения могут свидетельствовать о переходе к пластическому режиму деформаций на глубинах, превышающих 30 км, и о хрупкости коры на меньших глубинах. Глубина перехода от хрупких деформаций к пластическим зависит от нескольких

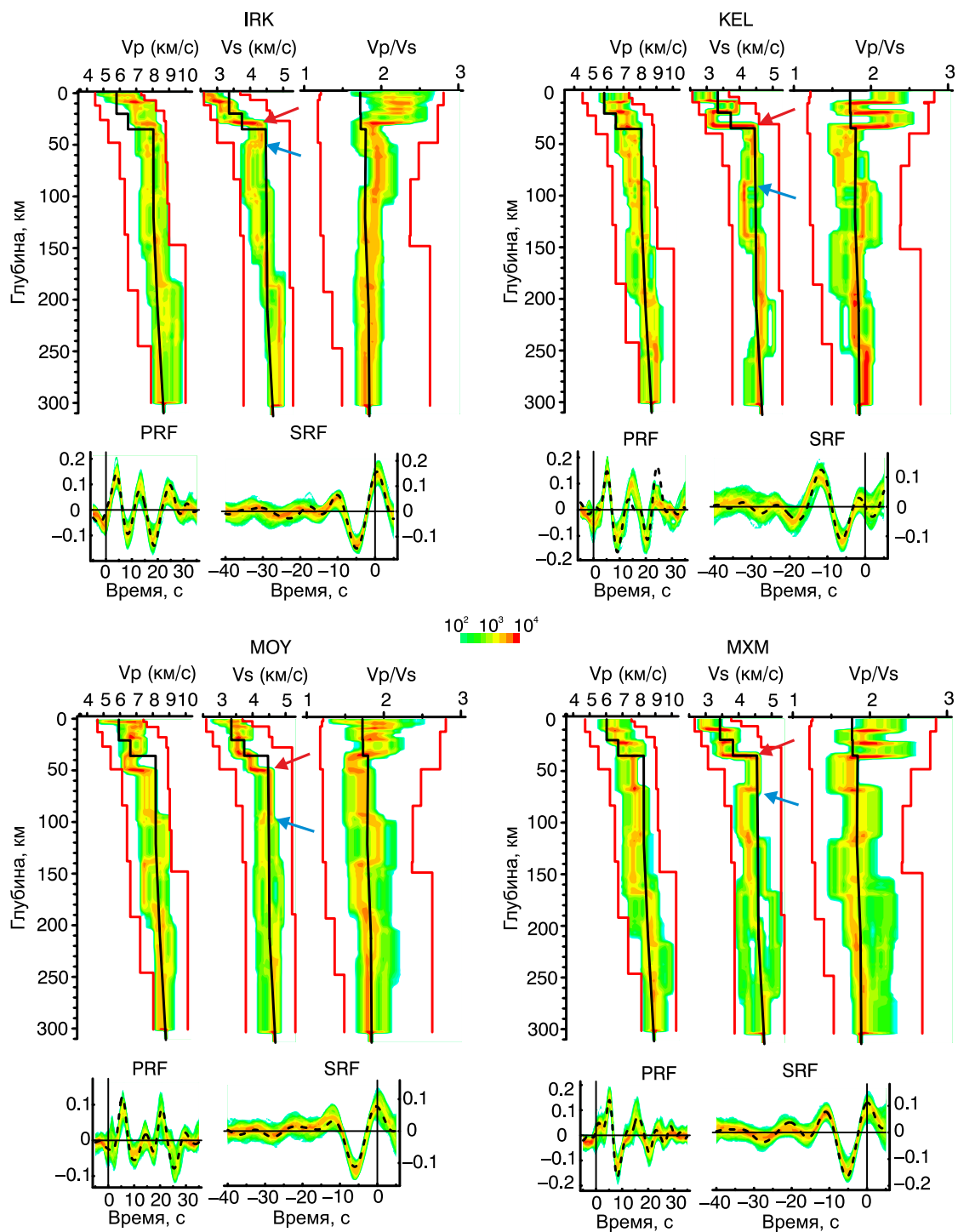


Рис. 5. Скоростные модели коры и мантии для станций IRK, KEL, MOY и MXM, полученные совместным обращением приемных функций продольных и поперечных волн. Апостериорные распределения значений скорости продольных волн V_p , поперечных волн V_s и отношения скоростей V_p/V_s показаны цветовым кодом. Наивысшая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

Fig. 5. Seismic velocity models of the crust and mantle from the simultaneous inversion of the P and S wave receiver functions for stations IRK, KEL, MOY and MXM. Posterior distributions of the obtained values of V_p , V_s and V_p/V_s are shown by the colour scale. The highest probability density is shown in red brown. The values corresponding to IASP91 reference model are shown by black lines. The limits of the search are shown by red lines. The Moho and LAB are marked by red and blue arrows. Synthetic receiver functions of the P waves (PRF) and S waves (SRF) are shown by the same color code. The actual receiver functions are shown by dash lines.

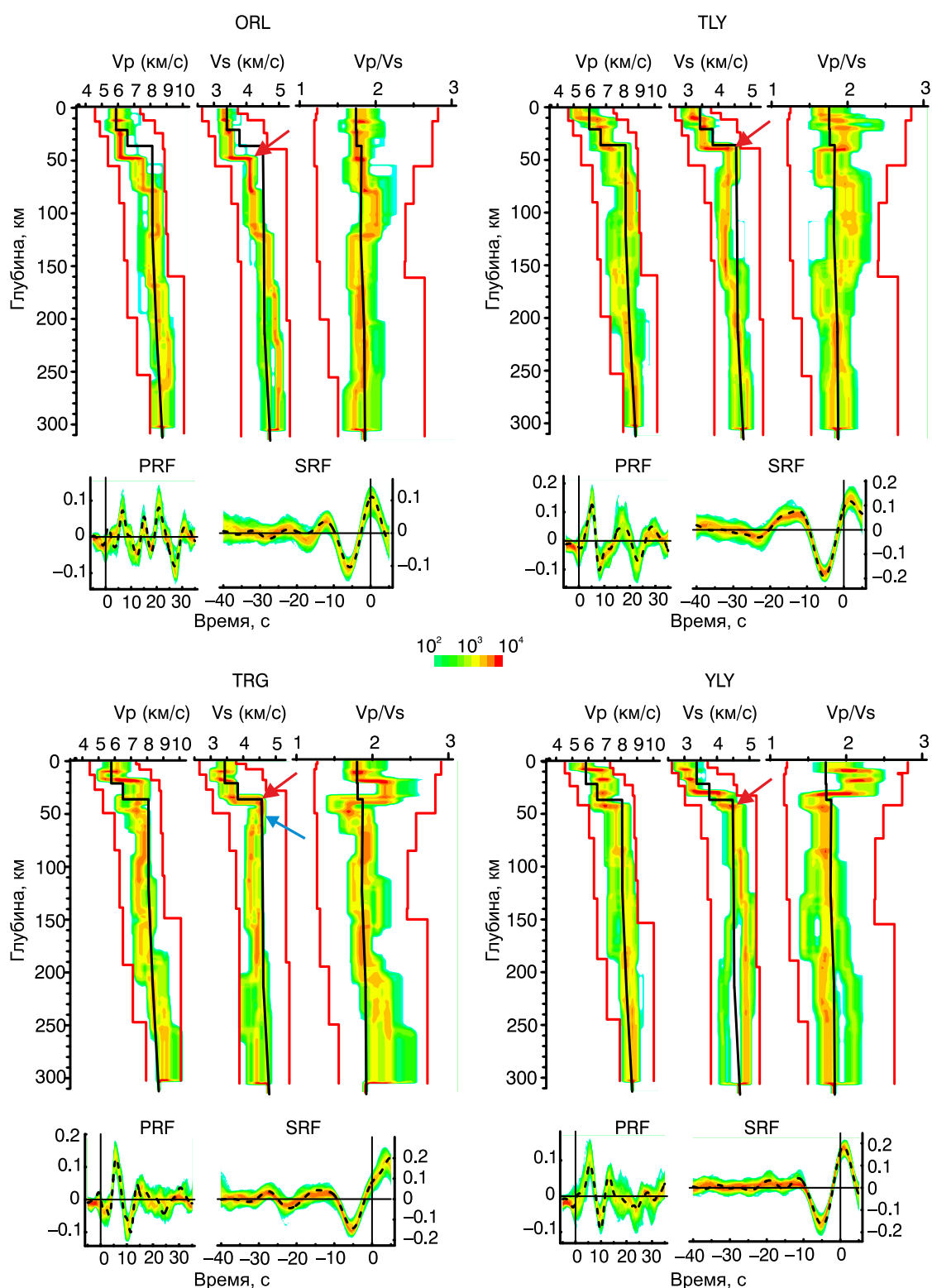


Рис. 6. То же, что и на рис. 5, но для станций ORL, TLY, TRG и YLY.

Fig. 6. The data (same as in Fig. 5) for stations ORL, TLY, TRG and YLY.

факторов, но в первую очередь от температуры и минерального состава. Возможное влияние пор, заполненных жидкостью, на реологию средней и нижней коры рассматривалось ранее [Déverchère et al., 2001], и предполагалось, что они увеличивают

глубину перехода от хрупкой деформации к пластической. Окончательный ответ на вопрос о происхождении высоких значений отношения скоростей в коре и о его влиянии на сейсмичность требует дальнейшего исследования.

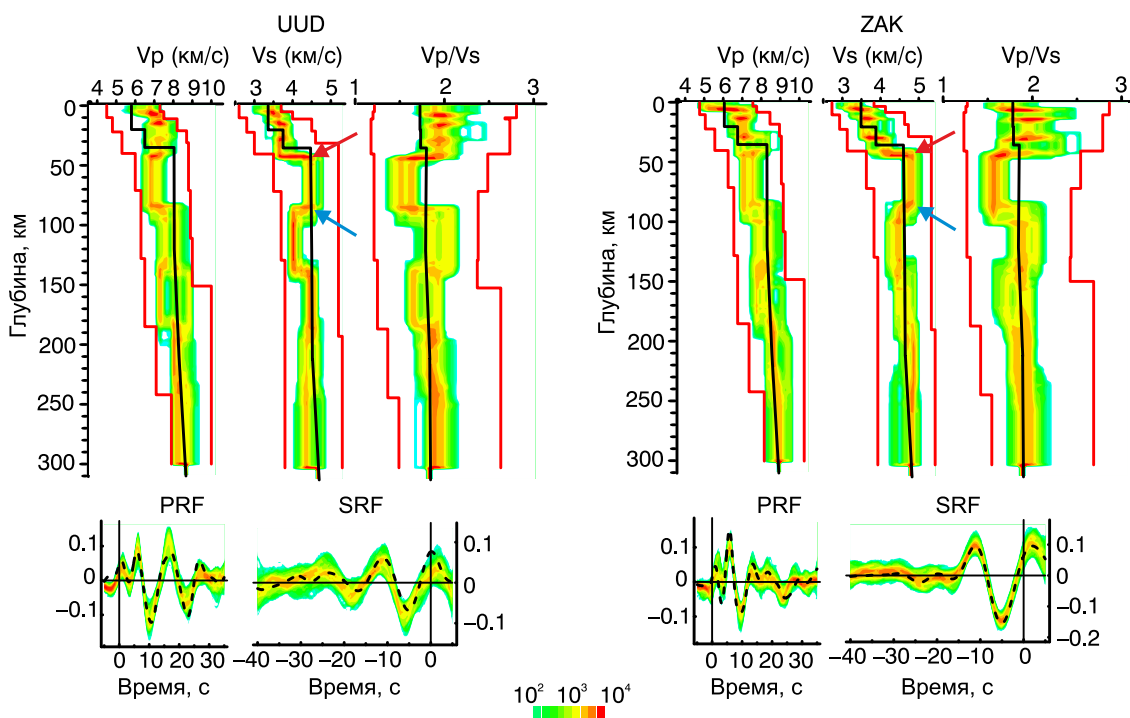


Рис. 7. То же, что и на рис. 5, но для станций UUD и ZAK.

Fig. 7. The data (same as in Fig. 5) for stations UUD and ZAK.

Профили скорости поперечных волн на рис. 5–7 позволяют рассмотреть вопрос о положении границы литосфера – астеносфера. На большинстве станций непосредственно под границей Мохо скорость поперечных волн составляет около 4.5 км/с. Этот высокоскоростной козырек подстилается слоем со скоростью, пониженной до 4.0–4.2 км/с. В районах с повышенным тепловым потоком, к которым относится БРЗ, понижение скорости может быть связано с развитием частичного плавления, а переход от высокой скорости к низкой можно считать границей литосфера – астеносфера. На станции IRK мощность козырька составляет не более 20 км и LAB находится на глубине 50 км. В астеносфере скорость поперечных волн понижена до 4.0 км/с. На станции KEL граница находится на глубине 85 км; на станции MOY – на глубине 100 км, на станции MXM – на глубине 65 км, на станции ORL высокоскоростной козырек не выделяется, и пониженная скорость поперечных волн в мантии наблюдается начиная от границы Мохо на глубине 45 км. Похожая картина наблюдается на станции TLY и на станции TRG, где высокоскоростной слой очень тонок и LAB находится на глубине около 50 км. На станции ZAK граница LAB находится на глубине 90 км и на станции UUD – на глубине 85 км. На станции YLY высокая скорость поперечных волн наблюдается от границы Мохо до глубины 150 км и LAB не выделяется.

Следует учесть, что участок границы, освещаемый приемными функциями, смещен относительно станции в сторону сейсмических источников, т.е. примерно на юго-восток, на величину, зависящую от глубины границы. В случае границы литосфера – астеносфера смещение достигает нескольких десятков километров. С учетом этого смещения, LAB под впадиной Байкала или ее ближайшими окрестностями освещается только станциями IRK, TLY и TRG. Во всех этих случаях LAB обнаруживается на глубине, не превышающей 50 км, и при этом понижение скорости поперечных волн в астеносфере достигает максимальных значений (10 %). За пределами Байкальской впадины сходную структуру мантии имеет только район, прилегающий к станции ORL. Во всех остальных случаях LAB находится существенно глубже, достигая глубины 100 км в окрестности станции MOY при типичных глубинах около 80–90 км.

Исследования глубинной структуры БРЗ показали, что в верхнем слое мантии мощностью около 20 км скорость продольных волн может быть понижена до 7.6 км/с как результат частичного плавления [Puzirev et al., 1978]. Большинство наших моделей показывает качественно сходное понижение скорости продольных волн в верхнем слое мантии мощностью несколько десятков километров, но оно не сопровождается понижением скорости поперечных волн, которое происходит при плавлении.

нии, и вместо повышения отношения скоростей продольных и поперечных волн наблюдается понижение. Сходный эффект наблюдался при исследованиях мантии Фенноскандии [Vinnik et al., 2016] и был объяснен высоким содержанием ортопироксена (энстатита). Возможно это объяснение применимо к мантии БРЗ.

Одной из задач нашего исследования была проверка гипотезы о термальном мантийном плюме под Байкальской рифтовой зоной. Сейсмические границы на глубинах около 410 и 660 км связаны с фазовыми переходами, имеющими противоположные наклоны кривых фазового равновесия. Вследствие этого при нагреве переходной зоны термальным плюмом 410-километровая граница смещается вниз, а 660-километровая – вверх. Соответственно разность глубин и дифференциальное время между вступлениями обменных волн P660s и P410s, выделяемых в приемных функциях продольных волн, сокращаются. Температурная аномалия порядка 100 К создает аномалию дифференциального времени величиной около 2 с. Существуют многочисленные наблюдения этого эффекта в горячих точках. Сокращение дифференциального времени обычно происходит за счет погружения 410-километровой границы. Например, в Исландии дифференциальное время сокращено на 1.4 с [Du et al., 2006] и 410-километровая граница прогнута на 15 км. В благоприятных условиях дифференциальное время измеряется с погрешностью порядка долей секунды. В районе БРЗ на ряде станций надежное измерение дифференциального времени затруднено (см. раздел 2). Сравнительно надежные оценки могут быть получены на станциях IRK, MOY и ORL. На границе с глубиной 410 км волна P410s формируется на расстоянии около 100 км от сейсмической станции. В условиях БРЗ эта точка находится к юго-востоку от станции. Точки формирования волны P410s для трех перечисленных станций находятся в области предполагаемого плюма. Величины дифференциального времени для трех перечисленных станций равны соответственно 23.0, 25.1 и 23.5 с со средним значением 23.9 с, которое в точности соответствует стандартному времени для глобальной референтной модели IASP91. Таким образом, мы не обнаружили признаков термального плюма в переходной зоне мантии БРЗ, но этот результат следует считать предварительным из-за недостаточного количества данных.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методом совместного обращения приемных функций продольных и поперечных волн по записям десяти широкополосных цифровых сейсмиче-

ских станций построены скоростные модели БРЗ. Самым надежным элементом этих моделей является скорость поперечных волн. Мощность коры определяется одновременно со скоростями продольных и поперечных волн и оценивается с погрешностью в среднем около ± 2 км. Полученные оценки толщины коры находятся в пределах от 30 до 50 км. Самая тонкая кора приурочена к Байкальской впадине, самая мощная – к восточному Саяну. Особенностью полученных скоростных разрезов коры является меняющееся с глубиной отношение скоростей продольных и поперечных волн. Отношения скоростей в средней и нижней коре систематически достигают значений около 1.8, но в ряде случаев превышают 2.0. Повышенные значения отношения на некоторых станциях наблюдаются также в верхней коре. Самые высокие значения, достигающие и превышающие 2.0, мы объясняем присутствием флюида с высоким поровым давлением. Вместе с тем вопрос о природе самых высоких значений отношения скоростей требует дальнейшего исследования.

На большинстве станций непосредственно под корой скорость поперечных волн составляет 4.5 км/с и с ростом глубины уменьшается до 4.0–4.2 км/с. Мы объясняем понижение скорости частичным плавлением, а сейсмическую границу, на которой происходит падение скорости, считаем границей литосфера – астеносфера. Самые низкие значения глубины этой границы, составляющие не более 50 км, наблюдаются в районе Байкальской впадины и под частью Восточного Саяна. В остальной части БРЗ характерные значения глубины границы литосфера – астеносфера составляют 80–90 км.

Ранее исследования методом ГСЗ показали, что скорость продольных волн в подкоровом слое мощностью в несколько десятков км на территории БРЗ понижена до 7.6–7.7 км/с. Эти значения интерпретировались как свидетельство частичного плавления. Наше исследование подтверждает на качественном уровне пониженные значения скорости продольных волн, но они, как правило, не сопровождаются понижением скорости поперечных волн, ожидаемом при частичном плавлении. Понижение скорости продольных волн и отношения скоростей продольных и поперечных волн в верхнем слое мантии мощностью в несколько десятков километров могут быть объяснены высоким содержанием ортопироксена.

Одной из задач нашего исследования была проверка гипотезы о присутствии термального плюма под БРЗ. Повышенная температура вызывает специфическое смещение границ в переходной зоне мантии (на глубинах 400–700 км), но в случае БРЗ этого смещения обнаружить не удалось, отчасти из-за недостаточного количества данных.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проект № 15-05-04938). Авторы благодарны Байкальскому и Бурятскому филиалам Феде-

рального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» за предоставленную возможность работать с записями станций Байкальской сети и Е.А. Кобелевой – за помощь в подготовке данных.

7. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Artemyev M.E., Artyushkov Y.V., 1969. Origin of rift basins. *International Geology Review* 11 (5), 582–593. <https://doi.org/10.1080/00206816909475092>.
- Cherepanova Yu., Artemieva I.M., Thybo H., Chermak Z., 2013. Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data. *Tectonophysics* 609, 154–183. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.004>.
- Christensen N.I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 101 (B2), 3139–3156. <https://doi.org/10.1029/95JB03446>.
- Déverchère J., Petit C., Gileva N., Radziminovitch N., Melnikova V., San'kov V., 2001. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere. *Geophysical Journal International* 146 (3), 714–730. <https://doi.org/10.1046/j.0956-540x.2001.1484.484.x>.
- Du Z., Vinnik L., Foulger G., 2006. Evidence from P-to-S mantle converted waves for a flat “660-km” discontinuity beneath Iceland. *Earth and Planetary Science Letters* 241 (1–2), 271–280. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.09.066>.
- Епов М.И., Поспеева Е.В., Витте Л.В., 2012. Crust structure and composition in the Southern Siberian craton (influence zone of Baikal rifting), from magnetotelluric data. *Russian Geology and Geophysics* 53 (3), 293–306. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.02.006>.
- Farra V., Vinnik L., 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophysical Journal International* 141 (3), 699–712. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x>.
- Gao S., Davis P., Liu K., Slack P., Zorin Y., Logachev N., Kogan M., Burkholder P., Meyer R., 1994. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 99 (B8), 15319–15330. <https://doi.org/10.1029/94JB00808>.
- Gao S.S., Liu K.H., Chen C., 2004. Significant crustal thinning beneath the Baikal rift zone: New constraints from receiver function analysis. *Geophysical Research Letters* 31 (20), L20610. <https://doi.org/10.1029/2004GL020813>.
- Gao S., Liu K., Davis P., Slack P., Zorin Y., Mordvinova V., Kozhevnikov V., 2003. Evidence for small-scale mantle convection in the upper mantle beneath the Baikal rift zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 108 (B4), 2194. <https://doi.org/10.1029/2002JB002039>.
- Haskell N.A., 1962. Crustal reflection of plane P and SV waves. *Journal of Geophysical Research* 67 (12), 4751–4768. <https://doi.org/10.1029/JZ067i012p04751>.
- Krylov S.V., Mishenkin B.P., Bryskin A.V., 1991. Deep structure of the baikal rift from multiwave seismic explorations. *Journal of Geodynamics* 13 (1), 87–96. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(91\)90032-A](https://doi.org/10.1016/0264-3707(91)90032-A).
- Logachev N.A., Zorin Yu.A., 1992. Baikal rift zone: structure and geodynamics. *Tectonophysics* 208 (1–3), 273–286. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90349-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90349-B).
- Molnar P., Tapponnier P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision. *Science* 189 (4201), 419–426. <https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>.
- Mosegaard K., Vestergaard P.D., 1991. A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information. *Geophysical Prospecting* 39 (5), 599–611. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1991.tb00331.x>.
- Nielsen C., Thybo H., 2009. No Moho uplift below the Baikal rift zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 114 (B8), B08306. <https://doi.org/10.1029/2008JB005828>.
- Peacock S.M., Christensen N.I., Bostock M.G., Audet P., 2011. High pore pressures and porosity at 35 km depth in the Cascadia subduction zone. *Geology* 39 (5), 471–474. <https://doi.org/10.1130/G31649.1>.
- Petit C., Déverchère J., 2006. Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7 (11), Q11016. <https://doi.org/10.1029/2006GC001265>.
- Petit C., Koulakov I., Déverchère J., 1998. Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamic implications. *Tectonophysics* 296 (1–2), 125–144. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00140-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00140-1).
- Popov A.M., Kiselev A.I., Mordvinova V.V., 1999. Geodynamical interpretation of crustal and upper mantle electrical conductivity anomalies in Sayan-Baikal province. *Earth Planets and Space* 51 (10), 1079–1089. <https://doi.org/10.1186/BF03351582>.

- Puzyrev N.N., Mandelbaum M.M., Krylov S.V., Mishenkin B.P., Petrik G.V., Krupskaya G.V., 1978. Deep structure of the Baikal and other continental rift zones from seismic data. *Tectonophysics* 45 (1), 15–22. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90219-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90219-6).
- Vinnik L.P., 1977. Detection of waves converted from P to SV in the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 15 (1), 39–45. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90008-5).
- Vinnik L., Kozlovskaya E., Oreshin S., Kosarev G., Piiponen K., Silvennoinen H., 2016. The lithosphere, LAB, LVZ and Lehmann discontinuity under central Fennoscandia from receiver functions. *Tectonophysics* 667, 189–198. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.024>.
- Vinnik L., Oreshin S., Makeyeva L., Düндar S., 2017. Fluid-filled porosity of magmatic underplates from joint inversion of P and S receiver functions. *Geophysical Journal International* 209 (2), 961–968. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx067>.
- Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W., 2004. Receiver function tomography of the central Tien Shan. *Earth and Planetary Science Letters* 225 (1), 131–146. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>.
- Yanovskaya T.B., Kozhevnikov V.M., 2003. 3-D S wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 138 (3–4), 263–278. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7).
- Zhao D., Lei J., Inoue T., Yamada A., Gao S.S., 2006. Deep structure and origin of the Baikal rift zone. *Earth and Planetary Science Letters* 243 (3), 681–691. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.033>.
- Zhu L., Kanamori H., 2000. Moho depth variation in Southern California from receiver functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 105 (B2), 2969–2980. <https://doi.org/10.1029/1999JB900322>.
- Zorin Y.E., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.K., 1989. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions. *Tectonophysics* 168 (4), 327–337. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90226-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90226-6).
- Zorin Y., Turutanov E., Mordvinova V., Kozhevnikov V., Yanovskaya T., Treussov A., 2003. The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure. *Tectonophysics* 371 (1–4), 153–173. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00214-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00214-2).



Винник Лев Павлович, докт. физ.-мат. наук, г.н.с.
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Тел.: +7(499)2549325; ✉ e-mail: vinnik@ifz.ru

Vinnik, Lev P., Doctor of Physics and Mathematics, Chief Researcher
O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123242, GSP-5, Russia
Tel.: +7(499)2549325; ✉ e-mail: vinnik@ifz.ru



Орешин Сергей Иванович, канд. физ.-мат. наук, в.н.с.
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН
123242, ГСП-5, Москва Д-242, ул. Большая Грузинская, 10, Россия
Тел.: +7(499)2549325; e-mail: sergeyi.oreshin@gmail.com

Oreshin, Sergei I., Candidate of Physics and Mathematics, Lead Researcher
O.Yu. Schmidt Institute of Physics of the Earth of RAS
10 Bol'shaya Gruzinskaya street, Moscow D-242 123242, GSP-5, Russia
Tel.: +7(499)2549325; e-mail: sergeyi.oreshin@gmail.com



Цыдыпова Лариса Ринчиновна, канд. геол.-мин. наук, н.с.
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
e-mail: laraMGU@yandex.ru

Tsydylova, Larisa R., Candidate of Geology and Mineralogy, Researcher
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
e-mail: laraMGU@yandex.ru



Мордвинова Валентина Владимировна, докт. геол.-мин. наук, в.н.с.
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)422761; e-mail: mordv@crust.irk.ru

Mordvinova, Valentina V., Doctor of Geology and Mineralogy, Lead Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)422761; e-mail: mordv@crust.irk.ru



Кобелев Михаил Михайлович, ведущий инженер, аспирант
Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН»
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)429957; e-mail: kobelevmm@gmail.com

Kobelev, Mikhail M., Engineer, Postgraduate Student
Baikal Branch of Federal Research Center 'Geophysical Survey of RAS'
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)429957; e-mail: kobelevmm@gmail.com



Хритова Мария Анатольевна, ведущий программист
Байкальский филиал Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН»
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия
Тел.: (3952)511231; e-mail: hritova@crust.irk.ru

Khritova, Maria A., Lead Programmer
Baikal Branch of Federal Research Center 'Geophysical Survey of RAS'
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia
Tel.: (3952)511231; e-mail: hritova@crust.irk.ru



Тубанов Цырен Алексеевич, канд. геол.-мин. наук, зав. лабораторией
Геологический институт СО РАН
670047, Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, Россия
e-mail: geos@gin.bsnet.ru

Tubanov, Tsyren A., Candidate of Geology and Mineralogy, Head of Laboratory
Geological Institute, Siberian Branch of RAS
6a Sakhyanova street, Ulan-Ude 670047, Russia
e-mail: geos@gin.bsnet.ru