

## СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И МАНТИИ БАЙКАЛЬСКОГО РИФТА ПО СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2021 г. А. И. Середкина<sup>1,2,\*</sup>

<sup>1</sup>Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

<sup>2</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, г. Троицк, Россия

\*E-mail: ale@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 11.02.2020 г.

После доработки 07.08.2020 г.

Принята к публикации 07.09.2020 г.

В обзоре рассматриваются основные результаты региональных сейсмологических исследований глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта, полученные с 1960-х гг. до настоящего времени. Также в него включены данные последних глобальных моделей, охватывающих интервал глубин свыше 400 км, для которого региональные исследования довольно редки. Основное внимание уделено сопоставлению различных скоростных моделей региона, иногда довольно значительно противоречащих друг другу, что и определяет актуальность данной работы. В частности, не существует единого мнения об утонении коры под Байкальским рифтом, мощностях слоя аномальной мантии и литосферы. Для понимания причин выявленных расхождений обзор содержит краткое сравнение применяемых методов инверсии и их разрешающей способности. Отдельно обсуждаются анизотропные свойства вещества верхней мантии, изученные по расщеплению волн *SKS* и по данным о дисперсии фазовых и групповых скоростей поверхностных волн. В заключительном разделе в качестве дополнительной информации, позволяющей верифицировать ту или иную модель, приводятся результаты изучения теплового, гравитационного, геомагнитного и геоэлектрического полей, а также некоторые геологические данные. Рассматривается вклад включенных в обзор геофизических данных в продолжающуюся до сих пор дискуссию о природе растяжения литосферы Байкальского рифта. Показано, что большинство из них (невысокие значения плотности поверхностного теплового потока и температур в мантии, довольно большие глубины нижней границы литосферных магнитных источников, оценки мощности литосферы по гравиметрическим и геоэлектрическим данным), включая чисто сейсмологические (отсутствие единого утонения коры и литосферы вдоль всей оси рифта), а также некоторые геологические данные, противоречат гипотезам активного рифтинга. Однако существующие в настоящее время модели глубинного строения не позволяют однозначно сделать выбор между гипотезами, объясняющими образование рифта чисто пассивным или смешанным механизмами. Для решения этого вопроса необходимо проведение дальнейших более детальных геофизических исследований. Таким образом, данный обзор глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта позволяет оценить результаты проведенных ранее геофизических работ и наметить перспективы их дальнейшего развития.

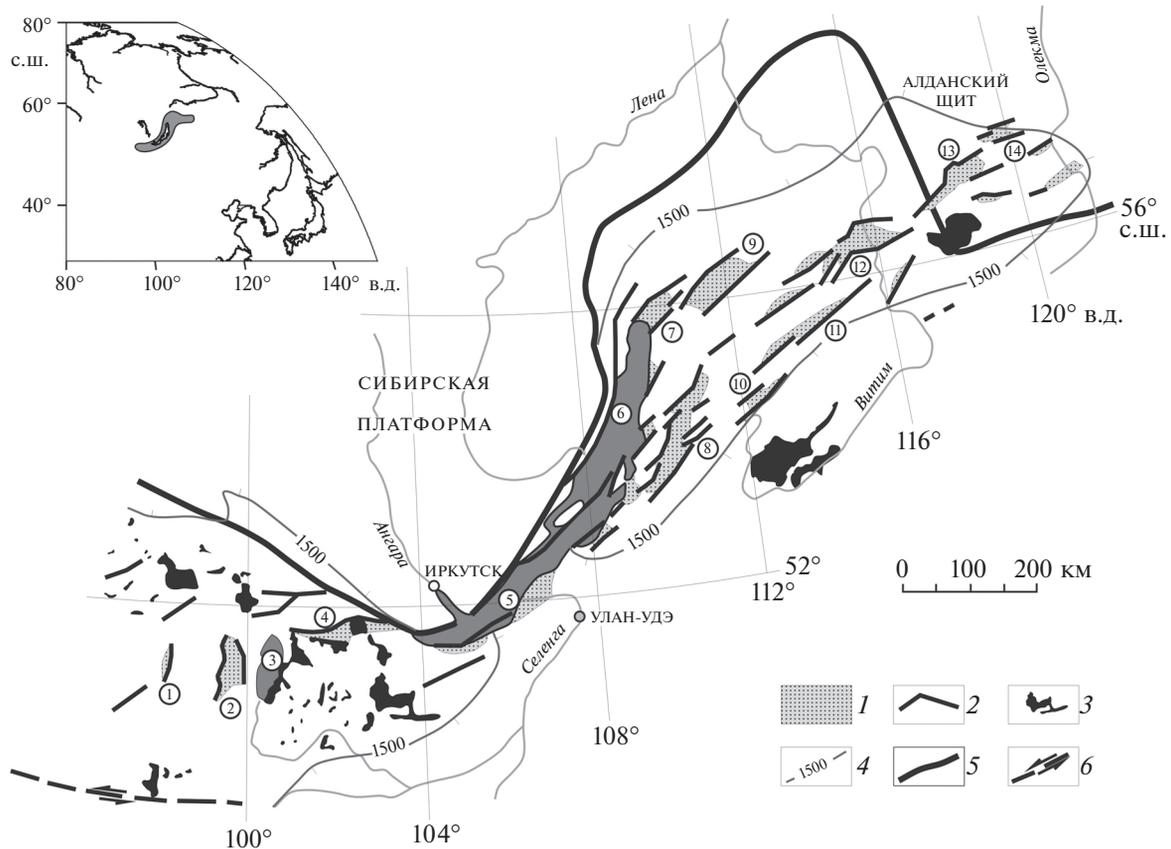
*Ключевые слова:* земная кора, мантия, литосфера, астеносфера, объемные и поверхностные сейсмические волны, анизотропия, Байкальский рифт.

DOI: 10.31857/S0002333721020113

### ВВЕДЕНИЕ

Байкальский рифт простирается более чем на 2500 км из Северо-Западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии (рис. 1) [Логачев, 2003; Logatchev, Florensov, 1978]. Его юго-западное окончание совпадает с двумя крупными межгорными впадинами меридионального простирания: Дархатской и Хубсугульской, ориентированными практически

под прямым углом к западному флангу рифтовой системы. Восточный фланг, состоящий также из субширотно простирающихся структурных элементов, достигает западной части Станового нагорья. Общее структурное положение и развитие Байкальского рифта определяется в первую очередь его связью с зоной сочленения двух главных имеющих контрастные термомеханические свойства литосферных плит Восточной Сибири: докембрийской Сибирской платформы и Саяно-



**Рис. 1.** Структура и морфология Байкальского рифта по работе [Логачев, 2003] с изменениями и дополнениями: 1 – рифтовые впадины (1 – Бусингольская, 2 – Дархатская, 3 – Хубсугульская, 4 – Тункинская, 5 – Южно-Байкальская, 6 – Северо-Байкальская, 7 – Кичерская, 8 – Баргузинская, 9 – Верхнеангарская, 10 – Ципинская, 11 – Баунтовская, 12 – Муйская, 13 – Чарская, 14 – Токкинская); 2 – разломы разной кинематики; 3 – вулканические поля [Logatchev, 1984; Рассказов, 1993]; 4 – 1500-метровая изогипса исходной поверхности выравнивания; 5 – граница Сибирской платформы и Саяно-Байкальского подвижного пояса; 6 – восточная часть Болнайского сдвига. На врезке серым цветом схематично показано положение Байкальского рифта на Азиатском континенте.

Байкальского подвижного пояса [Логачев, 1999; 2003].

Байкальская система рифтогенных впадин и поднятий начала формироваться около 65–60 млн лет назад [Логачев, 2003; Мац, 2012]. На ранней стадии преобладал медленный рифтинг (от палеоцен-эоцена до среднего плиоцена). В среднем плиоцене медленный рифтинг сменился быстрым, который, по-видимому, сохраняется и в настоящее время [Logatchev, Zogin, 1987]. Историческим ядром рифтовой зоны является Южно-Байкальская впадина (рис. 1), где вскрытие литосферы началось с образования крупного осадочного бассейна. Развитие рифтогенеза в олигоцене и миоцене происходило в обоих направлениях от Южного Байкала. Самые крайние на флангах впадины: Токкинская на северо-востоке и Дархатская и Бусингольская на юго-западе – появились не раньше плиоцена в связи с началом стадии быстрого рифтогенеза. [Logatchev, 1993; Логачев, 1999; 2003]. Рассматриваемая тер-

ритория тектонически активна на протяжении большей части кайнозоя [Флоренсов, 1968; Logatchev, 1993; Logatchev, Florensov, 1978; Logatchev, Zogin, 1987], что проявляется в интенсивном неоген-четвертичном вулканизме [Рассказов, 1993; Logatchev, 1984]. Для позднего кайнозоя также характерна высокая сейсмическая активность [Голенецкий, 1977; Radziminovich et al., 2013].

В настоящее время существует несколько гипотез образования Байкальского рифта, которые можно условно разделить на три группы. В гипотезах пассивного рифтогенеза ведущая роль отводится внешним факторам: влиянию коллизии Индостанской и Евразийской литосферных плит [Зоненшайн, Савостин, 1979; Molnar, Tarronnier, 1975; Tarronnier, Molnar, 1979] или его сочетанию с воздействием субдукции Тихоокеанской плиты [Delvaux et al., 1997; Lebedev et al., 2006; Petit, Déverchère, 2006]. В гипотезах активного рифтогенеза в качестве основной причины рассматриваются особенности глубинного строения региона:

наличие мантийного диапира или астеносферного выступа [Зорин, 1977; Зорин и др., 1986; Zorin et al., 1990]. Компромиссные гипотезы синтезируют два противоположных взгляда на ведущую роль местных и внешних геодинамических механизмов формирования Байкальского рифта [Зорин, Турутанов, 2005; Chemenda et al., 2002; Lesne et al., 2000; Petit et al., 1998; Zorin et al., 2003]. В них предполагается, что в Прибайкалье действует как местный мантийный энергетический источник, приводящий к возникновению локальных тектонических сил растяжения литосферы в направлении северо-запад–юго-восток, так и глобальное сжатие земной коры в направлении север–северо-восток–юг–юго-запад, вызванное столкновением Индостана и Евразии.

Несмотря на то, что исследованиям глубинного строения рассматриваемой территории посвящено довольно много работ, использующих различные сейсмологические методы (глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), методы функции приемника и сейсмической томографии по объемным и поверхностным волнам), результаты проведенных исследований зачастую довольно сильно различаются между собой. Это в свою очередь приводит к тому, что многие вопросы, связанные с геодинамикой Байкальского рифта, его пространственной изолированностью и особым положением в Центральной Азии до сих пор не находят однозначного ответа.

В связи с этим, в обзоре были поставлены следующие задачи:

1. Обобщить имеющиеся на данный момент модели глубинного строения земной коры и мантии Байкальского рифта.
2. Рассмотреть их с точки зрения различных гипотез образования рифта, привлекая дополнительные геофизические данные.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

К настоящему времени основные данные о строении земной коры Прибайкалья получены методами ГСЗ, функции приемника по продольным ( $P$ ) и поперечным ( $S$ ) волнам и томографии по объемным волнам. Следует отметить, что первые два метода, описанные в работах [Крылов и др., 1981; Kosarev et al., 1993; Vinnik, 1977; Vinnik et al., 2004], позволяют более надежно определять глубины залегания сейсмических границ внутри коры и характеризуются более высоким пространственным разрешением по сравнению с методом томографии по объемным волнам, предложенным в работах [Кулаков, 1999; Яковлев и др., 2007]. Однако существенным преимуществом последней для Прибайкалья, где сеть сейсмических станций является довольно редкой и неравномерной, является то, что она позволяет проследить

особенности глубинного строения для большей территории. Все проведенные исследования показывают, что земная кора имеет слоисто-блоковое строение как в зоне Байкальского рифта, так и на прилегающих участках Сибирской платформы и складчатых областей Забайкалья. Далее рассмотрим основные особенности строения коры изучаемой территории: мощность осадочных отложений, распределения скоростей  $P$ - и  $S$ -волн в горизонтальном и вертикальном направлениях, мощность коры.

### Мощность осадочных отложений

По данным ГСЗ, мощность осадочного слоя в Байкальском рифте тесно связана с его морфологией [Крылов и др., 1981]. Под большей частью рифтовых впадин она составляет от 1 до 3 км, а под Южно-Байкальской впадиной доходит до 6 км. В то же время под межвпадинными горными перемычками осадочный слой практически отсутствует. Последующие детальные работы, проведенные методом отраженных волн (МОВ) [Hutchinson et al., 1992b], показали вертикальную и горизонтальную неоднородность осадочного слоя под акваторией оз. Байкал [Hutchinson et al., 1992a; Scholz et al., 1993]. Согласно полученным данным, по вертикали было выделено 2 горизонта осадков, верхний из которых имеет толщину 1–2 км, а нижний – 1.5–6 км. В горизонтальном направлении мощность осадков изменяется от 4.5 км под Северо-Байкальской впадиной до более чем 8 км под Южно-Байкальской. Близкие значения мощности осадков (до 9 км) были получены методом преломленных волн (МПВ) для профиля, расположенного вдоль Южно-Байкальской впадины [Ten Brink, Taylor, 2002]. При этом по данным МПВ отмечается тенденция увеличения скоростей  $P$ -волн при увеличении толщины слоя, а деление его на 2 горизонта отсутствует. Последнее может быть связано с тем, что по детальности и точности построения сейсмических границ метод МПВ уступает МОВ. Результаты, полученные по данным МОВ/МПВ для профиля BEST, начинающегося на Сибирской платформе и заканчивающегося в Забайкалье недалеко от границы с Монголией, демонстрируют схожие тенденции в распределении скоростей  $P$ -волн внутри осадочного слоя и позволяют проследить его асимметрию вкострости простираения Южно-Байкальской впадины [Nielsen, Thybo, 2009a; 2009b]. Так, возле западного борта мощность осадков достигает 10 км и уменьшается до 8.5 км возле восточного. При этом выделяется три горизонта осадочных отложений: первый расположен на глубинах до 1.5 км и имеет среднюю скорость  $P$ -волн  $V_p = 1.48$  км/с; второй – в интервале глубин 1–5 км с  $V_p = 1.9$  и 3.6 км/с на его верхней и нижней границах соответственно; третий – на глубинах 5–10 км с  $V_p$  от

4.5 до 5.3 км/с. Близкие значения мощности осадков и их асимметричное накопление под вышеупомянутой впадиной также были получены по результатам детальных исследований ГСЗ на акватории южной части оз. Байкал [Сун Юншен и др., 1996].

Таким образом, для Байкальского рифта характерно неоднородное строение осадочного слоя, который практически отсутствует под межвпадинными горными перемычками и имеет мощность от 1 до 10 км под рифтовыми впадинами. Отметим, что описанные выше достаточно существенные вариации мощности осадков (до 10 км) абсолютно не отражены в региональной модели SibCrust [Cherapanova et al., 2013], охватывающей центральную и северо-восточную части рифта и основанной на компиляции данных ГСЗ и результатов, полученных методом функции приемника. То же самое относится и к наиболее актуальной на настоящий момент глобальной модели земной коры CRUST 1.0 [Laske et al., 2013]. Указанное противоречие, вероятно, обусловлено более грубым горизонтальным разрешением этих моделей по сравнению с результатами специальных исследований.

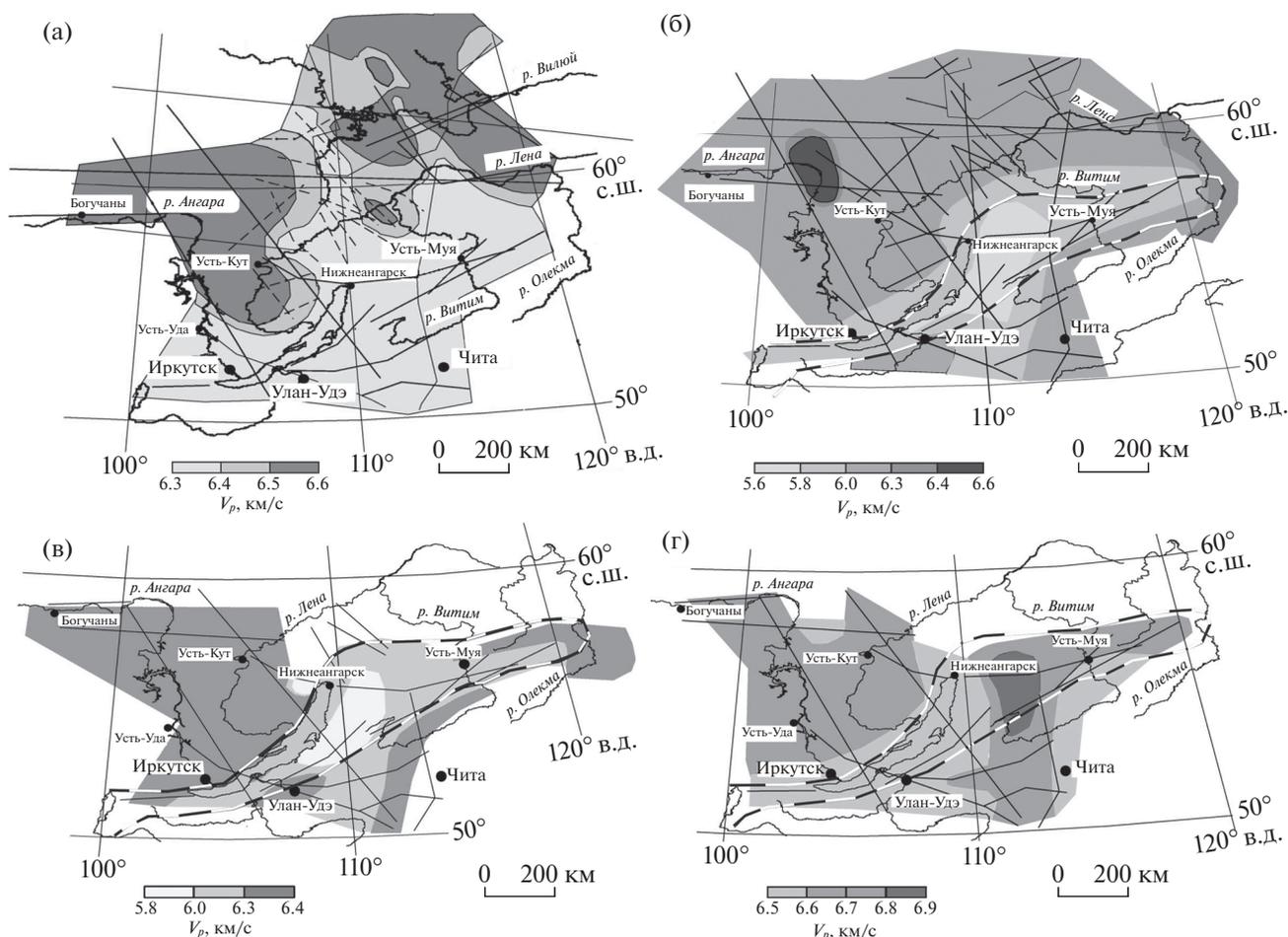
#### Распределения скоростей *P*- и *S*-волн

Средняя скорость *P*-волн во всей толще коры под Байкальским рифтом и Забайкальем, если исключить участки впадин, выполненные осадочными породами большой мощности, по данным ГСЗ составляет  $6.4 \pm 0.1$  км/с (рис. 2) [Крылов и др., 1981; Suvorov et al., 2002]. При этом в интервалах глубин 0–10 и 10–20 км под большей частью рифта  $V_p$  изменяется от 5.8 до 6.2 км/с, с минимумом, приуроченным к Баргузинской, Кичерской и Верхнеангарской впадинам. В нижней коре характер распределения скоростей *P*-волн (6.5–6.9 км/с) довольно сильно изменяется. Наиболее яркой его чертой является максимум скоростей под Верхнеангарской и Ципинской впадинами. Близкие тенденции в латеральном распределении скоростей *P*- и *S*-волн в пределах центральной и северо-восточной частей рифта выявлены по данным локальной томографии с одновременной релокацией источников (рис. 3) [Кулаков, 1999; Яковлев и др., 2007]. Отметим, что последняя позволяет проследить общие закономерности в строении коры на всей территории юго-западного фланга рифта, слабо перекрытой профилями ГСЗ [Крылов и др., 1981; Suvorov et al., 2002]. В частности, результаты томографической реконструкции показывают, что практически вся толща земной коры данной территории, за исключением верхних 5 км, характеризуется пониженными скоростями сейсмических волн по сравнению с остальным рифтом (рис. 3) [Яковлев и др., 2007]. В то же время этот минимум

практически не отражен в модели ГСЗ (рис. 2) [Suvorov et al., 2002].

По вертикали особенностью строения земной коры Байкальского рифта, выявленной методами ГСЗ [Крылов и др., 1981; 1993; Мишенькин и др., 1999] и приемной функции *P*-волн [Мордвинава и др., 2016; 2019], является наличие внутрикорового волновода. Причем в некоторых работах выделяется даже не один, а несколько слоев пониженной скорости в коре [Мордвинава, Артемьев, 2010; Zorin et al., 2002]. Волновод представлен совокупностью коротких пологозалегающих площадок с понижением скорости продольных и поперечных сейсмических волн на 0.2–0.3 км/с относительно вмещающей среды и имеет переменную глубину залегания в интервале 11–22 км. Он обнаружен практически под всеми рифтовыми впадинами, где его мощность достигает около 5 км. Исключение, возможно, представляет Южно-Байкальская впадина, для которой по имеющимся профилям ГСЗ [Крылов и др., 1981; Сун Юншен и др., 1996], результатам локальной томографии по объемным волнам [Мельникова и др., 2013а] и данным МОВ и МПВ [Nielsen, Thybo, 2009a; 2009b; Ten Brink, Taylor, 2002], слой пониженной скорости в средней части коры не выявлен. Однако вопрос о его существовании или отсутствии под остальными частями Южно-Байкальской впадины не может быть однозначно решен до появления детальных трехмерных моделей глубинного строения земной коры рассматриваемой территории, которые на текущий момент отсутствуют. Для горных сооружений на юго-западном фланге рифта волновод расположен примерно в том интервале глубин, что и под впадинами [Мордвинава и др., 2016], в то время как на северо-востоке (например, под Северо-Муйским хребтом) он расположен на больших глубинах – 17–22 км [Крылов и др., 1981].

Основной причиной образования внутрикорового волновода в Байкальском рифте, учитывая, что по глубине залегания он совпадает со слоем повышенной электропроводности [Попов и др., 1995], по всей видимости, является трещиноватость пород и их насыщенность флюидами, обладающими низким электрическим сопротивлением. При этом сами флюиды, как предполагается, поступают в кору из мантии [Летников и др., 1977]. Это хорошо согласуется с представлениями о том, что адвекция эндогенных флюидов (конвективный теплоперенос) вносит существенный вклад в наблюдаемые величины теплового потока [Голубев, 2007]. Интересным также является тот факт, что глубина залегания волновода, по-видимому, находится в обратной зависимости от значений теплового потока, учитывая, что средние величины теплового потока под горными массивами Байкальского рифта почти в два раза ниже, чем под рифтовыми впадинами [Голубев, 2007].

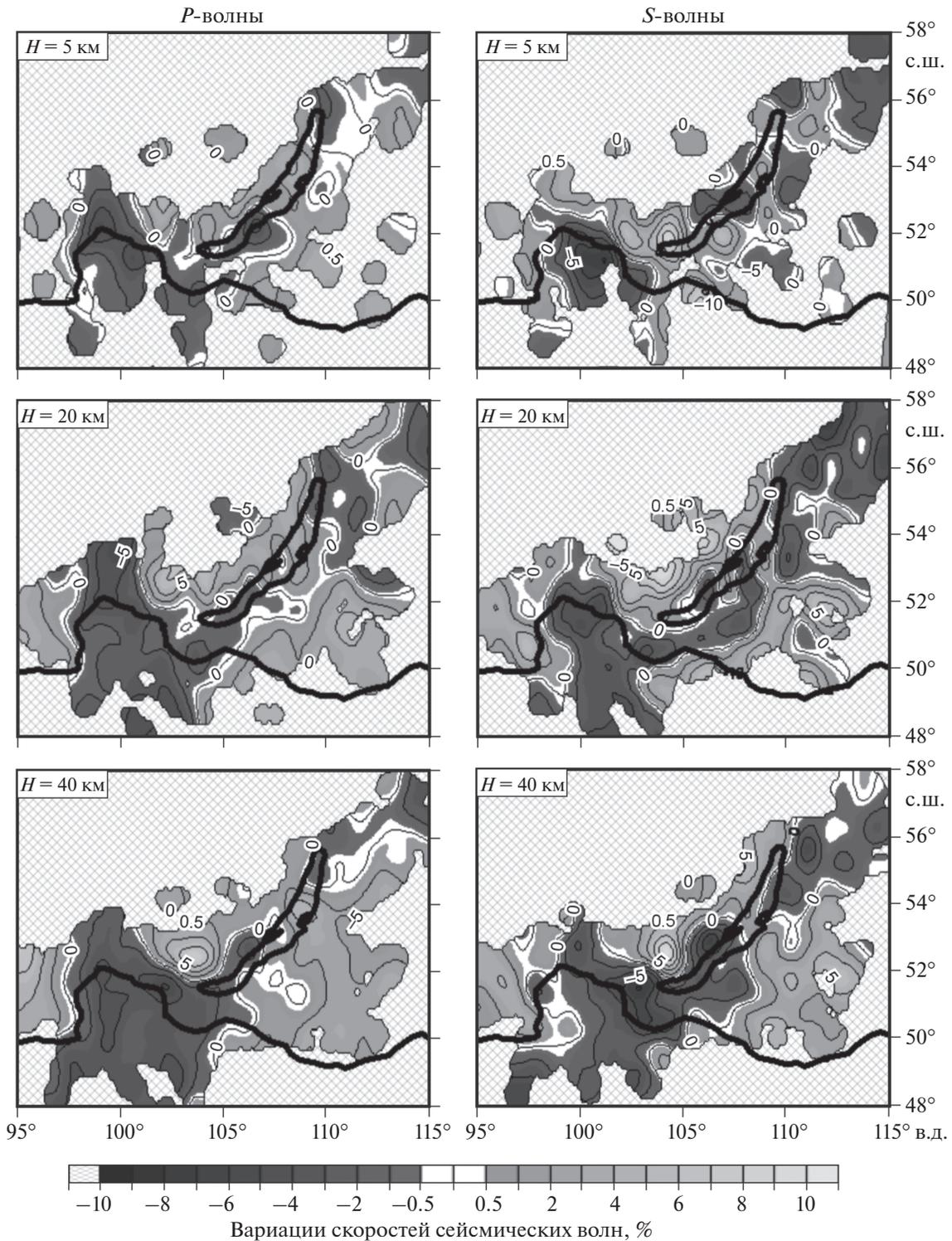


**Рис. 2.** Средние скорости  $P$ -волн во всей толще земной коры (а) и в диапазонах глубин 0–10 км (б), 10–20 км (в) и от 20 км до границы Мохо (г) согласно данным ГСЗ [Suvorov et al., 2002]. Сплошными линиями обозначены профили ГСЗ, в т.ч. сверхдлинные профили “Рифт” и “Метеорит”. Пунктирные линии соответствуют профилям, для которых использованы только отраженные фазы  $PmP$  (а). Утолщенной черно-белой линией показана граница Байкальского рифта (б)–(г).

### Мощность коры

Наибольшую дискуссию, пожалуй, до сих пор вызывает вопрос о мощности земной коры под Байкальским рифтом, рассматриваемый в достаточно большом количестве публикаций. Общие для всех проведенных исследований крупномасштабные тенденции в топографии границы Мохо хорошо отражены в глобальной модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] и сводятся к следующему (рис. 4). Наибольшая толщина коры (44–50 км) наблюдается на юго-западном фланге рифта, причем как под рифтовыми впадинами, так и под горными сооружениями Восточного Саяна и Хамар-Дабана. Близкие средние значения мощности получены в результате исследований методом функции приемника [Винник и др., 2017; Мордвинова и др., 2016; 2019; Gao et al., 2004; Zorin et al., 2002], инверсии фазовых скоростей поверхностных волн для трассы между парой сейсмиче-

ских станций TLY–ULN (Талая–Улан-Батор) [Lebedev et al., 2006] и по данным ГСЗ [Крылов и др., 1981; Suvorov et al., 2002]. При этом на локальных участках толщина коры может достигать 55 км [Крылов и др., 1981; Мордвинова и др., 2016; 2019; Suvorov et al., 2002]. Под большей частью акватории оз. Байкал глубина Мохо составляет около 38–40 км [Крылов и др., 1981; Павленкова, 2006; Nielsen, Thybo, 2009a; 2009b; Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006; Suvorov et al., 2002; Ten Brink, Taylor, 2002]. Под отдельными районами Южно-Байкальской впадины кора утонена до ~35 км [Крылов и др., 1981; Мордвинова, Артемьев, 2010; Сун Юншен и др., 1996; Gao et al., 2004; Suvorov et al., 2002; Zorin et al., 2002] или даже до 30 км [Винник и др., 2017]. Для наименее исследованного северо-восточного фланга рифта согласно модели CRUST 1.0 толщина коры изменяется в диапазоне 40–44 км с максимумами в Баргузинском и Северо-Муйском районах (рис. 4). Это хо-



**Рис. 3.** Вариации скоростей *P*- и *S*-волн в коре на различных глубинах по данным локальной томографии [Яковлев и др., 2007]. Параметры 1D-референтной модели, относительно которой показаны вариации скоростей, приведены в работе [Яковлев и др., 2007].

рошо согласуется с данными ГСЗ, хотя максимумы мощности занимают несколько меньшую площадь [Suvorov et al., 2002]. Согласно региональной модели SibCrust [Cherepanova et al., 2013] северо-во-

сточный фланг рифта характеризуется даже большими значениями мощности коры (до 48 км).

Существенные отклонения от вышеперечисленных тенденций демонстрирует модель [Яко-

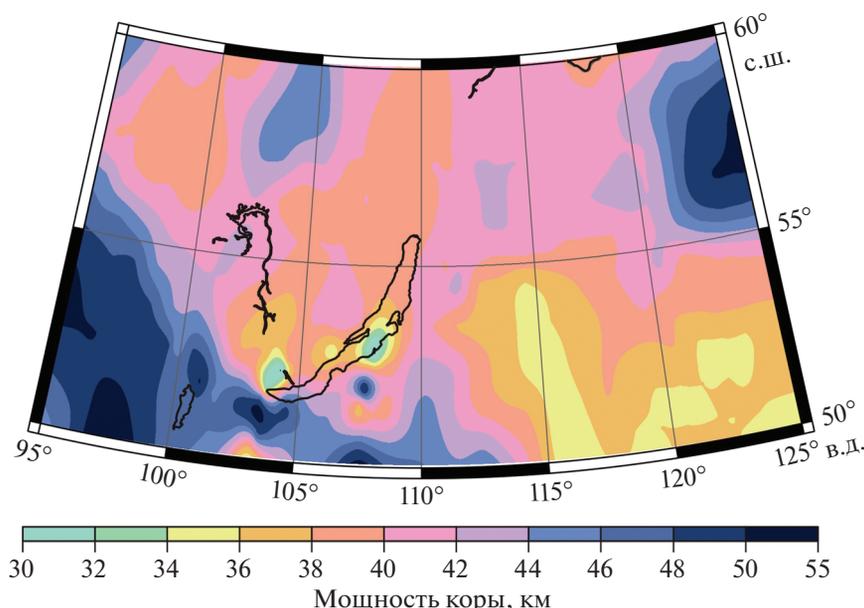


Рис. 4. Мощность земной коры согласно глобальной модели земной коры CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] с дополнениями по работе [Винник и др., 2017].

влев и др., 2007], в которой минимальные значения глубины Мохо (до 30 км) приурочены к южной оконечности оз. Байкал, Тункинской и Бусингольской впадинам. Такое несоответствие может быть обусловлено тем, что в используемом методе локальной томографии в отличие от устойчиво восстанавливаемых в процессе инверсии скоростей сейсмических волн, результирующие значения мощности коры сильно зависят от набора исходных данных. Это хорошо демонстрирует тест, в котором инверсия проводилась для двух независимых выборок. Общая выборка разделялась произвольным образом на две подгруппы: в одну из них входили источники с четными номерами, в другую – с нечетными. В результате для одних и тех же областей вариации в глубине Мохо, полученной по разным подгруппам исходных данных, составили до 10 км [Яковлев и др., 2007].

Для прилегающих к Байкальскому рифту областей Сибирской платформы и Забайкалья преобладающие значения толщины коры лежат в диапазоне 38–42 км (рис. 4) [Крылов и др., 1981; Gao et al., 2004; Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006; Suvorov et al., 2002]. Таким образом, значения мощности коры в зоне рифта и соседних регионах практически одинаковы, что также видно на рис. 4. Существование районов с утоненной корой (например, под Южно-Байкальской впадиной), не дает достаточно оснований для вывода об ее утонении вдоль всей оси рифта, т.к. это противоречит данным по юго-западному и северо-восточному флангам рифта, а свидетельствует,

скорее, о ее неоднородном разломно-блоковом строении. Аналогичные заключения были сделаны по результатам исследования поля силы тяжести [Petit, Déverchère, 2006] и совместной инверсии гравиметрических и сейсмологических данных [Tiberi et al., 2003].

## СТРОЕНИЕ МАНТИИ

Строение мантии Байкальского рифта, особенно ее верхней части, было исследовано с помощью различных сейсмологических подходов. Трехмерные распределения крупномасштабных неоднородностей скоростей  $P$ - и  $S$ -волн построены методами сейсмической томографии по объемным и поверхностным волнам. Подробное описание этих методов приведено в работах [Яновская, 2001; 2015; Barmin et al., 2001; Bijwaard et al., 1998; Bushenkova et al., 2002; Debayle, Sambridge, 2004; Koulakov et al., 2002; Lebedev et al., 2005; Priestley, Debayle, 2003; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Zhao, 2001]. Для подкорового слоя мантии ценные результаты получены в результате маршрутно-площадных работ методом ГСЗ, дополненных данными интерпретации записей региональных землетрясений на сети сейсмических станций Прибайкалья [Крылов и др., 1981]. Более детальные исследования глубинного строения были проведены методами приемной функции  $P$ - и  $S$ -волн, предложенными в работах [Farra, Vinnik, 2000; Vinnik, 1977]. Однако из-за плохой оснащенности региональной сети сейсмических станций широкополосной аппаратурой, резуль-

тирующие модели построены лишь для отдельных районов юго-западного фланга и центральной части рифта. Далее рассмотрим основные особенности строения мантии изучаемой территории: распределения скоростей  $P$ - и  $S$ -волн на различных глубинах, мощность литосферы, положение фазовых границ на глубинах 410 и 660 км.

### Распределения скоростей $P$ - и $S$ -волн

Практически во всех исследованиях глубинного строения Байкальского рифта обнаруживается слой верхней мантии с аномально низкими скоростями сейсмических волн. Однако данные о мощности этого слоя и его возможной связи с астеносферой существенно различаются у разных авторов.

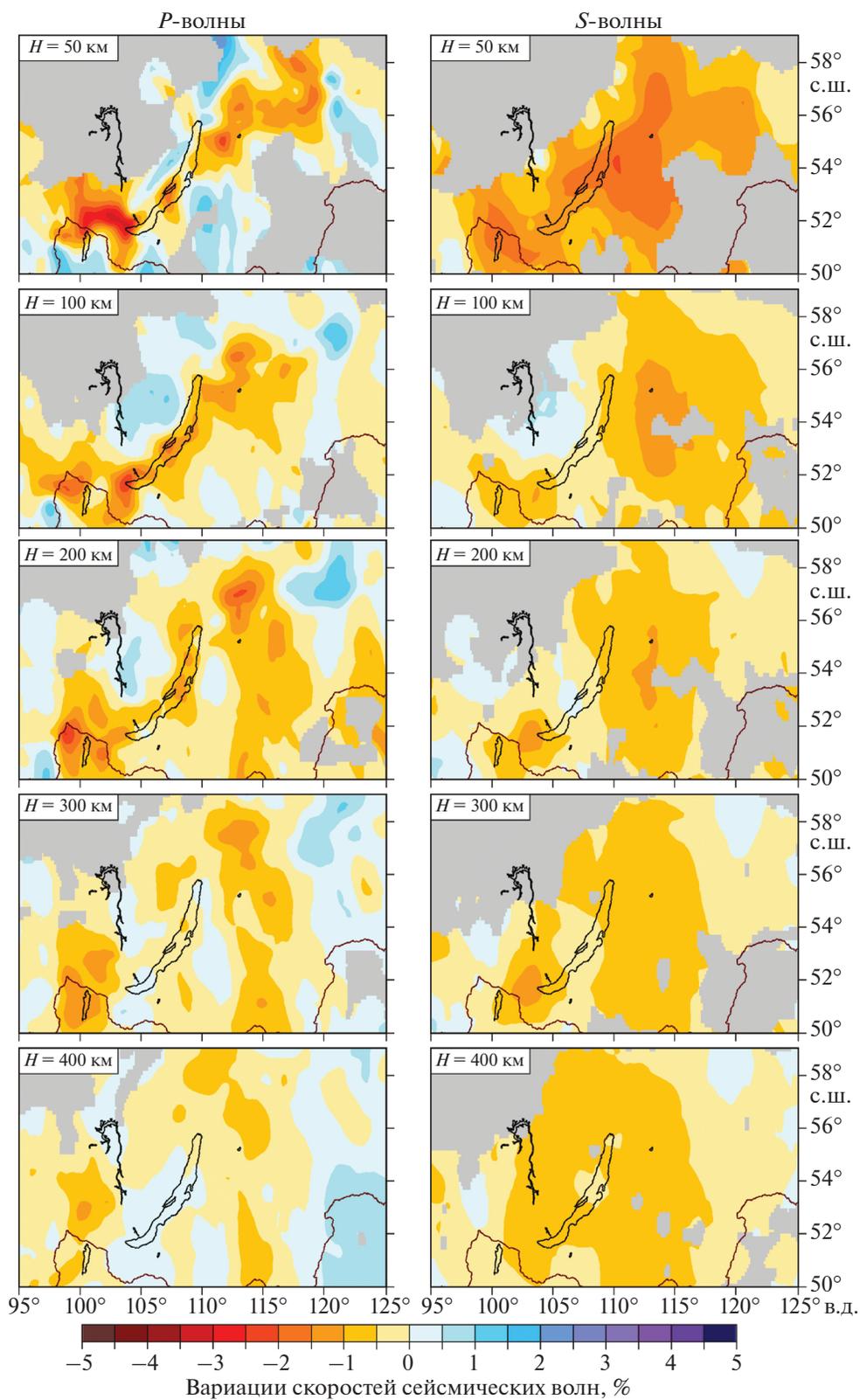
Первая группа исследователей полагает, что низкоскоростной слой имеет большую мощность и сам является астеносферой. В частности, на это указывают запаздывания времен пробега  $P$ -волн (порядка 0.8–1.5 с) от удаленных землетрясений и взрывов в Байкальском рифте по отношению к временам, измеренным на станциях, расположенных на Сибирской платформе [Рогожина, Кожевников, 1979]. Интерпретация наблюдаемых запаздываний показала, что верхняя граница слоя аномальной мантии расположена непосредственно под корой, а его нижняя граница лежит на глубине около 600 км. Близкие оценки мощности этого слоя были получены по результатам телесеismicкой томографии по  $P$ -волнам, выполненной для Южно-Байкальской впадины, горных сооружений Хамар-Дабана и прилегающих территорий Сибирской платформы и Забайкалья [Zhao, 2006]. В два раза меньшая глубина нижней границы низкоскоростного слоя (до 300 км) рассчитана для той же территории в работах [Gao et al., 1994b; 2003] с использованием различных методов инверсии времен запаздывания  $P$ -волн. Как и в предыдущих двух случаях, положение его верхней границы, отождествляемой с переходом литосфера–астеносфера, получено непосредственно под корой. Т.е. согласно данным работам мощность литосферы под Байкальским рифтом не превышает 50 км. Недостатком проведенных расчетов является начальное предположение о том, что наблюдаемые значения запаздываний  $P$ -волн обусловлены исключительно вариациями глубины границы литосфера–астеносфера, что может привести к существенному ее занижению. Наконец, минимальная мощность слоя аномальной мантии (от границы Мохо до 157 км) получена в рамках изучения глубинного строения континентальных рифтовых зон [Achaueg, Masson, 2002], где для рассматриваемой в обзоре территории были использованы те же исходные данные, что и в работах [Gao et al., 1994a; 1994b; 1997]. Об-

щая глубинность исследований при этом составляла около 330 км.

Исходя из рис. 5, томографические модели [Koulakov, 2011; Koulakov, Bushenkova, 2010] хорошо согласуются с представлениями о том, что слой пониженных скоростей  $P$ -волн под Байкальским рифтом расположен на глубинах от подошвы коры до ~200 км. Однако, как подчеркивают сами авторы, для использованных ими исходных данных полученные скоростные неоднородности в верхней мантии, по крайней мере до 100 км, могут быть существенно искажены влиянием коры. Кроме того, сделать однозначный вывод о наличии единого во всем интервале глубин слоя пониженных скоростей не позволяет и довольно грубое вертикальное разрешение этих моделей.

Отметим, что вышеупомянутые работы, свидетельствующие о том, что астеносфера под Байкальским рифтом находится непосредственно под подошвой коры, противоречат результатам изучения теплового потока [Голубев, 2007], геомагнитного [Середкина, Филиппов, 2019a], геоэлектрического [Поспеев, 2012] и, частично, гравитационного полей [Petit, Déverchère, 2006]. Кроме того, они не согласуются с отсутствием проявлений вулканизма в рифтовых впадинах за исключением Тункинской и Хубсугульской (рис. 1) и данным по мантийным ксенолитам [Kiselev, Popov, 1992; Ionov, 2002; Ionov et al., 1995] (более подробное рассмотрение геолого-геофизических данных см. в разделе “Обсуждение”).

Более сложное строение верхней мантии как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении выявлено, в первую очередь, по данным ГСЗ и интерпретации записей региональных землетрясений на сети сейсмических станций Прибайкалья [Крылов и др., 1981]. Результаты проведенных исследований показывают, что для большей части Байкальского рифта слой аномальной мантии отделен от астеносферы достаточно мощной (в первые десятки километров) толщей пород со скоростями  $P$ -волн около 8.1 км/с, т.е. не отличающимися от таковых под соседними территориями Сибирской платформы. Мощность слоя пониженных скоростей существенно изменяется по латерали (от 10 до 40 км) и в среднем составляет 21 км. Наибольшие его мощности получены южнее сочленения Северо- и Южно-Байкальской впадин (40 км), к востоку от северного окончания озера (30 км) и на юго-западном фланге рифта (20–30 км). Между этими областями толщина аномального слоя не превышает 10 км, а на северо-восточном фланге установлено его прерывистое распространение. Выявление этого слоя на локальных участках рифта может служить объяснением тому, что пониженные скорости  $P$ -волн в мантии не были обнаружены для сейсмических профилей, пересекающих отдельные участки



**Рис. 5.** Вариации скоростей *P*- и *S*-волн на различных глубинах относительно модели АК 135 [Kennett et al., 1995] по данным региональной томографии [Koulakov, 2011].

Северо-Байкальской [Павленкова, 2006; Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I., 2006] и Южно-Байкальской впадин [Nielsen, Thybo, 2009a; 2009b; Ten Brink, Taylor, 2002].

Наличие непосредственно под подошвой коры низкоскоростного слоя, отделенного от астеносферы слоем со скоростями, типичными для платформенных структур, может быть проинтерпретировано в рамках одной из компромиссных гипотез, учитывающих роль местных и внешних геодинамических механизмов формирования Байкальского рифта, изначально предложенной при интерпретации данных ГСЗ [Крылов и др., 1981] и впоследствии развитой в работах [Кузнецова и др., 2004; Кожевников и др., 2014]. В ней предполагается, что образование аномального слоя обусловлено выталкиванием разогретого пластичного вещества из астеносферы по разломным зонам на границе между рифтом и Сибирской платформой. Этот процесс обусловлен общей направленностью движения литосферных плит и разницей между мощностью слоя литосферы под структурами Монголо-Охотского складчатого пояса и платформой. Таким образом, внедрение вещества астеносферы под подошву коры вызвало образование обширного пологого подъема земной коры – регионального Байкальского свода, а горизонтальное его растекание в юго-восточном направлении создало растягивающие напряжения в земной коре, приведшие к образованию Байкальского рифта и проявленные в современном напряженно-деформированном состоянии его литосферы [Seredkina, Melnikova, 2018]. Следует отметить, что сами разломные зоны являются слишком узкими для того, чтобы проявиться в существующих сейсмологических моделях глубинного строения. На существование таких зон указывают, например, результаты 3D-моделирования электромагнитного поля для Южно-Байкальской впадины [Pankratov et al., 2004]. Однако такая модель, предполагающая наличие частично расплавленного мантийного вещества непосредственно под корой, опять же не согласуется с отсутствием проявлений современного вулканизма под большинством рифтовых впадин.

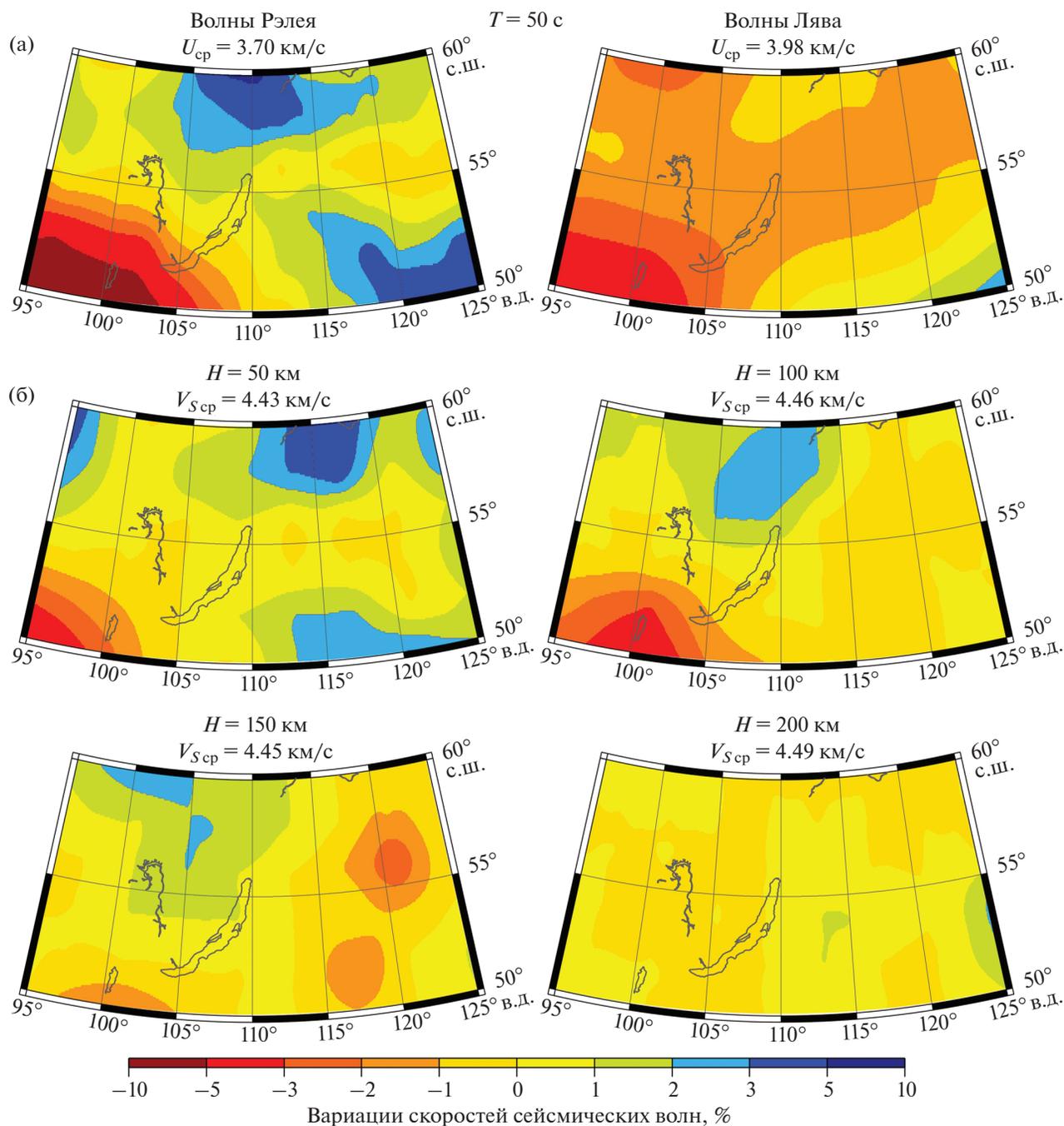
Данное противоречие может быть объяснено при рассмотрении скоростей  $S$ -волн в верхней мантии региона. Так, в томографических моделях [Koulakov, 2011; Koulakov, Bushenkova, 2010] не наблюдается четкого минимума скоростей  $S$ -волн, приуроченного к Байкальскому рифту, в отличие от распределения скоростей  $P$ -волн (рис. 5). Схожая картина получена по результатам многочисленных поверхностно-волновых исследований Азиатского континента, основанных на данных о дисперсии групповых и фазовых скоростей волн Рэлея [Кожевников и др., 2014; Кожевников, Соловей, 2010; Яновская и др., 2008; Schaeffer, Lebedev,

2013; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Seredkina et al., 2016; Villasenor et al., 2001; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003], инверсии волновых форм волн Рэлея (включая высшие моды) [Priestley et al., 2006; Pandey et al., 2014] и совместной инверсии записей поверхностных и  $S$ -волн [Friederich, 2003]. Минимум скоростей  $S$ -волн на глубине 50 км и групповых скоростей волн Рэлея на периоде 50 с, характеризующих подкорковый слой мантии, прослеживается лишь на северо-восточном фланге Байкальского рифта (рис. 6), однако абсолютные значения скоростей  $S$ -волн в этом минимуме довольно высоки и составляют около 4.4 км/с.

Наконец, качественно сходное с данными ГСЗ распределение  $P$ -волн в верхах мантии было получено по результатам совместной инверсии приемной функции  $P$ - и  $S$ -волн для отдельных сейсмических станций Прибайкалья [Винник и др., 2017]. При этом пониженные скорости  $S$ -волн на этих же станциях обнаружены не были. Отсутствие понижения скоростей  $S$ -волн и пониженные значения отношения  $V_p/V_s$  в подкорковом слое мантии противоречат предположению о наличии частично расплавленного вещества на этих глубинах [Крылов и др., 1981] и могут являться следствием высокого содержания ортопироксена [Винник и др., 2017]. Аналогичные выводы были сделаны в работе [Поспеев, 2012] в результате анализа данных магнитотеллурических зондирований и региональной геотермии.

### Мощность литосферы

Согласно оценкам в работе [Seredkina et al., 2016], мощность литосферы под рассматриваемым регионом изменяется приблизительно от 80 км под юго-западным флангом рифта до 160 км под северо-восточным. Близкие значения мощности (70–90 км) получены для горных сооружений Хамар-Дабана по фазовым скоростям поверхностных волн и данным комплексного моделирования вещественного состава и строения литосферы [Fullea et al., 2012; Lebedev et al., 2006]. Под Южно-Байкальской впадиной по результатам совместной инверсии гравиметрических и сейсмологических данных граница литосфера–астеносфера расположена на глубине ~80 км [Tiberi et al., 2003]. Для сейсмических станций юго-западного и центрального районов рифта по приемным функциям  $P$ - и  $S$ -волн получены значения глубин от 50 до 100 км [Винник и др., 2017]. Причиной расхождений полученных оценок может служить несоответствие горизонтального разрешения различных методов, а именно большая сглаженность результатов поверхностно-волновой томографии. На это также указывает тот факт, что глубина границы литосфера–астеносфера под близкорасположенными станциями может изменяться весьма существенно [Винник



**Рис. 6.** Вариации групповых скоростей волн Рэля и Лява для периода 50 с (а) и вариации скоростей  $S$ -волн на различных глубинах (б) по данным поверхностно-волновой томографии [Seredkina et al., 2016]. Средние значения скоростей сейсмических волн приведены над соответствующими картами.

и др., 2017]. Так, под двумя станциями Монды (MOY) и Иркутск (IRK), скоростные разрезы под которыми характеризуют строение юго-западного фланга рифта, разница в глубине этой границы составляет около 50 км, в то время как под близкорасположенными к ним станциями Орлик (ORL) и Талая (TLY) эта граница вообще не выделяется.

Таким образом, верхняя мантия под Байкальским рифтом от подошвы коры до глубины около 200 км характеризуется существенной неоднородностью как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Минимальные скорости сейсмических волн в этом интервале глубин приурочены к его юго-западному флангу, в то время как под центральными районами и северо-восточ-

ным флангом наблюдается плавное понижение скоростей от Сибирской платформы к Забайкалью, что особенно хорошо проявлено в распределениях скоростей  $S$ -волн (рис. 5, рис. 6). По результатам различных сейсмотомографических исследований, упомянутых ранее, и данным глобальных моделей [Bijwaard et al., 1998; French, Romanowich, 2014; Kustowski et al., 2008; Ritsema et al., 2011], имеющих большую глубинность, с увеличением глубины вариации скоростей под рассматриваемой территорией не превышают 2%, и они явным образом не связаны с наблюдаемыми на поверхности структурами. Т.е. глубинное строение верхней мантии в интервале глубин 200–410 км, переходного слоя и нижней мантии под Байкальским рифтом не отличается от близлежащих территорий Сибирской платформы и Забайкалья. Однако такой вывод может рассматриваться лишь как предварительный из-за невысокого горизонтального разрешения рассматриваемых глобальных моделей.

#### Положение фазовых границ на глубинах 410 и 660 км

О более сложном строении переходного слоя мантии под Байкальским рифтом могут свидетельствовать оценки положения границ 410 и 660 км, выполненные методом функции приемника под сейсмической станцией Талая, расположенной возле южного окончания оз. Байкал [Liu, Gao, 2006]. Согласно полученным результатам глубина границы 410 км в среднем составила  $421 \pm 2$  км, что практически совпадает со среднемировым значением 418 км [Flanagan, Shearer, 1998]. При этом анализ лучей, приходящих с разных азимутов, показал, что под горными сооружениями Восточного Саяна и Хамар-Дабана глубина этой границы изменяется мало и примерно соответствует среднему значению. Под Сибирской платформой она заглублена относительно него приблизительно на 25 км, а под Южно-Байкальской впадиной приподнята на  $\sim 20$  км. Для границы 660 км было получено среднее значение глубины  $688 \pm 2$  км, существенно превышающее среднемировые 660 км [Flanagan, Shearer, 1998]. Под Сибирской платформой глубина этой границы плавно изменяется в сторону рифта от 708 до 681 км. Под Южно-Байкальской впадиной ее положение не установлено ввиду достаточно близкого расположения землетрясений, используемых для анализа. Наконец, под горными хребтами обнаружено поднятие этой границы относительно средних значений. Из всего этого следует, что зона переходной мантии под Байкальским рифтом утолщена. Однако следует отметить, что оценки из работы [Liu, Gao, 2006], полученные по данным всего одной сейсмической станции, по малому количеству землетрясений в большинстве

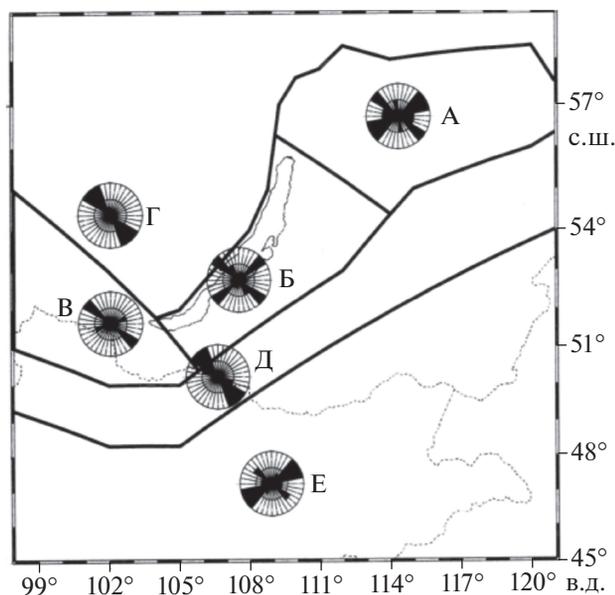
азимутов (за исключением юго-восточного направления), с начальными ограничениями на скоростную модель среды, не могут рассматриваться как надежные. Это также подтверждается данными более поздних исследований [Винник и др., 2017], где для трех близких сейсмических станций, расположенных на юго-западном фланге рифта, среднее дифференциальное время между вступлениями обменных волн  $P660s$  и  $P410s$ , выделяемых в приемных функциях продольных волн, составило 23.9 с, что в точности соответствует стандартному времени для глобальной модели IASP91 [Kennett et al., 1991], т.е. утолщения зоны переходной мантии обнаружено не было.

В настоящее время считается, что ключевым фактором, влияющим на мощность зоны переходной мантии, является температура. Так, в регионах, где температура повышена, например, за счет влияния мантийных плюмов, этот слой утонен, а в холодных зонах субдукции наоборот утолщен [Deuss, 2009; Deuss et al., 2013]. Таким образом, вышеупомянутые немногочисленные сейсмологические данные о положении границ 410 и 660 км указывают на отсутствие существенного прогрева мантии под юго-восточным флангом Байкальского рифта.

#### АНИЗОТРОПИЯ

Анизотропные свойства вещества земной коры и мантии под Байкальским рифтом, как и в большинстве других регионов Земли, в настоящее время изучены достаточно слабо. Основные результаты для рассматриваемой территории получены по расщеплению волны  $SKS$ , позволяющему получить интегральное представление об анизотропии в слое, мощность которого зависит от разницы времен прихода быстрой и медленной  $S$ -волн [Savage, 1990; Vinnik et al., 1989; 1992], а также по данным групповых и фазовых скоростей поверхностных волн. Последние позволяют обнаруживать как азимутальную [Forsyth, 1975; Trampert, Woodhouse, 2003], так и вертикальную анизотропию скоростей сейсмических волн [Яновская, Кожевников, 2006; Chen et al., 2009; Dziewonski, Anderson, 1981; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Zhou et al., 2006]. Далее рассмотрим основные закономерности распределения анизотропных свойств, полученные с помощью вышеперечисленных подходов.

Результаты исследований расщепления  $SKS$ -волн, зарегистрированного на станциях Прибайкалья, показывают, что разница времен прихода быстрой и медленной  $S$ -волн составляет от 0.3 до 2.1 с, что соответствует мощности слоя 30–210 км, характеризующегося анизотропией  $\sim 4\%$  [Gao et al., 1994a; 1997]. Для всей исследуемой территории азимуты максимальной скорости изменяются весьма существенно и имеют два преимуще-



**Рис. 7.** Роза-диаграммы азимутов максимальной скорости  $S$ -волн по результатам исследования расщепления  $SKS$ -волн [Gao et al., 1997]. Литерами обозначены районы: А–В – северо-восточный фланг, центральная часть и юго-западный фланг Байкальского рифта соответственно, Г – Сибирская платформа, Д – Забайкалье, Е – Центральная Монголия.

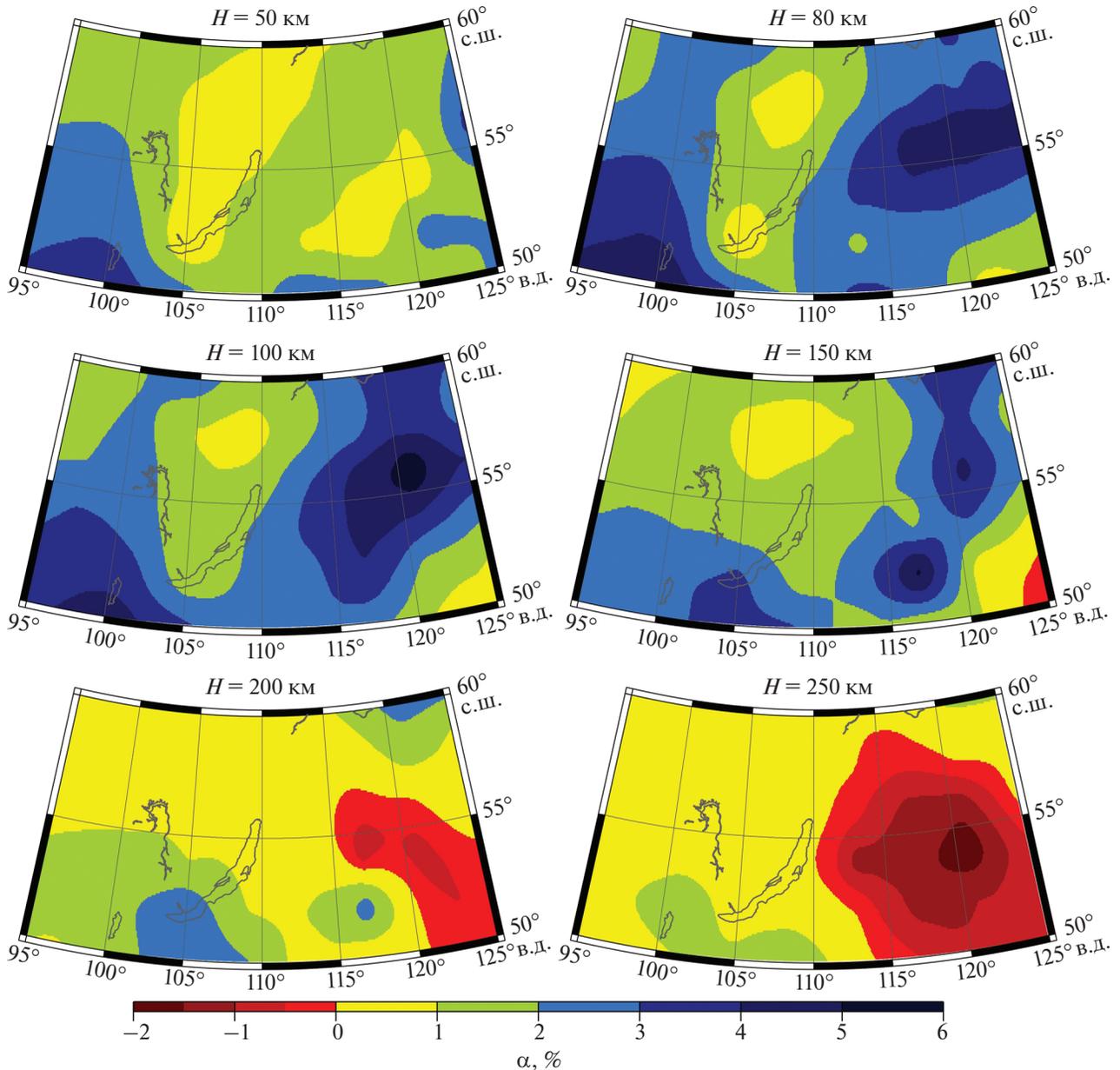
ственных направления:  $60^\circ \pm 20^\circ$  – приблизительно совпадающее с простиранием рифтовых структур и  $140^\circ \pm 20^\circ$  – ортогональное ему (рис. 7). На северо-восточном фланге Байкальского рифта выделяются оба преимущественных направления с небольшим преобладанием север–северо-восточных–юг–юго-западных азимутов. В центральных районах эти направления практически равнозначны. Для юго-западного фланга рифта преобладают азимуты максимальной скорости около  $130^\circ$ . Аналогичная ситуация наблюдается на близлежащих территориях Сибирской платформы и Забайкалья. Отметим, что отсутствие информации о глубинах залегания анизотропных слоев весьма затрудняет интерпретацию полученных результатов и попытки объяснить два выявленных преобладающих направления азимутов максимальной скорости.

В отличие от интегральных по глубине данных, полученных по расщеплению  $SKS$ -волн, поверхностно-волновые исследования азимутальной анизотропии характеризуются лучшим разрешением по вертикали и худшим по горизонтали, т.е. содержат в себе только информацию о крупномасштабных изменениях анизотропных свойств в латерали. Таким несоответствием пространственных масштабов, в частности, можно объяснить тот факт, что результаты, полученные во многих, особенно тектонически стабильных регионах Земли, по объ-

емным и поверхностным волнам довольно хорошо согласуются между собой только по величине анизотропии, но не по преобладающим направлениям максимальной скорости [Montagner et al., 2000; Montagner, 2002]. Для Прибайкалья единственным источником информации об азимутальной анизотропии по поверхностным волнам являются глобальные модели. Согласно последним из них [Debayle, Ricard, 2013; Yuan, Beghein, 2013], азимутальная анизотропия скоростей  $S$ -волн максимальна (2–4%) в слое верхней мантии от подошвы коры до 150 км. При этом в среднем по миру нижняя граница этого слоя составляет около 250 км. С увеличением глубины вещество мантии не теряет полностью свои анизотропные свойства, однако они становятся выражены менее ярко ( $<1\%$ ). Что касается азимутов максимальной скорости, то, как и в случае с  $SKS$ -волнами, выделяются два преобладающих направления: вкрест простирания рифтовых структур преимущественно в диапазоне глубин 50–150 км и параллельное им на больших глубинах. Изменение азимутов практически на  $90^\circ$  отражено и в глобальных моделях [Ekström, 2011; Trampert, Woodhouse, 2003], в которых рассматривается азимутальная анизотропия волн Рэлея и Лява на отдельных периодах из интервала 25–250 с. С увеличением периода направление максимальной скорости также изменяется от перпендикулярно к рифтовым структурам на параллельное.

Вертикальная анизотропия проявляется в различии скоростей волн  $SV$  и  $SH$ , поляризованных в вертикальной и горизонтальной плоскостях и получаемых путем инверсии дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява соответственно. Существование вертикальной анизотропии как раз является одной из причин различий карт распределений групповых скоростей этих волн на одних и тех же периодах, проиллюстрированных на рис. 6а и отмеченных во многих предшествующих исследованиях [Середкина и др., 2018; Ma et al., 2014; Ritzwoller, Levshin, 1998]. В стандартной одномерной модели Земли PREM значение коэффициента вертикальной анизотропии в подкоровом слое мантии принимается равным 4.8%, а глубже 220 км вещество мантии считается изотропным [Dziewonski, Anderson, 1981]. Такое же исходное допущение об отсутствии анизотропии на глубинах более 220 км принято в некоторых глобальных и региональных моделях [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Villasenor et al., 2001].

Последние региональные и глобальные исследования вертикальной анизотропии, не использующие априорных предположений о распределении анизотропных свойств с глубиной [Середкина и др., 2018; Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчурина, 2009; Zhou et al., 2006], показывают, что в пределах исследуемой территории она наблюдается до глубины около 250 км (рис. 8). Макси-



**Рис. 8.** Коэффициент вертикальной анизотропии  $\alpha = 2(V_{SH} - V_{SV}) / (V_{SH} + V_{SV})$  на различных глубинах по данным поверхностно-волновой томографии [Середкина, Соловей, 2018].

мальные значения коэффициента анизотропии приурочены к интервалу глубин от подошвы коры до 150 км, что несколько выше полученных ранее с бóльшим осреднением по горизонтали и вертикали оценок 100–200 км [Яновская, Кожевников, 2006]. В этом интервале глубин скорости волн  $SH$  превышают скорости волн  $SV$ , следовательно, вертикальная ось симметрии соответствует медленной скорости [Masters, Shearer, 1995]. Земная кора согласно полученным данным также обладает ненулевой вертикальной анизотропией, вероятно, обусловленной различными причинами в ее верхней и нижней частях [Meiss-

ner et al., 2002]. Под южными районами Сибирской платформы до глубины 250 км значения коэффициента вертикальной анизотропии составляют 1–2% [Середкина и др., 2018; Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчуринов, 2009], что согласуется с данными исследований стабильных областей Земли различными методами [Fouch, Rondenay, 2006]. Для тектонически активных структур Прибайкалья характерны более высокие значения коэффициента (>2%) и сложное распределение анизотропных свойств по горизонтали и вертикали. Максимальные значения коэффициента вертикальной анизотропии ( $\alpha$  до 6%)

наблюдаются на флангах рифта в мантии от подошвы коры до глубины 150 км, в то время как под Южно- и Северо-Байкальской впадинами преобладают такие же значения  $\alpha$ , как и под соседними областями Сибирской платформы (рис. 8) [Середкина, Соловей, 2018; Lebedev et al., 2006]. В рассматриваемом диапазоне глубин, как показывает сопоставление рис. 6б и рис. 8, регионы, характеризующиеся высокими значениями коэффициента анизотропии, также обладают пониженными значениями скоростей  $S$ -волн. Анизотропия в этих низкоскоростных областях, как предполагается, вызвана влиянием термоупругих деформаций на свойства вещества мантии [Яновская, Кожевников, 2006; Chen et al., 2009].

С увеличением глубины до 250 км сохраняются максимальные значения коэффициента вертикальной анизотропии под юго-западным флангом Байкальского рифта. В центральных районах они близки к нулю, а на северо-восточном фланге появляется обширная область с отрицательными  $\alpha$ , распространяющаяся на смежные территории Забайкалья (рис. 8). Существование отрицательной вертикальной анизотропии ( $V_{SH} < V_{SV}$ ) в мантии долгое время подвергалось сомнению [Яновская, Кожевников, 2006; Dziewonski, Anderson, 1981; Shapiro, Ritzwoller, 2002]. Однако оно было показано в более поздних исследованиях разного масштабного уровня [Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчурин, 2009; Chen et al., 2009; French, Romanowicz, 2014; Guo et al., 2012; Zhou et al., 2006]. Так, согласно модели [Zhou et al., 2006], для всей Земли в целом на глубинах более 220 км происходит смена знака коэффициента вертикальной анизотропии, возможно, обусловленная изменением характера течения вещества с горизонтального в литосфере и астеносфере на вертикальное в более глубоких слоях мантии. Области с наиболее сильной отрицательной анизотропией (до  $-5\%$ ) приурочены к океанам и бассейнам окраинных морей, в то время как на континентах коэффициент вертикальной анизотропии принимает значения  $-1\ldots-2\%$ , что согласуется с результатами последних исследований рассматриваемой в обзоре территории [Середкина, Соловей, 2018; Яновская, Акчурин, 2009].

## ОБСУЖДЕНИЕ

Как было показано ранее, земная кора под Байкальским рифтом имеет неоднородное слоисто-блоковое строение. Наличие смежных блоков, обладающих контрастными скоростями сейсмических волн, плотностью, и, соответственно, прочностью и различной способностью к квазиупругим деформациям, вероятно, является одним из ключевых факторов, контролирующих характер сейсмического процесса [Письменный и др., 1984]. Так, детальные исследования ГСЗ на северо-

восточном фланге рифта показали, что очаги одних из наиболее сильных, произошедших на рассматриваемой территории землетрясений, — Муйского ( $M = 7.6$ , 1957 г.) и Северо-Байкальского ( $M = 6.6$ , 1917 г.) — были расположены в зонах с достаточно сильными вариациями скоростей объемных волн, соответствующих границам крупных тел с повышенными значениями упругих параметров [Крылов и др., 1993; Крылов, Тен, 1995]. Схожие закономерности в глубинном строении коры установлены и для очаговых зон многих сильных и некоторых умеренных землетрясений мира [Hauksson, Haase, 1997; Huang et al., 2002; Lei, Zhao, 2009; Seredkina et al., 2015; 2020; Zhao et al., 1996; 2000].

Неоднородность строения коры Байкальского рифта также проявляется в структуре эпицентрального поля землетрясений. Многолетние наблюдения за сейсмичностью показывают, что она отличается высокой стабильностью и сложной мозаичной структурой [Мельникова и др., 2009а; 2009б; 2013б; Radziminovich et al., 2013]. Двумя главными особенностями площадного распределения эпицентров являются их концентрация в более или менее широкие полосы юго-запад—северо-восточного простирания и отчетливо выраженная поперечная прерывистость эпицентрального поля, проявляющаяся в чередовании крупных областей повышенной и пониженной плотности эпицентров. Наиболее показательным в этом смысле является район Северного Прибайкалья, где пространственно-временное развитие многочисленных сейсмических активизаций подтверждает разноранговую блоковую делимость земной коры [Мельникова, Гилева, 2017; Мельникова и др., 2020]. К сожалению, отсутствие детальных моделей строения коры для всего рифта не позволяет провести сравнительный анализ очаговых зон всех сильнейших землетрясений.

Что касается рассмотренных в обзоре особенностей строения мантии, то, пожалуй, наиболее дискуссионным в этой связи до сих пор остается вопрос о механизме образования Байкальского рифта, т.к. полученные различными авторами результаты предоставляют аргументы как в пользу гипотез активного, так и пассивного и смешанного рифтогенеза. Для дальнейшего обсуждения помимо чисто сейсмологической информации дополнительно рассмотрим другие независимые геофизические и геологические данные.

Тепловое поле Байкальского рифта неоднородно, значения плотности теплового потока изменяются практически от нуля до тысяч мВт/м<sup>2</sup> [Дучков и др., 1999; Голубев, 2000; 2007; Лысак, 2002]. Данные геотермии показывают, что аномалии плотности теплового потока, величины которых в десятки раз превышают фоновые, приурочены к зонам разломов, по которым осуществля-

ется конвективный вынос глубинного тепла [Голубев, 2007]. При этом средние значения для рассматриваемой территории практически лежат между оценками 35–45 мВт/м<sup>2</sup>, полученными для южной части Сибирской платформы, и 50–65 мВт/м<sup>2</sup> в Забайкалье [Лысак, Дорофеева, 1997; Дучков, Соколова, 1997; Лысак, Писарский, 1999]. Судя по этим данным, литосфера под рифтом является достаточно холодной. Низкие оценки температуры в литосфере также дает глобальная модель TC1 [Artemieva, 2006], основанная на измерениях теплового потока, результатах исследований мантийных ксенолитов и данных геоэлектрики. Согласно этой модели температура на глубине 50 км плавно изменяется от 600°C под Сибирской платформой до 800°C в Забайкалье, а нижняя граница термической литосферы, температура на которой составляет 1300°C, лежит в интервале глубин 100–125 км под юго-западным флангом и центральными частями рифта и заглубляется до 150 км под северо-восточным флангом. Следовательно, по данным геотермии и результатам их интерпретации Байкальский рифт не выделяется повышенными значениями плотности теплового потока, высокими температурами в литосфере и ее утонением, что противоречит гипотезам активного рифтинга.

Определенную информацию о строении литосферы можно извлечь по геомагнитным данным. Так, спектральный анализ аномалий геомагнитного поля позволяет определять глубину нижней границы литосферных магнитных источников [Ravat et al., 2007]. На этой границе, представляющей наибольший интерес для дальнейших геодинамических рассуждений, температура достигает температуры точки Кюри основных ферромагнитных минералов, входящих в состав горных пород конкретного региона [Яновский, 1978]. Среднее значение температуры точки Кюри для континентов принимается равным 580°C [Hurt et al., 1995]. Наиболее ранние усредненные оценки глубины нижней границы магнитоактивного слоя литосферы под Забайкальем, Байкальским рифтом и Сибирской платформой составляли 18.5, 19.5 и 32.5 км соответственно [Novoselova, 1978] и указывали на существенный прогрев земных недр под рифтом и прилегающих к нему с юго-востока территорий. Однако результаты последних исследований, использующих большее количество исходных данных, и усовершенствованные методы их инверсии, показывают, что глубина нижней границы литосферных магнитных источников, уменьшающаяся от 42 км под Сибирской платформой до 22 км в Забайкалье, под рифтом составляет около 35 км, т.е. принимает средние по сравнению с окружающими областями значения [Середкина, Филиппов, 2019а; 2019б]. Схожие закономерности продемонстрированы и в глобальных моделях [Li et al., 2017; Tanaka, 2017]. Таким

образом, результаты геомагнитных исследований, как и данные геотермии, также не подтверждают существенного прогрева литосферы под Байкальским рифтом.

Существование астеносферного диапира или выступа, достигающего подошвы земной коры и проявленного в виде интенсивной гравитационной аномалии в редукции Буге, на протяжении многих лет доказывалось в региональных исследованиях поля силы тяжести [Зорин и др., 1988; Logatchev, Zorin, 1992; Zorin et al., 1989]. Впоследствии теми же авторами [Зорин, Турутанов, 2004; 2005; Zorin et al., 2003] был предложен механизм формирования этого выступа за счет поставки горячего материала с глубины 670 км мантийными плюмами. При этом была подчеркнута роль древних структурных неоднородностей литосферы, которые оказались благоприятно ориентированными по отношению к направлению дальнедействующих сил, связанных с Индо-Азиатской коллизией. Отметим, что такой механизм противоречит многим сейсмотомографическим моделям [Koulakov, 2011; Seredkina et al., 2016] и предварительным данным о мощности слоя переходной мантии, полученным методом функции приемника [Винник и др., 2017; Liu, Gao, 2006]. Результаты более поздней инверсии гравиметрических данных [Petit, Déverchère, 2006] не согласуются с предшествующими моделями и их интерпретацией. Они указывают на утонение коры под Байкальским рифтом только в районе Южно-Байкальской впадины (до 34–36 км), дают оценки глубины кровли астеносферы 60–80 км на северо-восточном фланге, 140 км в центральных частях и 50–90 км на юго-западном фланге и обсуждаются с точки зрения пассивного рифтогенеза.

По результатам магнитотеллурических зондирований на территории рифта выделяются коровый и мантийный слои повышенной электропроводности. Проводящий слой в коре расположен на глубинах 12–14 км под Южно-Байкальской впадиной и 25–30 км на северо-востоке рифта и в Забайкалье [Попов и др., 1995]. Существенная изменчивость глубин корового проводящего слоя прослеживается и в последующих исследованиях. Так, для Южно-Байкальской впадины были получены оценки от 4–5 км [Морозова и др., 1999] до 10–20 км [Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., 2012; Поспеев, 2012], а в различных частях Северо-Муйского района этот слой выделяется в трех интервалах глубин: 5–7, 12–13 и 25–30 км [Морозова и др., 1999; Поспеев, 2012]. Изначально в мантии выделялся один слой повышенной электропроводности, отождествляемый с астеносферой. Глубина верхней границы этого слоя в центральной части рифта составляет 100–110 км, а на северо-восточном фланге – 60–70 км [Поров, 1990]. С этими оценками согласуется геоэлектрическая модель, предложенная в работе [Поспеев, 2012],

согласно которой астеносфера под Байкальским рифтом не может быть расположена выше глубин 60–70 км. В северной части Южно-Байкальской впадины в геоэлектрическом разрезе выделяются два мантийных слоя повышенной электропроводности в диапазонах глубин 35–50 и 170–230 км [Мороз и др., 2008; Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., 2012], что в целом неплохо согласуется с данными ГСЗ и поверхностно-волновой томографии. При этом в южной части той же впадины наблюдаемые кривые магнитотеллурических зондирований наилучшим образом удовлетворяют моделям без проводящих слоев в мантии до глубины как минимум 100 км [Коротаев и др., 2018].

Таким образом, результаты большинства геофизических исследований, включая чисто сейсмологические (отсутствие единого утонения коры и литосферы вдоль всей оси рифтовой зоны), противоречат гипотезам активного рифтинга. Это подтверждается и некоторыми геологическими данными. Так, за исключением Тункинской и Хубсугульской впадин, сопутствующие рифтовой зоне вулканические поля расположены вдали от оси рифта (рис. 1), а химический анализ входящих в их состав щелочных базальтов не демонстрирует определенных пространственно-временных закономерностей, которые можно было бы ожидать в результате подъема астеносферного вещества до подошвы коры [Kiselev et al., 1978]. Об отсутствии утонения литосферы свидетельствуют также исследования мантийных ксенолитов, согласно которым астеносфера под рифтом не может быть расположена на глубинах менее 70–80 км [Kiselev, Popov, 1992; Ionov, 2002; Ionov et al., 1995]. Для Витимского вулканического поля характерные значения глубин даже несколько выше и составляют 85–115 км [Johnson et al., 2005].

Тем не менее существующие в настоящее время геофизические модели не позволяют однозначно сделать выбор между чисто пассивным и смешанным механизмами образования Байкальского рифта. Решению этого вопроса могли бы способствовать дальнейшие более детальные геофизические исследования (в последующих ссылках приведены примеры таких работ, выполненных в различных регионах Земли). Например, расширение сети сейсмических станций и выполнение сейсмологических работ методами функции приемника [He et al., 2016] и томографии по объемным [Alexandrakis et al., 2014; Medhus et al., 2012] и поверхностным волнам, в т.ч. по сейсмическому шуму [Roupoint et al., 2018; Shen et al., 2016]; измерения плотности теплового потока и их интерпретация в рамках последних представлений о глубинном теплопереносе [Jaupart et al., 2016]; определения глубин залегания литосферных магнитных источников для всего Прибайкалья и расчет параметров тел, вызывающих гравитационные аномалии, с помощью современных методов инверсии [Li, Wang, 2016]; построение трехмерных геоэлектрических моделей [Käuffl et al., 2020] и др. Проведение этих работ особенно актуально для флангов рифта как наименее обеспеченных геофизическими данными территорий.

## ВЫВОДЫ

В результате проведенного обзора были выявлены следующие закономерности в глубинном строении земной коры и мантии Байкальского рифта.

1. Земная кора Байкальского рифта имеет неоднородное слоисто-блоковое строение, что отражается в особенностях сейсмического процесса. Осадочный слой практически отсутствует под межвпадинными горными перемычками и имеет мощность от 1 до 10 км под рифтовыми впадинами. Минимальными скоростями сейсмических волн во всей толще коры характеризуется юго-западный фланг рифта, а на глубинах до 20 км локальный минимум скоростей также приурочен к Баргузинской, Кичерской и Верхнеангарской впадинам. По вертикали особенностью строения коры является наличие волновода в интервале глубин 11–22 км с понижением скорости  $P$ - и  $S$ -волн на 0.2–0.3 км/с относительно вмещающей среды. Мощность земной коры изменяется от 35 до 55 км, наибольшее утолщение коры приурочено к юго-западному флангу рифта. Единого утонения коры вдоль всей оси рифтовой зоны не наблюдается.

2. Верхняя мантия под Байкальским рифтом от подошвы коры до глубины около 200 км характеризуется существенной неоднородностью как по вертикали, так и в горизонтальном направлении. Минимальные скорости сейсмических волн в этом интервале глубин соответствуют его юго-западному флангу, в то время как под центральными районами и северо-восточным флангом они плавно понижаются от Сибирской платформы к Забайкалью. По вертикали особенностью глубинного строения является наличие слоя с пониженными значениями скоростей сейсмических волн ( $V_p \sim 7.8$  км/с), мощность которого составляет от 0 до 40 км под различными частями рифта. Данный слой отделен от астеносферы достаточно мощной (в первые десятки километров) толщей пород со скоростями типичными для соседних областей Сибирской платформы. Оценки мощности литосферы согласно различным авторам под разными частями рифта составляют от 50 до 160 км. Единого утонения литосферы вдоль всей оси рифта, как и в случае с земной корой, не обнаружено.

3. Азимутальная и вертикальная анизотропия вещества верхней мантии под Байкальским риф-

том максимальна в диапазоне глубин от подошвы коры до 150 км. В этом диапазоне глубин наибольшие значения коэффициента вертикальной анизотропии ( $\alpha$  до 6%) наблюдаются на флангах рифта, в то время как под Южно-Байкальской и Северо-Байкальской впадинами преобладают такие же значения  $\alpha$ , как и под соседними областями Сибирской платформы. С увеличением глубины до 250 км на северо-восточном фланге появляется обширная область, распространяющаяся на смежные территории Забайкалья, где  $V_{SV} > V_{SH}$ , что может свидетельствовать о наличии здесь вертикальных мантийных течений. Результаты исследований расщепления SKS-волн и поверхностно-волновые модели показывают, что существуют два преимущественных направления максимальной скорости S-волн: вкрест простирания рифтовых структур преимущественно в диапазоне глубин 50–150 км и параллельное рифтовым структурам на больших глубинах.

4. Результаты большинства геофизических исследований (невысокие значения плотности поверхностного теплового потока и температур в мантии, довольно большие глубины нижней границы литосферных магнитных источников, оценки мощности литосферы по гравиметрическим и геоэлектрическим данным), включая чисто сейсмологические (отсутствие единого утонения коры и литосферы вдоль всей оси рифта), а также некоторые геологические данные противоречат гипотезам активного рифтинга. Однако существующие в настоящее время модели глубинного строения не позволяют однозначно сделать выбор между чисто пассивным и смешанным механизмами образования Байкальского рифта. Для решения этого вопроса необходимо проведение дальнейших более детальных геофизических исследований.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает глубокую благодарность доктору геол.-мин. наук В.И. Мельниковой, канд. геол.-мин. наук Я.Б. Радзиминовичу (ИЗК СО РАН) и канд. физ.-мат. наук С.В. Филиппову (ИЗМИРАН) за помощь при подготовке работы к печати и ее обсуждение.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 19-15-50130.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

Голенецкий С.И. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны. Континентальный рифтогенез. М.: Советское радио. 1977. С. 56–64.

Голубев В.А. Важнейший экзогенный фактор формирования Байкальской тепловой аномалии. Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: изд-во Российского университета дружбы народов. 2000. С. 179–183.

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: изд-во “Гео”. 2007. 222 с.

Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П., Соколова Л.С. Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 287–303.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Термическая структура литосферы Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 2. С. 494–503.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра. 1979. 311 с.

Зорин Ю.А. Механизм образования Байкальской рифтовой зоны в связи с особенностями ее глубинного строения. Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука. СО. 1977. С. 36–47.

Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1988. № 7. С. 34–42.

Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Плотностная неоднородность мантии под Байкальским рифтом // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1986. № 5. С. 43–52.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 10. С. 1248–1258.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 685–699.

Кожевников В.М., Середкина А.И., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и трехмерная модель строения мантии Центральной Азии // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 10. С. 1564–1575.

Кожевников В.М., Соловей О.А. Трехмерная модель мантии Центральной Азии по данным дисперсии фазовых скоростей волн Рэлея // Вулканология и сейсмология. 2010. № 4. С. 30–39.

Кортаев С.М., Буднев Н.М., Сердюк В.О., Орехова Д.А., Кругляков М.С., Киктенко Е.О., Миргазов Р.Р., Зурбанов В.Л., Горохов Ю.В., Рябов Е.В. Байкальский электромагнитный эксперимент // Геофизические процессы и биосфера. 2018. Т. 17. № 4. С. 92–126.  
<https://doi.org/10.21455/GPB2018.4-6>

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин П.Б., Мишенькина Р.З., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука. 1981. 105 с.

Крылов С.В., Мишенькина З.Р., Кульчинский Ю.В., Тен Е.Н., Шелудько И.Ф. Характеристика сейсмоактивной литосферы для северо-востока Байкальского региона по данным детальных работ методом ГСЗ на P- и S-волнах // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 110–119.

- Крылов С.В., Тен Е.Н.* Прочностные и упругие свойства очаговых зон сильных землетрясений на участках Байкальского и Северо-Тянь-Шаньского регионов // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 2. С. 137–150.
- Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Кучай О.А.* Деформация земной коры и верхней мантии Восточной Сибири. К проблеме внутриконтинентального орогенеза // Физика Земли. 2004. № 7. С. 3–12.
- Кулаков И.Ю.* Трехмерные сейсмические неоднородности под Байкальским регионом по телесеismicической и локальной томографии // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 317–330.
- Летников Ф.А., Карпов И.К., Лашкевич В.В.* Моделирование на ЭВМ мультисистемы  $Fe_2O_3-Fe_3O_4-O_2-H_2$  в интервале 200–1000°C и 1–10000 бар. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. Новосибирск. 1977. С. 33–34.
- Логачев Н.А.* Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. № 1–2. С. 163–170.
- Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
- Лысак С.В.* Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 791–803.
- Лысак С.В., Дорофеева Р.П.* Геотермический режим верхних горизонтов земной коры в южных районах Восточной Сибири // Докл. РАН. 1997. Т. 352. № 3. С. 405–409.
- Лысак С.В., Писарский Б.И.* Оценка теплового потока по изотопному составу гелия в газовом составе подземных вод Байкальской рифтовой зоны и окружающих районов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 45–55.
- Мац В.Д.* Возраст и геодинамическая природа осадочного выполнения Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 9. С. 1219–1244.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А.* О связи сейсмичности Северного Прибайкалья с блоковым строением земной коры // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 4. С. 459–463.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Середкина А.И.* Култукское землетрясение 2008 г. с  $M_w = 6.3$  на юге Байкала: напряженно-деформированное состояние очаговой области по данным об афтершоках // Физика Земли. 2013а. № 4. С. 120–134. <https://doi.org/10.7868/S000233713040078>
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Имаев В.С., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А.* Особенности сейсмических активизаций Среднего Байкала в 2008–2011 годах // Докл. РАН. 2013б. Т. 453. № 6. С. 680–685.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Масальский О.К., Чечельницкий В.В.* Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001–2006 гг.) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009а. Т. 36. № 1. С. 40–55.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А.* Об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // Докл. РАН. 2009б. Т. 429. № 3. С. 393–397.
- Мельникова В.И., Середкина А.И., Гилева Н.А.* Пространственно-временные закономерности развития крупных сейсмических активизаций (1999–2007 гг.) в Северном Прибайкалье // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 1. С. 119–134. <https://doi.org/10.15372/gig2019103>
- Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М.* Изучение земной коры и верхней мантии в Байкальской рифтовой зоне методом глубинного сейсмического зондирования // Физика Земли. 1999. № 7–8. С. 74–93.
- Мордвинова В.В., Артемьев А.А.* Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по обменным волнам // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 887–904.
- 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. 21–32.
- Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф.* Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа–Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 1. С. 85–103. <https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-1-0198>
- Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Турутанов Е.Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л.Р.* Глубинная скоростная структура Сибирского кратона и Байкальский рифтогенез // Докл. РАН. 2019. Т. 484. № 1. С. 93–97.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Буглова С.Г.* Вертикальная и горизонтальная составляющие электротеллурического поля на озере Байкал и их связь с электропроводностью среды // Физика Земли. 2008. № 3. С. 73–83.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.* Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник КРАУНЦ. Наука о Земле. 2012. № 2. С. 114–126.
- Морозова Г.М., Дашевский Ю.А., Неведрова Н.Н., Грехов И.О.* Глубинное распределение электропроводности и поле напряжений в земной коре Байкальского прогностического полигона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 332–343.
- Павленкова Н.И.* Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 630–645.
- Письменный Б.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Мишенькин Б.П.* Геология и сейсмичность зоны БАМ. Глубинное строение. Новосибирск: Наука. 1984. 176 с.
- Попов А.М., Бадуев А.Б., Амар А., Гунчин-Иш А.* Магнитотеллурические исследования в Монголии. Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука. Сибирская издательская фирма РАН. 1995. С. 87–99.
- Поспеев А.В.* Скоростная структура верхней мантии и региональная глубинная термодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геодинамика и тектонофизика. 2012. Т. 3. № 4. С. 377–383. <https://doi.org/10.5800/GT-2012-3-4-0080>
- Рассказов С.В.* Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука. 1993. 287 с.

- Рогожина В.А., Кожевников В.М.* Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск: Наука. 1979. 104 с.
- Середкина А.И., Кожевников В.М., Соловей О.А.* Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и Лява и анизотропные свойства мантии Азиатского континента // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 553–565. <https://doi.org/10.15372/GiG20180410>
- Середкина А.И., Соловей О.А.* Анизотропные свойства верхней мантии Центральной Азии по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 413–426. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0354>
- Середкина А.И., Филиппов С.В.* Параметры магнитоактивного слоя литосферы для профиля Сибирская платформа – Забайкалье по данным модели WDMAM 2.0 // Геомагнетизм и аэрономия. 2019а. Т. 59. № 6. С. 810–818. <https://doi.org/10.1134/S0016794019060099>
- Середкина А.И., Филиппов С.В.* Параметры магнитоактивного слоя литосферы Байкальской рифтовой зоны. Рифтогенез, оротенез, сопутствующие процессы. Материалы IV Всероссийского симпозиума с участием иностранных ученых, посвященного 90-летию со дня рождения акад. Н.А. Логачева. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2019б. С. 186–188.
- Сун Юншэн, Крылов С.В., Ян Баоцзюнь, Лю Пай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М.* Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал–Северо-Восточный Китай // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 2. С. 3–15.
- Флоренсов Н.А.* Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. Байкальский рифт. М.: Наука. 1968. С. 40–56.
- 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.
- Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Ленинградский университет. 1978. 592 с.
- Яновская Т.Б.* Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса–Гильберта // Вычислительная сейсмология. Вып. 32. М.: ГЕОС. 2001. С. 11–26.
- Яновская Т.Б.* Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука. 2015. 167 с.
- Яновская Т.Б., Акчурин К.Р.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по данным фазовых и групповых скоростей волн Рэлея и Лява. Вопросы геофизики. Вып. 42. СПб.: Изд-во СПбГУ. 2009. С. 3–11.
- Яновская Т.Б., Кожевников В.М.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Рэлея и Лява // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 5. С. 622–629.
- Яновская Т.Б., Кожевников В.М., Соловей О.А., Акчурин К.Р.* Строение верхней мантии Азии по фазовым и групповым скоростям Релеевских волн // Физика Земли. 2008. № 8. С. 22–31.
- Achauer U., Masson F.* Seismic tomography of continental rifts revisited: from relative to absolute heterogeneities // Tectonophysics. 2002. V. 358. P. 17–37. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00415-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00415-8)
- Alexandrakis C., Calò M., Bouchaala F., Vavryčuk V.* Velocity structure and the role of fluids in the West Bohemia seismic zone // Solid Earth. 2014. V. 5. P. 863–872. <https://doi.org/10.5194/se-5-863-2014>
- Artemieva I.M.* Global  $1^\circ \times 1^\circ$  thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 245–277. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.022>
- Barmín M.P., Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* A fast and reliable method for surface wave tomography // Pure Appl. Geophys. 2001. V. 158. P. 1351–1375.
- Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.B.* Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № B12. P. 30055–30078.
- 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. P. 57–76. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00417-1](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00417-1)
- Chemenda A., Deverchere J., Calais E.* Three-dimensional laboratory modeling of rifting: application to the Baikal Rift, Russia // Tectonophysics. 2002. V. 356. P. 253–273. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00389-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00389-X)
- Chen Y., Badal J., Zhang Z.* Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions // Asian J. Earth Sci. 2009. V. 36. P. 289–302. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.06.011>
- Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chemia Z.* Crustal structure of the Siberian Craton and the West Siberian Basin: an appraisal of existing data // Tectonophysics. 2013. V. 609. P. 154–183. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.05.004>
- Debayle E., Ricard Y.* Seismic observations of large-scale deformation at the bottom of fast moving plates // Earth Planet. Sci. Lett. 2013. V. 376. P. 165–177. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.025>
- Debayle E., Sambridge M.* Inversion of massive surface wave data sets: Model construction and resolution assessment // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. B02316. <https://doi.org/10.1029/2003JB002652>
- Delvaux D., Moeys R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshnichenko A., Ruzhich V., San'kov V.* Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. V. 282. P. 1–38. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(97\)00210-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(97)00210-2)
- Deuss A.* Global observations of mantle discontinuities using SS and PP precursors // Surveys in Geophysics. 2009. V. 30. № 4–5. P. 301–326. <https://doi.org/10.1007/s10712-009-9078-y>
- Deuss A., Andrews J., Day E.* Seismic observations of mantle discontinuities and their mineralogical and dynamical interpretation / S. Karato (Ed.). Physics and chemistry of the deep Earth. Oxford: Wiley-Blackwell. 2013. P. 297–323.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. P. 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)

- Ekström G.* A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25–250 s // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 187. P. 1668–1686.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x>
- Farra V., Vinnik L.* Upper mantle stratification by *P* and *S* receiver functions // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 141. P. 699–712.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x>
- Flanagan M.P., Shearer P.M.* Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking *SS* precursors // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B2. P. 2673–2692.  
<https://doi.org/10.1029/97JB03212>
- Forsyth D.W.* The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1975. V. 43. P. 103–162.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb00630.x>
- Fouch M.J., Rondenay S.* Seismic anisotropy beneath stable continental interiors // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 158. P. 292–320.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.03.024>
- French S.W., Romanowicz B.A.* Whole-mantle radially anisotropic shear velocity structure from spectral element waveform tomography // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 199. P. 1303–1327.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu334>
- Friederich W.* The *S*-velocity structure of the East Asian mantle from inversion of shear and surface waveforms // *Geophys. J. Int.* 2003. V. 153. P. 88–102.
- Fullea J., Lebedev S., Agius M.R., Jones A.G., Afonso J.C.* Lithospheric structure in the Baikal – central Mongolia region from integrated geophysical-petrological inversion of surface-wave data and topographic elevation // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2012. V. 13. P. Q0AK09.  
<https://doi.org/10.1029/2012GC004138>
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Meyer R.P.* Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // *Nature.* 1994a. V. 371. P. 149–151.  
<https://doi.org/10.1038/371149a0>
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Zorin Y.A., Logatchev N.A., Kogan M., Burkholder P.D., Meyer R.P.* Asymmetric upward of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia // *J. Geophys. Res.* 1994b. V. 99. № B8. P. 15319–15330.  
<https://doi.org/10.1029/94JB00808>
- Gao S., Davis P.M., Liu H., Slack P.D., Rigor A.W., Zorin Y.A., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Logatchev N.A.* *SKS* splitting beneath continental rift zones // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B10. P. 22781–22797.  
<https://doi.org/10.1029/97JB01858>
- 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.  
<https://doi.org/10.1029/2002JB002039>
- 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. L20610.  
<https://doi.org/10.1029/2004GL020813>
- Guo Zh., Gao X., Wei W., Yao Zh.* Upper- and mid-crustal radial anisotropy beneath the central Himalaya and southern Tibet from seismic ambient noise tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 11693–1182.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05425.x>
- Hauksson E., Haase J.S.* Three-dimensional  $V_p$  and  $V_p/V_s$  velocity models of the Los Angeles basin and central Transverse Ranges, California // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B3. P. 5423–5453.  
<https://doi.org/10.1029/96JB03219>
- He J., Wu Q., Sandvol E., Ni J., Gallegos A., Gao M., Ulzibat M., Demberel S.* The crustal structure of southcentral Mongolia using receiver functions // *Tectonics.* 2016. V. 35. P. 1392–1403.  
<https://doi.org/10.1002/2015TC004027>
- Huang J., Zhao D., Zheng S.* Lithospheric structure and its relationship to seismic and volcanic activity in southwest China // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B10. 2255.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB000137>
- Hurt C.P., Moskowicz B.M., Banerjee S.K.* Magnetic properties of rocks and minerals. In: *Rock physics and phase relations. A handbook of physical constants.* AGU Reference Shelf Series, V. 3. Washington DC, USA: AGU. 1995. P. 189–204.
- 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 basins of Lake Baikal from multichannel seismic data // *Geology.* 1992a. V. 20. P. 589–592.  
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0589:DAT-FOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0589:DAT-FOT>2.3.CO;2)
- Hutchinson D.R., Lee M.W., Agena W.F., Golmshtok A.J., Moskalenko V.N., Karapetov K., Coleman D.F., Akentiev L.* Processing of Lake Baikal marine multichannel seismic reflection data. In: *U.S. Geological Survey Open File Report 92-243.* 1992b. 60 p.
- Ionov D.* Mantle structure and rifting processes in the Baikal–Mongolia region: Geophysical data and evidence from xenoliths in volcanic rocks // *Tectonophysics.* 2002. V. 351. P. 41–60.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00124-5](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00124-5)
- Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V.* Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 122. P. 174–190.  
<https://doi.org/10.1007/s004100050120>
- Jaupart C., Mareschal J.-C., Iarotsky L.* Radiogenic heat-production in the continental crust // *Lithos.* 2016. V. 262. P. 398–427.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.07.017>
- Johnson J.S., Gibson S.A., Thompson R.N., Nowell G.M.* Volcanism in the Vitim volcanic field, Siberia: Geochemical evidence for a mantle plume beneath the Baikal rift zone // *J. Petrol.* 2005. V. 26. P. 1309–1344.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egi016>
- Käufel J.S., Grayver A.V., Comeau M.J., Kuvshinov A.V., Becken M., Kamm J., Batmagnai E., Demberel S.* Magnetotelluric multiscale 3-D inversion reveals crustal and upper mantle structure beneath the Hangai and Gobi-Altai region in Mongolia // *Geophys. J. Int.* 2020 (in press).  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggaa039>
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R.* Travel times for global earthquake location and phase association // *Geophys. J. Int.* 1991. V. 105. P. 429–465.  
<https://doi.org/10.17611/DP/9991809>
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland B.* Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes // *Geophys.*

- J. Int. 1995. V. 122. P. 108–124.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kiselev A.I., Golovko H.A., Medvedev M.E.* Petrochemistry of Cenozoic basalts and associated rocks in the Baikal rift zone // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 49–59.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90223-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90223-8)
- Kiselev A.I., Popov A.M.* Asthenospheric diapir beneath the Baikal rift: Petrological constraints // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 287–295.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90350-F](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90350-F)
- Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W.* Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: Contrasts in the evolution of structures across the Tass-Fergana fault // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. № B3. P. 4437–4448.  
<https://doi.org/10.1029/92JB02651>
- Koulakov I.* High-frequency *P* and *S* velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of worldwide traveltime data // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. B04301.  
<https://doi.org/10.1029/2010JB007938>
- Koulakov I., Bushenkova N.* Upper mantle structure beneath the Siberian craton and surrounding areas based on regional tomographic inversion of *P* and *PP* travel times // *Tectonophysics*. 2010. V. 486. P. 81–100.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.02.011>
- Koulakov I., Tychkov S., Bushenkova N., Vasilevskiy A.* Structure and dynamics of the upper mantle beneath the Alpine-Himalayan orogenic belt from teleseismic tomography // *Tectonophysics*. 2002. V. 358. P. 77–96.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00418-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00418-3)
- Kustowski B., Ekström G., Dziewonski A.M.* The anisotropic shear-wave velocity structure of the Earth's mantle // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. B06306.  
<https://doi.org/10.1029/2007JB005169>
- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust. In: *Geophysical Research Abstracts*. 2013. V. 15. Abstract EGU 2013-2658.
- Lebedev S., Meier T., van der Hilst R.D.* Asthenospheric flow and origin of volcanism in the Baikal Rift area // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 249. P. 415–424.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.07.007>
- Lebedev S., Nolet G., Meier T., van der Hilst R.D.* Automated multimode inversion of surface and *S* waveforms // *Geophys. J. Int.* 2005. V. 162. P. 951–964.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02708.x>
- Lei J., Zhao D.* Structural heterogeneity of the Longmenshan fault zone and the mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake (Ms 8.0) // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2009. V. 10. Q10010.  
<https://doi.org/10.1029/2009GC002590>
- Lesne O., Calais E., Deverchère J., Hassani R., Chery J.* Dynamics of intracontinental extension in the North Baikal Rift from two-dimensional numerical deformation modeling // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B9. P. 21727–21744.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900139>
- Li C.-F., Lu Y., Wang J.* A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2 // *Scientific Reports*. 2017. V. 7. 45129.  
<https://doi.org/10.1038/srep45129>
- Li C.-F., Wang J.* Variations in Moho and Curie depths and heat flow in Eastern and Southeastern Asia // *Marine Geophysical Research*. 2016. V. 37. P. 1–20.  
<https://doi.org/10.1007/s11001-016-9265-4>
- Liu K.H., Gao S.S.* Mantle transition zone discontinuities beneath the Baikal rift and adjacent areas // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. P. B11301.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB004099>
- Logatchev N.A.* The Baikal rift system // *Episodes*. 1984. V. 7. № 1. P. 38–42.
- Logatchev N.A.* History and geodynamics of the lake Baikal rift in the context of the Eastern Siberia rift system: a review // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*. 1993. V. 17. № 2. P. 353–360
- Logatchev N.A., Florensov N.A.* The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 1–13.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90218-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90218-4)
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // *Tectonophysics*. 1987. V. 143. P. 225–234.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(87\)90092-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(87)90092-8)
- Logatchev N.A., Zorin Yu.A.* Baikal rift zone: structure and geodynamics // *Tectonophysics*. 1992. V. 208. P. 273–286.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90349-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90349-B)
- Ma Z., Masters G., Laske G., Pasyanos M.* A comprehensive dispersion model of surface wave phase and group velocity for the globe // *Geophys. J. Int.* 2014. V. 199. P. 113–135.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu246>
- Masters T.G., Shearer P.M.* A handbook of physical constants. *Global Earth Physics*. Washington: AGU. 1995. P. 88–103.
- Medhus A.B., Balling N., Jacobsen B.H., Weidle C., England R.W., Kind R., Thybo H., Voss P.* Upper-mantle structure beneath the Southern Scandes Mountains and the Northern Tornquist Zone revealed by *P*-wave traveltime tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 189. P. 1315–1334.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05449.x>
- Meissner R., Mooney W.D., Artemieva I.* Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 149. P. 1–14.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01628.x>
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science*. 1975. V. 189. P. 419–426.  
<https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
- Montagner J.-P.* Upper mantle low anisotropy channels below the Pacific plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. V. 202. P. 263–274.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00791-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00791-4)
- Montagner J.-P., Griot D.A., Lave J.* How to relate body wave and surface wave anisotropies? // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B8. P. 19015–19027.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900015>
- Nielsen C., Thybo H.* No Moho uplift below the Baikal Rift Zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal // *J. Geophys. Res.* 2009a. V. 114. B08306.  
<https://doi.org/10.1029/2008JB005828>
- Nielsen C., Thybo H.* Lower crustal intrusions beneath the Southern Baikal Rift Zone: evidence from full-waveform modelling of wide-angle seismic data // *Tectonophysics*. 2009b. V. 470. P. 298–318.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.023>
- Novoselova M.R.* Magnetic anomalies of the Baikal rift zone and adjacent areas // *Tectonophysics*. 1978. V. 45. P. 95–

100.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(78\)90227-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(78)90227-5)
- Pandey S., Yuan X., Debayle E., Priestley K., Kind R., Tilmann F., Li X.* A 3D shear-wave velocity model of the upper mantle beneath China and the surrounding areas // *Tectonophysics*. 2014. V. 633. P. 193–210.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.011>
- Pankratov O.V., Kuvshinov A.V., Avdeev D.B., Shneyer V.S., Trofimov I.I.*  $E_z$ -response as a monitor of a Baikal rift fault electrical resistivity: 3D modeling studies // *Annals of Geophysics*. V. 47. № 1. P. 151–156.
- Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I.* Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*. 2006. V. 416. P. 33–52.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.11.010>
- Petit C., Déverchère J.* Structure and evolution of the Baikal rift: a synthesis // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2006. V. 7. Q11016.  
<https://doi.org/10.1029/2006GC001265>
- Petit C., Koulakov I., Deverchère J.* Velocity structure around the Baikal rift zone from teleseismic and local earthquake traveltimes and geodynamics implications // *Tectonophysics*. 1998. V. 296. P. 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.* A deep geophysical study in the Baikal region // *Pure Appl. Geophys.* 1990. V. 134. P. 575–587.
- Poupoint M., Anandakrishnan S., Ammon C.J., Alley R.B.* Lithospheric structure of Greenland from ambient noise and earthquake surface wave tomography // *J. Geophys. Res.* 2018. V. 123. P. 7850–7876.  
<https://doi.org/10.1029/2018JB015490>
- Priestley K., Debayle E.* Seismic evidence for a moderately thick lithosphere beneath the Siberian Platform // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 3. 1118.  
<https://doi.org/10.1029/2002GL015931>
- Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S.* Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B10304.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB004082>
- Radziminovich N.A., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G.* Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations // *Asian J. Earth Sci.* 2013. V. 62. P. 146–161.  
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.029>
- Ravat D., Pignatelli A., Nicolosi I., Chiappini M.* A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 169. P. 421–434.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03305.x>
- Ritsema J., Deuss A., van Heijst H., Woodhouse J.* S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltime and normal-mode splitting function measurements // *Geophys. J. Int.* 2011. V. 184. P. 1223–1236.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x>
- Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* Eurasian surface wave tomography: group velocities // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. № B3. P. 4839–4878.  
<https://doi.org/10.1029/97JB02622>
- Savage M.K., Silver P.G., Meyer R.P.* Observations of teleseismic shear-wave splitting in the basin range from portable and permanent stations // *Geophys. Res. Lett.* 1990. V. 17. P. 21–24.  
<https://doi.org/10.1029/GL017i001p00021>
- Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear-speed structure of the upper mantle and transition zone // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 417–449.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt095>
- Scholz C.A., Klitgord K.D., Hutchinson D.R., Ten Brink U.S., Zonenshain L.P., Golmshtok A.Y., Moore T.C.* Results of 1992 seismic reflection experiment in Lake Baikal // *EOS, Transactions AGU*. 1993. V. 74. № 41. P. 465, 469–470.  
<https://doi.org/10.1029/93EO00546>
- Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A.* Seismicity and  $S$ -wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016. V. 261. P. 152–160.  
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011>
- Seredkina A.I., Melnikova V.I.* Seismotectonic crustal strains of the Mongol-Baikal seismic belt from seismological data / iD'Amico S. (Ed.) *Moment tensor solutions – a useful tool for seismotectonics*. Springer Natural Hazards, Switzerland. 2018. P. 497–517.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9\\_22](https://doi.org/10.1007/978-3-319-77359-9_22)
- Seredkina A.I., Melnikova V.I., Gileva N.A., Radziminovich Y.B.* The  $M_w = 4.3$  January 17, 2014, earthquake: very rare seismic event on the Siberian platform // *J. Seismology*. 2015. V. 19. P. 685–694.  
<https://doi.org/10.1007/s10950-015-9487-y>
- Seredkina A.I., Melnikova V.I., Radziminovich Y.B., Gileva N.A.* Seismicity of the Erguna region (Northeastern China): evidence for local stress redistribution // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 110. P. 803–815.  
<https://doi.org/10.1785/0120190182>
- Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model for the crust and upper mantle // *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. P. 88–105.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01742.x>
- Shen W., Ritzwoller M.H., Kang D., Kim Y., Lin F.-C., Ning J., Zhou L.* A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 206. P. 954–979.  
<https://doi.org/10.1093/gji/ggw175>
- Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrik 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.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00125-7](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00125-7)
- Tanaka A.* Global centroid distribution of magnetized layer from World Digital Magnetic Anomaly Map // *Tectonics*. 2017. V. 36. P. 3248–3253.  
<https://doi.org/10.1002/2017TC004770>
- Tapponier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baikal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. № B7. P. 3425–3459.  
<https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03425>
- Ten Brink U.S., Taylor M.H.* Crustal structure of central Lake Baikal: Insight into intracontinental rifting // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № B7. P. 2132.  
<https://doi.org/10.1029/2001JB000300>
- Tiberi C., Diamant M., Déverchère 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.  
<https://doi.org/10.1029/2002JB001880>

- Trampert J., Woodhouse J. Global anisotropic phase velocity maps for fundamental mode surface waves between 40 and 150 s // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 154. P. 154–165.  
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01952.x>
- Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W., Trampert J. Shear velocity structure of Central Eurasia from inversion of surface wave velocities // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. V. 123. P. 169–184.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(00\)00208-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00208-9)
- Vinnik L.P. Detection of waves converted from *P* to *SV* in the mantle // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1977. V. 15. P. 39–45.  
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(77\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(77)90008-5)
- Vinnik L.P., Farra V., Romanowicz B. Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of *SKS* at Geoscope and NARS broadband stations // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1989. V. 79. P. 1542–1558.
- Vinnik L.P., Makayeva L.I., Milev A., Usenko A.Y. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle // *Geophys. J. Int.* 1992. V. 111. P. 433–447.  
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb02102.x>
- Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 225. P. 131–146.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.039>
- 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.  
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7)
- Yuan K., Beghein C. Seismic anisotropy changes across upper mantle phase transitions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 374. P. 132–144.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.031>
- Zhao D. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. V. 192. P. 251–265.  
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00465-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00465-4)
- Zhao D., Kanamori H., Negishi H., Wiens D. Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter // *Science.* 1996. V. 274. P. 1891–1894.  
<https://doi.org/10.1126/science.274.5294.1891>
- Zhao D., Lei J., Inoue T., Yamada A., Gao S.S. Deep structure and origin of the Baikal rift zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. V. 243. P. 681–691.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.01.033>
- Zhao D., Ochi F., Hasegawa A., Yamamoto A. Evidence for the location and cause of large crustal earthquakes in Japan // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № B6. P. 13579–13594.  
<https://doi.org/10.1029/2000JB900026>
- Zhou Y., Nolet G., Dahlen F.A., Laske G. Global upper-mantle structure from finite-frequency surface-wave tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B04304.  
<https://doi.org/10.1029/2005JB003677>
- Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // *Tectonophysics.* 1989. V. 168. P. 327–337.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(89\)90226-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(89)90226-6)
- Zorin Yu.A., Mordvinova V.V., Turutanov E.Kh., Belichenko B.G., Artemyev A.A., Kosarev G.L., Gao S.S. Low seismic velocity 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.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00531-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00531-0)
- Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian – Siberian Mountainous Province // *J. Geodynamics.* 1990. V. 11. P. 327–342.  
[https://doi.org/10.1016/0264-3707\(90\)90015-M](https://doi.org/10.1016/0264-3707(90)90015-M)
- Zorin Y.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.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00214-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00214-2)

## The State of the Art in Studying the Deep Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle beneath the Baikal Rift from Seismological Data

A. I. Serechkina<sup>a, b, \*</sup>

<sup>a</sup>*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

<sup>b</sup>*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Moscow, Troitsk, 108840 Russia*

\*e-mail: ale@crust.irk.ru

The review discusses the main results of regional seismological studies concerning the deep structure of the Earth's crust and mantle of the Baikal Rift carried out from the 1960s to present. It also includes the data of the recent global models covering a depth interval to below 400 km which is rarely considered in the regional studies. The main focus of the review is laid on comparing different velocity models for the region, sometimes substantially contradicting each other, which determines the pertinence of this work. In particular, there has been no consensus as to the crustal thinning beneath the Baikal Rift, the thickness of the anomalous mantle layer and the lithosphere. For understanding the causes of the revealed discrepancies, the review briefly compares the methods used for the inversion and their resolution. Separate discussion is dedicated to anisotropic properties of the material of the upper mantle which is studied from splitting of *SKS* waves and from phase and group velocity dispersion data of surface waves. The results of studying the thermal, gravitational, geomagnetic, and geoelectric fields and some geological data presented in the concluding section provide addi-

tional information for verifying a particular model. The implications of the geophysical data considered in the review for the continuing discussion on the origin of extension of the Baikal Rift lithosphere are analyzed. It is shown that most of these data (low surface heat flux density and temperatures in the mantle, rather large depths of the lower boundary of the lithospheric magnetic sources, the estimates of the lithospheric thickness from gravimetric and geoelectric data) including purely seismological results (the absence of a common thinning of the crust and lithosphere along the entire axis of the rift) as well as some geological data contradict the hypotheses of active rifting. However, the current deep structure models are inconclusive for unambiguous choice between the hypotheses explaining rift formation by purely passive or mixed mechanisms. The solution of this question requires further, more detailed geophysical studies. Thus, the presented review of the deep structure of the Earth's crust and mantle of the Baikal Rift provides the framework for assessing the results of the previous geophysical studies and outlining the prospects of the future research.

*Keywords:* Earth's crust, mantle, lithosphere, asthenosphere, body and surface seismic waves, anisotropy, Baikal Rift