

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

© 2024 г. Л. П. Винник^{1, *}, Л. Л. Делицын¹, Л. И. Макеева^{1, **}, С. И. Орешин¹

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

*E-mail: vinnik@ifz.ru

**E-mail: mak@ifz.ru

Поступила в редакцию 23.08.2023

После доработки 27.09.2023

Принята к публикации 28.09.2023

Исследованы верхняя мантия и переходная зона Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Для анализа наблюдений использован метод приемных функций продольных волн. Установлено, что в центральной и северо-восточной части БРЗ обменная волна P_{410s} предваряется волной – предвестником с отрицательной полярностью, сформированной в слое низкой скорости поперечных волн на глубине 350–410 км. Сходная волна-предвестник с низкой скоростью поперечных волн и отрицательной полярностью формируется на глубине 600–660 км. Низкоскоростные слои интерпретируются как результат гидратации вадслеита и рингвудита в процессе субдукции Тихоокеанской литосферы. Аналогичное исследование мантии Центральной Монголии не обнаружило ожидаемых признаков гидратации. Моделирование системы литосфера-астеносфера Центральной Монголии путем совместного обращения приемных функций объемных волн и дисперсионных кривых поверхностных волн обнаруживает очень тонкий литосферный козырек под Хангаем и мощную слоистую астеносферу до глубины 200 км с литосферным включением между слоями с пониженной скоростью.

Ключевые слова: обменные волны, приемные функции, литосфера, астеносфера, верхняя мантия, переходная зона мантии.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724020014>, EDN: BUQILD

ВВЕДЕНИЕ

Рассматривается глубинная структура части Восточной Азии, включающей южную окраину Сибирского кратона, Байкальскую рифтовую зону, юго-западное продолжение БРЗ (рифтовая система Тункинской впадины и озера Хубсугул) и западное Монгольское плато (Хангай и Гоби–Алтай). Район нашего исследования (рис. 1) относят к Центрально-Азиатскому орогенному поясу и выделяют в нем несколько мантийных блоков, различающихся тектоникой, геофизическими характеристиками и возрастом (от докембрия до триаса включительно). Данные геологических исследований дополняются анализом сейсмичности и вулканизма. Районы распространения кайнозойского вулканизма в БРЗ находится в юго-западной части и на северо-востоке.

Несмотря на большой объем проведенных исследований, ряд явлений, наблюдаемых в БРЗ и соседних районах, не имеет однозначного

объяснения. Монголо-Охотский океан, занимавший в ранней юре территорию современного Забайкалья [Ivanov et al., 2015], прекратил существование около 150 млн лет тому назад. Горообразование и вулканизм возобновились около 30 млн лет тому назад с появлением первых хребтов и впадин БРЗ. Самые молодые вулканы в этом районе относятся к позднему голоцену и плейстоцену [Rasskazov, 1994]. Однако вопрос о глубине, на которой начинается частичное плавление мантии и зарождение магматических очагов, не имеет ясного ответа. Некоторые исследователи (например, [Zorin et al., 2003]) связывают геодинамические процессы в БРЗ и Монголии с термальными плюмами, которые зарождаются в нижней мантии. Другая популярная идея объясняет рифтогенез и частичное плавление мантии эффектом удаленных процессов, таких как столкновение Индии с Евразией [Molnar, Tarronnier, 1975]. Весьма вероятно, что вулканизм в восточной Азии следует связывать с субдукцией Тихоокеанской

литосферы [Fukao, Obayashi, 2013] и стагнацией литосферных плит на глубине нескольких сотен километров. Последние данные о глубинной структуре БРЗ и смежных районов получены благодаря установке сети широкополосных сейсмических станций. Краткий обзор полученных ранее данных по БРЗ представлен ниже.

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА БРЗ

Последнее исследование глубинной структуры БРЗ выполнено методом приемных функций [Винник и др., 2022]. Сейсмические сигналы выделяются с помощью миграции. При этом записи отдельных станций суммируются с временными поправками, компенсирующими зависимость времени пробега волны от глубины границы обмена. Суммарные трассы строятся для пробных значений глубины d от 0 до 800 км. Метод приемных функций использует продольные волны далеких землетрясений, преломленные в поперечные (Pds), или поперечные волны, преломленные в продольные (Sdp). Соответственно рассчитываются приемные функции продольных и поперечных волн.

В нашем анализе записей на станциях БРЗ использован только метод приемных функций продольных волн и не используется метод поперечных волн. Этот выбор связан с особенностями площадного распределения очагов далеких землетрясений, регистрируемых в БРЗ. Эпицентры землетрясений, использованных для построения приемных функций продольных волн, находятся в интервале эпицентральных расстояний от 30° до 90° в азимутальном секторе от 120° до 210° . Количество приемных функций определяется числом сейсмических станций и точек обмена. Общая численность приемных функций продольных волн составляет около 800 (в среднем около 80 для одной станции).

Построенные приемные функции позволяют сформировать две группы станций, состоящие из 5 станций каждая: ORL, MOY, TLY, ZAK, IRK (первая группа, юго-западный район БРЗ) и TRG, KEL, MXM, UUD, YLY (вторая группа, центральный и северо-восточный район БРЗ). Большинство использованных записей сглажено низкочастотным фильтром Баттерворта с угловым периодом от 5 до 7 с. Волновые формы рассчитываются в системе LQ , где ось L в каждой точке параллельна главному направлению смещения в P -волне, а ось Q направлена по нормали к L в плоскости распространения P -волны. Точки обмена на глубине 410 и 660 км показаны в проекции на поверхность Земли

(рис. 4 в работе [Винник и др., 2022]). Чтобы исключить эффекты различия волновых форм в источниках землетрясений, волновые формы стандартизируются деконволюцией во временной области [Berkhout, 1977].

На станциях первой группы получены записи волн $P410s$ и $P660s$ с амплитудами 0.027 и 0.034 на времени 45.5 с (для волны $P410s$) и 69.4 с (для волны $P660s$). Приведенные значения амплитуды $P410s$ и $P660s$ здесь и далее получены нормировкой Q компоненты с помощью L -компоненты P -волны. Специальный интерес представляет дифференциальное время (разность времени вступлений $P410s$ и $P660s$). Для первой группы станций дифференциальное время (23.9 ± 0.2 с) равно номинальному дифференциальному времени для модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991].

Для второй группы станций время вступления волн $P410s$ и $P660s$ равно соответственно 44.6 с и 69.6 с. Дифференциальное время составляет 25.0 с, на 1.1 с больше номинального дифференциального времени в модели IASP91. Интересную особенность приемных функций второй группы представляет волна с практически такой же амплитудой (0.027) и формой колебаний как $P410s$, но с противоположной (отрицательной) полярностью и опережением волны $P410s$ примерно на 5 с. Отрицательная полярность волны – предвестника $P410s$ означает, что, в отличие от волны $P410s$, он образован на границе, где скорость поперечных волн убывает с глубиной. Сходная особенность (волна – предвестник с большой амплитудой, отрицательной полярностью и соответствующей границей) наблюдается на глубине около 600 км. Итак, в центральной и северо-восточной частях БРЗ в нижнем слое верхней мантии и в нижней части переходной зоны выделяются слои аномально низкой скорости поперечных волн. Эта особенность отсутствует в юго-западном районе БРЗ.

Район переходной зоны мантии, в котором приемные функции второй группы обнаруживают пониженную скорость поперечных волн на глубинах 350–410 км и около 600–660 км, соответствует плато Витим в 200 км к востоку от Байкальского рифта (рис. 1). В пределах БРЗ находятся несколько областей кайнозойского вулканизма – Удокан, Витим, Хамар-Дабан и Бартой. Витимская область из них является самой большой. На территории Витимского нагорья известно 88 вулканических построек, из которых некоторые достигают в поперечнике 20 км. Понижение скорости поперечных волн в переходной зоне может быть связано с гидратацией

и плавлением [Bercovici, Karato, 2003]. Свидетельства частичного плавления мантии непосредственно над 410-километровой границей в восточной Азии и других районах, включая Китай, известны на протяжении длительного времени (например, [Revenaugh, Sipkin, 1994; Vinnik, Farra, 2002; 2007]). Гидратация переходной зоны мантии ведет к понижению скорости поперечных волн в вадслеите и рингвудите. В частности, одновременное добавление 6.7 мол.% железа и 1.6 мас.% воды ведет к понижению скоростей поперечных волн на 5.57% (7.80%) и 5.84% (6.11%) для вадслеита и рингвудита [Tian et al., 2012]. Сообщалось (см. статью [Shen, Blum, 2003]) о наблюдении в южной Африке *Pds*-волны с отрицательной полярностью и обменом на глубине около 600 км, но эта волна намного слабее волн с отрицательной полярностью, обнаруженных нами на записях в БРЗ.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ

Исследование переходной зоны мантии Байкальской рифтовой системы было продолжено в районе Хубсугула и прилегающих к нему

районов Монгольского плато (Хангай и Гоби–Алтай). Использованы записи 26 временных станций МОБАЛ (2003 г.) и 112 станций сети XL (Лихайский Университет, Центрально-Монгольский сейсмический эксперимент, 2012–2016 гг., [Meltzer et al., 2019]). Сеть XL в течение 2012–2016 гг. состояла из трех групп: HV (район Хубсугула), HD (район Хангая) и AT (район Гоби–Алтая). Расположение станций показано на рис. 1. В Центральной Монголии мы используем тот же метод анализа, что и для Байкальской сети: объединяем соседние станции в подгруппы (подгруппа 1 – Хубсугул, подгруппы 2, 3, 4, 5 – Хангай, подгруппа 6 – Гоби–Алтай) и суммируем приемные функции продольных волн (PRF) в каждой подгруппе. Миграция PRF, показанная на рис. 2 для шести подгрупп, позволяет получить вступления волн *P410s* и *P660s* для каждой подгруппы. В таблице приведены времена вступления волн *P410s* и *P660s*, а также дифференциальное время для Хубсугула, Хангая и Гоби–Алтая. Дифференциальное время меняется от 23.8 с для Гобийского Алтая до 24.3 с для северо-запада Хангая и остается близким к номинальному значению 23.9 с для модели IASP91.

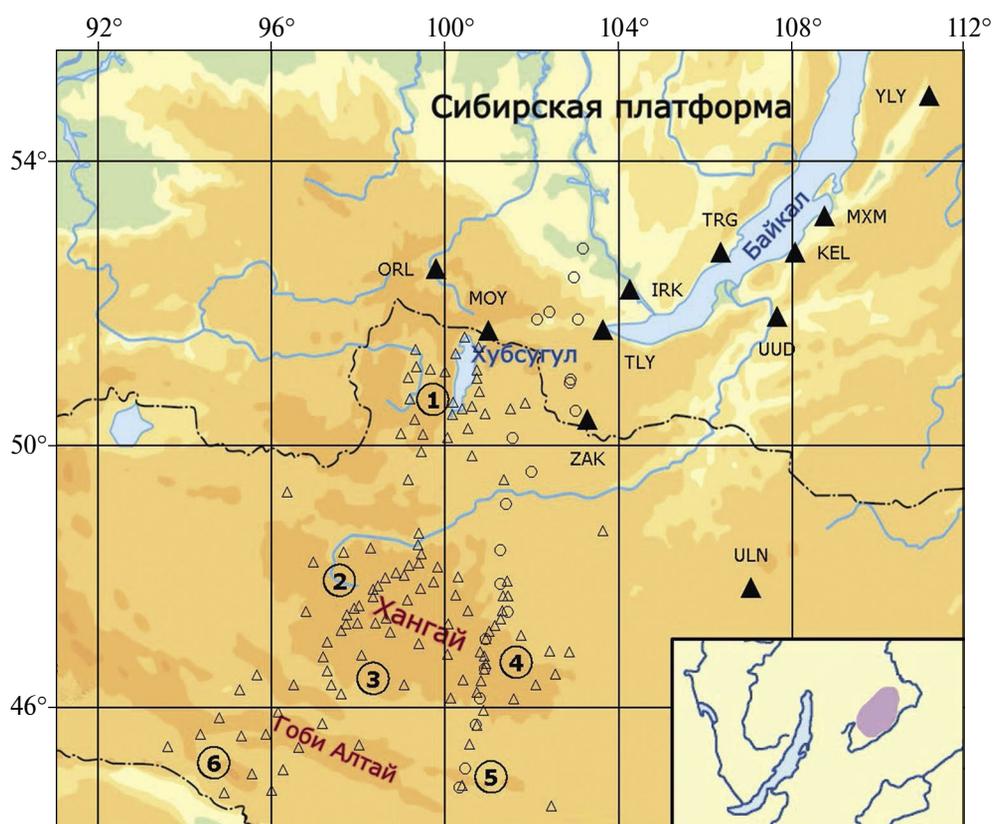


Рис. 1. Расположение сейсмических станций. Стационарные станции показаны черными треугольниками; временные станции Центрально-Монгольского сейсмического эксперимента – пустые треугольники; сеть МОБАЛ – кружки. Вставка – схема расположения Витимского вулканического поля.

Анализ записей, полученных в Центральной Монголии, позволяет сравнить волновые поля в БРЗ и в Центральной Монголии. Один из результатов заключается в том, что изменчивость амплитуд $P660s$ и предвестников $P660s$, характерная для восточной части БРЗ, отсутствует в Центральной Монголии. Амплитуды HV, AT, HDWEST_2, HDWEST_3, HD_EAST_4, HDEAST_5 практически одинаковы и лишены различимых предвестников (рис. 2). Такой же вывод можно сделать в отношении $P410s$.

Для визуализации границ до глубины 800 км мы использовали метод общей точки обмена ССР (“common conversion points”). Метод ССР [Dueker, Sheehan, 1997] позволяет наглядно изобразить сильные глубинные границы вдоль выбранного профиля. Изображения ССР приемных функций P_s построены нами вдоль профилей на поверхности Земли для глубин обмена волны P_s от 0 до 800 км. На рис. 3 показан профиль ССР вдоль параллели $47^\circ N$, проходящей через Хангай. Для расчета задержек при суммировании используется заданная скоростная модель IASP91. Затемненные полупериоды на рис. 3 соответствуют положительным амплитудам суммированных волн P_s . Наиболее сильный сигнал соответствует границе Мохо на глубинах 40–55 км. На глубинах около 410 и 660 км уверенно выделяются верхняя и нижняя граница переходной зоны. Волновую картину усложняют кратные волны от границы Мохо, которые проявляются в виде фиктивных границ на глубине 180–200 км. Верхняя и нижняя граница переходной зоны на рис. 3 изменяются плавно и согласованно, что предполагает практически постоянную толщину переходной зоны. Восточнее $105^\circ E$ изображение обеих границ смещается вверх, что может быть артефактом из-за неточного знания скоростной модели верхней мантии над 410-километровой границей. Таким образом, мы не получаем свидетельств значительных вариаций толщины переходной зоны в районе Хангая. Это заключение противоречит выводам некоторых работ [Sun et al., 2020; He et al., 2022]. Определению скоростной модели верхней мантии посвящен следующий раздел этой работы.

СТРУКТУРА СИСТЕМЫ ЛИТОСФЕРА–АСТЕНОСФЕРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Центральная Монголия представляет тектонически сложный регион. Происхождение необычного поднятия Хангайского купола имеет дискуссионный характер. В отличие от БРЗ

Хангайский купол представляет внутриконтинентальное плато с высотой до 4 км (на 2 км выше основания). Для объяснения уникальности поднятия Хангайского купола предлагались различные гипотезы: мантийный плюм из переходной зоны или нижней мантии, расслоенность литосферы, подъем астеносферы. К настоящему времени по сейсмическим данным получены различные скоростные модели верхней мантии этого региона, например [Chen et al., 2015; Feng, 2021; Zhao, Wang, Huang, 2021; Wu, Huang, Zhao, 2021; Wang et al., 2022].

Для исследования верхней мантии модифицирована методика совместного обращения приемных функций объемных волн и дисперсионных кривых поверхностных волн. Использовались волны, зарегистрированные сейсмическими станциями в районе от 95 до 111° в.д. и от 40 до 56° с.ш. (рис. 1). Обработаны записи более 150 сейсмических станций, принадлежащих различным сетям сейсмических станций. Значительная часть записей в этом районе была забракована из-за высокого уровня шума.

При обращении приемных функций волн P_s и S_p обычно применяется группирование сейсмических записей по станциям с целью увеличения отношения сигнал/шум. Мы применяем группирование сейсмических событий, лучи которых проходят через один и тот же объем среды на заданной глубине (см., например, работу [Kraft et al., 2018]). На поверхности Земли выбираются точки (виртуальные станции) с шагом в 1° по широте и долготе. Выбирается целевая глубина точек обмена и соответствующие этим точкам приемные функции суммируются. В расчет включаются все точки обмена на этой глубине с угловым расстоянием до виртуальной станции, не превосходящим 1° . В нашем случае процедура проводится для глубин от 0 до 800 км с шагом 80 км. Использование суммарных приемных функций для ряда глубин отличает нашу методику обращения данных от применявшихся ранее, где использовались суммарные приемные функции только для нулевой глубины. В зависимости от ячейки количество суммируемых записей может достигать нескольких тысяч.

Теоретические сейсмограммы объемных волн рассчитываются методом Томсона–Хаскелла [Haskell, 1962] с уплощением (см. работу [Biswas, 1972]). Синтетические суммарные приемные функции волн P_s рассчитываются при помощи той же процедуры суммирования, что и при обработке наблюдений. Для волн P_s суммируются

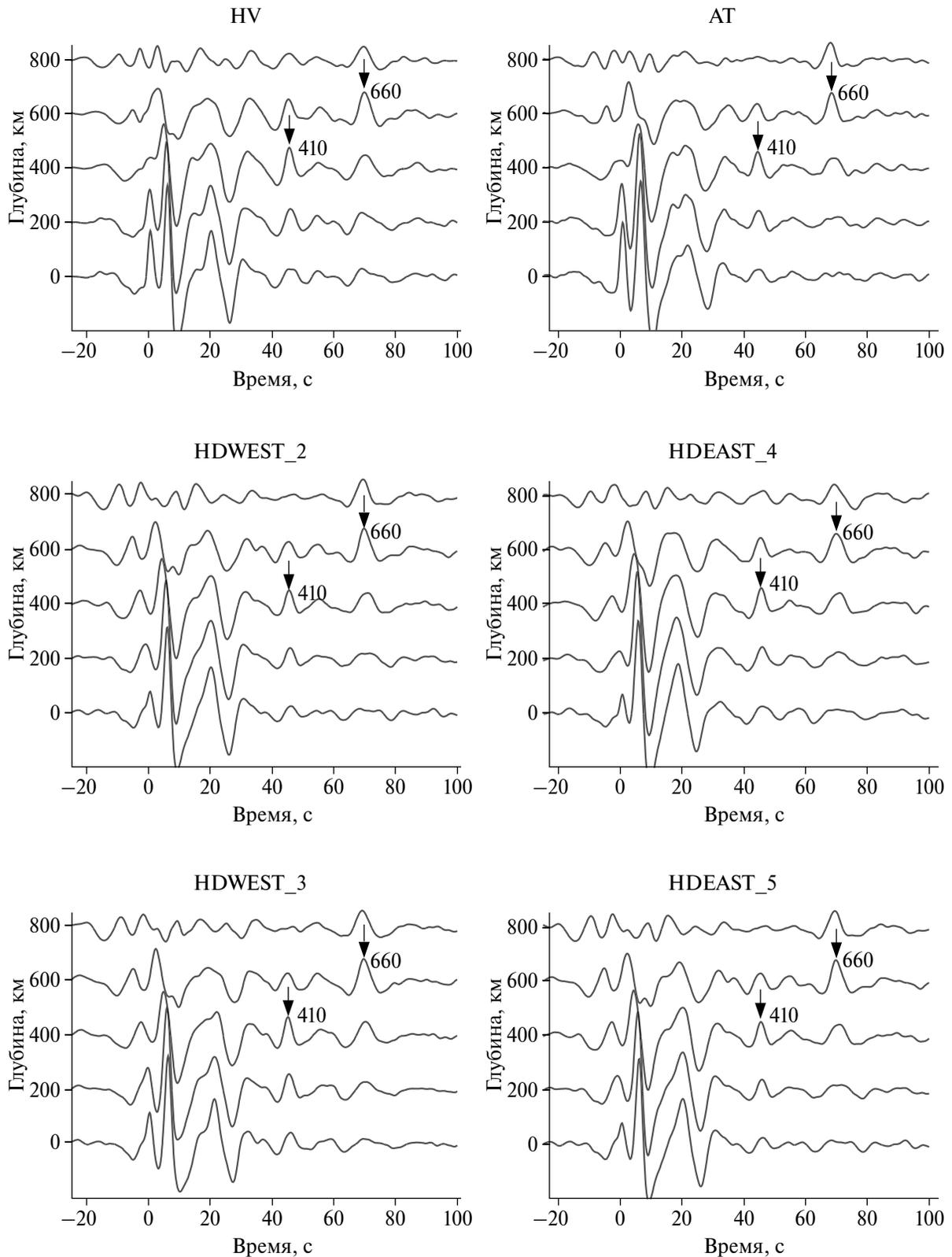


Рис. 2. Результаты суммирования приемных функций: HV – Хубсугул; АТ – Гоби-Алтай; HDWEST_2 – северо-запад Хангая; HDWEST_3 – юго-запад Хангая; HDEAST_4 – северо-восток Хангая; HDEAST_5 – юго-восток Хангая. Стрелки показывают вступления волн P410s и P660s.

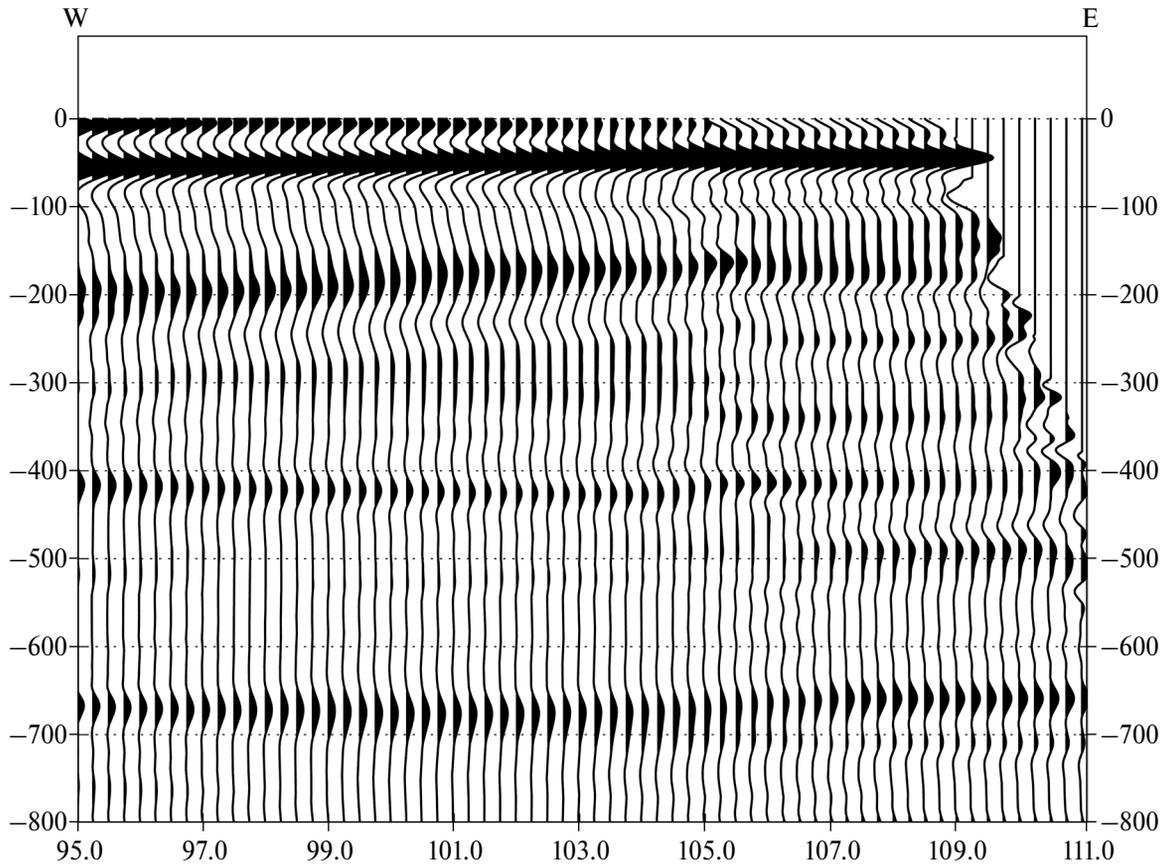


Рис. 3. Изображение ССР суммарных PRF обменных волн P_s на широте 47° N. По горизонтальной оси — долгота (град), по вертикальной — глубина (км).

синтетические сейсмограммы, рассчитанные для набора из 8 лучевых параметров, в диапазоне от 4.5 до 8.0 с/град. Для S_p используются 8 лучевых параметров от 8.8 до 10.2 с/град. На рис. 4 приведен пример теоретических и наблюдаемых суммарных приемных функций PRF, рассчитанных путем суммирования 3460 записей для виртуальной станции с центром в точке 48° N, 101° E.

В обращении данных используются дисперсионные кривые фазовых и групповых скоростей основной гармоники поверхностных волн Релея в диапазоне периодов от 25 до 250 с, рассчитанные по опубликованным данным поверхностно-волновой томографии (см. работу [Pasyanos et al., 2014]). Теоретические дисперсионные кривые поверхностных волн рассчитываются для сферической Земли при помощи программы из работы [Pasyanos et al., 2014].

В процессе обращения рассчитывается функционал ошибки: сумма квадратов разностей между наблюдаемыми и теоретическими суммарными приемными функциями, а также слагаемых, которые отвечают за отклонение от

референц-модели, за гладкость модели, за отличие наблюдаемых и теоретических дисперсионных кривых поверхностных волн. В качестве референц-модели используется начальная модель IASP91. Допустимые отклонения дисперсионных кривых поверхностных волн оценены по расхождениям опубликованных томографических исследований [Pasyanos et al., 2014; Shen et al., 2016]. Функционал ошибки минимизируется при помощи стандартного алгоритма секущих BFGS [Дэннис, Шнабель, 1988]. Используются 12 итераций, на каждой итерации методом конечных разностей приближенно рассчитываются производные по параметрам скоростных разрезов. Численные эксперименты показали, что дальнейшее увеличение числа итераций не ведет к существенному изменению модели. В итоге полное число расчетов синтетических суммарных приемных функций PRF для одной виртуальной станции достигает 5500. Такое же число синтетических суммарных приемных функций рассчитывается для волн S_p (SRF). Весовые коэффициенты для взвешивания различных типов данных выбираются методом проб

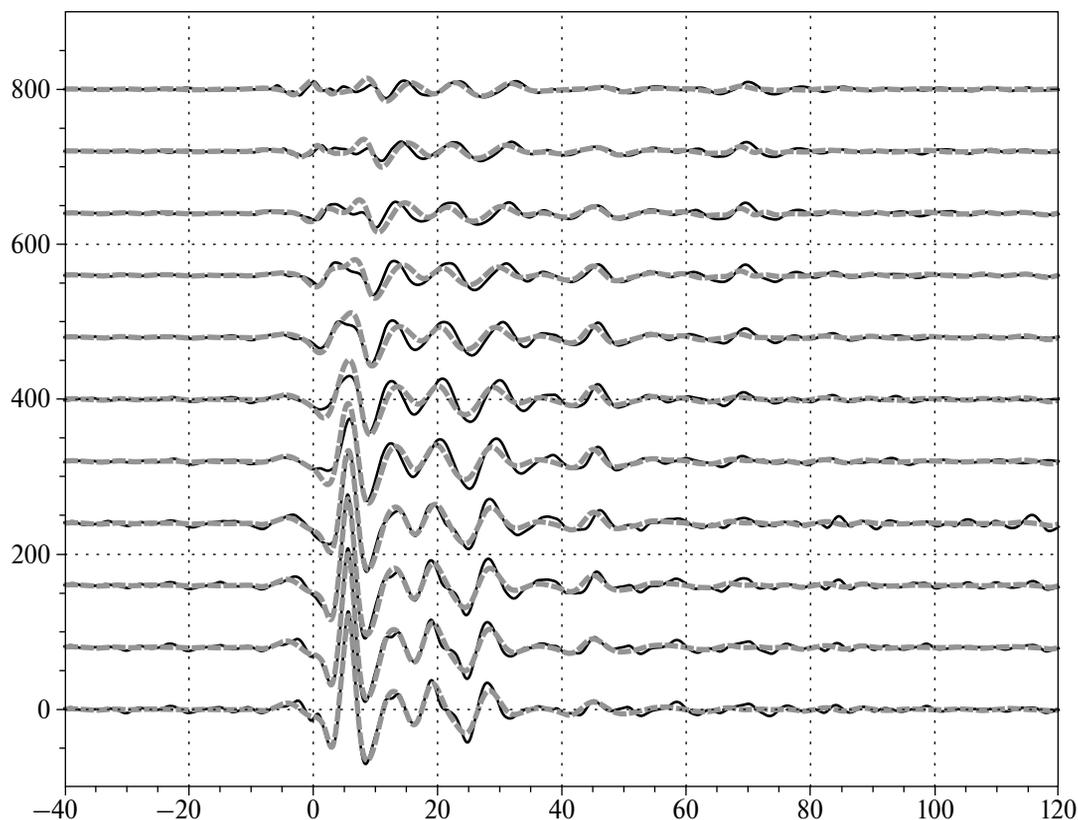


Рис. 4. Суммарные приемные функции волны P_s для ячейки с центром в точке 48° N , 101° E . Теоретические суммарные PRF показаны штрихом.

и ошибок, фиксируются и применяются для всех виртуальных станций.

В соответствии с описанной процедурой рассчитаны одномерные скоростные разрезы для поперечных волн до глубины 800 км в координатной сетке исследуемой области с шагом в 1° . Затем для исследуемой области путем интерполяции построены меридиональные и широтные двумерные скоростные профили, а также карты, соответствующие различным глубинам с шагом по глубине 5 км. На рис. 5 приведены двумерные скоростные профили поперечных волн до глубины 300 км вдоль долготы 100° E , по направлению 30° NE и вдоль широты 48° N . Скоростные флуктуации отображаются цветовым кодом. Пунктирной линией изображена граница коры и мантии по данным модели CRUST1.0 [Laske et al., 2013]. Мощность земной коры местами превосходит 55 км. Значительная толщина коры в этом регионе отмечалась раньше многими исследователями [Zorin et al., 1989; Мордвинова и др., 2007; Feng, 2021].

На меридиональном профиле (рис. 5, сверху) повышенные литосферные скорости

4.50–4.55 км/с на широтах севернее 53° N соответствуют Сибирской платформе; на широтах южнее 41° N со скоростями, превышающими 4.5 км/с на глубинах 100–150 км, выделяются структуры Бейшаня, близкие к Таримскому кратону. Низкоскоростная область сложной формы в центре профиля под Хангаем со скоростями не более 4.4 км/с состоит из двух смыкающихся слоев: верхний слой находится на глубинах около 75–80 км, его кровля почти достигает границы Мохо в центральной части. Наиболее низкие скорости 4.25 км/с на этих глубинах наблюдаются непосредственно под Хангайским поднятием с минимальным значением под Тарятом. Нижняя часть области пониженных до 4.35 км/с скоростей в центре профиля находится на глубинах от 200 до 80 км и смыкается с верхним низкоскоростным мантийным слоем на широтах 49 – 50° N .

Пространственное распространение этого слоя можно проследить на рис. 6. На карте скоростей на глубине 70 км в северной части астеносферный слой простирается до Главного Саянского разлома до широты 52° и касается южной оконечности озера Байкал. На юге этот

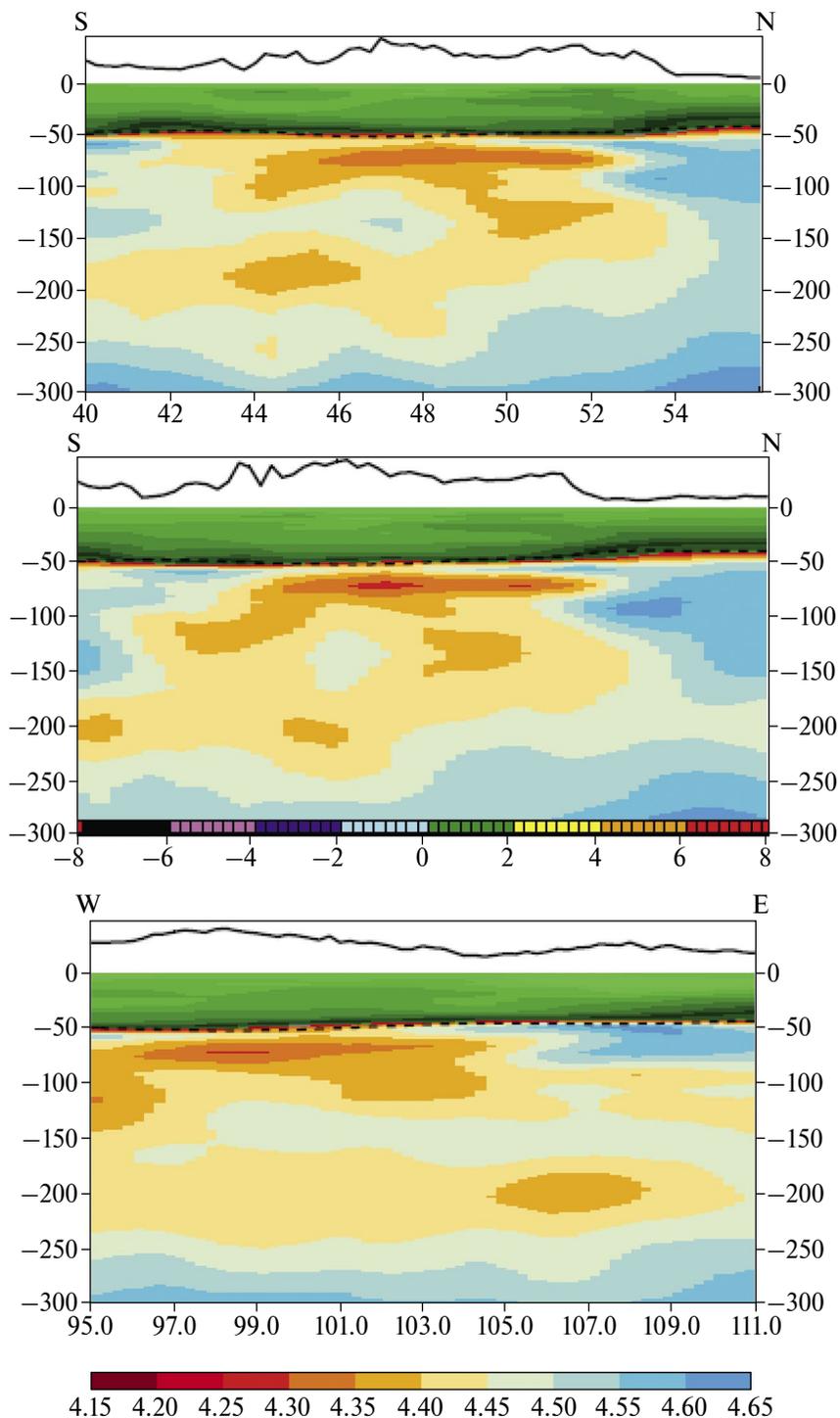


Рис. 5. Двумерные скоростные профили поперечных волн. Сверху вниз: меридиональный – 100° E, диагональный 30° NE, широтный – 48° N. Цветовая шкала отображает абсолютные значения скоростей поперечных волн.

слой исчезает около широты 44°. На востоке границей распространения низкоскоростного слоя является меридиан 104° E, приблизительно соответствующий границе Амурской микроплиты. На глубинах 100–130 км эта низкоскоростная область в западной части образует дугу,

а в восточной области образует несколько более широкую полосу между широтами 48 и 52°. На глубинах 130–160 км низкоскоростная область непосредственно под Хангайским поднятием отсутствует. Скорости поперечных волн здесь составляют 4.45–4.50 км/с.

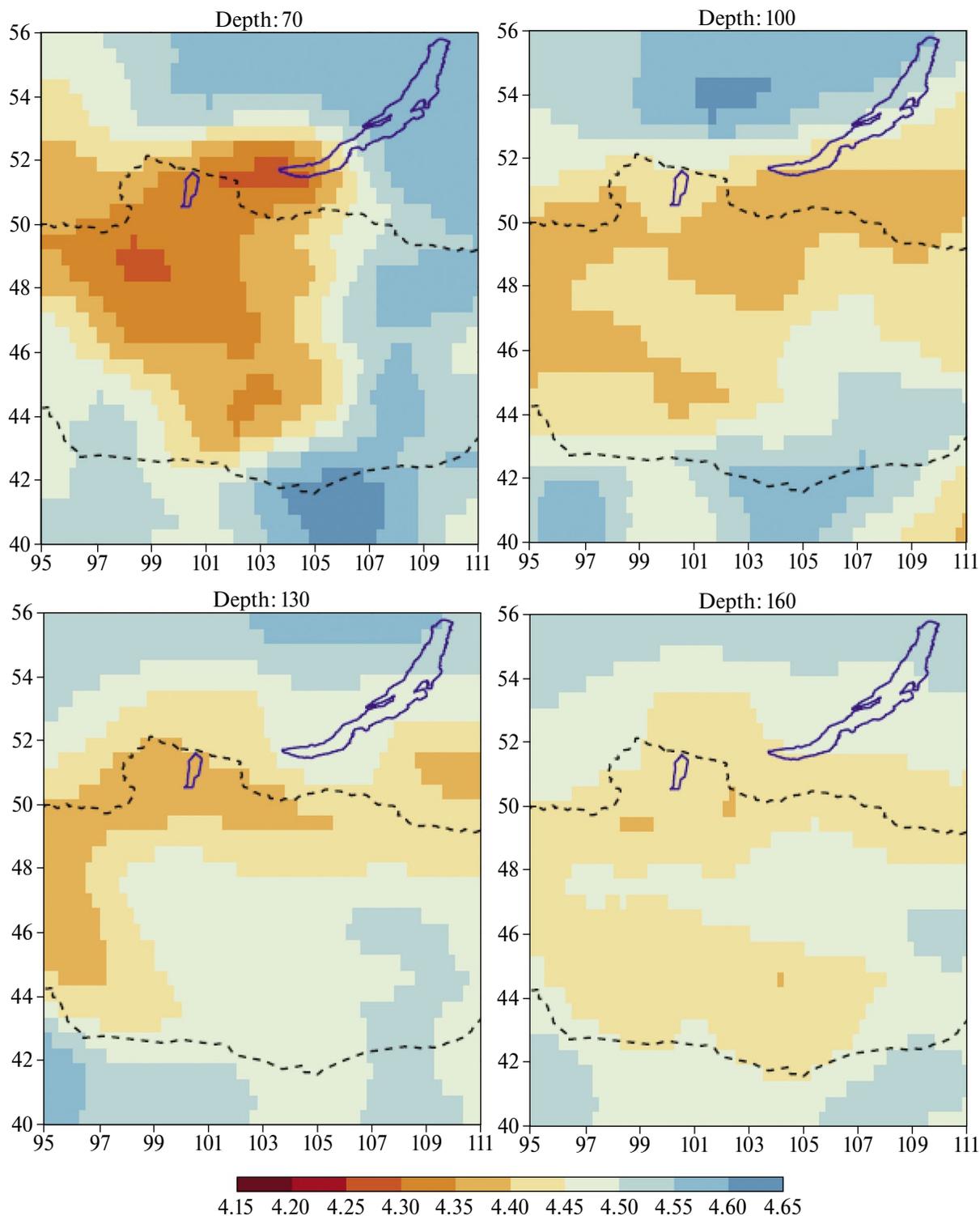


Рис. 6. Горизонтальные разрезы скоростных моделей поперечных волн (70, 100, 130, 160 км). Цветовая шкала отображает абсолютные значения скоростей поперечных волн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате анализа записей группы станций в БРЗ установлено, что в нижней части верхней мантии и в нижней части переходной зоны

центральной и восточной БРЗ могут находиться слои пониженной скорости поперечных волн. Мы предполагаем, что блоки мантии с пониженной скоростью поперечных волн связаны

Параметры PRF

№	Район	$N_{\text{станций}}$	N	$D, ^\circ$	$Az, ^\circ$	$t(410), \text{с}$	$t(660), \text{с}$	$\delta t, \text{с}$
1	Хубсугул	26	5688	62.18	135.5	45.57	69.71	24.14
2	Хангай WN	22	5597	60.76	132.0	45.42	69.71	24.29
3	Хангай WS	18	4229	60.97	127.1	45.13	69.35	24.21
4	Хангай EN	22	5232	61.45	133.9	45.62	69.75	24.13
5	Хангай ES	7	1377	62.43	129.4	44.90	68.87	23.97
6	Гоби Алтай	16	3059	61.20	127.3	44.34	68.20	23.85

Примечания: № – номер подгруппы; $N_{\text{станций}}$ – количество станций в подгруппе; N – количество суммированных PRF; D – среднее эпицентральное расстояние; Az – средний азимут; $tP410s$ – наблюдаемое время волны $P410s$; $tP660s$ – наблюдаемое время волны $P660s$; δt – дифференциальное время.

с субдуктированной Тихоокеанской литосферой. Вероятное происхождение низкоскоростных слоев может быть обусловлено гидратацией вадслеита и рингвудита.

Выполнен цикл исследований литосферы и астеносферы Центральной Монголии путем совместного обращения приемных функций PRF, SRF и фазовых и групповых скоростей поверхностных волн Рэлея. Для исследуемой области ($40\text{--}56^\circ \text{N}$, $95\text{--}111^\circ \text{E}$) построены двумерные скоростные профили для поперечных волн до глубины 300 км с шагом в 1° по широте и долготе, а также скоростные карты на разных глубинах с шагом 5 км. Установлено, что под Хангаем находится очень тонкий литосферный козырек, подстилаемый до глубины около 200 км неоднородной астеносферой с литосферным включением между низкоскоростными слоями, которое может быть результатом деляминации литосферы. Кроме того, низкоскоростной канал между астеносферой и нижележащей мантией в этом районе отсутствует. Таким образом, по нашим данным не подтверждается гипотеза происхождения Хангайского поднятия под воздействием мантийного плюма.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны ФИЦ ЕГС РАН за предоставленные сейсмограммы широкополосных станций Байкальской сети. Сейсмограммы станций сети XL получены от IRIS DMC, сети МОБАЛ на сайте <http://ws.resif.fr>. При обработке сейсмограмм использовался Seismic Handler (K. Stammer).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках проведения исследований по госзаданию Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Винник Л.П., Орешин С.И., Макеева Л.И., Мордвинова В.В., Цыдыпова Л.Р. Структура мантии и процессы в переходной зоне Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2022. № 6. С. 3–11.
- Дэннис Дж., Шнабель Р. Численные методы безусловной оптимизации и решения нелинейных уравнений. М.: Мир. 1988. 440 с.
- 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.
- Bercovici D., Karato S. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter // Nature. 2003. V. 425. P. 39–44.
- Berkhout A.J. Least-squares inverse filtering and wavelet deconvolution // Geophysics. 1977. V. 42(7). P. 1369–1383.
- Biswas N.N. Earth-flattening procedure for the propagation of Rayleigh wave // Pure Appl. Geophys. 1972. V. 96. P. 61–74.
- Chen M., Niu F., Liu Q., Tromp J. Mantle-driven uplift of Hangai Dome: New seismic constraints from adjoint tomography // Geophys. Res. Lett. 2015. V. 42(17). P. 6967–6974.
- Dueker K.G., Sheehan A.F. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 8313–8327.
- Feng L. High-resolution crustal and uppermost mantle structure beneath Central Mongolia from Rayleigh waves and receiver functions // J. Geophys. Res: Solid Earth. 2021. V. 126 (4). Doi: 10.1029/2020JB021161
- Fukao Y., Obayashi M. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity // J. Geophys. Res. 2013. V. 118. P. 5920–5938.
- Haskell N.A. Crustal reflection of plane P and SV waves // J. Geophys. Res. 1962. V. 67(12). P. 4751–4767.
- He J., Xu M., Wu Q., Zhang F. Hydrous melting Driven upwelling from the mantle transition zone in the Mongolia Plateau revealed by receiver function analysis // JGR Solid Earth. 2022. Doi: 10.1029/2022JB024905
- Ivanov A.V., Demonterova E.I., He H., Perepelov A.B., Travin A.V., Lebedev V.A. Volcanism in the Baikal-rift: 40 years of active-versus-passive model discussion // Earth-Science Reviews. 2015. V. 148. P. 18–43.

- Kennett B.L.N., Engdahl E.R.* Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geoph. J. Int.* 1991. V. 105 (2). P. 129–455.
- Kraft H.A., Vinnik L., Thybo H.* Mantle transition zone beneath central-eastern Greenland: possible evidence for a deep tectosphere from receiver functions // *Tectonophysics*. 2018. V. 728–729. P. 34–40.
- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0—A 1-degree Global Model of Earth's crust // *Geophys. Res. Abs.* 2012. V.14. EGU2012-3743-1.
- Meltzer A., Stachnik J. C., Sodnomsambuu D., Munkhuu U., Tsagaan B., Dashdondog M., Russo R.* The Central Mongolia seismic experiment: Multiple applications of temporary broadband seismic arrays // *Seismological Research Letters*. 2019. V. 90(3). P. 1364–1376.
- Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision: features of recent continental tectonics in Asia can be interpreted as results of the India–Eurasia collision // *Science*. 1975. V. 189 (4201). P. 419–426.
- Pasyanos M.E., Masters T.G., Laske G., Ma Zh.* LITHO1.0: An updated crust and lithospheric model of the Earth // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2014. V. 119(3). P. 2153–2173.
- Rasskazov S.V.* Magmatism related to Eastern Siberia rift system and the geodynamics // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*. 1994. V. 18 (2). P. 437–452.
- Revenaugh J., Sipkin S.A.* Seismic evidence for silicate melt atop the 410-km discontinuity // *Nature*. 1994. V. 369. P. 474–476. Doi:10.1038/369474a0.
- Shen Y., Blum J.* Seismic evidence for accumulated oceanic crust above the 660-km discontinuity beneath southern Africa // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30(18). Doi:10.1029/2003GL017991
- Shen W., Ritzwoller M.H., Kang D., Kim Y., Lin F.-C., Ning J., Wang W., Zheng Y., Zhou L.* A seismic reference model for the crust and uppermost mantle beneath China from surface wave dispersion // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 206(2). P. 954–979. Doi: 10.1093/gji/ggw175
- Sun M., Gao S.S., Liu K.H., Fu X.* Upper mantle and mantle transition zone thermal and water content anomalies beneath NE Asia: Constraints from receiver function imaging of the 410 and 660 km discontinuities // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 532. Doi:10.1016/j.epsl.2019.116040
- Tian L., Zhao J., Liu W., Liu L., Liu H., Du J.* Effect of iron on high pressure elasticity of hydrous wadsleyite and ringwoodite by first-principles simulation // *High Pressure Research*. 2012. V. 32 (3). P. 385–395.
- Vinnik L., Farra V.* Subcratonic low-velocity layer and flood basalts // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29(4). Doi: 10.1029/2001GL014064
- Vinnik L., Farra V.* Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes // *Earth and Planetary Science Letters*. 2007. V. 262 (3–4). P. 398–412.
- Zhao H., Wang P., Huang Z.* Lithospheric structures beneath the western Mongolian Plateau: Insight from S wave receiver function // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2021. V. 212. Doi: 10.1016/j.jseaes.2021.104733
- Wang X., Wu H., Wang H., Wu B., Huang, Z.* Rayleigh wave tomography of central and southern Mongolia // *Tectonophysics*. 2022. V. 836. Doi: 10.1016/j.tecto.2022.229426
- Wu H., Huang Zh., Zhao D.* Deep structure beneath the southwestern flank of the Baikal rift zone and adjacent areas // *Phys. Earth Planet. Int.* 2021. V. 310. Doi:10.1016/j.pepi.2020.106616
- 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.327–347.
- Zorin Y., Turutanov E., Mordvinova V., Kozhevnikov V., Yanovskaya T., Treussov A.* The Baikal rift zone: the effect of mantle plumes on older structure // *Tectonophysics*. 2003. V. 371. № 1–4. P. 153–173.

Deep Structure of the Baikal Rift Zone and Central Mongolia

L. P. Vinnik^{a, *}, L. L. Delitsyn^a, L. I. Makeeva^{a, **}, and S. I. Oreshin^a

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

*e-mail: vinnik@ifz.ru

**e-mail: mak@ifz.ru

Received August 23, 2023

revised September 27, 2023

accepted September 28, 2023

Abstract – The upper mantle and the transition zone of the Baikal rift zone (BRZ) are studied. The observations are analyzed using *P*-wave receiver functions. It is found that in the BRZ central and northeastern part, the *P*410s converted seismic phase is preceded by a precursory wave with negative polarity which is formed in the low *S*-wave velocity layer at a depth of 350–410 km. A similar precursory wave with low *S*-wave velocity and negative polarity is formed at a depth of 600–660 km. The low-velocity layers are interpreted as resulting from the hydration of wadsleyite and ringwoodite during the subduction of the Pacific lithosphere. A similar study of the mantle in Central Mongolia found no expected signs of hydration. Modeling of the lithosphere–asthenosphere system in Central Mongolia by joint inversion of the body wave receiver functions and surface wave dispersion curves reveals a very thin lithospheric lid beneath Khangai and a thick layered asthenosphere to a depth of 200 km with a lithospheric inclusion between low-velocity layers.

Keywords: converted waves, receiver functions, lithosphere, asthenosphere, upper mantle, mantle transition zone