

УДК 550.34.06

Предварительные результаты исследования глубинного скоростного строения Забайкалья методом приёмных функций P -волн

© 2026 г. М.А. Хритова^{1,2}, Е.А. Кобелева¹

¹БФ ФИЦ ЕГС РАН, Иркутск, Россия; ²ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия

Поступила в редакцию 11.06.2026 г.

Аннотация. В работе проведено изучение скоростных характеристик земной коры и верхней мантии Забайкалья на основе анализа сейсмических данных. На основе инверсии продольных приёмных функций, выделенных по записям телесейсмических землетрясений на двух сейсмических станциях Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН, построены одномерные скоростные разрезы поперечной волны $V_s(h)$. Полученные скоростные модели для станций КРС и ТУР имеют схожесть: выявлен осадочный слой с повышенными значениями скорости ($V_s=3.7$ км/с) на глубине 4–5 км; идентифицирован внутрикоровый волновод с пониженными значениями скорости ($V_s=3.5$ км/с) в интервале глубин 10–20 км; нижняя часть коры характеризуется стабильными значениями скорости ($V_s=3.8–3.9$ км/с); резкая коромантийная граница на глубине 42 км ($V_s=4.5$ км/с). По скоростным разрезам в верхней мантии обнаруживается слой с пониженными значениями скоростей поперечных волн на глубине ~120–230 км, который, вероятно, соответствует астеносфере. Анализ времени вступления волн $P410s$ и $P660s$ позволяет сделать предположение о средних пониженных значениях скорости сейсмических волн в верхней мантии под обеими станциями.

Ключевые слова: телесейсмические землетрясения, метод приёмных функций, PRF, сейсмические скоростные разрезы, Забайкалье.

Для цитирования: Хритова М.А., Кобелева Е.А. Предварительные результаты исследования глубинного скоростного строения Забайкалья методом приёмной функции P -волн // Российский сейсмологический журнал. — 2026. — Т. 8, № 3. — С. 71–84. — DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2026.3.05>. — EDN: OTOERT

Введение

Забайкальский регион расположен в границах крупных тектонических структур южной окраины Сибирского кратона: Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), Саяно-Байкальской складчатой области, Байкало-Патомского краевого поднятия, Монголо-Охотского пояса и Алдано-Станового щита [Мазукабзов и др., 2006]. В геологическом строении Забайкалья выявляют крупные формационные зоны, складчатые и складчато-блоковые системы, разделённые глубинными разломами и характеризующиеся уникальными комплексами горных пород определённого возраста и специфической внутренней структурой (рис. 1).

Во второй половине XX в. на территории Прибайкалья и Забайкалья был выполнен ряд исследований методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Основной целью

данных работ было выявление особенностей структуры и физических свойств земной коры и верхней мантии БРЗ по сравнению с прилегающими районами Сибирской платформы, Забайкалья, не захваченных процессом рифтогенеза. Согласно работам [Недра ..., 1981; Крылов и др., 1990; Mishen'kin et al., 1999; Мандельбаум и др., 1999], территорию Забайкалья пересекало несколько профилей ГСЗ, по которым были построены сейсмические разрезы с графиками граничных и средних скоростей в коре.

Необходимо отметить масштабное исследование, выполненное по данным мирных ядерных взрывов 60–80-х гг. прошлого столетия, в частности исследование верхней мантии по сверхдлинному профилю Метеорит, южный участок которого проходит через Забайкалье [Павленкова, 2012].

Западная и северо-западная части Забайкалья традиционно считались наиболее геофизически

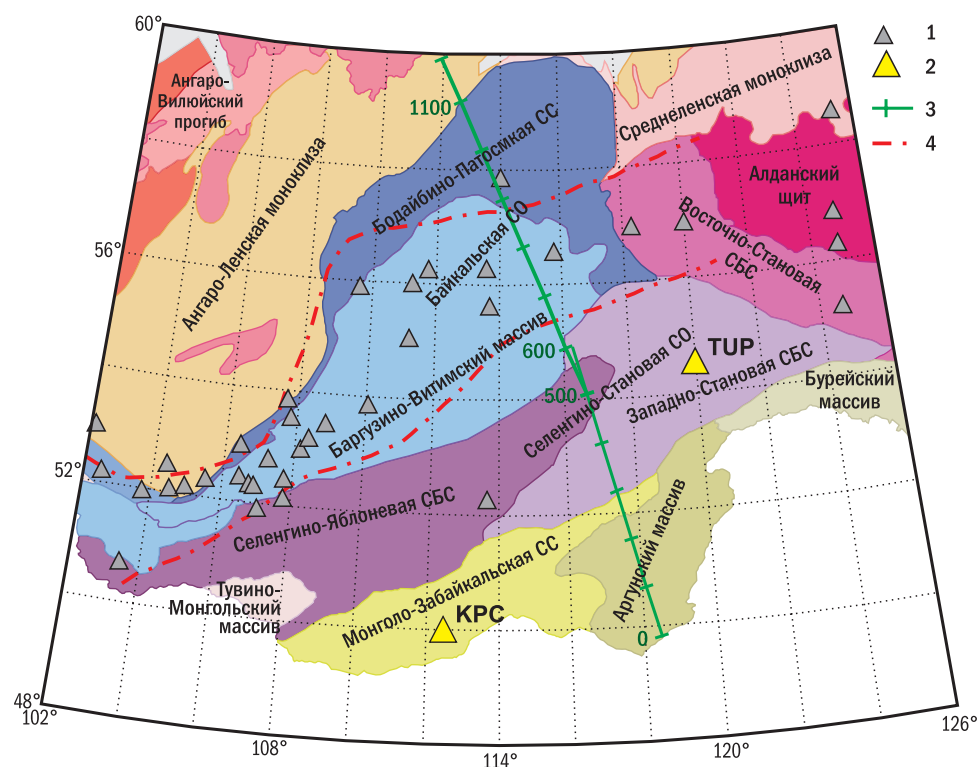


Рис. 1. Схема тектонического районирования Прибайкалья и Забайкалья [Кашубин и др., 2018].

1 – сейсмостанции; 2 – сейсмические станции КРС и ТУР, по данным которых выполнялось исследование в этой работе; 3 – профиль 1–СБ (ПР1: 0–630 км, ПР2: 475–1195 км) из работы [Solovyev et al., 2020]; 4 – контуры Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) [Солоненко, 1968]. Используемые сокращения на схеме: СО – складчатая область, СС – складчатая система, СБС – складчато-блоковая система

изученными по сравнению с восточной частью, через которую практически не проходили сейсмические профили [Атлас ..., 2013; Недра ..., 1981]. Этот пробел был частично восполнен в 2014–2015 гг. после проведения комплексных геолого-геофизических работ на опорном профиле 1–СБ Восточный (рис. 1) с целью получения новых данных о глубинном строении и ресурсах недр Восточного Забайкалья [Solovyev et al., 2020; Мельник, Суворов, 2018].

Согласно результатам исследований по профилю 1–СБ длиной 1200 км [Solovyev et al., 2020], в глубинном сейсмическом строении Забайкалья выявлены значительные латеральные вариации. Мощность земной коры вдоль профиля изменяется от 40 до 48 км, а граничные скорости на поверхности Мохо демонстрируют разброс для продольных волн от 7.9 до 8.5 км/с и для поперечных – от 4.6 до 4.9 км/с.

Одним из экономически выгодных и экологически безопасных методов исследования скоростного строения земной коры и верхней мантии является метод приёмных функций. Этот метод получил широкое применение при изучении глубинного строения южной части Сибирс-

кого кратона, Байкальской рифтовой зоны и горных областей Восточной и Центральной Монголии, выполненного в рамках широко-масштабных телесеизмических экспериментов PASSCAL (1991–1992 гг.) и MOBAL (2003 г.) [Mordvinova, Artemyev, 2010; Mordvinova et al., 2007]. В последние годы для метода приёмных функций использовались данные широкополосных станций Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН, установленные в южной и центральной частях БРЗ [Винник и др., 2017; Vinnik et al., 2022; 2024].

До настоящей работы исследование глубинного строения Забайкалья методом приёмных функций по телесеизмическим данным широкополосных станций не проводилось. Возможность осуществления такой работы появилась благодаря установке на территории региона двух широкополосных сейсмоприёмников КРС и ТУР в пунктах Хапчеранга и Тупик (рис. 1).

В настоящей статье представлены предварительные результаты моделирования глубинного скоростного строения Забайкалья методом продольных приёмных функций по данным этих сейсмических станций.

Данные и методика исследования

Для получения глубинных скоростных разрезов по данным одиночных сейсмических станций использовался телесеismicкий метод продольной приёмной функции (PRF) [Vinnik, 1977; Vinnik et al., 2004]. В основе метода PRF лежит выделение обменных *PS*-волн из коды продольной волны, регистрируемой при сильных удалённых землетрясениях. Эти *PS*-волны образуются на границах раздела сред в районе наблюдения в результате прохождения первичного *P*-сигнала. Метод продольной приёмной функции позволяет зондировать глубины непосредственно под сейсмической станцией, поскольку сейсмические лучи продольных волн от телесеismicких землетрясений (с эпицентральной дистанцией более 30°) приходят на границу изучаемого слоя близко к вертикали. Согласно [Kennett, Engdahl, 1991], для интервала эпицентральных расстояний в 30–90° угол падения *P*-волн на поверхность Земли возможен в пределах между 27 и 13°.

Для описания глубинной скоростной структуры в окрестностях сейсмической станции строится однородная горизонтально-слоистая модель, которая определяется итерационным подбором теоретических приёмных функций к реальным данным (наблюдаемым функциям) [Kosarev et al., 1993].

Исследование проводилось по данным двух широкополосных сейсмических станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН: «Хапчеранга» (КРС), «Тупик» (ТУР) (таблица, рис. 1). Пункт наблюдения КРС расположен в южной части Забайкальского края. Согласно схеме тектонического районирования, станция находится в Монголо-Забайкальской складчатой системе Монголо-Охотского пояса. Пункт наблюдения ТУР расположен на северо-востоке Забайкалья, в Западно-Становой зоне Станового мегаблока (рис. 1).

Согласно используемому методу, из архива непрерывных записей отбирались сейсмограммы землетрясений, удовлетворяющие кри-

териям: магнитуда более 5.6, эпицентральной расстояние – 30–90°, обратный азимут в диапазоне 120–300°. Выбор азимутального диапазона событий объясняется естественным распределением сейсмоактивных зон относительно пунктов наблюдения. В качестве основы для выборки землетрясений был взят каталог GCMT Колумбийского университета (<https://www.globalcmt.org/CMTfiles.html>) [Dziewonski et al., 1981; Ekstrom et al., 2012]. Для анализа сейсмических записей и извлечения приёмных функций использовался хорошо зарекомендовавший себя программный комплекс SeismicHandler [Stammler, 1993].

На предварительном этапе обработки данных выполнялись фильтрация трёхкомпонентных сейсмограмм преимущественно полосовым фильтром с диапазоном 0.01–0.9 Гц с целью подавления высокочастотных шумов и отбор сейсмограмм, имеющих чёткие вступления продольной *P*-волны и затухающие коды волн.

Поэтапный процесс получения продольной (*P*) приёмной функции из записи телесеismicкого землетрясения показан на рис. 2.: 1) поворот горизонтальных компонент сейсмограммы (*N*, *E*) на направленную на эпицентр радиальную (*R*) и трансверсальную оси (*T*) (результат показан на рис. 2б); 2) разворот на новые оси *L*, *Q*, *T*, соответствующие максимальной энергии *P*-, *SV*- и *SH*-волн, на рассчитанный угол падения *P*-волны под пунктом наблюдения (рис. 2в); 3) расчёт обратного фильтра, созданного на основе записи *P*-волны по *L*-компоненте (*P*-обратный фильтр на рис. 2в); 4) деконволюция компонент с помощью рассчитанного *P*-обратного фильтра с целью устранения особенностей источника и влияния среды на пути к слоистой структуре под станцией (результат показан на рис. 2г) [Хритова и др., 2025].

Для станции КРС было выделено 207 приёмных продольных функций, для ТУР – 90. Существенная разница в количестве объясняется меньшим периодом работы широкополосного сейсмоприёмника в пункте наблюдения «Тупик» (таблица).

Таблица. Основные характеристики сейсмических станций и количество полученных приёмных функций

Название	Код станции	Координаты		Датчик	Полоса пропускания, Гц	Кол-во приёмных функций	Период наблюдения
		φ, °N	λ, °E				
Хапчеранга	КРС	49.704	112.378	Trillium Compact 120s	0.008(3)–100	207	2022–2025 гг.
Тупик	ТУР	54.426	119.954	Trillium Compact 120s	0.008(3)–100	90	2024–2025 гг.

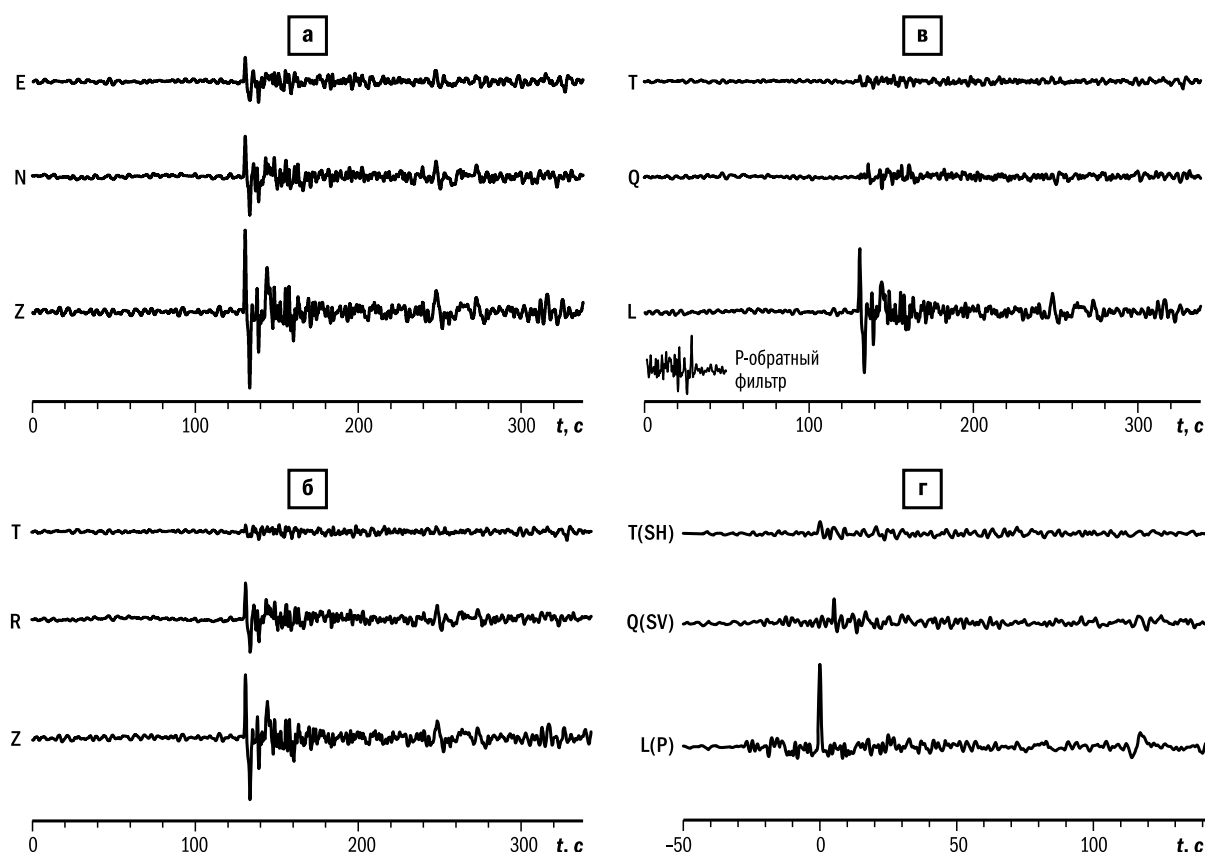


Рис. 2. Процесс получения продольной (P) приёмной функции по записи землетрясения*, зарегистрированного станцией КРС: а — исходные горизонтальные (E , N) и вертикальная (Z) компоненты сейсмограммы; б — разворот на радиальную и трансверсальную оси (R , T); в — оси максимальной энергии P -, SV - и SH -волн, внизу — обратный фильтр, рассчитанный из P -сигнала; г — итоговая приёмная функция, рассчитанная по землетрясению* после процедуры деконволюции.

* — Землетрясение 7 апреля 2025 г. в районе Северной Суматры. Момент землетрясения: 19:49:21 UTC, координаты -2.04° S, 96.76° E, магнитуа $M=5.8$, эпицентрального расстояние — 49.3° , глубина — 18 км, обратный азимут BAZ — 201°

Приёмные функции, выделенные по отдельным землетрясениям, зачастую характеризуются низким соотношением сигнал/шум. С целью подавления сейсмического шума и усиления устойчивых структурных особенностей проводилось суммирование стандартизованных компонент (L , Q , T) полученных приёмных функций для каждого пункта наблюдения. На рис. 3 показаны суммированные приёмные функции для SV -волн по Q -компоненте.

По итоговым приёмным функциям для SV -волн (Q -компоненте) можно отследить некоторые закономерности образования PS -волн на структурных границах среды (рис. 3): момент времени 0 с соответствует регистрации P -волны на станции; во временном интервале ~ 0.5 – 1.5 с зафиксирован первый пик положительной амплитуды сигнала, вызванный интенсивной обменной волной PS на границе подошвы

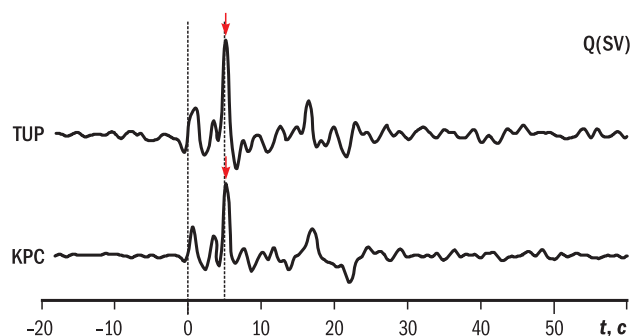


Рис. 3. Суммированные приёмные функции для SV -волн по Q -компоненте: станция КРС (207 сейсмограмм) и TUP (90 сейсмограмм).

Стрелками указаны фазы обменной PS -волны на границе Мохо под соответствующими пунктами наблюдения. Вертикальными линиями показаны моменты 0 с (момент вступления волны P) и 5 с

осадочного чехла; максимальное значение амплитуды сигнала в районе ~ 5 с совпадает с PS -обменом на разделе кора–мантия, наиболее резкой скоростной неоднородности на пути волн в районе пункта наблюдения. Так как на Q -трассах наблюдается ярко выраженный максимум интенсивности, уже на этом этапе можно предположить резкий характер коромантийного перехода под обеими станциями [Mordvinova et al., 2007].

Одним из важных преимуществ метода PRF является возможность оценить рельеф сейсмических границ в переходной зоне мантии на глубинах около 410 и 660 км [Vinnik et al., 2022]. Для обнаружения обменных волн ($P410s$, $P660s$), отражённых от сейсмических границ переходной зоны мантии, производится суммирование выделенных приёмных функций по отдельным землетрясениям (Q -компонента). При этом каждая функция предварительно сдвигается по времени на величину, зависящую от рассчитанного параметра луча падающей волны и глубины соответствующей границы обмена. В данном исследовании для каждой станции сформирован набор суммарных трасс (стек) для значений глубины границ обмена в диапазоне от 0 до 800 км с шагом 80 км. Полученные стеки представлены на рис. 4.

По референтной модели строения Земли IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991] обменные волны

от границ 410 км и 660 км для указанного параметра луча фиксируются на сейсмограммах на временах 44.0 и 67.9 с соответственно [Структура ..., 1988]. Эти значения используются для сравнения с наблюдаемыми фазами на построенных стеках. Момент 0 с соответствует времени вступления первой продольной волны на пункте наблюдения.

Анализ сформированных стеков по данным станций КРС и TUP выявляет (рис. 4): уверенную идентификацию обменных фаз $P410s$ и $P660s$ с амплитудным максимумом на трассах, соответствующих глубинам, близким к 410 км и 660 км; измеренные времена вступления этих волн ($t_{P410s}=45.3$ с, $t_{P660s}=69.3$ с для КРС; $t_{P410s}=44.5$ с, $t_{P660s}=68.8$ с для TUP) превышают референтные значения модели IASP91. Наблюдаемые задержки вступления фаз могут свидетельствовать о наличии под пунктами наблюдения областей в верхней мантии со средними пониженными скоростями распространения сейсмических волн.

Восстановление скоростных разрезов

Инверсия продольных приёмных функций для получения одномерных сейсмических скоростных разрезов под пунктами наблюдения была выполнена с применением авторского программного комплекса, разработанного Г.Л. Косаревым [Kosarev et al., 1993; Kind et al., 1995].

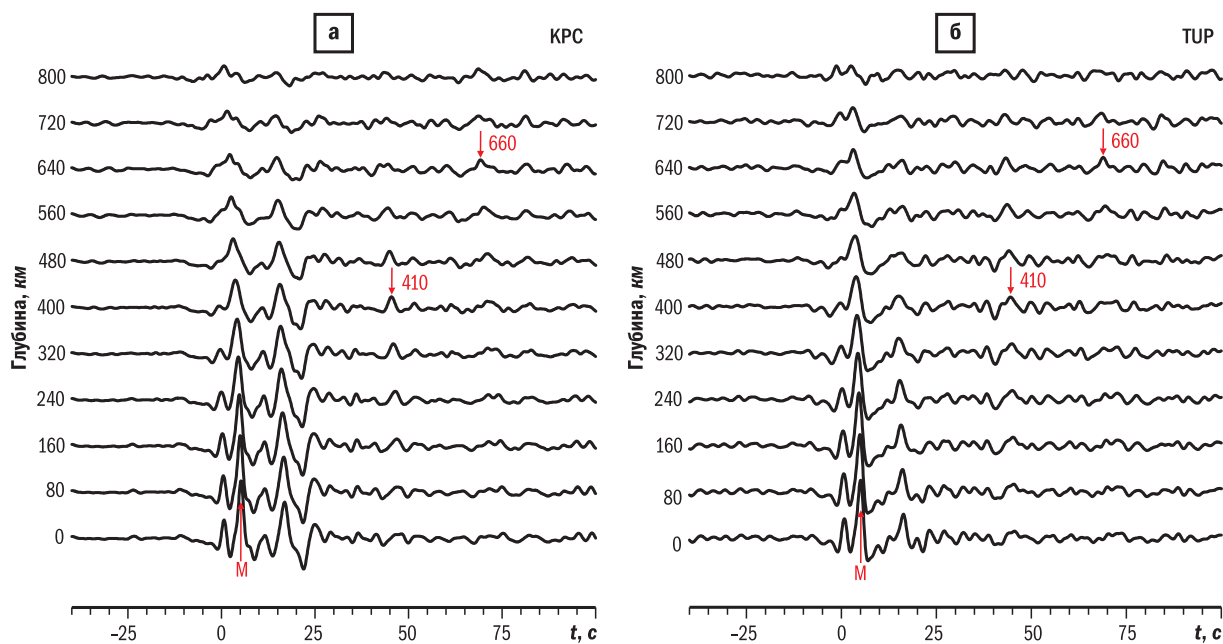


Рис. 4. Результаты суммирования приёмных функций с временными поправками для станций КРС (а) и TUP (б).

Стрелки показывают вступления волн $P410s$ и $P660s$

Решение обратной задачи заключается в минимизации различий между теоретической и наблюдаемой приёмными функциями SV -волн (Q -компоненты) способом итерационного подбора параметров скоростного разреза. Расчёт теоретической Q -компоненты основан на матричном методе Томсона-Хаскелла [Haskell, 1962], который использует модель горизонтально-слоистой среды, где для каждого слоя задаются скорости продольных и поперечных сейсмических волн, плотность и мощность. Помимо этого, необходимо учесть форму колебания P -волны, подходящей к горизонтально-слоистой среде, и значение кажущейся скорости, для чего используется полученный стандартизованный сигнал L -компоненты и кажущаяся скорость, определённая по среднему эпицентральному расстоянию землетрясений, которые использовались при выделении приёмных функций (рис. 5).

Процесс определения скоростной модели $V_s(h)$ является итерационным, стартует с некоторого начального приближения $V_0(h)$ и использует метод регуляризации для обеспечения устойчивости решения некорректно поставленных задач [Тихонов, Арсенин, 1979]. В процедуре инверсии заданными параметрами являются мощности слоёв, соотношение скоростей (V_p/V_s); независимыми искомыми параметрами модели являются скорости поперечных сейсмических волн. Плотность среды определяется косвенным путём, через скорости продольных волн (V_p) по уравнению состояния твёрдых тел Берча [Birch, 1964]. Подробнее процедура инверсии, в том числе проверка на устойчивость решения, изложена в работе [Хритова и др., 2025].

Расчёт одномерных скоростных разрезов $V_s(h)$ осуществлялся по двум схемам моделирования, охватывающим интервалы глубин до 70 км и 270 км соответственно (рис. 5, 6).

В первой схеме модель состоит из 40 слоёв с увеличивающимся шагом по глубине: верхние 4 км земной коры представлены слоями толщиной 0.5 км, для основной части коры шаг по вертикали равен 1–2 км; для уточнения глубины границы Мохо – 2 км для верхних 4–6 км мантии, следующие слои в верхней мантии анализировались с шагом 2.5 км, интервал глубин 55–70 км задан слоями толщиной 3.5 км. Выбранная схема позволяет точнее определить мощность земной коры и более детально выявить особенности её структуры.

Вторая схема выполнялась для выявления особенностей распределения скоростей поперечных волн $V_s(h)$ от поверхности до глубины

270 км. Модель включает 60 элементарных слоёв: земная кора представлена 30 слоями с шагом 1–2 км, в верхних слоях мантии использовались слои с постепенно увеличивающейся толщиной от 3 до 10 км.

В качестве начального приближения $V_0(h)$ в процедуре инверсии для обоих пунктов наблюдения (КРС, ТУР) использована усреднённая ступенчатая скоростная модель, полученная по данным скоростных разрезов глубинного сейсмического зондирования для региона Прибайкалья и Забайкалья [Недра ..., 1981; Детальные ..., 1993]. Согласно ГСЗ, в земной коре средняя скорость продольных волн составляет 6.4 км/с, поперечных – 3.7 км/с, отношение скоростей – $V_p/V_s=1.73$. Для верхней мантии непосредственно под границей Мохо: $V_p=8.0$ км/с, $V_p/V_s=1.80$.

В процедуре инверсии участвовали компоненты (Q , L) приёмных функций в двух временных окнах: от –5 до 15 с и от –5 до 35 с (рис. 5, 6). Соответствующие временные интервалы подходят для построения скоростных разрезов до глубин 70 и 270 км, и при этом сводятся к минимуму различия между синтетическими и наблюдаемыми SV -приёмными функциями.

На рис. 5, 6 представлены скоростные разрезы до глубин 70 и 270 км для сейсмических станций КРС и ТУР, полученные в результате инверсии SV -функций приёмника. Для станции КРС анализ был выполнен по данным 207 землетрясений, для станции ТУР – по 90 событиям. Рассматривался диапазон обратных азимутов 120–300°.

Скоростные разрезы по станциям КРС и ТУР имеют хорошее сходство (рис. 5): 1) в верхней части коры слой с положительной скоростной аномалией сменяется слоем с отрицательной аномалией относительно начальной модели; 2) коромантийная граница уверенно выявляется на глубине 42 км по заметному скачку сейсмических скоростей, что придаёт ей резкий характер на разрезе; 3) в верхней мантии, непосредственно под корой, зафиксирована положительная скоростная аномалия.

Скоростной разрез для пункта наблюдения КРС (рис. 5а) демонстрирует следующую динамику скорости поперечных волн (V_s) с глубиной:

- 0–5 км: рост V_s до 3.8 км/с;
- 5–11 км: снижение V_s до 3.5 км/с;
- 11–20 км: увеличение V_s обратно до 3.8 км/с;
- нижняя кора характеризуется стабильными значениями $V_s=3.8–3.9$ км/с;
- на глубине 42 км (граница Мохо) фиксируется резкий скачок скорости с 3.9 до 4.5 км/с;

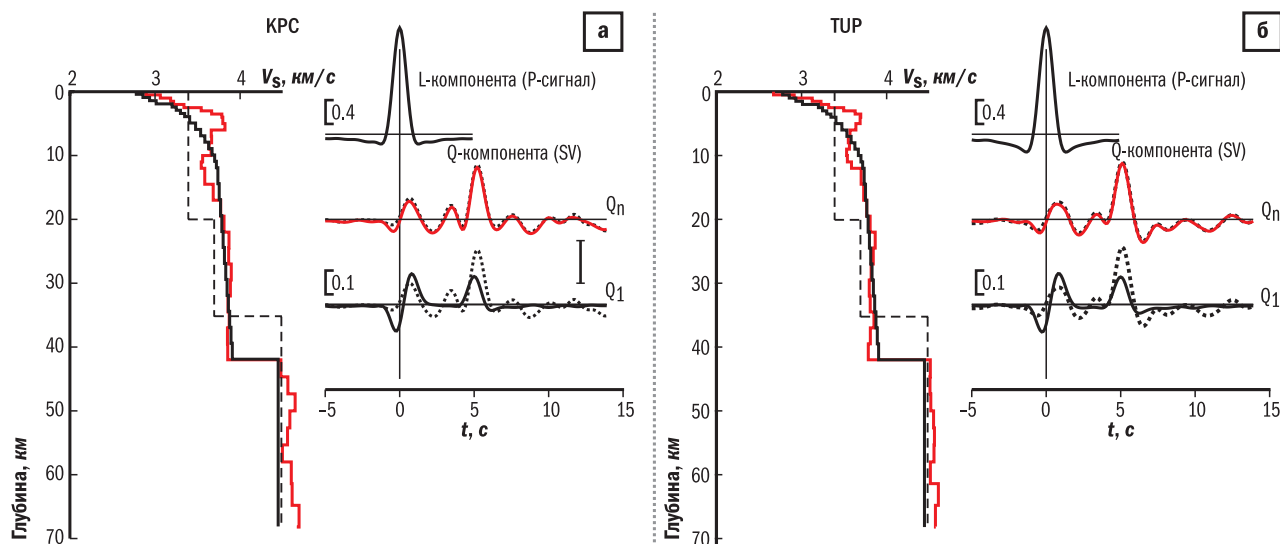


Рис. 5. Скоростные разрезы до глубины 70 км, результаты инверсии приёмных функций для станций КРС (а) и ТУР (б).

На скоростных разрезах тонкой чёрной сплошной линией показана стартовая модель, толстой красной линией — восстановленная модель (полученный результат), пунктирной линией — значения, соответствующие глобальной референтной модели IASP91 (модель приведена на рисунке для сравнения). На Q_1 -компоненте пунктиром показана наблюдаемая приёмная функция, тонкой линией — приёмная функция первого приближения; на Q_n -компоненте пунктиром показана наблюдаемая приёмная функция, толстой красной линией — теоретическая приёмная функция последнего приближения. 0.4 и 0.1 — масштабы L - и Q -компонент соответственно

— в верхнем слое мантии, подстилающим коромантийную границу, $V_s=4.5–4.7$ км/с.

Модель для станции ТУР (рис. 5б) характеризуется следующими изменениями скорости поперечных волн (V_s):

- 0–4 км: рост V_s до 3.7 км/с;
- 4–9 км: снижение V_s до 3.5 км/с;
- 9–22 км: увеличение V_s до 3.9 км/с;

— в нижней коре фиксируются стабильные значения $V_s=3.8$ км/с;

— на глубине 42 км (граница Мохо) обнаруживается резкий скачок скорости до 4.5 км/с;

— в верхнем слое мантии, на глубинах 50–70 км, V_s определяется в диапазоне 4.5–4.7 км/с.

Построенные до глубины 270 км скоростные разрезы (рис. 6) дают возможность определить положение границы литосфера–астеносфера (LAB). На моделях станций КРС и ТУР после коромантийной границы определяется высокоскоростной «выступ» ($V_s=4.5–4.7$ км/с) мощностью 80–90 км, который сменяется слоем со скоростью, пониженной до 4.3–4.4 км/с. Для станции КРС (рис. 6а) LAB определяется на глубине 130 км, нижняя граница астеносферы — на 230 км, что маркируется ростом скорости до 4.6 км/с. В модели для станции ТУР (рис. 6б) астеносферный слой не так явно выра-

жен изменением скорости, верхнюю и нижнюю границы астеносферы можно принять на глубинах 120 и 200 км соответственно.

Обсуждение результатов

Полученные результаты отражают вертикальное распределение скорости поперечных сейсмических волн (V_s) в земной коре и верхней мантии под станциями КРС и ТУР, расположенными в южной и северо-восточной частях Забайкалья соответственно.

Скоростные разрезы по станциям КРС и ТУР демонстрируют сходство (рис. 5). В верхней части коры выявлен осадочный слой: наблюдается повышение скорости поперечных волн до $V_s=3.7$ км/с на глубине 4–5 км. Стоит отметить, что для района Байкальского рифта типично неоднородное строение осадочного чехла, мощность которого варьируется в широких пределах от 1 до 10 км [Seredkina, 2021].

Далее по полученным моделям (рис. 5) прослеживается снижение скорости до $V_s=3.5$ км/с на глубину 9–11 км, увеличение V_s до 3.8–3.9 км/с до глубины 20–22 км. Слой с пониженной скоростью сейсмических волн, расположенный на глубинах ~10–20 км, идентифицируется как внутрикоровый волновод. Эта особенность

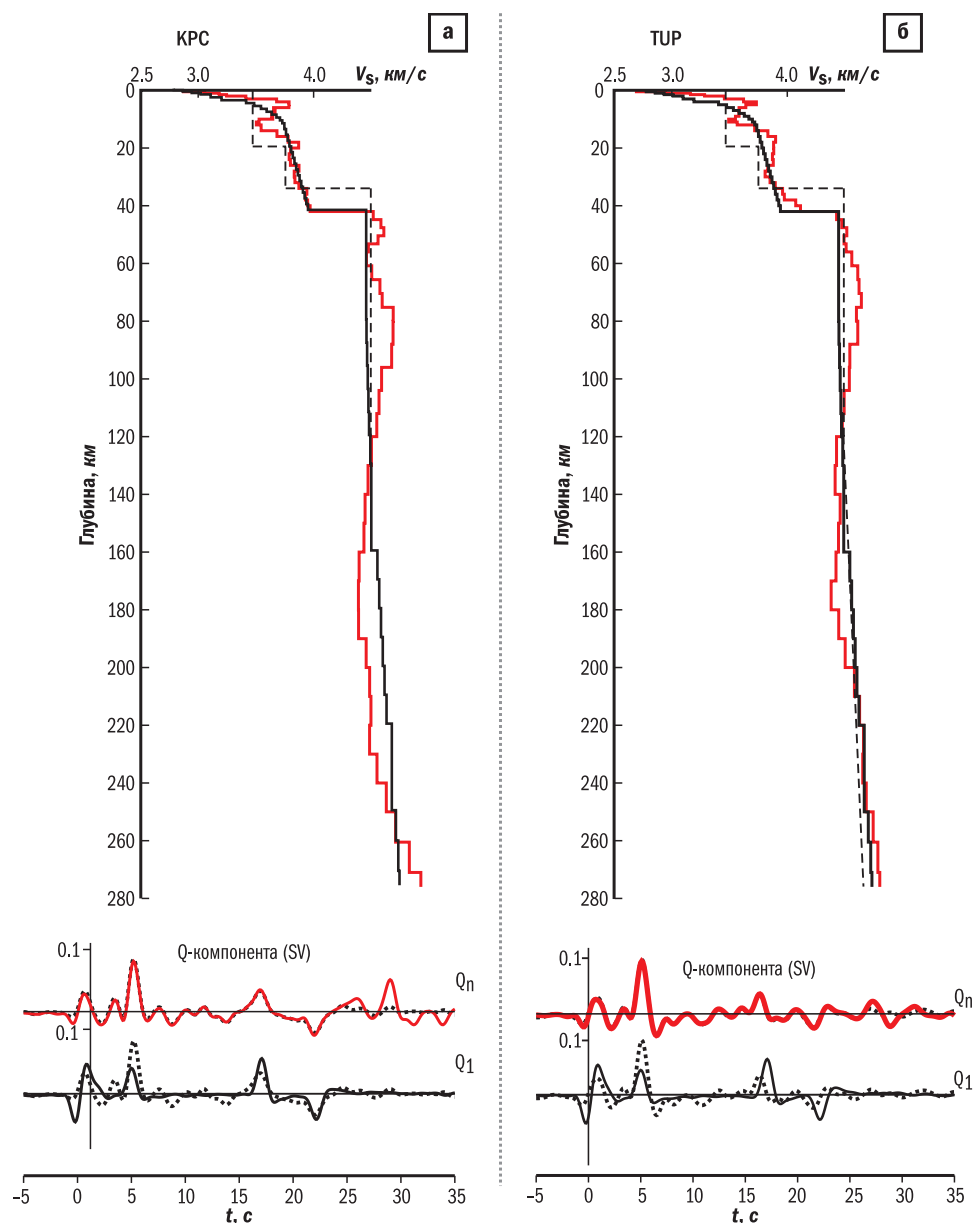


Рис. 6. Скоростные разрезы до глубины 270 км: а — для станции КРС; б — для станции ТУР.

На скоростных разрезах тонкой чёрной сплошной линией показана стартовая модель, толстой красной линией — восстановленная модель (полученный результат), пунктирной линией — значения, соответствующие глобальной референтной модели IASP91 (модель приведена на рисунке для сравнения). На Q_1 -компоненте пунктиром показана наблюдаемая приёмная функция, тонкой линией — приёмная функция первого приближения; на Q_n -компоненте пунктиром показана наблюдаемая приёмная функция, толстой красной линией — теоретическая приёмная функция последнего приближения

строения земной коры была выявлена и в районах Байкальского рифта, за исключением Южно-Байкальской впадины, методами ГСЗ и приёмной функции P -волн [Seredkina, 2021].

Нижняя часть коры характеризуется стабильными значениями скорости $V_s = 3.8\text{--}3.9$ км/с. Коромантийная граница выявляется на глубине 42 км, имеет резкий характер, проявляющийся в скачке скорости до $V_s = 4.5$ км/с. В верхнем слое

мантии, подстилающим коромантийную границу, V_s определяется в диапазоне 4.5–4.7 км/с (рис. 5).

Наиболее спорным вопросом в различных исследованиях является определение коромантийной границы для Байкальского региона. Общие закономерности, выявленные в ходе различных исследований о мощности земной коры, отражены в глобальной модели CRUST 1.0 [Laske

et al., 2013]. Согласно модели CRUST 1.0, мощность земной коры в районе станции TUP составляет 40–42 км, в районе КРС – 42–44 км. Эти оценки хорошо согласуются с полученными в данной работе значениями глубины залегания коромантийной границы.

Полученные модели (рис. 5), описанные выше, неплохо согласуются со скоростными разрезами сейсмических профилей, выполненных методом ГСЗ [Недра ..., 1981]: в верхних слоях коры наблюдается чередование слоёв с повышенной и пониженной скоростью; коромантийная граница определена на глубине 40–45 км с граничной скоростью продольных волн $V_p=8.1\text{--}8.2$ км/с для юга Забайкалья и на глубине 42–45 км с $V_p=7.8$ км/с для северо-восточной части Забайкалья.

Проведённое сравнение с результатами, полученными по профилю 1-СБ [Solovyev *et al.*, 2020], выявляет ряд расхождений. В частности, в верхних слоях коры (на глубине 4–5 км) отсутствует слой с высокими скоростями поперечных волн ($V_s=3.7$ км/с). Кроме того, граница Мохо определена на глубине 40 км со скачком скорости поперечных волн с 4.0 км/с до 4.8 км/с [Solovyev *et al.*, 2020]. Сравнение выполнялось для участков профиля, соответствующих Монголо-Забайкальской и Западно-Становой складчатых системам, на которых расположены пункты наблюдения КРС и TUP. Расхождение в моделях объясняется большой удалённостью станций от профиля 1-СБ: КРС – 420 км, TUP – 202 км (рис. 1).

По построенным скоростным разрезам до глубины 270 км для станций КРС и TUP (рис. 6) предположительно выявляется слой астеносферы с пониженными значениями скоростей поперечных волн ($V_s=4.3\text{--}4.4$ км/с): верхняя граница (LAB) определяется на глубинах 130 км для станции КРС и 120 км для TUP, нижняя – на глубинах 230 км (КРС) и 200 км (TUP). Для сравнения, в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) граница LAB находится значительно выше: около 50 км под Байкальской впадиной и 80–90 км в других районах. [Винник и др., 2017].

На стеках PRF, построенных для обеих станций, выделяются обменные волны $P410s$ и $P660s$ (рис. 4). Анализ времён пробега волн $P410s$ и $P660s$, зарегистрированных на станциях КРС и TUP, позволяет сделать выводы о глубине залегания переходной зоны в мантии, соответствующих границам на 410 км и 660 км. Ключевым признаком положения этих границ является разность времён пробега волн $P660s$ и $P410s$. Этот параметр зависит преимущественно от разности глубин границ и слабо чувствителен к скорост-

ным неоднородностям в вышележащей мантии [Vinnik *et al.*, 2022]. Для станций КРС и TUP значения $(t_{P660s}-t_{P410s})$ составляют 24.0 с и 24.3 с соответственно, что очень близко к номинальному значению референтной модели IASP91 (23.9 с). Такое совпадение позволяет заключить, что обе границы в районе исследования расположены на глубинах, близких к стандартным.

Наблюдаемые времена вступления $P410s$ и $P660s$ для станции КРС составляют 45.3 и 69.3 с. Для станции TUP – 44.5 и 68.8 с соответственно. Тот факт, что наблюдаемые времена пробега сейсмических фаз превышают референтные значения по модели IASP91 (44.0 и 67.9 с), является прямым свидетельством существования под станциями в верхней мантии областей со средними пониженными скоростями. При этом запаздывание волн под станцией КРС больше, чем под станцией TUP, соответственно, и средняя скорость волн верхней мантии должна быть ниже на юге Забайкалья, чем в северо-восточной части.

Заключение

В рамках данной работы по записям телесейсмических землетрясений, полученным на станциях «Хапчеранга» (КРС) и «Тупик» (TUP), методом продольной приёмной функции были построены одномерные скоростные разрезы. Полученные разрезы характеризуют строение коры и верхней мантии до глубин 70 и 270 км. Согласно результатам, скоростные параметры среды в районах расположения станций на юге и северо-востоке Забайкалья не демонстрируют существенных отклонений.

Построенные скоростные модели для станций КРС и TUP демонстрируют сходство: в верхней коре выявлен осадочный слой с повышением скорости до $V_s=3.7$ км/с на глубине 4–5 км; идентифицирован внутрикоровый волновод в интервале глубин 10–20 км с пониженными значениями скорости до $V_s=3.5$ км/с; нижняя часть коры характеризуется стабильной скоростью ($V_s=3.8\text{--}3.9$ км/с); коромантийная граница выявляется на глубине 42 км, имеет резкий характер, проявляющийся в скачке скорости до $V_s=4.5$ км/с.

По построенным скоростным разрезам до глубины 270 км выявлен слой с пониженными значениями скоростей поперечных волн ($V_s=4.3\text{--}4.4$ км/с) на глубинах 130–230 км под станцией КРС и 120–200 км под станцией TUP, который, вероятно, соответствует астеносфере.

На основе анализа времени вступления волн $P410s$ и $P660s$ на станциях КРС и TUP

сделан вывод о наличии под ними в верхней мантии областей со средними пониженными значениями скорости сейсмических волн. При этом средняя скорость волн в верхней мантии должна быть ниже на юге Забайкалья, чем в северо-восточной части.

Изучение объёмных волн от далёких землетрясений с помощью метода приёмных функций открывает новые возможности в исследовании глубинного строения недр, включая верхнюю мантию. Выбор этого метода в качестве инструмента исследования коровых и мантийных скоростных неоднородностей обусловлен возможностью получения детальных одномерных моделей по данным всего одной станции. При этом полученные предварительные результаты свидетельствуют о необходимости установки широкополосных сейсмических станций на территории Забайкалья с целью верификации, уточнения и детализации полученных моделей.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственного задания № 075-00609-26) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира» (<https://ckp-rf.ru/usu/507436/>, <http://www.gsras.ru/unu/>).

Литература

- Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год / Сост.: Т.В. Кашубина, Н.О. Иванова. — Санкт-Петербург: Роснедра, ВСЕГЕИ, 2013. // Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского [Электронный ресурс]. — URL: <https://karpinskyinstitute.ru/ru/info/seismic/?ysclid=mq7zln8yja317318896>
- 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 приёмных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. — 2017. — Т. 8, № 4. — С. 695–709. — DOI: 10.5800/GT-2017-8-4-0313. — EDN: ZWRGNB
- Детальные сейсмические исследования литосферы на P- и S-волнах / Под ред. Н.Н. Пузырева. — Новосибирск: Наука, 1993. — 199 с.
- Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Кудрявцев И.В., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А., Эринчек Ю.М. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Евразии // Региональная геология и металлогения. — 2018. — № 76. — С. 9–21. — EDN: YUKQX
- Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Селезнев В.С., Соловьев В.М., Елинов В.Д. Детальные глубинные сейсмические исследования в Верхнеангарском районе Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. — 1990. — Т. 31, № 7. — С. 17–27. — EDN: CBZHRO
- Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В. и др. Эволюция южной части Сибирского кратона в докембрии / Под ред. Е.В. Склярова. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2006. — 367 с. — EDN: QKGOPD
- Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Смирнова Т.Г., Петрик Г.В., Шелудько И.В., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Изучение юга Сибирской платформы и Байкальской рифтовой зоны методом глубинных сейсмических зондирований // Геофизика: Спец. вып. к 50-летию «Иркутскгеофизики». — 1999. — С. 10–21. — EDN: SXSDHP
- Мельник Е.А., Суворов В.Д. Структурно-тектоническое районирование земной коры в Забайкалье по сейсмическим данным (профиль 1-СБ) // Интерэкспо Гео-Сибирь. — 2018. — Т. 3. — С. 303–311. — DOI: 10.18303/2618-981X-2018-3-303-311. — EDN: YOFCCD
- Недра Байкала (по сейсмическим данным) / Под ред. Н.Н. Пузырева. — Новосибирск: Наука, 1981. — 105 с. — EDN: TQPOAZ
- Павленкова Г.А. Строение верхней мантии по сверхдлинному профилю МЕТЕОРИТ (Сибирский кратон), отработанному с мирными ядерными взрывами // Геофизические исследования. — 2012. — Т. 13, № 4. — С. 5–18. — EDN: PJOJX
- Солоненко В.П. Сейсмотектоника и современное структурное развитие Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт: Сб. статей. — М.: Наука, 1968. — С. 57–71.
- Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным / Отв. ред. И.Л. Нерсесов. — М.: Наука, 1988. — 221 с.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Ю. Методы решения некорректных задач. — М.: Наука, 1979. — 285 с.
- Хритова М.А., Мордвинова В.В., Кобелева Е.А. Структура земной коры и верхов мантии восточной части полуострова Камчатка по данным приёмных функций продольных волн // Геодинамика и тектонофизика. — 2025. — Т. 16, № 3. — С. 0831. — DOI: 10.5800/GT-2025-16-3-0831. — EDN: FOLQDJ
- Birch F. Density and composition of mantle and core // Journal Geophysical Research. — 1964. — V. 69, N 20. — P. 4377–4388. — DOI: 10.1029/jz069i020p04377
- Dziewonski A.M., Chou T.A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity // Journal Geophysical Research, Solid Earth. — 1981. — V. 86, N B4. — P. 2825–2852. — DOI: 10.1029/JB086iB04p02825
- Ekstrom G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13017 earthquakes // Physics of the Earth and Planetary Interiors. — 2012. — V. 200–201, — P. 1–9. — DOI: 10.1016/j.pepi.2012.04.002

- Haskell N.A. Crustal reflection of plane P and SV waves // Journal Geophysical Research. — 1962. — V. 67, N 12. — P. 4751–4767. — DOI: 10.1029/JZ067i012p04751
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // Geophysical Journal International. — 1991. — V. 105, N 2. — P. 429–465. — DOI: 10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x
- Kind R., Kosarev G.L., Petersen N.V. Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN) // Geophysical Journal International. — 1995. — V. 121, N 1. — P. 191–202. — DOI: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03520.x
- Kosarev G.L., Petersen N.V., Vinnik L.P., Roecker S.W. Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault // Journal of Geophysical Research. — 1993. — V. 98, N B3. — P. 4437–4448. — DOI: 10.1029/92JB02651
- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M. Update on CRUST1.0 — A 1-degree Global Model of Earth's Crust // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2013. Vol. 15, 2013. — Abstract EGU 2013-2658.
- Mishen'kin B.P., Mishen'kina Z.R., Petrik G.V., Sheludko I.F., Mandelbaum M.M., Seleznev V.S., Solov'yov V.M. Deep seismic sounding of the Earth's crust and upper mantle in the Baikal rift zone // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 1999. — V. 35, N 7–8. — P. 594–611. — EDN: LFLHQJ
- Mordvinova V.V., Deschamps A., Dugarmaa T., Deverchere J., Ulziibat M., Sankov V.A., Artem'ev A.A., Perrot J. Velocity structure of the lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal transect from SV waves // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2007. — V. 43. — P. 119–129. — DOI: 10.1134/S1069351307020036. — EDN: LKTBIF
- Mordvinova V.V., Artemyev A.A. The three-dimensional shear velocity structure of lithosphere in the southern Baikal rift system and its surroundings // Russian Geology and Geophysics. — 2010. — V. 51, N 6. — P. 694–707. — DOI: 10.1016/j.rgg.2010.05.010. — EDN: MXMKRP
- Seredkina A.I. 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 // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2021. — V. 57, N 2. — P. 180–202. — DOI: 10.1134/S1069351321020117. — EDN: SSCNFN
- Solovyev V.M., Salnikov A.S., Seleznev V.S., Chechelnytsky V.V., Liseikin A.V., Galeva N.A. The features of the deep velocity structure of the Trans-Baikal section of the Central Asian fold belt from the seismological and DSS data (Alignment of the 1-SB Reference Profile) // Russian Journal of Pacific Geology. — 2020. — V. 14, N 5. — P. 434–446. — DOI: 10.1134/S1819714020050073. — EDN: BRKWJM
- Stammler K. SeismicHandler — programmable multichannel data handler for interactive and automating processing of seismological analyses // Computers & Geosciences. — 1993. — V. 19, N 2. — P. 135–140. — DOI: 10.1016/0098-3004(93)90110-q
- Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. — 1977. — V. 15, N 1. — P. 39–45. — DOI: 10.1016/0031-9201(77)90008-5
- Vinnik L.P., Delitsyn L.L., Makeyeva L.I., Oreshin S.I. Deep structure of the Baikal rift zone and Central Mongolia // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2024. — V. 60, N 2. — P. 179–188. — DOI: 10.1134/S1069351324700265. — EDN: SHFWQM
- Vinnik L.P., Oreshin S.I., Makeyeva L.I., Mordvinova V.V., Tsydypova L.R. Mantle structure and processes in transition zone of the Baikal rift zone // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. — 2022. — V. 58, N 6. — P. 773–781. — DOI: 10.1134/S1069351322060143. — EDN: NWNDE
- Vinnik L.P., Reigber C., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S. Receiver function tomography of the central Tien Shan // Earth and Planetary Science Letters. — 2004. — V. 225, N 1–2. — P. 131–146. — DOI: 10.1016/j.epsl.2004.05.039. — EDN: LIQVLH

Сведения об авторах

Хритова Мария Анатольевна, канд. техн. наук, науч. сотр. Байкальского филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (БФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Иркутск, Россия; науч. сотр. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН), г. Иркутск, Россия. ORCID: 0000-0002-5803-9157. E-mail: hritova@crust.irk.ru

Кобелева Елена Анатольевна, канд. физ.-мат. наук, директор БФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Иркутск, Россия. E-mail: ekobeleva@crust.irk.ru

Preliminary results of the deep velocity structure of Transbaikalia using the method of P-wave receiver functions

© 2026 М.А. Хритова^{1,2}, Е.А. Кобелева¹

¹BB GS RAS, Irkutsk, Russia; ²IEC SB RAS, Irkutsk, Russia

Received June 11, 2026

Abstract The study of the velocity characteristics of the Earth's crust and upper mantle of Transbaikalia based on the analysis of seismic data is carried out in the work. One-dimensional velocity sections of the transverse wave $V_s(h)$ were constructed using the inversion of longitudinal receiver functions, which were extracted from the recordings of teleseismic earthquakes at two stations of the BB GS RAS. The obtained velocity models for the KPC and TUP stations are similar: a sedimentary layer with increased velocity values ($V_s=3.7$ km/s) was revealed at a depth of 4–5 km; an intracrustal waveguide with decreased velocity values ($V_s=3.5$ km/s) was identified in the depth interval of 10–20 km; the lower part of the crust is characterized by stable velocity values ($V_s=3.8–3.9$ km/s); a sharp crust-mantle boundary at a depth of 42 km ($V_s=4.5$ km/s). A layer with reduced values of transverse wave velocities is detected at a depth of ~120–230 km in the upper mantle, which probably corresponds to the asthenosphere. Analysis of the arrival times of P410s and P660s waves suggests that the upper mantle beneath both stations has average reduced seismic wave velocities.

Keywords Telesismic earthquakes; receiver function method; PRF; seismic velocity sections; Transbaikalia.

For citation Khritova, M.A., & Kobeleva, E.A. (2026). [Preliminary results of the deep velocity structure of Transbaikalia using the method of P-wave receiver functions]. *Rossiiskii seismologicheskii zhurnal* [Russian Journal of Seismology], 8(3), 71–84. (In Russ.). DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2026.3.05>. EDN: OTOERT

References

- Birch, F. (1964). Density and composition of mantle and core. *Journal Geophysical Research*, 69(20), 4377–4388. DOI: [10.1029/jz069i020p04377](https://doi.org/10.1029/jz069i020p04377)
- Dziewonski, A.M., Chou, T.A., & Woodhouse, J.H. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. *Journal Geophysical Research, Solid Earth*, 86(B4), 2825–2852. DOI: [10.1029/JB086iB04p02825](https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825)
- Ekstrom, G., Nettles, M., & Dziewonski, A.M. (2012). The global CMT project 2004–2010: Centroid-moment tensors for 13017 earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 200–201, 1–9. DOI: [10.1016/j.pepi.2012.04.002](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002)
- Haskell, N.A. (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves. *Journal Geophysical Research*, 67(12), 4751–4767. DOI: [10.1029/JZ067i012p04751](https://doi.org/10.1029/JZ067i012p04751)
- Kashubina, T.V., & Ivanova, N.O. (Eds.). (2013). [Atlas “Reference geological and geophysical profiles of Russia”. Deep seismic cross-sections along DSS profiles completed from 1972 to 1995. – Saint-Petersburg: VSEGEI]. All-Russian Geological Research Institute of A.P. Karpinsky. Retrieved from <https://karpinskyinstitute.ru/ru/info/seismic/?ysclid=mq7zln8yja317318896> (In Russ.).
- Kashubin, S.N., Petrov, O.V., Milstein, E.D., Kudryavtsev, I.V., Androsova, E.A., Vinokurov, I.Yu., Tarasova, O.A., & Erinchek, Yu.M. (2018). [Deep structure of the Earth's crust and upper mantle in North-eastern Eurasia]. *Regional'naia geologiya i metallogeniia* [Regional Geology and Metallogeny], (76), 9–21. (In Russ.). EDN: YUKQUX
- Kennett, B.L.N., & Engdahl, E.R. (1991). Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophysical Journal International*, 105(2), 429–465. DOI: [10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x)
- Khritova, M.A., Mordvinova, V.V., & Kobeleva, E.A. (2025). [Crustal and upper mantle structure in the Eastern part of the Kamchatka peninsula from P-wave receiver functions]. *Geodinamika i tektonofizika* [Geodynamics and Tectonophysics], 16(3), 0831. (In Russ.). DOI: [10.5800/GT-2025-16-3-0831](https://doi.org/10.5800/GT-2025-16-3-0831). EDN: FOLQDJ
- Kind, R., Kosarev, G.L., & Petersen, N.V. (1995). Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN). *Geophysical Journal*

- International*, 121(1), 191-202. DOI: 10.1111/j.1365-246x.1995.tb03520.x
- Kosarev, G.L., Petersen, N.V., Vinnik, L.P., & Roecker, S.W. (1993). Receiver functions for the Tien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structures across the Talasso-Fergana fault. *Journal of Geophysical Research*, 98(B3), 4437-4448. DOI: 10.1029/92JB02651
- Krylov, S.V., Mandelbaum, M.M., Seleznev, V.S., Solovyov, V.M., & Elinov, V.D. (1990). [Detailed deep seismic investigations in the Upper Angara region of the Baikal rift zone]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 31(7), 17-27. (In Russ.). EDN: CBZHRO
- Laske, G., Masters, G., Ma Z., & Pasyanos, M. (2013). Update on CRUST1.0 – A 1-degree Global Model of Earth's Crust. *Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2013*, 15, Abstract EGU 2013-2658.
- Mandelbaum, M.M., Mishenkin, B.P., Mishenkina, Z.R., Smirnova, T.G., Petrik, G.V., Sheludko, I.V., Seleznev, V.S., & Solovyov, V.M. (1999). [Study of the south of the Siberian platform and the Baikal rift zone by deep seismic sounding]. *Geofizika: Spets. vyp. k 50-letiiu «Irkutskgeofiziki»* [Geophysics: Special Issue on the 50th Anniversary of Irkutskgeophysics], (S), 10-21. (In Russ.). EDN: SXSDHP
- Mazukabzov, A.M., Gladkochub, D.P., Donskaya, T.V., et al. (2006). *Evolutsiya iuzhnoi chasti Sibirskogo kratona v dokembrii* [Precambrian evolution of southern part of the Siberian craton. Ed. E.V. Sklyarov]. Novosibirsk, Russia: SB RAS Publ., 367 p. (In Russ.). EDN: QKGOPD
- Melnik, E.A., & Suvorov, V.D. (2018). [Regional tectonic structure of the Transbaikalia crust from seismic data (Profile 1-SB)]. *Interexpo Geo-Sibir'* [Interexpo Geo-Siberia], 3, 303-311. (In Russ.). DOI: 10.18303/2618-981X-2018-3-303-311. EDN: YOFCCD
- Mishen'kin, B.P., Mishen'kina, Z.R., Petrik, G.V., Sheludko, I.F., Mandelbaum, M.M., Seleznev, V.S., & Solovyov, V.M. (1999). Deep seismic sounding of the Earth's crust and upper mantle in the Baikal rift zone. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 35(7-8), 594-611. EDN: LFLHQJ
- Mordvinova, V.V., & Artemyev, A.A. (2010). The three-dimensional shear velocity structure of lithosphere in the southern Baikal rift system and its surroundings. *Russian Geology and Geophysics*, 51(6), 694-707. DOI: 10.1016/j.rgg.2010.05.010. EDN: MXMKRP
- Mordvinova, V.V., Deschamps, A., Dugarmaa, T., Deverchere, J., Ulziibat, M., Sankov, V.A., Artem'ev, A.A., & Perrot, J. (2007). Velocity structure of the lithosphere on the 2003 Mongolian-Baikal transect from SV waves. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 43, 119-129. DOI: 10.1134/S1069351307020036. EDN: LKTBIF
- Nersesov, I.L. (Ed.). (1988). *Struktura i dinamika litosfery po seismicheskim dannym* [Structure and dynamics of the lithosphere based on seismic data]. Moscow, Russia: Nauka Publ., 221 p. (In Russ.).
- Pavlenkova, G.A. (2012). [Structure of the Upper Mantle According to the Superlong METEORIT Profile (Siberian Craton) Explored with Peaceful Nuclear Explosions]. *Geofizicheskie issledovaniia* [Geophysical Research], 13(4), 5-18. (In Russ.). EDN: PJOJXX
- Puzyrev, N.N. (Ed.). (1981). *Nedra Baikala (po seismicheskim dannym)* [The subsoil of Lake Baikal (based on seismic data)]. Novosibirsk, Russia: Nauka Publ., 105 p. (In Russ.). EDN: TQPOAZ
- Puzyrev, N.N. (Ed.). (1993). *Detaľnye seismicheskie issledovaniia litosfery na P- i S-volnakh* [Detailed seismic studies of the lithosphere using P- and S-waves]. Novosibirsk, Russia: Nauka Publ., 199 p. (In Russ.).
- Seredkina, A.I. (2021). 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. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 57(2), 180-202. DOI: 10.1134/S1069351321020117. EDN: SSCNFN
- Solonenko, V.P. (1968). [Seismotectonics and the modern structural development of the Baikal rift zone]. In *Baikal'skii rift: Sb. Statei* [Baikal Rift: Collection of Articles] (pp. 57-71). Moscow, Russia: Nauka Publ. (In Russ.).
- Solovyev, V.M., Salnikov, A.S., Seleznev, V.S., Chechelnytsky, V.V., Liseikin, A.V., & Galeva, N.A. (2020). The features of the deep velocity structure of the Trans-Baikal section of the Central Asian fold belt from the seismological and DSS data (Alignment of the 1-SB Reference Profile). *Russian Journal of Pacific Geology*, 14(5), 434-446. DOI: 10.1134/S1819714020050073. EDN: BRKWJM
- Stammler, K. (1993). SeismicHandler – programmable multichannel data handler for interactive and automating processing of seismological analyses. *Computers & Geosciences*, 19(2), 135-140. DOI: 10.1016/0098-3004(93)90110-q
- Tikhonov, A.N., & Arsenin, V.Yu. (1979). *Metody resheniia nekorrektnykh zadach* [Methods for solving inverse problems]. Moscow, Russia: Nauka Publ., 285 p. (In Russ.).
- Vinnik, L.P. (1977). Detection of waves converted from P to S in the mantle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 15(1), 39-45. DOI: 10.1016/0031-9201(77)90008-5
- Vinnik, L.P., Delitsyn, L.L., Makeyeva, L.I., & Oreshin, S.I. (2024). Deep structure of the Baikal rift zone and Central Mongolia. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 60(2), 179-188. DOI: 10.1134/S10693513240700265. EDN: SHFWQM
- Vinnik, L.P., Oreshin, S.I., Makeyeva, L.I., Mordvinova, V.V., & Tsydypova, L.R. (2022). Mantle structure

and processes in transition zone of the Baikal rift zone. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 58(6), 773-781. DOI: 10.1134/s1069351322060143. EDN: NWNDE

Vinnik, L.P., Oreshin, S.I., Tsydypova, L.R., Mordvinova, V.V., Kobelev, M.M., Khritova, M.A., & Tubanov, Ts.A. (2017). [The crust and mantle of the Baikal rift zone based on the receiving functions of longitudinal and transverse waves]. *Geodinamika i tektonofizika* [Geodynamics and Tectonophysics], 8(4), 695-709.

(In Russ.). DOI: 10.5800/GT-2017-8-4-0313. EDN: ZWRGNB

Vinnik, L.P., Reigber, C., Aleshin, I.M., Kosarev, G.L., Kaban, M.K., Oreshin, S.I., & Roecker, S. (2004). Receiver function tomography of the central Tien Shan. *Earth and Planetary Science Letters*, 225(1-2), 131-146. DOI: 10.1016/j.epsl.2004.05.039. EDN: LIQVLH

Information about authors

Khritova Mariya Anatolievna, PhD, Researcher of the Baikal Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences (BB GS RAS), Irkutsk, Russia; Researcher of the Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IEC SB RAS), Irkutsk, Russia. ORCID: 0000-0002-5803-9157. E-mail: hritova@crust.irk.ru

Kobeleva Elena Anatolievna, PhD, Director of the BB GS RAS, Irkutsk, Russia. E-mail: ekobeleva@crust.irk.ru.