

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ ПО ДАННЫМ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ: 3D ИЗОТРОПНАЯ МОДЕЛЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТЕЙ S-ВОЛН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

© 2021 г. А. И. Филиппова¹, *, О. А. Соловей²

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН),

д. 4, Калужское ш., 108840 г. Троицк, Москва, Россия

²Институт земной коры СО РАН,

д. 128, ул. Лермонтова, 664033 Иркутск, Россия

*e-mail: aleirk@mail.ru

Поступила в редакцию 11.05.2021 г.

После доработки 28.06.2021 г.

Принята к публикации 07.07.2021 г.

В работе представлены результаты исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии Юго-Восточной Азии, выполненного по представительной выборке дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея (около 6500 сейсмических трасс) в диапазоне периодов колебаний 10–250 с. Расчеты распределений групповых скоростей на отдельных периодах и оценки разрешения результатов картирования выполнены с помощью метода двумерной томографии для случая сферической поверхности. На основании полученных данных построены локальные дисперсионные кривые и выполнена их инверсия в одномерные скоростные разрезы скоростей S-волн до глубины 500 км. Построенная таким образом трехмерная изотропная модель распределения скоростей S-волн в коре и мантии рассматриваемой территории характеризуется более высоким или в отдельных случаях сопоставим горизонтальным разрешением по сравнению с предыдущими поверхностно-волновыми исследованиями. Полученные результаты показывают, что глубинное строение Юго-Восточной Азии неоднородно во всем интервале исследуемых глубин, однако наиболее контрастные вариации скоростей S-волн приурочены к земной коре и верхней мантии до глубины примерно 250 км, где выявленные скоростные неоднородности тесно связаны с геологическим строением рассматриваемой области. Анализ построенной нами модели позволяет проследить различия в глубинном строении окраинных морей на востоке Азии и сделать выводы о геодинамических процессах, протекающих в отдельных регионах, глубинное строение которых ранее было определено неоднозначно.

Ключевые слова: поверхностно-волновая томография, групповые скорости, волны Рэлея, скорости S-волн, верхняя мантия, литосфера, Юго-Восточная Азия

DOI: 10.31857/S0016853X21040068

ВВЕДЕНИЕ

Глубинное строение Юго-Восточной Азии и ее отдельных регионов неоднократно исследовалось с помощью различных данных и методов их инверсии, включая глубинное сейсмическое зондирование, методы функций приемника, сейсмическую томографию, основанную на объемных и поверхностных волнах [13, 14, 16, 17, 27–29, 35, 38, 39, 42, 49, 60, 62, 68, 70, 71, 73–75, 77, 78] (рис. 1). Однако имеющиеся модели строения земной коры и верхней мантии зачастую различаются между собой даже в относительно крупномасштабных деталях. В некоторых поверхностно-волновых моделях в явном виде не выделяется Таримский бассейн из-за их невысокого горизонтального

разрешения [61, 52, 70]. Результаты одних исследований свидетельствуют о том, что высокие скорости S-волн наблюдаются в верхней мантии на глубинах более 100 км под всем плато Тибет [50, 52], в то время как по данным других работ, область высоких скоростей охватывает только часть плато южнее 32° с.ш. [12, 20, 21, 39]. Нет единого мнения и о мощности литосферы под восточной частью Китайско-Корейской платформы. Ее различные оценки варьируют от 80–100 км [11, 41] до 120 км [34]. Таким образом, учитывая, что данные по глубинному строению являются основой геодинамических и тектонических реконструкций, для повышения их надежности и разрешения неоднозначностей глубинного строения ре-

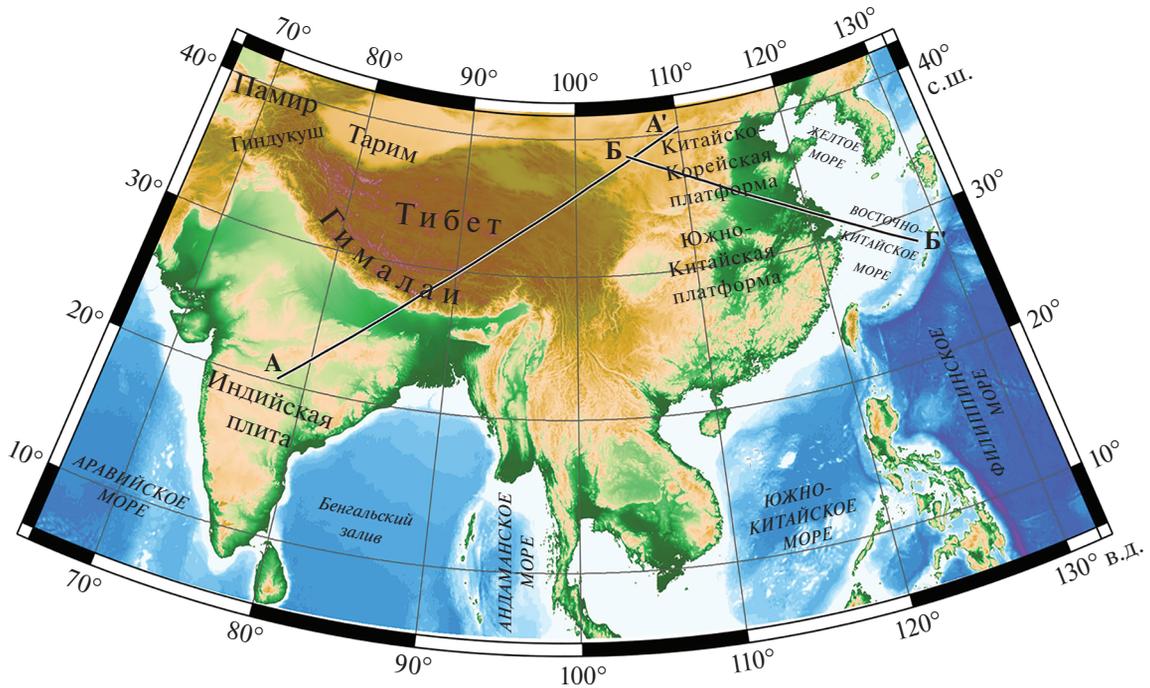


Рис. 1. Область исследования и положение сейсмических профилей А–А', Б–Б', вдоль которых построены 2D разрезы скоростей S-волн.

гиона необходимо проведение дальнейших исследований [1, 22, 55].

В данной работе мы провели изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии (до глубины 500 км) Юго-Восточной Азии (6°–42° с.ш., 66°–132° в.д.) методом поверхностно-волновой томографии на основании представительной выборки дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэля в диапазоне периодов колебаний 10–250 с. Полученная 3D изотропная модель распределения скоростей S-волн характеризуется более высоким или, в отдельных случаях, сопоставимым горизонтальным разрешением по сравнению с результатами предыдущих исследований [13, 16, 39, 50, 52, 53, 70]. Целью нашей статьи является исследование геодинамических процессов, происходящих в верхней мантии, с использованием разработанной нами модели и уточнение глубинного строения структур.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исходными данными для исследования служили записи волн Рэля, зарегистрированные на каналах LHZ цифровых широкополосных сейсмических станций постоянных и временных сетей IRIS, GEOSCOPE, GEOFON, KZ, KN, TW, RM, Y2 (коды сетей соответствуют международному стандарту) (рис. 2). Для анализа было отобрано 229 землетрясений с $M_w \geq 5.4$, произошедших в 1991–2014 гг. (см. рис. 2). Для каждого

сейсмического события обрабатывались только сейсмограммы с высоким отношением сигнал/шум. Диапазон эпицентральных расстояний составил 1000–16000 км.

Дисперсионные кривые групповых скоростей фундаментальных мод волн Рэля рассчитывались с помощью метода спектрально-временного анализа (СВАН) вдоль трасс, соединяющих эпицентр и сейсмическую станцию, в диапазоне периодов 10–250 с, по [3]. Показан пример обработки землетрясения 17 марта 2012 г. ($M_w = 5.5$), произошедшего на хребте Карлсберг (Индийский океан), зарегистрированного на станции Талая (ТЛЮ, юг Восточной Сибири) (рис. 3). В результате дисперсионные кривые волн Рэля были рассчитаны для ~6500 трасс. Приведено распределение количества трасс в зависимости от периода (табл. 1).

Для построения распределений групповых скоростей волн Рэля использован метод двумерной томографии, разработанный для сферической поверхности [7, 8, 69]. Исходя из характера дисперсионной кривой, вычисления проводились отдельно для каждого периода колебаний с шагом 5, 10 и 25 с для диапазонов периодов 10–30, 30–100 и 100–250 с соответственно (см. рис. 3). Всего, таким образом, было построено 18 карт распределений групповых скоростей. Для оценки горизонтального разрешения полученных результатов для каждой из карт рассчитывался эффек-

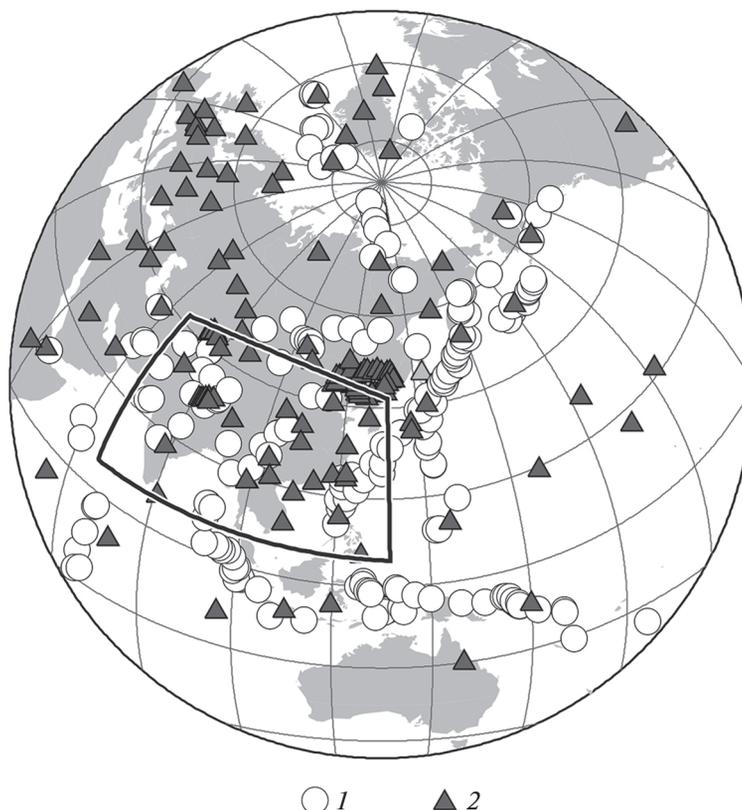


Рис. 2. Положение эпицентров землетрясений и сейсмических станций, используемых для анализа. Показана (контур черным) область исследования. 1 – эпицентр землетрясения; 2 – сейсмическая станция

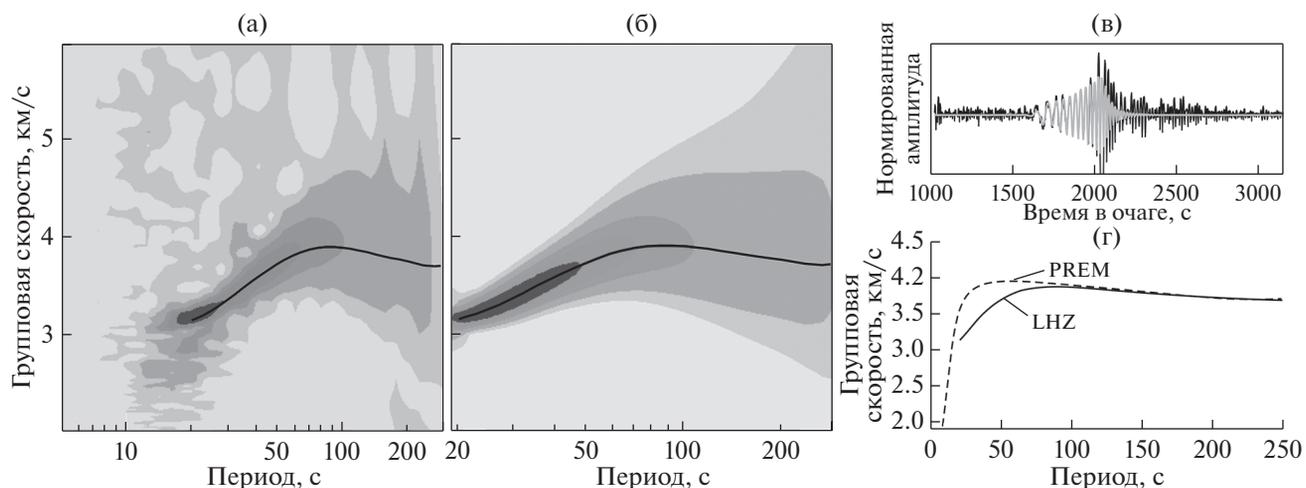


Рис. 3. Обработка землетрясения 17 марта 2012 г. ($M_w = 5.5$), произошедшего на хребте Карлсберг (Индийский океан), записанного на вертикальной (LHZ) компоненте станции TLY. (а)–(б) – СВАН-диаграммы сигналов (дисперсионная кривая групповой скорости (черным)): (а) – исходный, (б) – отфильтрованный; (в) – сейсмограмма события: до (кривая черным), после (кривая серым) фильтрации; (г) – полученная дисперсионная кривая групповой скорости в сравнении с дисперсионной кривой, соответствующей модели PREM (по данным [18]).

тивный радиус осреднения (R) [7, 8, 69]. Данный параметр главным образом зависит от плотности покрытия области исследований сейсмическими трассами и их взаимного расположения. При этом значения эффективного радиуса осреднения, как было показано ранее, примерно совпадают с размерами хорошо воспроизводимых неоднородностей в тестах “шахматной доски” [8].

Распределения групповых скоростей волн Рэлея на отдельных периодах позволяют получить общие представления о крупномасштабных скоростных неоднородностях коры и верхней мантии. При этом при интерпретации полученных карт следует принимать во внимание чувствительность групповых скоростей волн Рэлея на различных периодах к вариациям скоростного разреза среды [8, 53]. Так, в пределах континентальной части исследуемой области карты для периодов менее 50 с характеризуют строение коры. На 50 с характер дисперсии определяется как влиянием коры, так и верхней части мантии, и приближенно отражает вариации мощности коры под различными регионами. Неоднородности мантийной части литосферы и астеносферы проявлены на картах для периодов до 150 с, с увеличением периода на характер дисперсии скоростей поверхностных волн оказывают влияние подастеносферные слои верхней мантии и в меньшей степени – нижняя мантия. Исходя из того, что максимальный период групповых скоростей волн Рэлея, рассматриваемый в данной работе, составляет 250 с, глубинность метода приблизительно составляет 500 км [8, 53].

Для определения глубин залегания выявленных скоростных неоднородностей на основании полученных распределений групповых скоростей волн Рэлея была построена трехмерная модель распределения скоростей S -волн в коре и мантии исследуемой территории. Для этого были построены локальные дисперсионные кривые в узлах сетки 300×300 км, что приблизительно сопоставимо с наилучшим разрешением результатов картирования (рис. 4). Проведена инверсия локальных дисперсионных кривых в одномерные скоростные разрезы S -волн.

Минимизация невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей осуществлялась методом сопряженных градиентов [8]. Варьируемыми параметрами служили скорости S -волн в слоях коры и мантии и мощности слоев коры. Начальная модель среды состояла из 2 или 3 слоев коры с постоянными значениями скоростей S -волн внутри слоя и 11 слоев мантии, внутри которых скорости линейно изменяются с глубиной. Выбор двуслойной или трехслойной модели коры осуществлялся на основании априорных представлений о ее мощности, – если мощность коры составляла

Таблица 1. Количество используемых трасс (N) и средние групповые скорости (U_{cp}) на отдельных периодах (T)

T , с	N	U_{cp} , км/с	T , с	N	U_{cp} , км/с
10	3208	2.70	80	6324	3.77
15	4794	2.81	90	6266	3.75
20	5928	3.00	100	6205	3.75
25	6320	3.19	125	5976	3.73
30	6434	3.34	150	5791	3.70
40	6522	3.49	175	5511	3.68
50	6507	3.67	200	5175	3.66
60	6447	3.73	225	3967	3.65
70	6381	3.76	250	3849	3.65

≤ 50 км, использовалась модель коры с двумя слоями, если мощность коры ≥ 50 км, то использовалась модель с тремя слоями. В качестве начальных приближений для коры служили данные, полученные в работах [9, 35, 80], а для мантии использовалась модель PREM [18]. Устойчивость проводимой таким образом процедуры инверсии показана в работе [56].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В соответствии с методикой оценки наилучшее разрешение результатов картирования наблюдается в той части области исследования и в том интервале периодов, для которых количество сейсмических трасс максимально (см. табл. 1). Таримский бассейн, плато Тибет с его горным обрамлением, Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, расположенные на севере и северо-востоке Юго-Восточной Азии, а также шельфы Восточно-Китайского моря и Желтого моря, характеризуются минимальными значениями эффективного радиуса осреднения (250–350 км) в диапазоне периодов 15–175 с (см. рис. 4). С увеличением периода до 250 с радиус осреднения возрастает примерно до 400 км в горном обрамлении Тибета и платформенных областях Китая и до 400–500 км в окраинных морях на востоке Азии. На юге и юго-западе области исследования наблюдается ухудшение разрешения результатов картирования во всем диапазоне периодов. Так, для Адаманского моря и на полуострова Индокитай значения эффективного радиуса осреднения возрастают до величин 450–550 км, в Бенгальском заливе и Филиппинском море – до 450–650 и достигают 750 и более км в Южно-Китайском и Аравийском морях и на юге Индийской плиты. В качестве допустимого разрешения авторами была выбрана граница $R = 1000$ км [5, 70].

Основные особенности полученных распределений групповых скоростей волн Рэлея сводятся к следующему (рис. 5). Для периодов от 50 до 150 с минимальные значения групповых скоростей

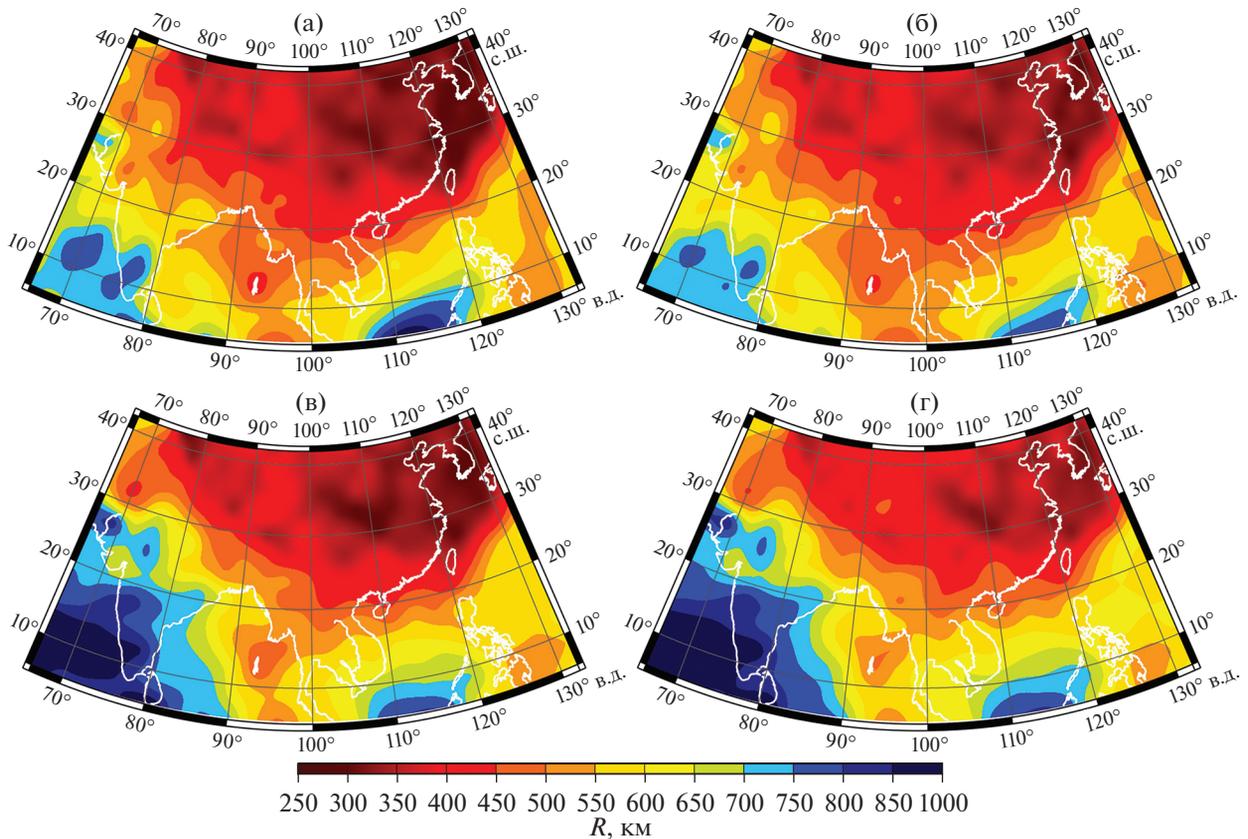


Рис. 4. Карты распределений эффективного радиуса осреднения (R , км) (по данным [6]).
(а)–(г) – периоды: (а) – 50 с; (б) – 100 с; (в) – 150 с; (г) – 200 с.

приурочены к плато Тибет и его высокогорному обрамлению. Максимальные значения скоростей поверхностных волн во всем диапазоне анализируемых периодов наблюдаются под стабильными структурами области исследования: юго-восточной частью Южно-Китайской платформы, югом Китайско-Корейской платформы, Индийской плитой. Кроме того, высокие значения скоростей для $T = 50\text{--}125$ с наблюдаются под Андаманским, Филиппинским и Аравийским морями, а также в Бенгальском заливе. Однако с увеличением периода до 150 с локальный максимум скоростей сохраняется лишь под юго-западной частью Бенгальского залива. На картах для $T > 50$ с относительно невысокие скорости поверхностных волн наблюдаются для Желтого моря, северной части Восточно-Китайского и южной части Южно-Китайского морей, при этом северная часть последней характеризуется локальным максимумом скоростей.

На периодах более 150 с вариации групповых скоростей волн Рэлея менее контрастны и не превышают величин $\pm 3\%$, что свидетельствует о более однородной структуре мантии на глубинах более 250 км под исследуемым регионом (см. рис. 5). Связь между распределением скоростных неоднородностей и геологическим строением не но-

сит ярко выраженного характера, как на меньших периодах. Ранее аналогичные тенденции были выявлены в поверхностно-волновых исследованиях различных регионов Земли [2, 5, 33, 57].

Построенная в данной работе трехмерная изотропная модель распределения скоростей S -волн до глубины 500 км представлена в виде карт вариаций скоростей относительно средних значений на отдельных глубинах и двумерных скоростных разрезов (рис. 6, рис. 7) вдоль профилей, пересекающих различные тектонические провинции исследуемой территории (см. рис. 1). Глубинное строение Юго-Восточной Азии неоднородно во всем интервале исследуемых глубин (см. рис. 6, см. рис. 7). Наиболее контрастные вариации скоростей приурочены к земной коре и верхней мантии до глубины примерно 250 км, что ранее также было отмечено нами для территории Центральной Азии [2, 57]. С увеличением глубины вариации скоростей S -волн становятся менее выраженными. То, что данная особенность не является следствием снижения чувствительности поверхностных волн к скоростной структуре, подтверждается многочисленными исследованиями по объемным волнам, в которых вариации скоростей P - и S -волн на данных глубинах также как и в полученной модели не превышают $\pm 3\%$ [10, 28, 78].

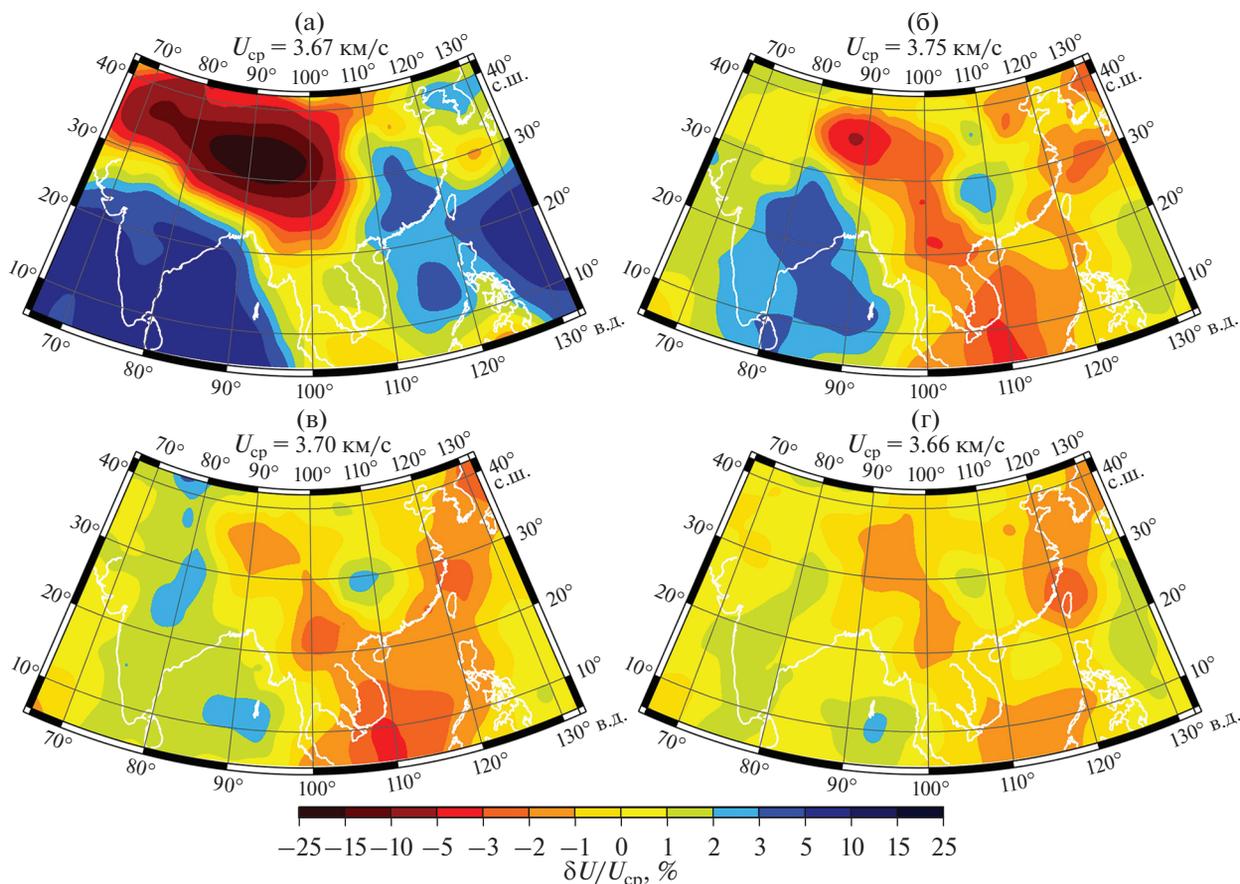


Рис. 5. Вариации групповых скоростей волн Рэля относительно средних значений ($\delta U/U_{cp}$, %) (по данным [6]). (а)–(г) – периоды: (а) – 50 с; (б) – 100 с; (в) – 150 с; (г) – 200 с. Приведены (над каждой картой) значения средних групповых скоростей.

Как и в случае с распределениями групповых скоростей волн Рэля (см. рис. 5), минимальные скорости S -волн на глубине 50 км (рис. 6) приурочены к плато Тибет и его горному обрамлению, а с увеличением глубины минимум становится менее выраженным. Эта особенность полученного распределения связана с тем, что мощность коры под данной территорией может достигать 50 км на периферии [73] и 70 км в центральных областях [30, 35]. В диапазоне глубин 70–150 км пониженными скоростями характеризуются бассейны окраинных морей на востоке Азии и сопредельные прибрежные районы восточного Китая, а также полуостров Индокитай, что указывает на утонение литосферы под ними. Так, по данным предыдущих исследований мощность литосферы под полуостровом составляет около 50 км [34, 65].

Высокие скорости S -волн наблюдаются в мантии под стабильными структурами (см. рис. 6, см. рис. 7). Локальный максимум скоростей прослеживается в верхней мантии до глубин ~ 175 км под Таримским бассейном, что согласуется с результатами поверхностно-волновой томографии [39], ха-

рактеризующейся высоким горизонтальным разрешением, и подтверждает оценки глубины границы литосфера-астеносфера из работы [65]. Отметим, что в некоторых поверхностно-волновых моделях рассматриваемая структура в явном виде не выделяется из-за их более низкого горизонтального разрешения [52, 61, 70]. В этом же диапазоне глубин высокие скорости S -волн наблюдаются под северной частью Индийской плиты, в то время как в южном направлении значения скоростей снижаются. Несмотря на существенное увеличение эффективного радиуса осреднения на юге исследуемой области (рис. 4), полученное нами распределение скоростей S -волн подтверждает результаты [44, 65], согласно которым литосфера утоняется от примерно 200–250 км на севере до 120–160 км на юге плиты.

Интересной особенностью построенной модели является ярко выраженный максимум скоростей S -волн на глубине 200 км под северо-западной частью плато Тибет, причем на меньших глубинах значения скоростей пониженные (см. рис. 6). Учитывая высокие скорости на глубинах 100–175 км

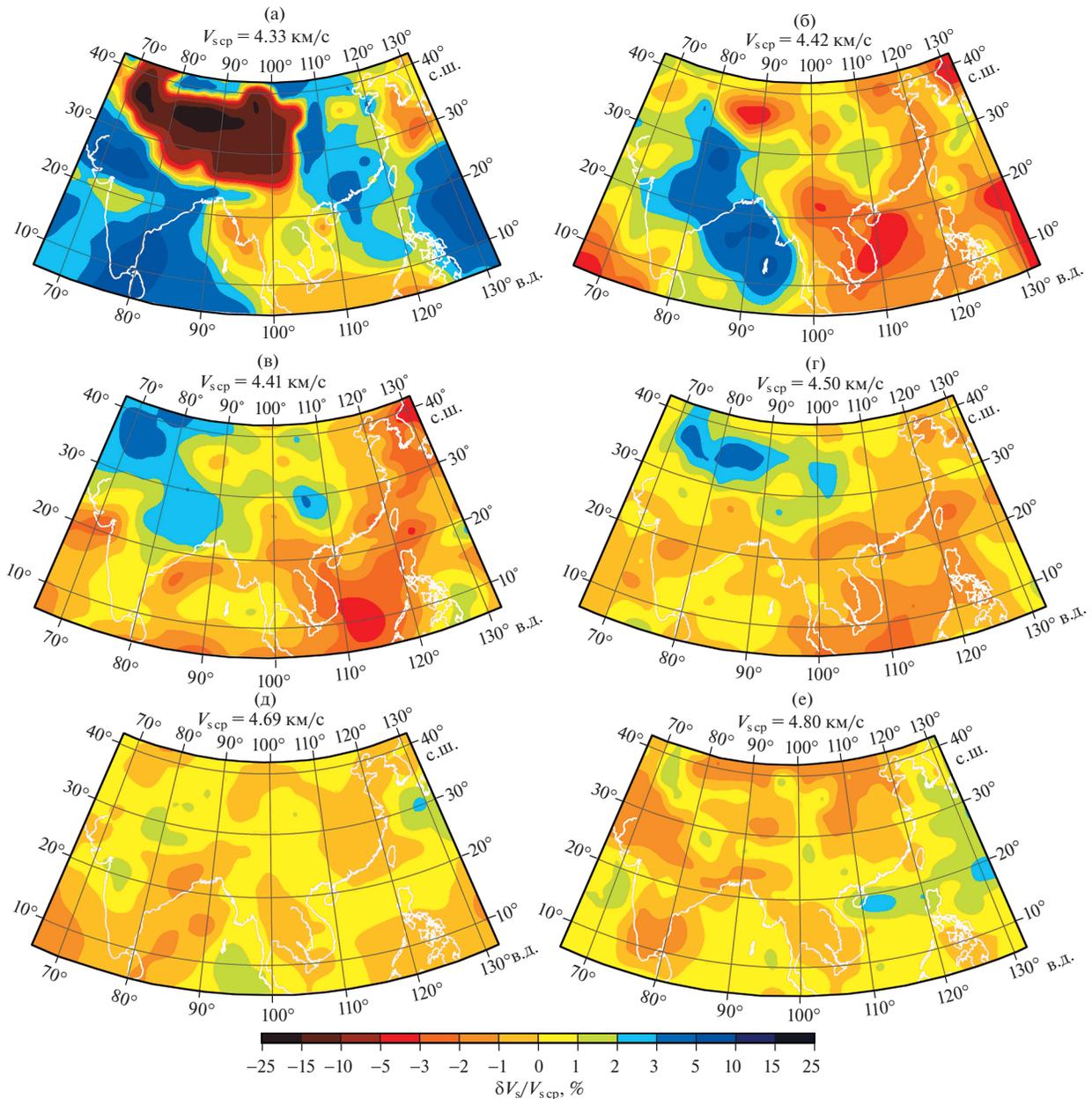


Рис. 6. Вариации скоростей S -волн относительно средних значений ($\delta V_s/V_{s, \text{cp}}, \%$).
 (а)–(е) – глубины: (а) – 50 км; (б) – 100 км; (в) – 150 км; (г) – 200 км; (д) – 300 км; (е) – 400 км.
 Приведены (над каждой картой) средние скорости S -волн.

под соседними (с юга) районами, данный максимум может быть связан с погружением мантийной части литосферы Индийской плиты под плато [40, 46]. Ранее аналогичные выводы были сделаны на основании анализа анизотропного распределения скоростей P -волн в коре и мантии Западного Тибета [74]. Схожий характер распределения скоростей S -волн по вертикали наблюдается под Памиром и Гиндукушем: минимум скоростей в верхней мантии приурочен к интервалу глубин до 100 км включительно; максимум наблюдается на глубинах 150–200 км (см. рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Построенная нами 3D изотропная модель распределения скоростей S -волн в верхней мантии Юго-Восточной Азии характеризуется более высоким горизонтальным разрешением по сравнению с существующими глобальными моделями, основанными на групповых и фазовых скоростях поверхностных волн [19, 43, 58]. При этом достигнутое нами разрешение, приблизительно сопоставимо, а для отдельных регионов превосходит модель [54]. Проведенные ранее региональные исследования мантии Азии, полученные по дан-

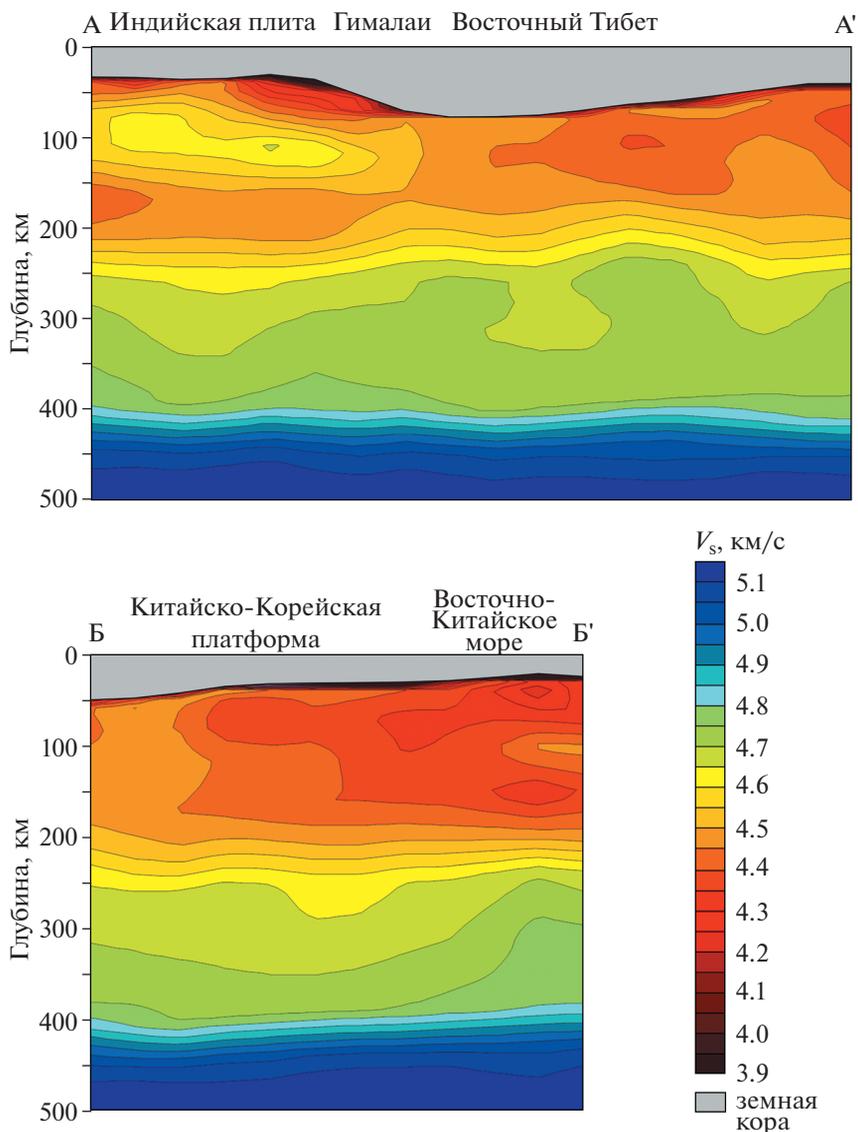


Рис. 7. 2D разрезы скоростей S -волн вдоль профилей А–А', Б–Б' (см. рис. 1).

ным поверхностных волн, также характеризуются более низкой или, в отдельных случаях, близкой разрешающей способностью [13, 16, 39, 50, 52, 53, 70]. Исключением является территория Китая и его окраинных морей, где была проведена поверхностно-волновая томография по сейсмическому шуму с разрешением по горизонтали примерно равным 100 км [60, 80]. Однако в этих работах диапазон анализируемых периодов существенно меньше, чем используемый при построении данной модели, и составляет всего 70 с, что дает возможность рассмотреть земную кору и верхнюю мантию до глубин, не превышающих 150 км. Горизонтальным разрешением от 2° до 4° характеризуется модель глубинного строения коры и верхней мантии до глубины 300 км под Южно-Китайским морем, основанная на данных о дис-

персии групповых скоростей волн Рэлея в диапазоне периодов 10–150 с [62]. Более детальные по сравнению с нашими исследования распределения скоростей S -волн также были выполнены на юге Индийской плиты [14], но только до глубины 130 км.

Полученная в данной работе трехмерная изотропная модель распределения скоростей S -волн может быть использована для решения некоторых спорных вопросов современной геодинамики рассматриваемого региона. Так, несмотря на многочисленные исследования глубинного строения, в настоящее время не существует единого мнения о механизме образования плато Тибет. Одни исследователи связывают его формирование с горизонтальным смещением литосферного блока по крупным сдвиговым разломам в резуль-

тате Индо-Евразийской коллизии [45, 63, 64]. Согласно другим представлениям, ключевую роль в образовании плато играет однородное утолщение и сокращение литосферы Азии или ее погружение в южном направлении, а также погружение мантийной части литосферы Индийской плиты под плато [15, 23, 27, 40, 46]. Также был предложен комбинированный механизм, который предусматривает погружение как Индийской, так и Евразийской литосферных плит [26, 29]. Наши результаты показывают, что высокие скорости S -волн в мантии на глубинах 100–200 км наблюдаются только под южной частью плато, что свидетельствует в пользу гипотезы о погружении литосферы Индийской плиты в северном направлении (см. рис. 7, профиль А–А'). Эта зона высоких скоростей шире в западном Тибете, что согласуется с результатами томографии по P -волнам [37] (см. рис. 6). Однако горизонтальное разрешение, достигнутое в данной работе, все же недостаточно для выявления мелкомасштабных деталей глубинного строения этой высокоскоростной зоны, связанных с фрагментацией литосферы Индийской плиты и полученных ранее разными методами [12, 17, 40, 48, 73] (см. рис. 4). Под северной частью плато Тибет наблюдаются низкие скорости S -волн в верхней мантии, что противоречит погружению литосферы Азии в южном направлении, которое ранее предполагалось на основе анализа данных функций приемника, но не было подтверждено в последующих исследованиях [27, 29, 59] (см. рис. 6, см. рис. 7). Эта низкоскоростная аномалия может быть связана либо с частичным плавлением материала мантии, либо с выдавливанием материала астеносферы в результате погружения Индийской плиты [21, 40].

В полученной модели также прослеживается неоднородное строение древних стабильных тектонических структур Юго-Восточной Азии. Например, высокие скорости S -волн в мантии во всем диапазоне исследуемых глубин наблюдаются только под западной частью Китайско-Корейской платформы, в то время как ее прибрежная восточная часть характеризуется пониженными скоростями (см. рис. 6, см. рис. 7, профиль Б–Б'). Кроме того, в восточном направлении уменьшается и мощность коры под рассматриваемой структурой с ~45 до ~30 км, что согласуется с данными разномасштабных моделей глубинного строения [30, 31, 35]. Таким образом, полученные результаты свидетельствуют о процессах утонения и деструкции литосферы под восточной частью платформы, которые начались в Мезозое и, вероятно, продолжаются и в настоящее время под влиянием субдукции Тихоокеанской литосферной плиты [41]. Это предположение подтверждается данными по мантийным ксенолитам и вариациями значений поверхностного теплового потока, который на западе платформы составляет

30–60 мВт/м² и увеличивается на востоке в среднем до 80 мВт/м² с локальными максимумами до >100 мВт/м² [4, 24, 51, 41, 72, 76].

Полученные результаты позволяют проследить различия в глубинном строении окраинных морей на востоке Азии. Так, верхняя мантия Восточно-Китайского моря характеризуется неоднородным по вертикали распределением скоростей S -волн (см. рис. 7, профиль Б–Б'). Пониженные значения скоростей наблюдаются от подошвы коры примерно до 80 км и в диапазоне глубин 120–200 км. Расположенный на глубинах 80–120 км слой со скоростями S -волн, достигающими значений 4.5 км/с, свидетельствует о том, что мощность литосферы под Восточно-Китайским морем составляет примерно 120 км. Это существенно выше оценок, характеризующихся более грубым горизонтальным разрешением, и хорошо согласуется с моделью, имеющей близкое горизонтальное разрешение [34, 62]. В мантии на глубинах более 300 км под рассматриваемым регионом скорости S -волн повышены, что также прослеживается и в распределении скоростей P -волн и, наиболее вероятно, связано с субдукцией Филиппинской плиты [78]. Совершенно иной характер распределения скоростей S -волн наблюдается в мантии северной части Южно-Китайского моря (см. рис. 6). Здесь высокие значения скоростей приурочены к верхней мантии до глубины ~70 км, соответствующей положению границы литосфера-астеносфера, а с увеличением глубины наблюдаются низкие скорости S -волн. Полученные результаты позволяют более детально проследить особенности глубинного строения по сравнению с предыдущими моделями разного масштабного уровня и хорошо согласуются с данными последних поверхностно-волновых исследований [13, 31, 54, 58, 62]. Положение минимума скоростей на глубине 100 км, по [62], смещено к востоку относительно наших данных, которые, вероятно, более достоверны за счет более широкого диапазона анализируемых периодов. Выявленный высокоскоростной слой в верхних этажах мантии, прослеживающийся также под континентальной частью юго-восточного Китая, может являться свидетельством протекавших на этой территории в Мезозое процессов субдукции [36, 47, 62, 79]. Глубинное строение южной части Южно-Китайского моря определено менее надежно в связи с недостаточно высоким разрешением результатов картирования групповых скоростей волн Рэлея, что связано с уменьшением количества сейсмических трасс на юге исследуемой области (см. рис. 4). Так, несмотря на то, что пониженные значения скоростей S -волн для данной территории наблюдаются практически во всем интервале исследуемых глубин, мантийный плюм под о. Хайнань, диаметр которого оценива-

ется от 80 до 160–300 км, на них в явном виде не выделяется [25, 32, 66, 67, 78] (см. рис. 6).

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования была построена трехмерная изотропная модель распределения скоростей S -волн в коре и мантии (до глубины 500 км) Юго-Восточной Азии, характеризующаяся более высоким или в отдельных случаях сопоставим горизонтальным разрешением по сравнению с предыдущими поверхностно-волновыми моделями. Анализ полученных результатов позволяет сделать следующие выводы.

1. Глубинное строение Юго-Восточной Азии неоднородно во всем интервале исследуемых глубин, однако наиболее контрастные вариации скоростей S -волн приурочены к земной коре и верхней мантии до глубины примерно 250 км, где выявленные скоростные неоднородности тесно связаны с геологическим строением исследуемой области.

2. Высокие скорости S -волн в мантии на глубинах 100–200 км наблюдаются только под южной частью плато Тибет, что свидетельствует в пользу гипотезы о погружении литосферы Индийской плиты в северном направлении. Под северной частью плато наблюдаются низкие скорости S -волн в верхней мантии, что противоречит погружению литосферы Азии в южном направлении. Эта низкоскоростная аномалия может быть связана либо с частичным плавлением материала мантии, либо с выдавливанием материала астеносферы в результате погружения Индийской плиты.

3. Высокие скорости S -волн в мантии во всем диапазоне исследуемых глубин наблюдаются только под западной частью Китайско-Корейской платформы, в то время как ее прибрежная восточная часть характеризуется пониженными скоростями, что свидетельствует о процессах утонения и деструкции литосферы под данной территорией.

4. Разработанная нами 3D изотропная модель распределения скоростей S -волн позволяет проследить различия в глубинном строении окраинных морей. По модельным расчетам мощность литосферы под Восточно-Китайским морем составляет ~120 км, под Южно-Китайским морем составляет ~70 км.

Благодарности. Авторы выражают благодарность анонимным рецензентам за комментарии, которые позволили улучшить статью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – М.: Наука, 1990. 328 с.
2. 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. <https://doi.org/10.15372/GiG20141010>
3. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Бужчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. – Под ред. В.И. Кейлис-Борка – М.: Наука, 1986. 278 с.
4. Лысак С.В. Термальная эволюция, геодинамика и современная геотермальная активность литосферы Китая // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 9. С. 1058–1071.
5. Середкина А.И. Поверхностно-волновая томография Арктики по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Физика Земли. 2019. № 3. С. 58–70. <https://doi.org/10.31857/S0002-33372019358-70>
6. Филиппова А.И., Соловей О.А. Поверхностно-волновая томография Юго-Восточной Азии // Геофизические процессы и биосфера. 2021. Т. 20. № 1. С. 50–60. <https://doi.org/10.21455/GPB2021.1-5>
7. Яновская Т.Б. Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса–Гильберта // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 11–26.
8. Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. – СПб.: Наука, 2015. 167 с.
9. Behera L., Sain K. Crustal velocity structure of the Indian Shield from deep seismic sounding and receiver function studies // J. Geol. Soc. India. 2006. Vol. 68. P. 989–992.
10. Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E. B. Closing the gap between regional and global travel time tomography // J. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. B. 12. P. 30055–30078. <https://doi.org/10.1029/98JB02467>
11. Chen L. Concordant structural variations from the surface to the base of the upper mantle in the North China Craton and its tectonic implications // Lithos. 2010. Vol. 120. P. 96–115. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.12.007>
12. Ceylan S., Ni J., Chen J.Y., Zhang Q., Tilmann F., Sandvol E. Fragmented Indian plate and vertically coherent deformation beneath eastern Tibet // J. Geophys. Res. 2012. Vol. 117. B11303. P. 11. <https://doi.org/10.1029/2012JB009210>
13. Corchete V. Crustal and upper mantle structure beneath the South China Sea and Indonesia // GSA Bull. 2020. <https://doi.org/10.1130/B35641.1>
14. Das R., Ashish, Saha G.K. Crust and shallow mantle structure of south India by inverting interpolated receiver function with surface wave dispersion // J. Asian Earth Sci. 2019. Vol. 176. P. 157–167. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2019.02.011>
15. Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. B. 14. P. 2625–2647.
16. Dixit M., Singh A.P., Mishra O.P. Rayleigh wave group velocity tomography of Gujarat region, Western India and its implications to mantle dynamics // J. Seismol. 2017. Vol. 21. P. 809–823. <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9636-y>

17. *Duan Y., Tian X., Liang X., Li W., Wu C., Zhou B., Iqbal J.* Subduction of the Indian slab into the mantle transition zone revealed by receiver functions // *Tectonophysics*. 2017. Vol. 702. P. 61–69.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.02.025>
18. *Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary Reference Earth Model // *Phys. Earth Planet. Int.* 1981. Vol. 25. P. 297–356.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
19. *Ekström G.* A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25–250 s // *Geophys. J. Int.* 2011. Vol. 187. P. 1668–1686.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x>
20. *Feng M., An M.* Lithosphere structure of the Chinese mainland determined from joint inversion of regional and teleseismic Rayleigh-wave group velocities // *J. Geophys. Res.* 2010. Vol. 115. B06317.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005787>
21. *Feng M., An M., Zhao W., Xu G., Mechie J., Zhao Y.* Lithospheric structures of northeast Tibetan Plateau and their geodynamic implications // *J. Geodynamics*. 2011. Vol. 52. P. 432–442.
<https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.07.002>
22. *Hall R., Spakman W.* Mantle structure and tectonic history of SE Asia // *Tectonophysics*. 2015. Vol. 658. P. 14–45.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.003>
23. *Houseman G.A., McKenzie D.P., Molnar P.* Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. B. 7. P. 6115–6132.
<https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06115>
24. *Hu S.B., He L.J., Wang J.Y.* Heat flow in the continental area of China: a new data set // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 179. P. 407–419.
[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00126-6)
25. *Huang J.* P- and S-wave tomography of the Hainan and surrounding regions: insight into the Hainan plume // *Tectonophysics*. 2014. Vol. 633. P. 176–192.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.007>
26. *Jin Y., McNutt M.K., Zhu Y.-S.* Mapping the descent of Indian and Eurasian plates beneath the Tibetan Plateau from gravity anomalies // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. B5. P. 11275–11290.
<https://doi.org/10.1029/96JB00531>
27. *Kind R., Yuan X., Saul J., Nelson D., Sobolev S.V., Mechie J., Zhao W., Kosarev G., Ni, J., Achauer U., Ji-ang M.* Seismic images of crust and upper mantle beneath Tibet: evidence for Eurasian plate subduction // *Science*. 2002. Vol. 298. No. 5596. P. 1219–1221.
<https://doi.org/10.1126/science.1078115>
28. *Koulakov I.* High-frequency P and S velocity anomalies in the upper mantle beneath Asia from inversion of world traveltimes // *J. Geophys. Res.* 2011. Vol. 116. B04301.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007938>
29. *Kumar P., Yuan X., Kind R., Ni J.* Imaging the colliding Indian and Asian lithospheric plates beneath Tibet // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. B06308.
<https://doi.org/10.1029/2005JB003930>
30. *Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 – A 1-degree global model of Earth's crust // *Geophys. Res. Abstr.* EGU 2013–2658. 2013. Abstr. 15.
31. *Lebedev S., Nolet G.* Upper mantle beneath southeast Asia from S velocity tomography // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. B1. P. 2048.
<https://doi.org/10.1029/2000JB000073>
32. *Lei J., Zhao D., Steinberger B., Wu B., Shen F., Li Z.* New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume // *Phys. Earth Planet. Int.* 2009. Vol. 173. P. 33–50.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.10.013>
33. *Levshin A.L., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Villasenor A., Padgett C.A.* New constraints on the Arctic crust and uppermost mantle: Surface wave group velocities, Pn, and Sn // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2001. Vol. 123. P. 185–204.
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(00\)00209-0](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00209-0)
34. *Li T.* The principal characteristics of the lithosphere of China // *Geosci. Frontiers*. 2010. Vol. 1. P. 45–56.
<https://doi.org/10.1016/j.gsf.2010.08.005>
35. *Li S., Mooney W.D., Fan J.* Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 420. P. 239–252.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.026>
36. *Li Z.X., Li X.H.* Formation of the 1300-km-wide intra-continental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic, South China: A flat-slab subduction model // *Geology*. 2007. Vol. 35. No. 2. P. 179–182.
<https://doi.org/10.1130/G23193a.1>
37. *Li C., van der Hilst R.D., Meltzer A.S., Engdahl E.R.* Subduction of the Indian lithosphere beneath the Tibetan Plateau and Burma // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. Vol. 274. P. 157–168.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.016>
38. *Li Q., Rao R., Lu Z., Guan Y., Zhang Z., Li P., Wang H., He R., Karplus M.* The thickness and crustal characteristics of the crust across Tibetan plateau from active-sources seismic profiles // *Earthq. Sci.* 2009. Vol. 22. P. 21–31.
<https://doi.org/10.1007/s11589-009-0021-6>
39. *Li Y., Wu Q., Pan J., Zhang F., Yu D.* An upper mantle S-wave velocity model for East Asia from Rayleigh wave tomography // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. Vol. 377–378. P. 367–377.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.06.033>
40. *Liang X., Sandvol E., Chen Y.J., Hearn T., Ni J., Klemperer S., Shen Y., Tilmann F.* A complex Tibetan upper mantle: A fragmented Indian slab and no south-verging subduction of Eurasian lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. Vol. 333–334. P. 101–111.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.036>
41. *Liu J., Cai R., Pearson G., Scott J.M.* Thinning and destruction of the lithospheric mantle root beneath the North China craton: a review // *Earth Sci. Rev.* 2019. Vol. 196. P. 102873.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.017>
42. *Liu Zh., Tian X., Yuan X., Liang X., Chen Y., Zhu G., Zhang H., Li W., Tan P., Zhuo S., Wu Ch., Nie S., Wang G., Yu G., Zhou G.* Complex structure of upper mantle beneath the Yadong-Gulu rift in Tibet revealed by S-to-P converted waves // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020.

- Vol. 531. P. 115954.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115954>
43. *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. Vol. 199. P. 113–135.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu246>
 44. *Maurya S., Montagner J.-P., Kumar M.R., Stutzmann E., Kiselev S., Burgos G., Rao N.P., Srinagesh D.* Imaging the lithospheric structure beneath the Indian continent // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2016. Vol. 121. P. 7450–7468.
<https://doi.org/10.1002/2016JB012948>
 45. *Molnar P., Tapponnier P.* Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision // *Science.* 1975. Vol. 189. P. 419–426.
<https://doi.org/10.1126/science.189.4201.419>
 46. *Ni J., Barazangi M.* Seismotectonics of the Himalayan collision zone: Geometry of the underthrusting Indian plate beneath the Himalaya // *J. Geophys. Res.* 1984. Vol. 89. P. 1147–1163.
<https://doi.org/10.1029/JB089iB02p01147>
 47. *Nissen S.S., Hayes D.E., Buhl P., Diebold J., Yao B.C., Zeng W.J., Chen Y.Q.* Deep penetration seismic soundings across the northern margin of the South China Sea // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. B11. P. 22407–22433.
<https://doi.org/10.1029/95JB01866>
 48. *Nuun C., Roecker S.W., Priestley K.P., Liang X., Gilligan A.* Joint inversion of surface waves and teleseismic body waves across the Tibetan collision zone: The fate of subducted Indian lithosphere // *Geophys. J. Int.* 2014. Vol. 198. P. 1526–1542.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu193>
 49. *Oreshin S.I., Vinnik L.P., Kiselev S.G., Rai S.S., Prakasam K.S., Treussov A.V.* Deep seismic structure of the Indian shield, western Himalaya, Ladakh and Tibet // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 307. Is. 3–4. P. 415–429.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.05.016>
 50. *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. Vol. 633. P. 193–210.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.011>
 51. *Pollack H.N., Hurter S.J., Johnson J.R.* Heat flow from the Earth's interior: Analysis of the global data set // *Rev. Geophys.* 1993. Vol. 3. № 1. P. 267–280.
<https://doi.org/10.1029/93RG01249>
 52. *Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S.* Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. Vol. 111. B10304.
<https://doi.org/10.1029/2005JB004082>
 53. *Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* Eurasian surface wave tomography: group velocities // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 4839–4878.
<https://doi.org/10.1029/97JB02622>
 54. *Schaeffer A.J., Lebedev S.* Global shear speed structure of the upper mantle and transitional zone. *Geophys. J. Int.* 2013. Vol. 194. P. 417–449.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt095>
 55. *Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altiid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. Vol. 364. P. 299–307.
<https://doi.org/10.1038/364299a0>
 56. *Seredkina A.* S-wave velocity structure of the upper mantle beneath the Arctic region from Rayleigh wave dispersion data // *Phys. Earth Planet. Int.* 2019. Vol. 290. P. 76–86.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.03.007>
 57. *Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovay 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. Int.* 2016. V. 261. P. 152–160.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011>
 58. *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. No. 1. P. 88–105.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01742.x>
 59. *Shen X., Yuan X., Liu M.* Is the Asian lithosphere underthrusting beneath northeastern Tibetan Plateau? Insight from seismic receiver functions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. Vol. 428. P. 172–180.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.07.041>
 60. *Shen W., Ritzwoller M.H., Kang D., Kim Y.-H., 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. Vol. 206. P. 954–979.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggw175>
 61. *Sloan R.A., Jackson J.A., McKenzie D., Priestley K.* Earthquake depth distributions in central Asia, and their relations with lithospheric thickness, shortening and extension // *Geophys. J. Int.* 2011. Vol. 185. P. 1–29.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04882.x>
 62. *Tang Q., Zheng C.* Crust and upper mantle structure and its tectonic implications in the South China Sea and adjacent regions // *J. Asian Earth Sci.* 2013. Vol. 62. P. 510–525.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.10.037>
 63. *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baikal regions // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.
<https://doi.org/10.1029/JB084iB07p03425>
 64. *Tapponnier P., Zhiqin X., Roger F., Meyer B., Arnau N., Wittlinger G., Jingsui Y.* Oblique stepwise rise and growth of the Tibet Plateau // *Science.* 2001. Vol. 294. № 5547. P. 1671–1677.
<https://doi.org/10.1126/science.105978>
 65. *Wan T., Zhao Q., Lu H., Wang Q., Sun C.* Discussion on the special lithosphere type in Eastern China // *Earth Sciences.* 2016. Vol. 5. No. 1. P. 1–12.
<https://doi.org/10.11648/j.earth.20160501.11>
 66. *Wei S., Chen Y.* Seismic evidence of the Hainan mantle plume by receiver function analysis in southern China // *Geophys. Res. Lett.* 2016. Vol. 43. P. 8978–8985.
<https://doi.org/10.1002/2016GL069513>
 67. *Xia S., Zhao D., Sun J., Huang H.* Teleseismic imaging of the mantle beneath southernmost China: new insights into the Hainan plume // *Gondwana Res.* 2016. Vol. 36. P. 33–43.
<https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.003>
 68. *Xin H., Zhang H., Kang M., He R., Gao L., Gao J.* High-resolution lithospheric velocity structure of continental

- China by double-difference seismic travel-time tomography // *Seismol. Res. Lett.* 2018. Vol. 90. P. 229–241. <https://doi.org/10.1785/0220180209>
69. Yanovskaya T.B., Antonova L.M., Kozhevnikov V.M. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves // *Phys. Earth Planet. Int.* 2000. Vol. 122. P. 19–32. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(00\)00184-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00184-9)
70. 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. Int.* 2003. Vol. 138. P. 263–278. [https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7)
71. Zhang H., Teng J., Tian X., Zhang Z., Gao R., Liu J. Lithospheric thickness and upper-mantle deformation beneath the NE Tibetan Plateau inferred from S receiver functions and SKS splitting measurements // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 191. P. 1285–1294. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05667.x>
72. Zhang S.H., Zhao Y., Davis G.A., Ye H., Wu F. Temporal and spatial variations of Mesozoic magmatism and deformation in the North China Craton: implications for lithospheric thinning and decratonization // *Earth Sci. Rev.* 2014. Vol. 131. P. 49–87. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.12.004>
73. Zhang C., Guo Z., Chen Y. J. Lithospheric thickening controls the ongoing growth of northeastern Tibetan Plateau: Evidence from P and S receiver functions // *Geophys. Res. Lett.* 2020. Vol. 47. P. e2020GL088972. <https://doi.org/10.1029/2020GL088972>
74. Zhang H., Zhao D., Zhao J., Li Y. E., Liu H., Ding M., Jiang Y., Xu X. Upper mantle heterogeneity and radial anisotropy beneath the western Tibetan Plateau // *Tectonics*. 2021. Vol. 40. P. e2020TC006403. <https://doi.org/10.1029/2020TC006403>
75. Zhao D. Seismic imaging of Northwest Pacific and East Asia: new insight into volcanism, seismogenesis and geodynamics // *Earth Sci. Rev.* 2021. Vol. 214. P. 103507. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103507>
76. Zhao G., Sun M., Wilde S.A., Li S.Z. Late Archean to Paleoproterozoic evolution of the North China Craton: key issues revisited // *Precambrian Research*. 2005. Vol. 136. P. 177–202. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2004.10.002>
77. Zhao D., Yu Sh., Ohtani E. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics // *J. Asian Earth Sci.* 2011. Vol. 40. P. 689–709. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.11.013>
78. Zhao D., Toyokuni G., Kurata K. Deep mantle structure and origin of Cenozoic intraplate volcanoes in Indochina, Hainan and South China Sea // *Gophys. J. Int.* 2021. Vol. 225. P. 572–588. <https://doi.org/10.1093/gji/ggaa605>
79. Zhou D., Sun Z., Chen H.Z., Xu H.H., Wang W.Y., Pang X., Cai D.S., Hu D.K. Mesozoic paleogeography and tectonic evolution of South China Sea and adjacent areas in the context of Tethyan and Paleo-Pacific interconnections // *Island Arc*. 2008. Vol. 17. No. 2. P. 186–207. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2008.00611.x>
80. Zhou L., Xie J., Shen W., Zheng Y., Yang Y., Shi H., Ritzwoller M.H. The structure of the crust and uppermost mantle beneath South China from ambient noise and earthquake tomography // *Geophys. J. Int.* 2012. Vol. 189. P. 1565–1583. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05423.x>

Deep Velocity Structure of Southeast Asia from Rayleigh Wave Group Velocities: 3D Isotropic Model of S-Wave Velocity Distribution in the Upper Mantle

A. I. Filippova^{a, *}, O. A. Solovey^b

^a*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation RAS, bld. 4, Kaluzhskoe sh., 108840 Troitsk, Moscow, Russia*

^b*Institute of the Earth's Crust SB RAS, bld. 128, Lermontov str., 664033 Irkutsk, Russia*

*e-mail: aleirk@mail.ru

We present the results of studying the deep velocity structure of the crust and upper mantle beneath Southeast Asia based on the data on a representative dataset of Rayleigh wave group velocity dispersion curves (about 6500 seismic paths) in the period range 10–250 s. Group velocity distributions at separate periods and estimates of their lateral resolution are calculated using a two-dimensional tomography method developed for a spherical surface. On the basis of the obtained data, local dispersion curves are constructed and inverted to one-dimensional S-wave velocity sections up to the 500 km depth. The thus constructed three-dimensional isotropic model of S-wave velocity distribution in the crust and upper mantle of the considered territory is characterized by higher or, in some cases, close lateral resolution in comparison with previous surface wave studies. The obtained results show that the deep velocity structure of Southeast Asia is heterogeneous in the whole range of the studied depths. Nevertheless, the most contrast S-wave velocity variations relate to the crust and uppermost mantle up to the 250 km depth where they are closely correlated with geological structure of the considered area. Analysis of the constructed model allows us to trace differences in deep velocity structure of marginal seas at the east of Asia and draw conclusions about the geodynamic processes in some regions which structure has been previously determined ambiguously.

Keywords: surface wave tomography, group velocities, Rayleigh waves, S-wave velocities, upper mantle, lithosphere, Southeast Asia