

РАДИАЛЬНАЯ АНИЗОТРОПИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

© 2025 г. А. И. Филиппова^{1, *}, О. А. Соловей²

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН, г. Москва, г. Троицк, Россия

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

*E-mail: aleirk@mail.ru

Поступила в редакцию 18.04.2024 г.

После доработки 06.12.2024 г.

Принята к публикации 09.12.2024 г.

Радиальная анизотропия S -волн проявляется в различии скоростей волн SV и SH , поляризованных в вертикальной и горизонтальной плоскостях и получаемых путем инверсии дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява соответственно. В отличие от изотропных моделей, существующие в настоящее время распределения скоростей S -волн, учитывающие радиальную анизотропию, существенно противоречат друг другу. Одна из причин таких расхождений заключается в том, что для расчета коэффициента радиальной анизотропии, как правило, используются различные наборы данных (трасс) для волн Рэлея и Лява. Это приводит к тому, что восстанавливаемые скоростные разрезы волн SV и SH оказываются сглаженными по областям разной формы и размера. Для исключения этого эффекта мы предлагаем методику, в которой исходные данные содержат только дисперсионные кривые волн Рэлея и Лява вдоль одних и тех же трасс и на одних и тех же периодах, а затем выполняются стандартные процедуры поверхностно-волновой томографии и инверсии локальных скоростей поверхностных волн в скоростные разрезы S -волн. С помощью такого подхода было получено распределение коэффициента радиальной анизотропии ($\alpha = (V_{SH} - V_{SV}) / V_{cp}$, где $V_{cp} = (V_{SH} + V_{SV}) / 2$) в верхней мантии Юго-Восточной Азии до глубины 300 км в пределах $70-145^\circ$ Е и $20-40^\circ$ N. Показано, что на глубинах 50–70 км максимумы коэффициента α приурочены к областям с пониженными скоростями волн SV . Кроме того, на 50 км максимумы значений α тяготеют к областям с максимальными скоростями горизонтальных смещений по GPS-данным (относительно стабильной Евразии). Выявлено, что области с надежно установленной отрицательной анизотропией (α менее -1%), т.е. в которых $V_{SV} > V_{SH}$, приурочены к границам литосферных плит.

Ключевые слова: волны Рэлея и Лява, поверхностно-волновая томография, радиальная анизотропия, земная кора, верхняя мантия, Юго-Восточная Азия.

DOI: 10.31857/S0002333725030117, EDN: FVNFNM

ВВЕДЕНИЕ

Радиальная (трансверсальная) анизотропия проявляется в различии скоростей сейсмических волн, поляризованных в вертикальной (V) и горизонтальной (H) плоскостях. Она наблюдается как для продольных (P -волн), так и поперечных волн (S -волн) [Fouch, Rondenay, 2006; Long, Silver, 2009; Long, 2013; Zhao et al., 2016; 2023]. Для S -волн радиальная анизотропия может быть

установлена путем инверсии дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява в скоростные разрезы волн SV и SH соответственно [Anderson, 1961]. Кроме того, по данным поверхностных волн обнаруживается азимутальная анизотропия [Ekström, 2011], проявляющаяся в зависимости скоростей волн Рэлея и Лява от выбранного в горизонтальной плоскости направления. Основными причинами наблюдаемой анизотропии

сейсмических скоростей являются, во-первых, преимущественная ориентировка анизотропных кристаллов (оливина, пироксена; *lattice-preferred orientation anisotropy*) [Jung, 2017; Karato et al., 2008; Mainprice, Nicolas, 1989], во-вторых, преимущественная ориентировка структурных нарушений в среде (*shape-preferred orientation anisotropy*) [Babuska, Cara 1991; Mainprice, Nicolas, 1989], вызванные перемещением мантийного вещества или действием напряжений в среде (в настоящее или прошедшее время) [Tanimoto, Anderson, 1984; Яновская и др., 2019].

В одномерной сферически-симметричной модели Земли PREM вещество верхней мантии считается радиально-анизотропным до глубины 220 км, а непосредственно под корой — на глубине 24.4 км — разница скоростей волн SV и SH составляет чуть менее 5% [Dziewonski, Anderson, 1981]. Последующие одномерные модели характеризуются анизотропными свойствами до больших глубин — 410 [Montagner, Anderson, 1989] или 670 км [Montagner, Kennett, 1996]. Наличие радиальной анизотропии в мантии на различных глубинах, в т.ч. до границы с ядром, показано в многочисленных трехмерных глобальных реконструкциях, основанных на данных поверхностных волн и собственных колебаний Земли [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Zhou et al., 2006; Panning et al., 2010; Auer et al., 2014;

French, Romanowicz, 2014; Chang et al., 2015; Tesoniero et al., 2015; Priestley et al., 2019; Restelli et al., 2023; и др.]. Вариации анизотропных свойств весьма существенны как по вертикали, так и по горизонтали и позволяют получить определенные представления об эволюции литосферы различных регионов и протекающих в них современных геодинамических процессах. Так, отрицательная радиальная анизотропия ($V_{SH} < V_{SV}$) может быть связана с субвертикальным массопереносом, например, связанным с субдукцией или мантийными плюмами [Chang et al., 2010; Середкина, Соловей, 2018].

Исследуемый нами регион Юго-Восточной Азии (в пределах $70\text{--}145^\circ \text{E}$ и $20\text{--}40^\circ \text{N}$) имеет сложное тектоническое строение (рис. 1). Он сложен древними платформами и блоками (Индийской плитой, Китайско-Корейской, Южно-Китайской и Таримской платформами), разделенными более молодыми складчатыми поясами [Şengör et al., 1993]. На востоке континент обрамляют окраинные моря. В пределах рассматриваемой территории расположены границы литосферных плит, основными из которых являются Индийская, Евразийская, Тихоокеанская и Филиппинская плиты (рис. 1) [Bird, 2003]. Современное геодинамическое состояние региона обусловлено движениями вдоль этих границ.

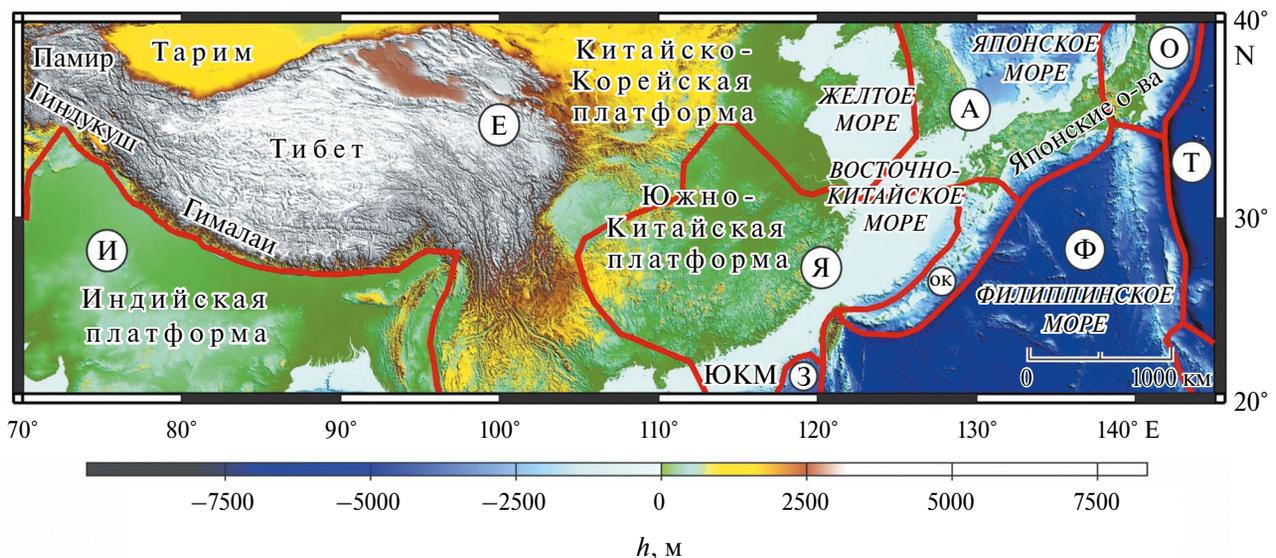


Рис. 1. Исследуемый регион. Границы литосферных плит показаны красными кривыми по работе [Bird, 2003]. Литосферные плиты (буквы в кружках): А — Амурская, Е — Евразийская, З — Зондская, И — Индийская, О — Охотоморская, ОК — Окинава, Т — Тихоокеанская, Ф — Филиппинская, Я — Янцзы. Прочие сокращения: ЮКМ — Южно-Китайское море. Топография и батиметрия (h , м) приведены согласно глобальной модели ETOPO 2022 [ETOP... , 2024].

Скоростное строение коры и верхней мантии Юго-Восточной Азии неоднократно исследовалось различными методами, в том числе основанными на данных поверхностных волн (например, см. работы [Филиппова, Соловей, 2021a; 2021b; Ma et al., 2022] и ссылки в них). При этом полученные вариации сейсмических скоростей в относительно крупномасштабных деталях неплохо согласуются между собой. Иная ситуация характерна для глобальных (см. ссылки выше) [Chang et al., 2014] и региональных анизотропных моделей [Яновская, Кожевников, 2006; Chen et al., 2009; Fu et al., 2015; Li et al., 2016; Середкина и др., 2018; Tao et al., 2018; Witek et al., 2021; Ma et al., 2022; Tang et al., 2022], существенно противоречащих друг другу (см. раздел Обсуждение). Одна из причин таких расхождений заключается в том, что для расчета коэффициента радиальной анизотропии во всех упомянутых работах использовались различные наборы данных (трасс) для волн Рэля и Лява. Это приводит к тому, что восстанавливаемые скоростные разрезы волн SV и SH оказываются сглаженными по областям разной формы и размера. Один из вариантов исключения влияния различного горизонтального разрешения состоит в вычислении дисперсионных кривых волн Рэля и Лява на одних трассах, восстановлении для них скоростных разрезов S -волн и последующей двумерной томографии коэффициента радиальной анизотропии (1D + 2D обратная задача) [Яновская и др., 2019]. Однако при таком подходе возникают определенные трудности, связанные с заданием начального приближения для земной коры вдоль трассы распространения поверхностной волны. В связи с этим в данной работе предлагается альтернативная методика, в которой из выборки дисперсионных кривых отбираются только дисперсионные кривые волн Рэля и Лява вдоль одних и тех же трасс и на одних и тех же периодах. Затем выполняются стандартные процедуры поверхностно-волновой томографии и инверсии локальных скоростей поверхностных волн в скоростные разрезы волн SV и SH (2D + 1D обратная задача). С использованием такого подхода нами впервые получено распределение коэффициента радиальной анизотропии ($\alpha = (V_{SH} - V_{SV}) / V_{cp}$, где $V_{cp} = (V_{SH} + V_{SV}) / 2$) в верхней мантии Юго-Восточной Азии.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования служили полученные нами ранее дисперсионные кривые групповых скоростей фундаментальной моды волн Рэля и Лява вдоль трасс, пересекающих Юго-Восточную Азию в различных направлениях [Филиппова, Соловей, 2021a], дополненные новыми данными. Все используемые дисперсионные кривые определялись в диапазоне периодов 10–250 с методом спектрально-временного анализа [Левшин и др., 1986] по записям более 200 землетрясений с $M \geq 5.4$ (1991–2021 гг.) на цифровых широкополосных сейсмических станциях сетей IRIS, GEOSCOPE, GEOFON, KZ, KN, TW, RM, Y2, YP (коды сетей соответствуют международному стандарту). Всего исходные данные включали в себя 7576 дисперсионных кривых для волн Рэля и 5363 — для волн Лява. Чтобы при расчете коэффициента радиальной анизотропии исключить артефакты, связанные с различным горизонтальным разрешением волн Рэля и Лява на одних и тех же периодах, из этих данных была скомпилирована выборка, содержащая в себе только дисперсионные кривые волн Рэля и Лява вдоль одних и тех же трасс и на одних и тех же периодах. Эпицентры землетрясений и сейсмические станции показаны на рис. 2. Максимальное количество трасс, рас-

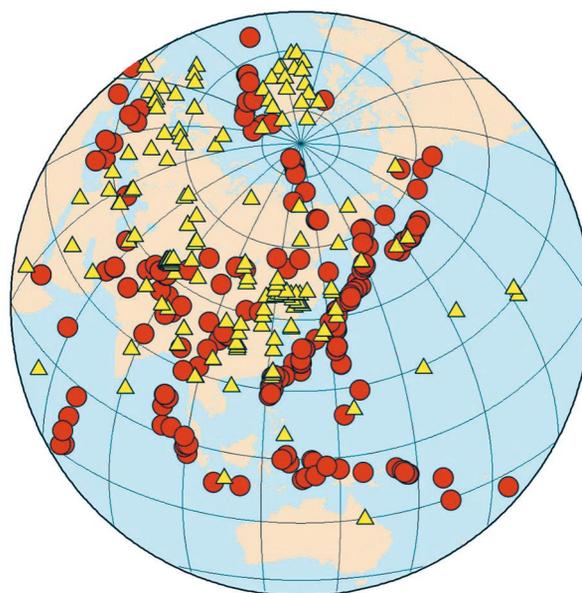


Рис. 2. Эпицентры землетрясений (кружки), сейсмические станции (треугольники), используемые для расчетов коэффициента радиальной анизотропии.

пределение которых по периодам представлено на рис. 3, составило 3974 (226 землетрясений за 1991–2021 гг.).

Поскольку погрешности определения дисперсионных кривых, полученных для трасс, пересекающих Юго-Восточную Азию, ранее нами не определялись [Филиппова, Соловей,

2021a; 2021б], такие оценки были выполнены в данной работе. Для этого рассчитывались среднеквадратичные отклонения (СКО) от средних дисперсионных кривых, рассчитанных для близких трасс. Далее, следуя [Ritzwoller, Levshin, 1998], они принимались в качестве погрешностей определения дисперсионных кривых. Полученные значения погрешностей показаны на средних дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэля и Лява для всего исследуемого региона (рис. 4а). В результате было получено, что наименьшие значения СКО (около 0.02 км/с) приурочены к интервалу периодов 20–225 с для волн Рэля и 30–150 с для волн Лява, а на остальных периодах они несколько выше. Такие же значения погрешностей в несколько более узких интервалах периодов были получены ранее при исследованиях Кольского полуострова, его окрестностей [Филиппова, Соловей, 2022] и всей Арктики [Середкина, 2019]. Отметим, что на коротких периодах большой разброс в значениях групповых скоростей может быть обусловлен не только ошибками вычислений, но и высокой степенью неоднородности земной коры.

Расчет коэффициента радиальной анизотропии осуществлялся в три этапа. На первом этапе, как и в наших прошлых работах [Seredkina

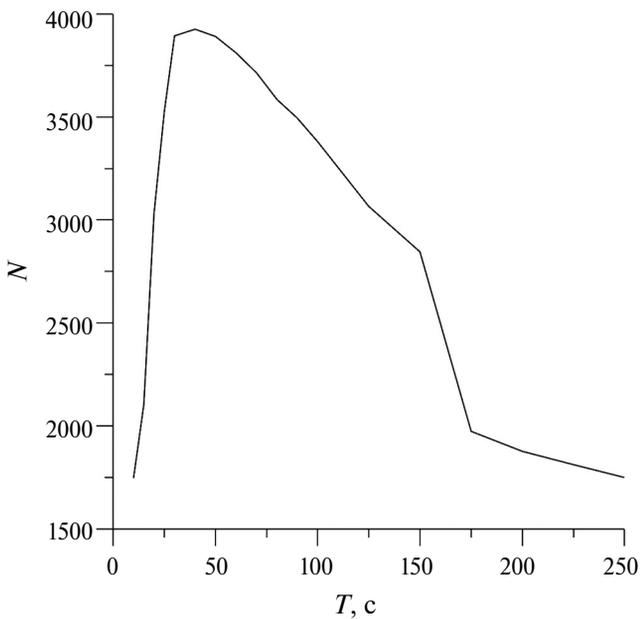


Рис. 3. Количество используемых сейсмических трасс (N) в зависимости от периода (T , с).

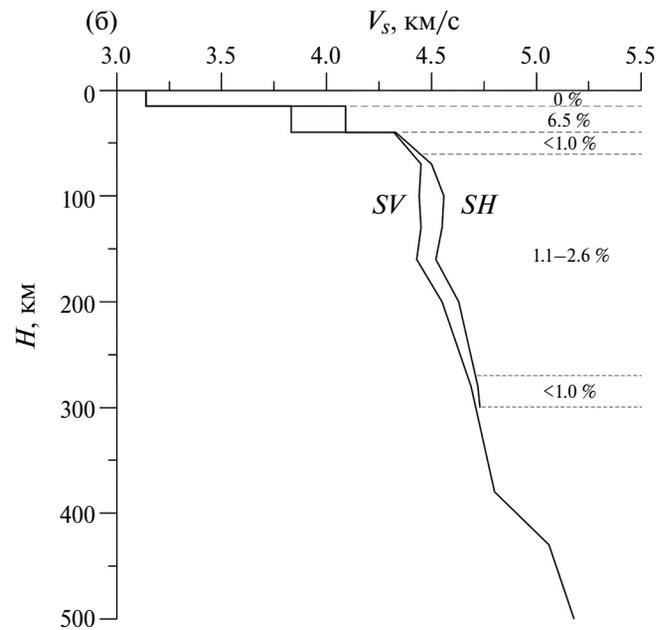
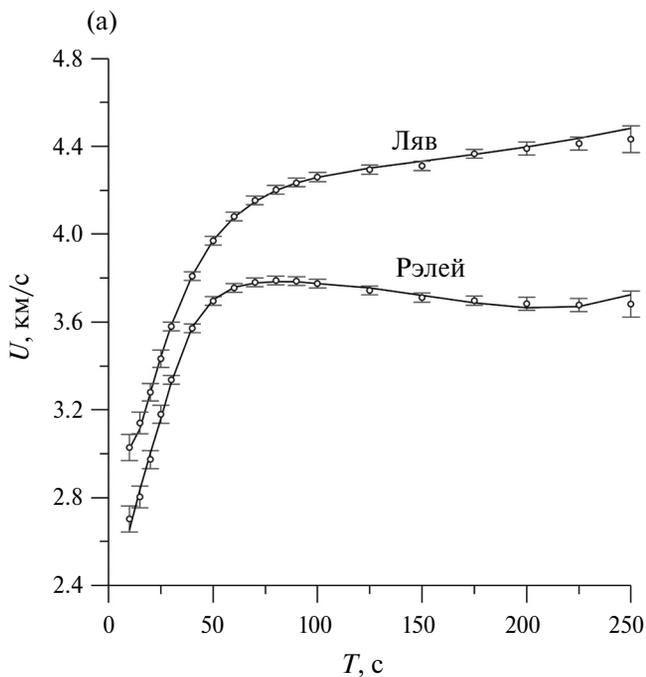


Рис. 4. Средние для Юго-Восточной Азии дисперсионные кривые групповых скоростей поверхностных волн с погрешностями вычислений (а) и соответствующие им скоростные разрезы S -волн (черные кривые) (б).

et al., 2016; Середкина и др., 2018; Филиппова, Соловей, 2021a; 2022], карты распределений групповых скоростей по полученной выборке были рассчитаны методом двумерной томографии для случая сферической поверхности [Yanovskaya et al., 2000; Яновская, 2001; 2015]. С помощью этого метода, обобщающего формализм Бэкуса–Гильберта [Backus, Gilbert, 1967; 1968] на двумерный случай, строилось распределение сглаженного значения скорости, осредненного по некоторой области, размер которой — эффективный радиус осреднения [Яновская, 2001; 2015; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] — определяется количеством и взаимным расположением трасс в используемой выборке данных и характеризует горизонтальное разрешение результатов картирования. Отметим, что ранее на синтетических данных было показано, что значения эффективного радиуса осреднения примерно соответствуют размерам хорошо разрешаемых ячеек в тесте “шахматной доски” [Яновская, 2015]. Карты распределений групповых скоростей были построены отдельно для каждого периода с шагом 5 с в интервале периодов от 10 до 30 с, 10 с — от 30 до 100 с и 25 с — от 100 до 250 с. Всего таким образом было вычислено 36 распределений групповых скоростей поверхностных волн (18 для волн Рэлея и 18 для волн Лява) и получены оценки их горизонтального разрешения.

На втором этапе проводилось восстановление одномерных скоростных разрезов S -волн по локальным дисперсионным кривым групповых скоростей поверхностных волн. С учетом чувствительности групповых скоростей поверхностных волн к параметрам среды [Ritzwoller, Levshin, 1998; Яновская, 2015] и того факта, что карты распределений групповых скоростей рассчитаны нами в диапазоне периодов 10–250 с, скоростные разрезы SV -волн, удовлетворяющие дисперсионным кривым для волн Рэлея, вычислялись до глубины 500 км, а скоростные разрезы SH -волн, удовлетворяющие дисперсионным кривым для волн Лява, — до глубины 300 км (рис. 4). Расчет параметров моделей среды осуществлялся с помощью минимизации невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей методом сопряженных градиентов [Яновская, 2015]. Как показывают численные расчеты, скорость

поперечных волн влияет на вариации групповых скоростей волн Рэлея и Лява намного больше, чем скорости продольных волн и плотность [Яновская, 2015]. Следовательно, определяемыми параметрами служили скорости S -волн в слоях коры и мантии и мощности слоев коры. Соотношение V_p/V_s и зависимость между скоростями P -волн и плотностью были заданы в соответствии с моделью PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. Начальная модель среды состояла из 2 или 3 слоев коры с постоянными значениями скоростей S -волн внутри слоя и 11 или 9 слоями мантии (для SV - и SH -волн соответственно), внутри которых скорости линейно изменяются с глубиной. Выбор двух- или трехслойной модели коры осуществлялся на основании априорных представлений о ее мощности: если мощность коры составляла менее 50 км, использовалась модель коры с двумя слоями, если более — с тремя. Данные о мощности коры под рассматриваемым регионом были взяты из работ [Behera, Sain, 2006; Li et al., 2006; Zhou et al., 2012; Laske et al., 2013]. В качестве начального приближения для значений скоростей S -волн использовались скоростные разрезы SV -волн, полученные нами ранее для исследуемой территории по выборке дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея вдоль ~6500 трасс [Филиппова, Соловей, 2021b]. Устойчивость проводимой таким образом процедуры инверсии относительно выбора начального приближения по скоростям показана в работе для скоростного разреза волн SV [Seredkina, 2019] и в работах [Яновская, Кожевников, 2006; Середкина, Соловей, 2018; Середкина и др., 2018; Середкина, 2019; Филиппова, Соловей, 2021a] для скоростных разрезов волн SV и SH . В работе [Shapiro, Ritzwoller, 2002] показано, что в среднем по миру погрешность определения скоростей S -волн изменяется от ~0.7% от скорости непосредственно под корой до ~1.2% на глубине 300 км.

На третьем этапе коэффициент радиальной анизотропии оценивался до глубины 300 км как разница скоростей волн SH и SV , отнесенная к среднему скоростному разрезу: $\alpha = (V_{SH} - V_{SV}) / V_{cp}$, где $V_{cp} = (V_{SH} + V_{SV}) / 2$. Учитывая погрешности дисперсионных кривых и неоднозначности скоростных разрезов S -волн, оцененные в работе [Shapiro, Ritzwoller, 2002] и обсуждаемые выше, далее принимается, что

области, характеризующиеся значениями коэффициента радиальной анизотропии от -1% до $+1\%$, являются изотропными.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На рис. 5 показаны примеры карт распределений эффективного радиуса осреднения на отдельных периодах. Подчеркнем, что поскольку выборка дисперсионных кривых, по которым проводилась поверхностно-волновая томография, содержала одно и то же количество трасс для волн Рэлея и Лява на одних и тех же периодах, то и оценки разрешения, приведенные на рис. 5, относятся к обоим типам поверхностных волн. Закономерно, что минимальные значения радиуса эффективного осреднения, соответствующие наилучшему горизонтальному разрешению, получены для периодов с наибольшим числом исходных данных (рис. 3), а на коротких и длинных периодах разрешение наиболее сглаженное (рис. 5). Так, наилучшее горизонтальное разрешение ($R = 300\text{--}400$ км)

достигается на периодах $30\text{--}60$ с в центральных и восточных частях рассматриваемой территории — для Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ, Японского, Желтого и Восточно-Китайского морей. На тех же периодах для большей части Тибетского плато, Памира, Гиндукуша и Таримской платформы эффективный радиус осреднения принимает значения $370\text{--}470$ км. На всех периодах к западу, югу и востоку от обсуждаемых выше структур значения R резко увеличиваются до 600 км. Именно значение $R = 600$ км выбрано нами в качестве границы области приемлемого разрешения.

Несмотря на то что полученные в данной работе карты распределений групповых скоростей поверхностных волн (рис. 6) основаны на меньшем количестве дисперсионных кривых и, соответственно, характеризуются большей степенью сглаживания, чем результаты, полученные нами ранее [Филиппова, Соловей, 2021a], их основные особенности очень близки между собой. Кратко перечислим некоторые из них (рис. 6).

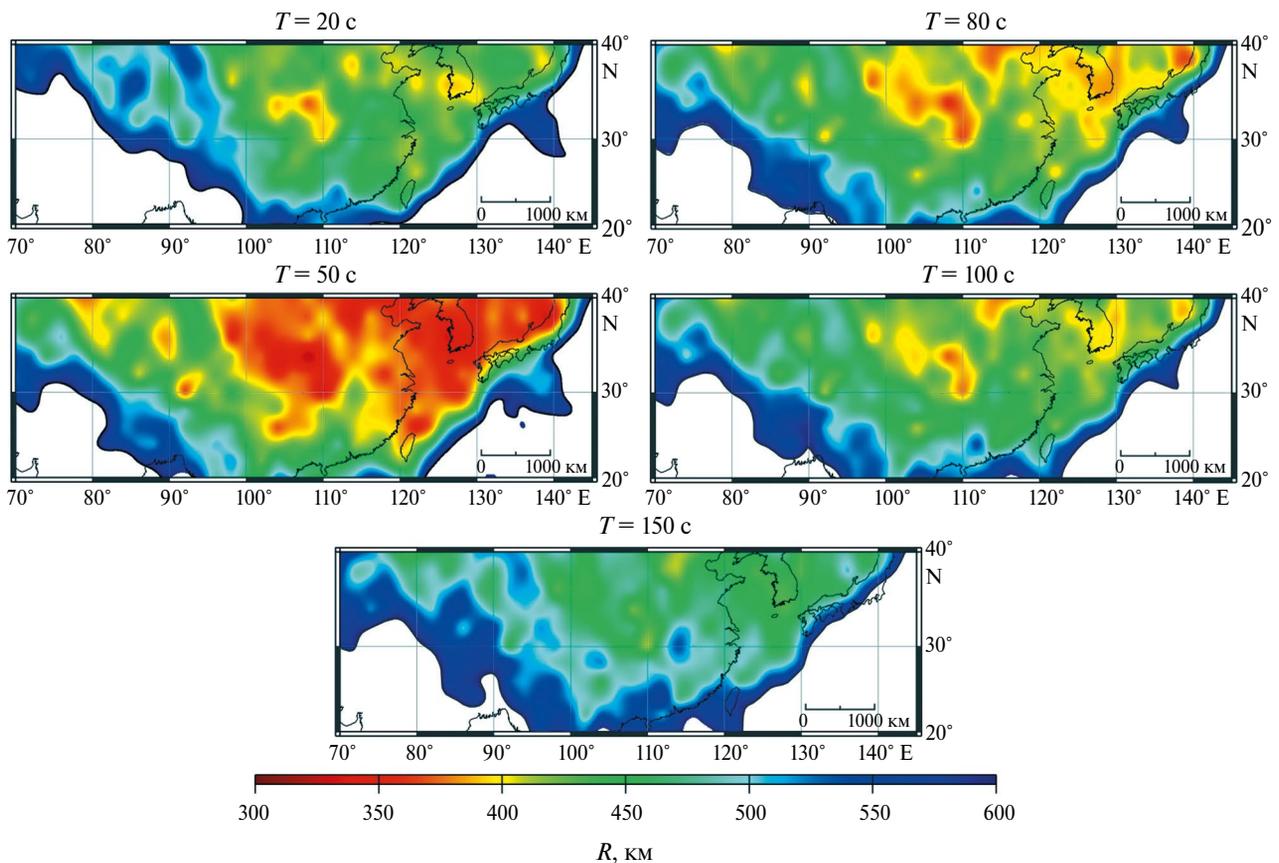


Рис. 5. Примеры карт распределений эффективного радиуса осреднения (R , км). Период (T , с) указан над каждой картой.

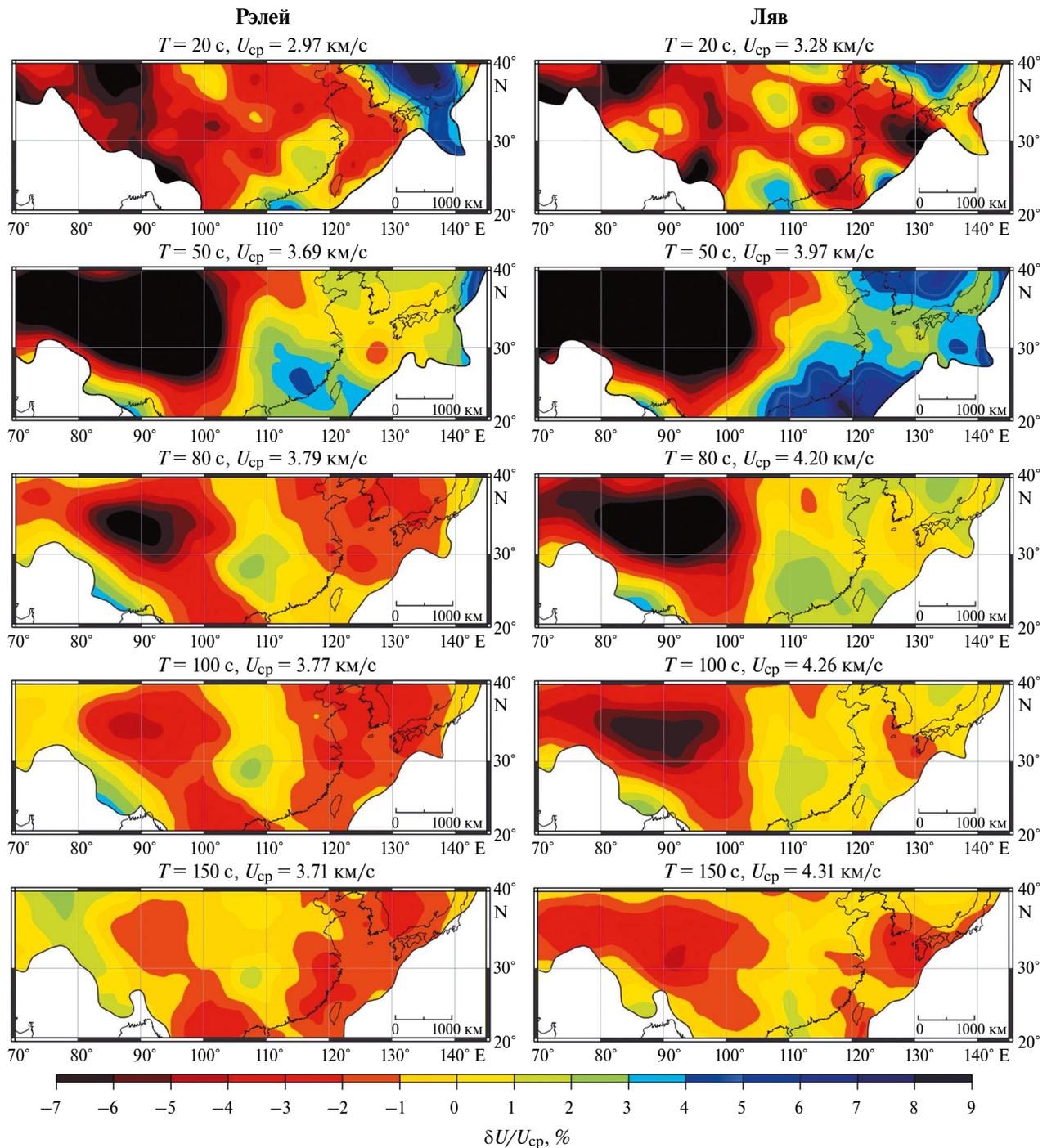


Рис. 6. Примеры карт вариаций групповых скоростей поверхностных волн относительно средних значений ($\delta U/U_{\text{ср}}, \%$). Период (T , с) и средние значения групповых скоростей ($U_{\text{ср}}$, км/с) указаны над каждой картой. Границы области приемлемого разрешения для каждой карты проведены по $R = 600$ км на соответствующем периоде (рис. 5).

На периоде 20 с наиболее интенсивный минимум групповых скоростей волн Рэля и Лява приурочен к Таримскому бассейну, мощность осадков под которым согласно глобальной модели CRUST 1.0 [Laske et al., 2013] достигает 7–10 км. Напротив, максимум скоростей на-

блюдается в районе Японского моря, где кора существенно (до 10–20 км) утонена [Laske et al., 2013]. В диапазоне периодов 50–100 с наиболее яркой особенностью полученных распределений является минимум значений групповых скоростей под плато Тибет и его высокогорным

обрамлением, причем с увеличением периода минимум уменьшается по интенсивности и по занимаемой площади. На картах для волн Рэлея менее интенсивный минимум скоростей (до -3%) появляется под бассейнами всех окраинных морей на востоке области исследования на периодах от 80 до 150 с. Для волн Лява схожая тенденция прослеживается на более длинных периодах — от 100 с. На периодах более 150 с групповые скорости поверхностных волн изменяются не столь значительно, а явной связи между распределением скоростных неоднородностей и геологическим строением исследуемой области не наблюдается.

Закономерно, что, как и в случае с групповыми скоростями поверхностных волн, полученное распределение скоростей волн SV в коре и мантии исследуемого региона (рис. 7) в общих чертах мало отличается от наших предыдущих результатов, основанных на большем количестве исходных данных [Филиппова, Соловей, 2021б]. Его основные особенности сводятся к следующему. На глубине 50 км минимальные скорости наблюдаются под плато Тибет и его горным обрамлением, а с увеличением глубины до 120–200 км наиболее выраженные минимумы прослеживаются под бассейнами окраинных морей на востоке Азии и под сопредельными прибрежными районами восточного Китая. На 50 км максимум скоростей волн SV приурочен к Южно-Китайской платформе, а Китайско-Корейская платформа характеризуется менее высокими скоростями. В диапазоне глубин 100–120 км максимальные скорости волн SV наблюдаются под северной окраиной Индийской плиты и смежными с ней территориями Гималаев и плато Тибет. На 150–250 км наиболее высокие скорости прослеживаются под Тибетом, причем с увеличением глубины область повышенных скоростей уменьшается по площади и локализуется в западной части плато. На глубине 300 км вариации скоростей волн SV не превышают $\pm 2\%$.

Карты распределений вариаций скоростей волн SH в общих чертах схожи с картами для волн SV . Однако средние скорости, относительно которых рассчитывались вариации, совпадают для волн SV и SH только на глубинах от 250 км и более, что также проиллюстрировано на средних скоростных разрезах на рис. 4б. Так-

же следует обратить внимание на то, что форма и интенсивность аномалий скоростей волн SV и SH на одних и тех же глубинах несколько отличаются между собой. Все это свидетельствует о наличии радиальной анизотропии в верхней мантии исследуемого региона, что более наглядно видно на распределениях коэффициента радиальной анизотропии.

Полученные нами распределения коэффициента радиальной анизотропии на различных глубинах представлены на рис. 8. Наиболее выраженные анизотропные свойства в верхней мантии прослеживаются до глубины 150 км, однако максимума (до 10%) коэффициент α достигает в нижней коре под плато Тибет и его горным обрамлением (на глубине 50 км). Под всеми окраинными морями на востоке исследуемого региона на той же глубине, соответствующей верхней мантии [Laske et al., 2013], коэффициент радиальной анизотропии принимает значения от 3 до 7%. Под большей частью Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ на 50 км $\alpha = 2-3\%$ за исключением области на восточном побережье Китая с $\alpha = 3-5\%$ и Сычуаньского бассейна, под которым коэффициент радиальной анизотропии не превосходит 2% во всем диапазоне исследуемых глубин. Незначительная разница в скоростях волн SV и SH наблюдается практически во всей верхней мантии под Таримской платформой, и лишь на глубинах 200 км и более под ним значения α несколько увеличиваются (до 1–2%).

Характер распределения коэффициента радиальной анизотропии существенно различается для глубин 50 и 70 км (рис. 8). На глубине 70 км обширная область с существенной положительной радиальной анизотропией под плато Тибет практически исчезает, α принимает значение 3–5% только в пределах субмеридиональной полосы вдоль 90° E, а под остальными частями плато не превышает 3%. Максимум (до 7%) коэффициент радиальной анизотропии достигает на западе исследуемого региона — под северным окончанием Индийской плиты и примыкающими к нему горными сооружениями Памира и Гиндукуша. Этот максимум прослеживается и с увеличением глубины до 100 км. На 70 км становится более выраженной разница между платформами на востоке Китая. Так, Китайско-Корейская платформа преимущественно

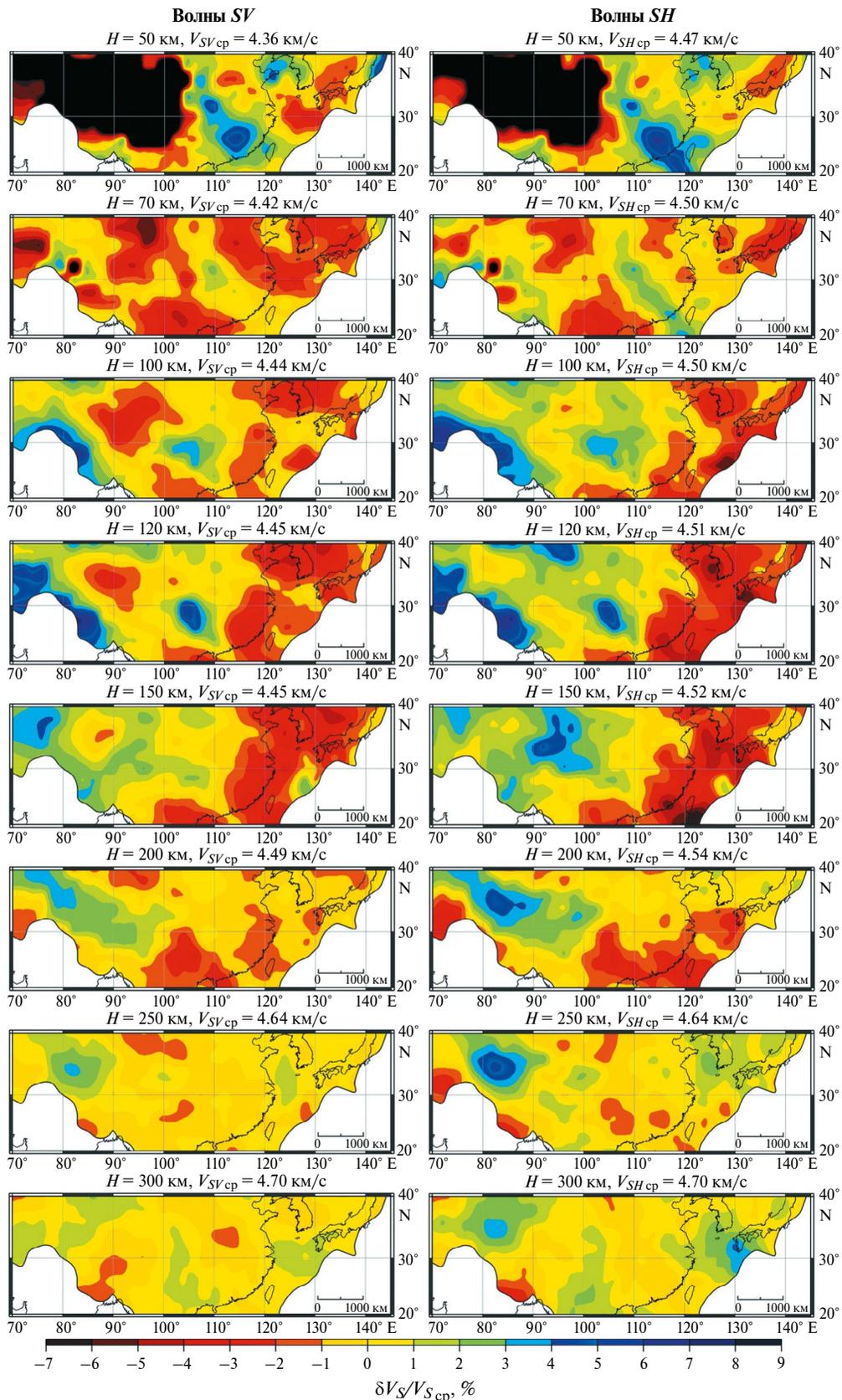


Рис. 7. Примеры карт вариаций групповых скоростей S -волн относительно средних значений ($\delta V_S/V_{S_{cp}}, \%$). Глубина (H , км) и средняя скорость ($V_{S_{cp}}$, км/с) указаны над каждой картой. Границы приемлемого разрешения для каждой карты проведены по $R = 600$ км на периоде 100 с (рис. 5).

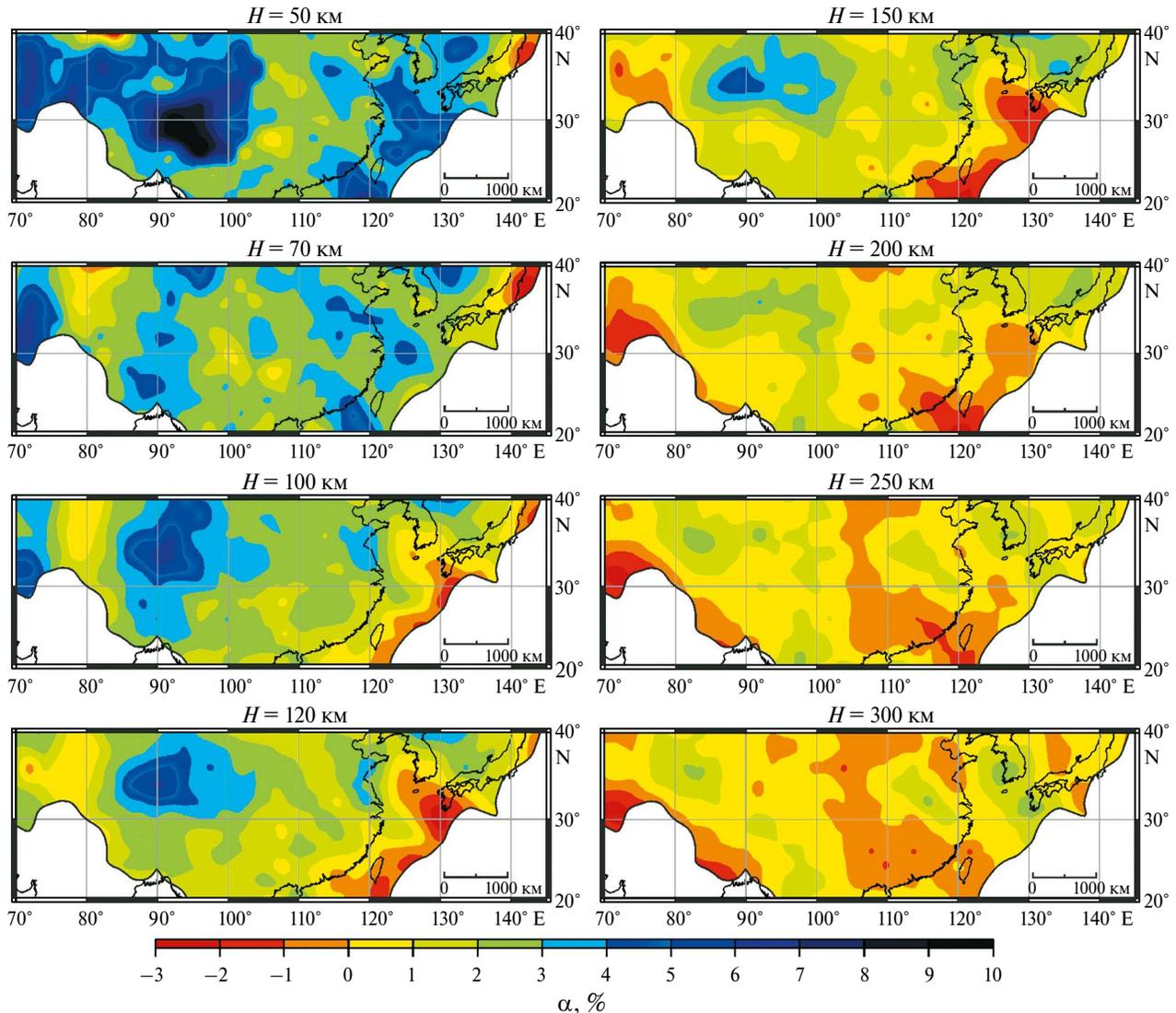


Рис. 8. Коэффициент радиальной анизотропии (α , %). Глубина (H , км) указана над каждой картой. Границы приемлемого разрешения для каждой карты проведены по $R = 600$ км на периоде 100 с (рис. 5).

характеризуется $\alpha = 3\text{--}4\%$, в то время как под большей частью Южно-Китайской платформы значения α не превышают 3%. На этой глубине по-прежнему сохраняются повышенные (до 5%) значения коэффициента радиальной анизотропии под окраинными морями.

В диапазоне глубин 100–150 км максимальные (3–7%) значения α наблюдаются на севере плато Тибет, причем с увеличением глубины площадь и интенсивность максимума уменьшаются (рис. 8). Выделенный максимум прослеживается еще и на 200 км, однако на этой глубине α в его пределах не превышает 3%. На глубинах вплоть до 300 км сохраняется лишь восточная часть максимума с теми же значениями α . Под

остальной частью плато на глубинах 100–150 км $\alpha = 1\text{--}3\%$, а на 200–300 км $\alpha < 1\%$, то есть среда становится радиально-изотропной, с учетом погрешностей скоростных разрезов волн SV и SH , обсуждаемых ранее (см. раздел Данные и методы). Такие же значения коэффициента радиальной анизотропии наблюдаются и под платформами на востоке Китая, которые начиная с этих глубин становятся практически неразличимы между собой. Различия в анизотропных свойствах вещества верхней мантии под окраинными морями проявляются на глубинах 100 км и более. В диапазоне глубин 100–200 км наибольшей радиальной анизотропией (до 4%) обладает мантия под Японским морем, в то время как

под другими морями радиальная анизотропия на этих глубинах практически отсутствует.

Отдельно остановимся на областях, под которыми наблюдаются отрицательные значения коэффициента радиальной анизотропии, то есть скорости волн SV превосходят скорости волн SH . До глубины 100 км единственная такая область наблюдается в районе Японских островов (рис. 8). С увеличением глубины коэффициент радиальной анизотропии здесь становится положительным. В диапазоне глубин 100–150 км отрицательные значения α характерны для восточной окраины Восточно-Китайского моря, а на глубинах 120–250 км — для исследуемой части Южно-Китайского моря. На глубинах от 200 до 300 км еще одна область с отрицательными α (до -3%) проявляется на западе исследуемого региона, в районе Гиндукуша.

ОБСУЖДЕНИЕ

Поскольку подробные описания вариаций групповых скоростей поверхностных волн на отдельных периодах и волн SV на глубинах до 500 км, а также сопоставление полученных результатов с данными других исследований приведены в работах [Филиппова, Соловей, 2021а; 2021б], далее будем обсуждать только выявленные закономерности в распределении коэффициента радиальной анизотропии (рис. 8). При сравнении распределений коэффициента α учитывались различия в его определениях. Наиболее часто он задается в следующих видах: $\alpha = (V_{SH}^2 - V_{SV}^2) / (V_{SH}^2 + V_{SV}^2)$ [Witek et al., 2021];

$$\alpha = (V_{SH} - V_{SV}) / V_S, \text{ где } V_S = \sqrt{\frac{(2V_{SV}^2 + V_{SH}^2)}{3}} \quad [\text{Li}$$

et al., 2016; Ma et al., 2022]; $\alpha = \frac{V_{SH}}{V_{SV}}$ [Tao et al.,

$$2018]; \alpha = \frac{V_{SH}^2}{V_{SV}^2} \quad [\text{Chang et al., 2014}]; \alpha = \frac{V_{SH}^2}{V_{SV}^2} - 1$$

[Chen et al., 2009; Tang et al., 2022]; или, как и в нашем случае, $\alpha = (V_{SH} - V_{SV}) / V_{cp}$, где $V_{cp} = (V_{SH} + V_{SV}) / 2$ [Яновская, Кожевников, 2006; Fu et al., 2015]. Более подробно различные определения коэффициента радиальной анизотропии и их физический смысл рассмотрены в работе [Sannikov et al., 2025]. При этом коэффициент α в виде $\alpha = (V_{SH} - V_{SV}) / V_{cp}$ был вы-

бран нами для облегчения сопоставления полученных данных с моделью, полученной для всей Азии в работе [Яновская, Кожевников, 2006], и результатами нашей предшествующей работы [Середкина и др., 2018].

В полученной нами модели плато Тибет характеризуется положительными значениями α на всех рассматриваемых глубинах (рис. 8). Области с повышенным α (до 4–5%) наблюдаются здесь вплоть до глубины 150 км. Схожий характер распределения коэффициента радиальной анизотропии на глубинах 60–120 км получен в работе [Witek et al., 2021]. Согласно работе [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Ma et al., 2022; 2023] $V_{SH} > V_{SV}$ в верхней мантии под Тибетом. Для восточной части плато это подтверждается результатами [Tao et al., 2018]. В то же время области с $V_{SV} > V_{SH}$ обнаружены под Тибетом на глубинах 70–110 км [Li et al., 2016] или даже более широком интервале глубин (55–330 км) [Zhou et al., 2006; Chen et al., 2009].

Согласно нашим результатам, верхняя мантия Китайско-Корейской и Южно-Китайской платформ характеризуется относительно невысокими положительными значениями коэффициента α (рис. 8), что подтверждается в работах [Яновская, Кожевников, 2006; Witek et al., 2021]. До глубины 200 км положительные α под ними также прослеживаются в работах [Zhou et al., 2006; Ma et al., 2022; 2023]. Области с $V_{SV} > V_{SH}$ наблюдаются на северо-востоке Китайско-Корейской платформы в верхней мантии до глубины 120 км [Fu et al., 2015; Tao et al., 2018] и под отдельными районами Южно-Китайской платформы на глубинах 60–300 км [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Tao et al., 2018; Tang et al., 2022]. На глубинах 220–300 км отрицательная радиальная анизотропия установлена под обеими платформами в усредненных моделях [Ma et al., 2023], однако в глобальном распределении [Zhou et al., 2006] коэффициент α под ними остается положительным до глубины 390 км. Учитывая погрешности используемых нами исходных данных и соответствующие им неоднозначности скоростных разрезов S -волн (рис. 4б), обсуждаемые выше, наличие под этими платформами областей с $V_{SV} > V_{SH}$ (α до -1%) на глубинах 200–300 км не может рассматриваться как достоверное (рис. 8).

Окраинные моря на востоке исследуемого региона на глубинах от подошвы коры до 70 км характеризуются положительными значениями коэффициента радиальной анизотропии. С увеличением глубины под ними появляются области с $\alpha < 0$ (надежными считаются α менее -1%), за исключением Японского моря, где α остается положительным во всем интервале исследуемых глубин (рис. 8). Для Японского моря схожий результат получен нами ранее на менее представительных исходных данных о дисперсии групповых скоростей поверхностных волн [Середкина и др., 2018]. Для всех окраинных морей выявленные особенности распределения анизотропных свойств согласуются до 70 км с моделями из работ [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Witek et al., 2021], до 180–200 км — с моделями из работ [Zhou et al., 2006; Tao et al., 2018]. Однако области с $V_{SV} > V_{SH}$ в верхней мантии под рассматриваемыми морями в работах [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Witek et al., 2021] не выявлены. Существенная отрицательная радиальная анизотропия практически под всей этой территорией наблюдается на глубинах от 180 км в глобальном распределении [Zhou et al., 2006].

Таким образом, существующие анизотропные модели (региональные и глобальные), включая полученную в данной работе, существенно отличаются друг от друга не только по форме, размеру и интенсивности максимумов и минимумов коэффициента радиальной анизотропии, но даже по соотношению $V_{SH} > V_{SV}$ или $V_{SV} > V_{SH}$. Учитывая высокую согласованность изотропных распределений скоростей S -волн в крупномасштабных деталях [French, Romanowicz, 2014], трудно предположить, что такие большие различия в анизотропных моделях могут быть обусловлены только разницей в данных, применяемых методах и разрешении результатов. В обзоре [Chang et al., 2014] показано, что частично они могут быть вызваны влиянием модели коры для работ, в которых используемый частотный состав данных не позволяет проводить инверсию на коровых глубинах. Причем этот эффект остается существенным не только в верхней мантии непосредственно под корой, но и на достаточно больших глубинах (100 км). Однако, как и авторы работы [Яновская и др., 2019], мы полагаем, что основной вклад в наблюдаемые несоответствия между анизотропными моделями вносят

артефакты, связанные с различным набором трасс для волн Рэлея и Лява и, соответственно, с различным горизонтальным разрешением распределений скоростей волн SV и SH . При этом построенная нами модель (рис. 8) хоть и уступает в горизонтальном разрешении нашим же предыдущим результатам картирования групповых скоростей поверхностных волн и изотропной модели скоростей волн SV [Филиппова, Соловей, 2021а; 2021б], зато содержит в себе информацию о крупномасштабных вариациях коэффициента радиальной анизотропии без обсуждаемых артефактов.

В заключение отметим несколько интересных общих закономерностей в распределении коэффициента радиальной анизотропии в верхней мантии Юго-Восточной Азии (рис. 8). Во-первых, на глубинах 50–70 км максимумы коэффициента α приурочены к областям с пониженными скоростями волн SV (рис. 7). Эта закономерность сохраняется до глубин 100–150 км под плато Тибет, однако не прослеживается на больших глубинах (100 км и более) под исследуемыми платформами и бассейнами окраинных морей. Полученный результат подтверждает вывод из работы [Яновская, Кожевников, 2006] об антикорреляции анизотропии со скоростью. Однако в отличие от упомянутой работы, где такая зависимость была получена для всей верхней мантии, у нас она прослеживается только на небольших глубинах (50–70 км), с увеличением глубины связь между анизотропией и скоростью становится более сложной. Во-вторых, из сопоставления вариаций коэффициента радиальной анизотропии с GPS-данными для континентальной части исследуемой территории [Calais et al., 2006; Wang et al., 2017], видно, что максимумы значений α на глубине 50 км тяготеют к областям с максимальными скоростями горизонтальных смещений (относительно стабильной Евразии). Таким образом, величина радиальной анизотропии в континентальной верхней мантии, очевидно, в большей степени определяется действующими напряжениями — чем сильнее напряжения, тем больше коэффициент радиальной анизотропии. При этом для окраинных морей на востоке исследуемой территории выявленная закономерность не соблюдается. Это свидетельствует о том, что здесь на распределение значений α в мантии

доминирующее влияние оказывают другие факторы, например, субдукция, проявляющаяся в отрицательных значениях α . Наконец, все области, в которых надежно установлено, что $V_{SV} > V_{SH}$ (α менее -1%), приурочены к границам литосферных плит (рис. 1 и рис. 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе для исключения артефактов в распределении коэффициента радиальной анизотропии, связанных с различным горизонтальным разрешением волн Рэлея и Лява, предложена методика, согласно которой расчеты проводятся по выборке дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея и Лява вдоль одних и тех же трасс и на одних и тех же периодах. Затем выполняются стандартные процедуры поверхностно-волновой томографии и инверсии локальных скоростей поверхностных волн в скоростные разрезы S -волн. С помощью такого подхода вычислено распределение коэффициента радиальной анизотропии (α , %) в верхней мантии до глубины 300 км Юго-Восточной Азии в пределах $70-145^\circ$ E и $20-40^\circ$ N. На основе полученных результатов можно сделать следующие выводы:

1. Наиболее выраженная радиальная анизотропия в верхней мантии исследуемого региона прослеживается до глубины 150 км.

2. Абсолютного максимума (до 10%) коэффициент α достигает в нижней коре под плато Тибет и его горным обрамлением на глубине 50 км. Области с повышенными α (до 4–5%) наблюдаются здесь вплоть до глубины 150 км. Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы характеризуется относительно невысокими положительными значениями коэффициента α . Под окраинными морями на востоке рассматриваемой территории на глубинах от подошвы коры до 70 км наблюдаются положительные значения коэффициента радиальной анизотропии. С увеличением глубины под ними появляются области с $\alpha < 0$ (мы полагаем, что $V_{SV} > V_{SH}$ надежно установлены для областей с α менее -1%), за исключением Японского моря, где α остается положительным во всем интервале исследуемых глубин.

3. На глубинах 50–70 км максимумы коэффициента α приурочены к областям с понижен-

ными скоростями волн SV . Кроме того, на 50 км максимумы значений α тяготеют к регионам с максимальными скоростями горизонтальных смещений по GPS-данным (относительно стабильной Евразии).

4. Области с надежно установленной отрицательной анизотропией (α менее -1%), т.е. в которых $V_{SV} > V_{SH}$, приурочены к границам литосферных плит.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят двух анонимных рецензентов и куратора статьи за высказанные замечания, позволившие улучшить качество нашей работы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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. М.: Наука. 1986. 278 с.

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>

Середкина А.И., Кожевников В.М., Соловей О.А. Дисперсия групповых скоростей волн Рэлея и Лява и анизотропные свойства мантии азиатского континента // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 4. С. 553–565. <https://doi.org/10.15372/GiG20180410>

Середкина А.И., Соловей О.А. Анизотропные свойства верхней мантии Центральной Азии по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 2. С. 413–426. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-2-0354>

Филиппова А.И., Соловей О.А. Поверхностно-волновая томография Юго-Восточной Азии // Геофизические процессы и биосфера. 2021а. Т. 20. № 1. С. 50–60. <https://doi.org/10.21455/GPB2021.1-5>

Филиппова А.И., Соловей О.А. Глубинное строение Юго-Восточной Азии по данным групповых скоростей волн Рэлея: 3D изотропная модель распределения скоростей S -волн в верхней мантии // Геотектоника. 2021б. № 4. С. 104–116. <https://doi.org/10.31857/S0016853X21040068>

Филиппова А.И., Соловей О.А. Поверхностно-волновая томография Кольского полуострова и сопредельных территорий по данным групповых скоростей волн Рэлея и Лява // Докл. РАН. Науки о Земле. 2022. Т. 504. № 2. С. 177–182. <https://doi.org/10.31857/S2686739722060068>

Яновская Т.Б. Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэй-

- куса-Гильберта // Вычислительная сейсмология. 2001. Вып. 32. С. 11–26.
- Яновская Т.Б.* Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб.: Наука. 2015. 167 с.
- Яновская Т.Б., Кожевников В.М.* Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Рэлея и Лява // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. С. 622–629.
- Яновская Т.Б., Лыскова Е.Л., Королева Т.Ю.* Радиальная анизотропия верхней мантии Европы по данным поверхностных волн // Физика Земли. 2019. № 2. С. 3–14. <https://doi.org/10.31857/S0002-3337201923-14>
- Anderson D.L.* 1961. Elastic wave propagation in layered anisotropic media // Journal of Geophysical Research. 1961. V. 66. № 9. P. 2953–2963. <https://doi.org/10.1029/JZ066i009p02953>
- Auer L., Boschi L., Becker T., Nissen-Meyer T., Giardini D.* Savani: a variable resolution whole-mantle model of anisotropic shear velocity variations based on multiple data sets // Journal of Geophysical Research. 2014. V. 119 (4). P. 3006–3034. <https://doi.org/10.1002/2013JB010773>
- Babuska V., Cara M.* Seismic anisotropy in the Earth // Springer. Dordrecht. 1991. 219 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-3600-6>
- Backus G., Gilbert F.* Numerical application of formalism for geophysical inverse problems // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1967. V. 13. P. 247–276. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1967.tb02159.x>
- Backus G., Gilbert F.* The resolving power of gross Earth data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1968. V. 16. P. 169–205. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1968.tb00216.x>
- Behera L., Sain K.* Crustal velocity structure of the Indian Shield from deep seismic sounding and receiver function studies // J. Geol. Soc. India. 2006. V. 68. P. 989–992.
- Bird P.* An updated digital model of plate boundaries // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. №3. P. 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Calais E., Dong L., Wang M., Shen Z., Vergnolle M.* Continental deformation in Asia from a combined GPS solution // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L24319. <https://doi.org/10.1029/2006GL028433>
- Chang S.-J., van der Lee S., Matzel E., Bedle H.* Radial anisotropy along the Tethyan margin // Geophys. J. Int. 2010. V. 182. №2. P. 1013–1024. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04662.x>
- Chang S.-J., Ferreira A.M., Ritsema, Heijst H.J., Woodhouse J.H.* Globally radially anisotropic mantle structure from multiple datasets: A review, current challenges, and outlook // Tectonophysics. 2014. V. 617. P. 1–19. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.01.033>
- Chang S.-J., Ferreira A.M., Ritsema J., Heijst H.J., Woodhouse J.H.* Joint inversion for global isotropic and radially anisotropic mantle structure including crustal thickness perturbations // J. geophys. Res. 2015. V. 120. № 6. P. 4278–4300. <https://doi.org/10.1002/2014JB011824>
- Chen Y., Badal J., Zhang Z.* Radial anisotropy in the crust and upper mantle beneath the Qinghai-Tibet Plateau and surrounding regions // J. Asian Earth Sci. 2009. V. 36. № 4–5. P. 289–302. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2009.06.011>
- Debayle E., Ricard Y.* A global shear velocity model of the upper mantle from fundamental and higher Rayleigh mode measurements // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. B10308. <https://doi.org/10.1029/2012JB009288>
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.* Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Inter. 1981. V. 25. №4. P. 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Eksröm G.* A global model of Love and Rayleigh surface wave dispersion and anisotropy, 25–250 s // Geophys. J. Int. 2011. V. 187. P. 1668–1686. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x>
- ETOPO 2022: 15 Arc-Second Global Relief Model, 2024. <https://doi.org/10.25921/fd45-gt74>. Available from <https://www.ncei.noaa.gov/products/etopo-global-relief-model>. Last accessed 15 February 2024.
- Fouch M., Rondenay S.* Seismic anisotropy beneath stable continental interiors // Phys Earth Planet Inter. 2006. V. 158 (2–4). P. 292–320. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2006.03.024>
- French S., Romanowicz B.* Whole-mantle radially anisotropic shear velocity structure from spectral-element waveform tomography // Geophys. J. Int. 2014. V. 199 (3). P. 1303–132. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu334>
- Fu Y. V., Gao Y., Li A., Shi Y.* Lithospheric shear wave velocity and radial anisotropy beneath the northern part of North China from surface wave dispersion analysis // Geochem. Geophys. Geosyst. 2015. V. 16. P. 2619–2636. <https://doi.org/10.1002/2015GC005825>
- Jung H.* Crystal preferred orientations of olivine, orthopyroxene, serpentine, chlorite, and amphibole, and implications for seismic anisotropy in subduction zones: A review // Geosciences Journal. 2017. V. 21. P. 985–1011. <https://doi.org/10.1007/s12303-017-0045-1>
- Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P.* Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2008. V. 36 P. 59–95. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124120>
- Laske G., Masters G., Ma Z., Pasyanos M.* Update on CRUST1.0 — A 1-degree global model of Earth's crust // Geophys. Res. Abstracts. 15 Abstract EGU 2013–2658. 2013.
- Li S., Mooney W.D., Fan J.* Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // Tectonophysics. 2006. V. 420. P. 239–252. [doi:10.1016/j.tecto.2006.01.026](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.01.026)

- Li L., Li A., Murphy M.A., Fu Y.V.* Radial anisotropy beneath northeast Tibet, implications for lithosphere deformation at a restraining bend in the Kunlun fault and its vicinity // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2016. V. 17 P. 3674–3690.
<https://doi.org/10.1002/2016GC006366>
- Long M.* Constraints on subduction geodynamics from seismic anisotropy // *Rev. Geophys.* 2013. V. 51 P. 76–112.
<https://doi.org/10.1002/rog.20008>
- Long M., Silver P.* Shear wave splitting and mantle anisotropy: measurements, interpretations, and new directions // *Surv. Geophys.* 2009. V. 30 P. 407–461.
<https://doi.org/10.1007/s10712-009-9075-1>
- Ma J., Bunge H.-P., Thrastarson S., Fichtner A., van Herwaarden D.-P., Tian Y., Chang S.-G., Liu T.* Seismic full-waveform inversion of the crust-mantle structure beneath China and adjacent regions // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2022. V. 127. e2022JB024957.
<https://doi.org/10.1029/2022JB>
- Ma J., Bunge H.-P., Fichtner A., Chang S.-J., Tian Y.* Structure and dynamics of lithosphere and asthenosphere in Asia: A seismological perspective // *Geophysical Research Letters.* 2023. V. 50. e2022GL101704.
<https://doi.org/10.1029/2022GL101704>
- Mainprice D., Nicolas A.* Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust // *Journal of Structural Geology.* 1989. V. 11. № 1–2. P. 175–189.
[https://doi.org/10.1016/0191-8141\(89\)90042-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(89)90042-4)
- Montagner J.-P., Anderson D.L.* Constrained reference mantle model // *Phys. Earth Planet. Inter.* 1989. V. 58. P. 205–227.
[https://doi.org/10.1016/0031-9201\(89\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0031-9201(89)90055-1)
- Montagner J.-P., Kennett B.L.N.* How to reconcile body-wave and normal-mode reference Earth models // *Geophys. J. Int.* 1996. V. 125. P. 229–248.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06548.x>
- Panning M.P., Lekić V., Romanowicz B.* Importance of crustal corrections in the development of a new global model of radial anisotropy // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. B12325.
<http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007520>
- Priestley K., McKenzie D., Ho T.* A lithosphere-asthenosphere boundary — a global model derived from multimode surface-wave tomography and petrology. *Lithospheric Discontinuities / Yuan H., Romanowicz B. (eds.). AGU, Geophysical Monograph Series. Chapter 6.* 2019. P. 111–123.
<https://doi.org/10.1002/9781119249740.ch6>
- Restelli F., Koelemeijer P., Ferreira A.M.G.* Normal mode observability of radial anisotropy in the Earth's mantle // *Geophys. J. Int.* 2023. V. 233. P. 663–679.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggac474>
- Ritzwoller M.H., Levshin A.L.* Eurasian surface wave tomography: Group velocities // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 4839–4878.
<https://doi.org/10.1029/97JB02622>
- Sannikov K.Yu., Lyskova E.L., Sannikov A.K.* On peculiarities of radial anisotropy distribution in the European region from surface wave tomography. *Problems of Geocosmos 2024. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences.* Springer, Cham. 2025. (in press)
- Schaeffer AJ, Lebedev S* Global shear speed structure of the upper mantle and transitional zone // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194. P. 417–449.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt095>
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. V. 364. P. 299–307.
<https://doi.org/10.1038/364299a0>
- Seredkina A.* S-wave velocity structure of the upper mantle beneath the Arctic region from Rayleigh wave dispersion data // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2019. V. 290. P. 76–86.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2019.03.007>
- Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A.* Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2016. V. 261. P. 152–160.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011>
- Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.* Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model for the crust and upper mantle // *Geophys. J. Inter.* 2002. V. 151. № 1. P. 88–105.
<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01742.x>
- Tang Q., Sun W., Yoshizawa K., Fu L.-Y.* Anomalous radial anisotropy and its implications for upper mantle dynamics beneath South China from multimode surface wave tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2022. V. 127. e2021JB023485.
<https://doi.org/10.1029/2021JB023485>
- Tanimoto T., Anderson D.L.* Mapping convection in the mantle // *Geophys. Res. Lett.* 1984. V. 11. P. 287–290.
<https://doi.org/10.1029/GL011i004p00287>
- Tao K., Grand S. P., Niu F.* Seismic structure of the upper mantle beneath eastern Asia from full waveform seismic tomography // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2018. V. 19. P. 2732–2763.
<https://doi.org/10.1029/2018GC007460>
- Tesoniero A., Auer L., Boschi L., Cammarano F.* Hydration of marginal basins and compositional variations within the continental lithospheric mantle inferred from a new global model of shear and compressional velocity // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120 (11). P. 7789–7813.
<https://doi.org/10.1002/2015JB012026>
- Wang W., Qiao X., Yang Y., Wang D.* Present-day velocity field and block kinematics of Tibetan Plateau from GPS measurements // *Geophys. J. Int.* 2017. V. 208. P. 1088–1102.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggw445>
- Witek M., Chang S.-J., Lim D.Y., Ning S., Ning J.* Radial anisotropy in East Asia from multimode surface wave tomography // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* 2021. V. 126. e2020JB021201.
<https://doi.org/10.1029/2020JB021201>

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. V. 122. P. 19–32.

[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(00\)00184-9](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(00)00184-9)

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. V. 138. P. 263–278.

[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(03\)00154-7](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(03)00154-7)

Zhao D., Yu S., Liu X. Seismic anisotropy tomography: New insight into subduction dynamics // *Gondwana Research.* 2016. V. 33. P. 24–43.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.05.008>

Zhao D., Liu X., Wang Z., Gou T. Seismic anisotropy tomography and mantle dynamics // *Surv. Geophys.* 2023. V. 44. P. 947–982.

<https://doi.org/10.1007/s10712-022-09764-7>

Zhou Y., Nolet G., Dahlen F.A., Laske G. Global upper-mantle structure from finite-frequency surface-wave tomography // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. B04304.

<https://doi.org/10.1029/2005JB003677>

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. V. 189. P. 1565–1583.

[doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05423.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05423.x)

Radial Anisotropy of the Upper Mantle Of Southeastern Asia

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

^a*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation, Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, Russia*

^b*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

*e-mail: aleirk@mail.ru

Received April 18, 2024; revised December 06, 2024; accepted December 09, 2024

Abstract — Radial anisotropy of *S*-waves is observed as a difference between *SV*- and *SH*-wave velocities polarized in vertical and horizontal planes and obtained by inverting dispersion curves of Rayleigh and Love waves, respectively. Unlike isotropic models, the currently existing distributions of *S*-wave velocities that take radial anisotropy into account significantly contradict each other. One of the reasons for such discrepancies is that, as a rule, different data sets (paths) for Rayleigh and Love waves are used to calculate a radial anisotropy coefficient. This leads to the fact that the reconstructed velocity sections of *SV*- and *SH*-waves are smoothed over areas of different shapes and sizes. To eliminate this effect, an approach in which initial data contain only Rayleigh and Love wave dispersion curves along the same paths at the same periods is offered. Then, standard procedures of surface wave tomography and inversion of local surface wave velocities into *S*-wave velocity sections are implemented. Using such an approach, a distribution of radial anisotropy coefficient ($\alpha = (V_{SH} - V_{SV}) / V_{av}$, where $V_{av} = (V_{SH} + V_{SV}) / 2$) in the upper mantle of southeastern Asia to the depth of 300 km within 70°–145° E and 20°–40° N is obtained. It has been shown that at the depths of 50–70 km, maxima of α -coefficient are confined to areas with reduced *SV*-wave velocities. In addition, at 50 km, the maxima of α values tend to areas with maximum rates of horizontal displacements according to GPS data (relative to stable Eurasia). It has been revealed that areas with reliably established negative anisotropy (α less than -1%), i.e. in which $V_{SV} > V_{SH}$, are confined to the boundaries of lithospheric plates.

Keywords: Rayleigh and Love waves, surface wave tomography, radial anisotropy, Earth's crust, upper mantle, southeastern Asia