УДК 550.347.64+550.344.56

ДИСПЕРСИЯ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ И ЛЯВА И АНИЗОТРОПНЫЕ СВОЙСТВА МАНТИИ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА А.И. Середкина, В.М. Кожевников, О.А. Соловей

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Согласно представительной выборки дисперсионных кривых групповых скоростей основной моды волн Рэлея и Лява для более чем 3200 сейсмических трасс исследовано строение земной коры и верхней мантии азиатского континента. Методом двумерной томографии для случая сферической поверхности построены карты распределений вариаций групповых скоростей в диапазоне периодов от 10 до 250 с. Полученные карты отражают особенности глубинного строения коры и верхней мантии рассматриваемой территории и дают предварительные представления о распределении анизотропных свойств вещества мантии в горизонтальном направлении, что подтверждается результатами расчетов скоростных разрезов волн *SV* и *SH* для всего азиатского континента в целом и для отдельных его регионов. По вертикали анизотропия наблюдается до глубин ~250 км, с максимумом в интервале глубин от подошвы коры до 150 км.

Волны Рэлея, волны Лява, групповые скорости, поверхностно-волновая томография, вертикальная анизотропия, азиатский континент.

DISPERSION OF GROUP VELOCITIES OF RAYLEIGH AND LOVE WAVES AND ANISOTROPIC PROPERTIES OF THE ASIAN CONTINENT

A.I. Seredkina, V.M. Kozhevnikov, and O.A Solovei

We have studied the structures of the Earth's crust and upper mantle of the Asian continent using a representative sample of dispersion curves of group velocities of fundamental-mode Rayleigh and Love waves for more than 3200 seismic paths. Maps of distribution of variations in group velocities with periods of 10 to 250 s over a spherical surface were compiled by the 2D tomography method. The maps reflect the deep structure of the Earth's crust and upper mantle of the study area and give a tentative idea of the horizontal distribution of the anisotropic properties of the mantle matter. The obtained data are confirmed by the calculations of the velocity profiles of SV and SH waves for the entire Asian continent and for its regions. Vertically, anisotropy is observed to depths of ~250 km, with its maximum in the depth range from the bottom of the crust to 150 km.

Rayleigh and Love waves, group velocities, surface wave tomography, vertical anisotropy, Asian continent

введение

В настоящее время установлено, что верхняя мантия Земли обладает анизотропными свойствами. По данным поверхностных волн обнаруживается как азимутальная [Forsyth, 1975; Trampert, Woodhouse, 2003], так и вертикальная анизотропия скоростей сейсмических волн [Dziewonski, Anderson, 1981; Mitchell, 1984; Montagner, Tanimoto, 1991; Villasenor et al., 2001; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Panning, Romanowicz, 2004; Zhou et al., 2006; Яновская, Кожевников, 2006]. Вертикальная анизотропия проявляется в различии скоростей волн *SV* и *SH*, поляризованных в вертикальной и горизонтальной плоскостях и получаемых путем интерпретации дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява соответственно.

Наличие анизотропных свойств может быть обусловлено различными причинами, например, преимущественной ориентировкой анизотропных кристаллов, таких как оливин, вызванной потоками мантийного вещества [Tanimoto, Anderson, 1984]. При этом считается, что отрицательная вертикальная анизотропия ($v_{SH} < v_{SV}$) свидетельствует о вертикальных течениях, что, однако, может не выполняться в регионах с высоким содержанием воды в породах мантии [Jung, Karato, 2001]. Кроме того, вертикальная анизотропия может быть вызвана влиянием горизонтальной слоистости [Park, Levin, 2002]. Новые сведения о распределении анизотропии, несомненно, будут способствовать более глубокому пониманию мантийных процессов и построению достоверных геодинамических моделей различных регионов Земли.

В данной работе проведено исследование глубинного строения и оценка анизотропных свойств верхней мантии Азии методом поверхностно-волновой томографии. Распределения групповых скоро-

© А.И. Середкина[⊠], В.М. Кожевников, О.А. Соловей, 2018

[™]e-mail: ale@crust.irk.ru

DOI: 10.15372/GiG20180410



Рис. 1. Схема основных тектонических единиц области исследования [Тектоника..., 1966].

I — платформы, 2 — области складчатости, 3 — области современного интенсивного горообразования.

стей волн Рэлея и Лява для периодов колебаний от 10 до 250 с рассчитаны на основании представительных выборок дисперсионных кривых (~3200 сейсмических трасс для каждого типа поверхностных волн), пересекающих область исследования в различных направлениях, что позволяет получить более детальные сведения об особенностях строения мантии по сравнению с результатами предыдущих исследований [Wu, Levshin, 1994; Ritzwoller, Levshin, 1998; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Кожевников, Соловей, 2010].

Область исследования ограничена по 60—170° в.д. и 20—70° с.ш. и состоит из различных в тектоническом отношении регионов (рис. 1). Ее северная часть с запада на восток представлена палеозойской Западно-Сибирской плитой, стабильной докембрийской Сибирской платформой, внутренняя часть которой слабо затронута новейшими тектоническими движениями [Seredkina et al., 2015], а также Верхоянским складчатым поясом. Центральная часть области исследования охватывает структуры Монголо-Охотского складчатого пояса: высокоактивные в сейсмическом отношении Байкальскую рифтовую зону [Мельникова и др., 2009; Radziminovich et al., 2013], высокогорные сооружения Южной Сибири и Западной Монголии, а также складчатые сооружения Забайкалья, Центральной и Восточной Монголии, характеризующиеся в настоящее время процессами умеренного горообразования и рассеянной сейсмичностью [Barth, Wenzel, 2010; Радзиминович и др., 2012]. На юге области исследования расположены более молодые и относительно стабильные Китайско-Корейская и Южно-Китайская платформы, высокогорное плато Тибет с его горным обрамлением, отличающиеся высокой тектонической активностью, и северная часть стабильной Индийской платформы. Помимо континентальной части также рассмотрены бассейны окраинных морей на востоке азиатского континента (Охотского, Японского, Восточно-Китайского) и островные дуги.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Материалом для исследования служили записи поверхностных волн от сильных ($M \ge 5.5$) удаленных землетрясений на каналах LHZ и LHT (вертикальная и трансверсальная компоненты соответственно) цифровых широкополосных сейсмических станций сетей IRIS (61 сейсмическая станция) [Scripps Institution ..., 1986; Albuquerque..., 1988, 1992]. Всего было использовано 145 землетрясений, зарегистрированных в период с 1991 по 2009 г. (рис. 2). Диапазон расстояний от эпицентров, выбранных для анализа землетрясений, до регистрирующих станций составил 1500—16 000 км, что позволило выделить основную моду поверхностных волн в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до 250 с.

Вычисление групповых скоростей осуществлялось методом спектрально-временного анализа (СВАН), представляющего собой аналог многоканальной узкополосной фильтрации [Левшин и др.,





Эпицентры землетрясений обозначены кружками, сейсмические станции — треугольниками.

1986]. Для анализа использовались только записи с высоким отношением сигнал/шум. Пример расчета дисперсионных кривых групповых скоростей волн Рэлея и Лява от землетрясения 15 апреля 2008 г. $(M_w = 6.5)$, произошедшего в районе Алеутских островов, на ст. Алибек (Туркменистан), приведен на рис. 3. В результате были получены дисперсионные кривые групповых скоростей волн Рэлея (см. рис. 2, δ) для более чем 3200 сейсмических трасс, пересекающих азиатский континент в различных направлениях.

Карты распределений групповых скоростей были рассчитаны методом двумерной томографии для случая сферической поверхности [Yanovskaya et al., 2000; Яновская, 2001, 2015]. Метод основан на формализме Бэйкуса—Гильберта [Backus, Gilbert, 1968, 1970] и содержит априорное предположение о гладкости искомой функции (поправки к скорости). С его помощью строится распределение сглаженно-го значения скорости, осредненного по некоторой области, размеры которой — эффективный радиус осреднения *R* [Яновская, 2001, 2015; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003] — определяются количеством и взаимным расположением трасс в используемой выборке данных. Проведенные ранее синтетические



Рис. 3. Пример обработки методом CBAH записей землетрясения 15 апреля 2008 г. ($M_w = 6.5$) на вертикальной (LHZ) и трансверсальной (LHT) компонентах станции ABKT ($\Delta = 77.17^\circ$, Az = 317°):

СВАН-диаграммы волн Рэлея и Лява до (*a*) и после (б) процедуры фильтрации; *в* — исходные (черные кривые) и отфильтрованные (серые кривые) записи поверхностных волн; *г* — сопоставление рассчитанных дисперсионных кривых (сплошные линии) с дисперсионными кривыми для модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] (штриховые линии).

тесты показали [Яновская, 2015], что значения радиуса эквивалентной области сглаживания хорошо согласуются с результатами, полученными методом «шахматной доски». В нашем случае (рис. 4) наилучшим разрешением (300—400 км) характеризуются структуры Монголо-Охотского складчатого пояса, платформы Восточного и Юго-Восточного Китая, бассейны окраинных морей, высокогорные сооружения Тянь-Шаня, Памира и Гиндукуша, а также плато Тибет с его горным обрамлением. На периферии исследуемой области значения эффективного радиуса осреднения несколько выше. Кроме того, необходимо отметить закономерное ухудшение разрешения с увеличением периода, связанное с уменьшением количества сейсмических трасс, используемых для анализа.

РЕЗУЛЬТАТЫ КАРТИРОВАНИЯ

Анализ распределений групповых скоростей для отдельных периодов позволяет получить общие представления о крупномасштабных горизонтальных неоднородностях глубинного строения области исследования. Согласно используемой методике, карты вычислялись отдельно для каждого из заданных периодов колебаний. Всего, таким образом, для волн Рэлея и Лява были построены 32 карты с переменным по периоду шагом. Для интервала периодов колебаний от 10 до 100 с этот шаг составлял 10 с, а от 100 до 250 с — 25 с, в связи с более монотонным поведением дисперсионных кривых на данных периодах (см. рис. 3, c). На рис. 5 показаны примеры карт вариаций групповых скоростей относительно средних для всего азиатского континента дисперсионных кривых (рис. 6, a). Результаты картирования приведены для области, в которой значения эффективного радиуса осреднения составляют менее 1000 км.

Для обоих типов поверхностных волн карты для периода 20 с отражают особенности строения земной коры. Наиболее интенсивный локальный минимум скоростей (до –12 %) на этих картах приуро-



Рис. 4. Примеры карт эффективного радиуса осреднения (*R*, км) для волн Рэлея (*a*) и Лява (*б*) для периодов колебаний (*T*) 50, 100 и 150 с.

чен к высокогорным сооружением Памира и Гиндукуша. Ярко выраженные низкоскоростные аномалии (-6...-9 %) также наблюдаются в районах Западно-Сибирского и Таримского осадочных бассейнов и в дельте р. Ганг на юге. Менее выражены низкоскоростные аномалии в бассейне р. Лена (-3...-6 %). Локальный максимум групповых скоростей (до 12 %) в районе Японского моря и южной глубоководной части Охотского моря, вероятно, связан с утонением коры под данными регионами, при этом островные дуги, кора которых обладает большей мощностью, характеризуются пониженными значениями групповых скоростей по сравнению с прилегающими областями.

Характер дисперсии для периода колебаний 50 с определяется как влиянием коры, так и верхней части мантии, что проявляется в пониженных скоростях поверхностных волн в районах высокогорных сооружений (Тибет, Гималаи, Памир, Гиндукуш, Алтай, Саяны) и более высоких скоростях в остальной части области исследования. Начиная с этого периода, в районе северо-восточного фланга Байкальской рифтовой зоны появляется локальный минимум скоростей волн Рэлея. Данная особенность прослеживается на большом диапазоне периодов вплоть до 175 с. На картах для волн Лява понижение групповых скоростей наблюдается от 125 до 150 с. При этом в целом Байкальский рифт характеризуется средними скоростями поверхностных волн по отношению к другим структурам Монголо-Охотского складчатого пояса.

Карты для более высоких периодов колебаний (до 150 с) отражают распределение горизонтальных неоднородностей в верхней мантии до глубин около 250 км. На картах для *T* = 80 с низкоскоростная





аномалия под Тибетом становится менее выраженной и наиболее ярко проявляется на западе плато, что согласуется с результатами исследований данного региона по групповым и фазовым скоростям поверхностных волн [Romanowicz, 1982; Li et al., 2013]. При этом единая низкоскоростная область, охватывающая высокогорные сооружения на юге Азии, распадается на два отдельных минимума (Тибет—Гималаи и Памир—Гиндукуш), по-видимому, связанных с влиянием низов коры, толщина которой по имеющимся данным составляет около 70 км [Li et al., 2006; Laske et al., 2013].

Районы интенсивного горообразования Южной Сибири и Западной Монголии также проявлены как области пониженных групповых скоростей (-2... -6%) в широком диапазоне периодов 50—200 с, что связано как с утолщением коры под данными регионами, толщина которой изменяется в пределах от 45—50 км под горными системами Алтая и Саян [Крылов и др., 1981; Suvorov et al., 2002] до 60 км под Хангайским сводовым поднятием [Кожевников и др., 1990], так и с особенностями строения верхней мантии, отмеченными ранее [Кожевников и др., 2014; Seredkina et al., 2016].

Стабильные регионы на севере, Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита в диапазоне периодов от 80 до 150 с на картах для обоих типов поверхностных волн в пределах континентальной части области исследования характеризуются наиболее высокими групповыми скоростями (2...4 %). Близкие значения вариаций также наблюдаются и для северной части Индийской платформы. Минимумы групповых скоростей (T = 80—150 с) наблюдаются в бассейнах всех окраинных морей на востоке континента, причем наиболее интенсивные (до –6 %) приурочены к бассейнам Японского и Восточно-Китайского морей.

Для периодов колебаний более 150 с на характер дисперсии скоростей поверхностных волн оказывает влияние строение мантии на глубинах более 250 км. Вариации скоростей становятся более сглаженными и для большей части азиатского континента не превышают ± 1 %, что свидетельствует о том, что на глубинах более 400 км мантия становится менее дифференцированной по скоростям. Явной связи между распределением горизонтальных вариаций скоростей поверхностных волн и геологическим строением области исследования не наблюдается.

АНИЗОТРОПНЫЕ СВОЙСТВА МАНТИИ

Анализируя карты распределений групповых скоростей на отдельных периодах, во-первых, следует принимать во внимание разрешение полученных результатов (см. рис. 4). Так, структуры с горизонтальными размерами меньше эффективного радиуса осреднения могут быть не проявлены на полученных картах. Кроме того, различная разрешающая способность исходных данных для волн Рэлея и Лява может





 $\alpha = 2(v_{SH} - v_{SV})(v_{SH} + v_{SV})$

Рис. 6. Дисперсионные кривые волн Рэлея и Лява и соответствующие им скоростные разрезы волн SV и SH, полученные для всего азиатского континента и трех его отдельных регионов.

На скоростных разрезах указано среднее значение коэффициента анизотропии (α) для интервала глубин 100—150 км.

1 — азиатский континент, 2 — Сибирская платформа (58° с.ш., 113°
в.д.), 3 — Хангай (48° с.ш., 101° в.д.), 4 — Японское море (40° с.ш., 133° в.д.): а, б — дисперсионные кривые, полученные: а — по результатам томографии, б — в результате решения обратной задачи.

привести к несколько отличающейся картине распределений вариаций скоростей поверхностных волн на одних и тех же периодах. Однако распределение используемых сейсмических трасс позволило получить достаточно близкие значения эффективного радиуса осреднения для большей части азиатского континента. Наиболее существенные отличия могут наблюдаться на периферии исследуемой области, в районе Тихого океана, глубинное строение которого в данной работе лежит за пределами детального рассмотрения.

Другим фактором, возможно, приводящим к отличиям в полученных картах, является различная чувствительность групповых скоростей волн Рэлея и Лява к параметрам модели среды (скоростям продольных и поперечных волн, плотности), причем наибольшее влияние на характер дисперсии поверхностных волн оказывают особенности распределения скоростей волн *S* [Ritzwoller, Levshin, 1998]. Так, для волн Рэлея чувствительность имеет отчетливый максимум в определенном интервале глубин, тогда как для волн Лява зона выраженной чувствительности захватывает интервал практически от поверхности до глубины, зависящей от периода, — чем больше период, тем более широкой оказывается такая зона, причем волны Лява проникают на меньшие глубины, чем волны Рэлея [Wu, Levshin, 1994]. С этим, в частности, может быть связан тот факт, что на картах вариаций групповых скоростей волн Лява низкоскоростная аномалия под Тибетом интенсивнее проявляется в более широком диапазоне периодов, чем для волн Рэлея.

Кроме того, различия в полученных картах могут быть вызваны вертикальной анизотропией, проявляющейся в различии скоростей волн SV и SH. Для того чтобы на качественном уровне оценить анизотропные свойства верхней мантии области исследования для трех регионов, по-разному проявленных на картах распределений вариаций групповых скоростей волн Рэлея и Лява, было проведено обращение дисперсионных кривых в скоростные разрезы S-волн. В качестве таких регионов были рассмотрены Сибирская платформа с минимальными отличиями в распределениях групповых скоростей, Хангайское сводовое поднятие, различия для которого проявлены на периодах T = 50 и >150 с, и бассейн Японского моря, характеризующийся наиболее сильными различиями практически во всем диапазоне исследуемых периодов. Также обратная задача была решена для средних для всего азиатского континента дисперсионных кривых.

Расчет параметров моделей среды, удовлетворяющих дисперсионным кривым, осуществлялся с помощью минимизации невязок между теоретическими и экспериментальными значениями групповых скоростей методом сопряженных градиентов. В качестве исходной была принята модель среды с двумя плоскопараллельными слоями коры и 11 слоями мантии с линейным изменением скорости с глубиной на полупространстве. Варьируемыми параметрами служили скорости поперечных волн в слоях коры и мантии и мощности слоев коры. Начальные значения искомых величин были взяты из сферически-симметричной модели PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. Полученные по данным групповых скоростей волн Рэлея скоростных разрезы волн *SV* далее использовались в качестве начальных приближений при построении скоростных разрезов волн *SH*, удовлетворяющих дисперсионной кривой волны Лява. Для проверки устойчивости полученных результатов строился усредненный по этим двум решениям разрез ($v_{cp} = (v_{SH} + v_{SV})/2$), от которого снова проводились расчеты для обоих типов поверхностных волн. Во всех случаях полученные таким образом скоростные разрезы практически совпадали с результатами первоначальных вычислений.

Результаты инверсии представлены на рис. 6. Для всех скоростных разрезов также приведены средние значения коэффициента анизотропии, рассчитанные как отношение разности скоростей волн *SH* и *SV* к среднему скоростному разрезу, в интервале глубин 100–150 км. Для каждого из рассмотренных регионов и для всего азиатского континента скорости волн *SH* превышают скорости волн *SV*, следовательно, вертикальная ось симметрии соответствует медленной скорости [Masters, Shearer, 1995]. Анизотропные свойства в верхней мантии наблюдаются до глубин ~250 км. Максимальные значения коэффициента анизотропии приурочены к интервалу глубин от подошвы коры до 150 км, что несколько выше оценок интервала глубин 100–200 км из работы [Яновская, Кожевников, 2006], полученных для центральной части исследуемого нами региона с бо́льшим осреднением. Минимальная анизотропия, также проявленная в наименьших отличиях в картах распределений групповых скоростей волн Рэлея и Лява, наблюдается в мантии стабильной Сибирской платформы, тогда как в тектонически-активных регионах (Хангай, Японское море) значения коэффициента анизотропии достигают значительных величин (3—6 %).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставляя полученные распределения групповых скоростей волн Рэлея и Лява с литературными данными, следует отметить их более высокую разрешающую способность по отношению к результатам, полученным для всей Земли в целом как по непосредственным измерениям групповых скоростей [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Ma et al., 2014], так и рассчитанным по фазовым скоростям поверхностных волн [Ekström, 2011]. Многочисленные специальные исследования азиатского континента, выполненные по поверхностным волнам, характеризуются сопоставимым [Priestley et al., 2006; Li et al., 2013; Pandey et al., 2014], а в отдельных случаях и более низким разрешением [Wu, Levshin, 1994; Ritzwoller, Levshin, 1998; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Яновская, Кожевников, 2006; Кожевников, Соловей, 2010]. Исключение составляет территория Китая и его окраинных морей, где благодаря плотному расположению сетей сейсмических станций поверхностно-волновая томография по сейсмическому шуму была выполнена с горизонтальным разрешением ~100 км [Zhou et al., 2012; Shen et al., 2016]. Однако в данных работах используется существенно меньший диапазон периодов (до 70 с), что позволяет рассматривать только строение коры и верхней части мантии не глубже 150 км.

С учетом разницы в исходных данных и методах исследования, примененных в упомянутых выше работах и настоящем исследовании, выводы относительно распределения крупномасштабных неоднородностей, их формы и интенсивности хорошо согласуются между собой. Так, в пределах континентальной части области исследования наибольшими скоростями поверхностных волн характеризуются стабильные области на севере континента: Сибирская платформа и Западно-Сибирская плита. Минимальные скорости поверхностных волн (для периодов до 80 с) наблюдаются под плато Тибет и его горным обрамлением. С увеличением периода данная особенность становится менее выраженной, а низкоскоростные аномалии в бассейнах окраинных морей проявляются более интенсивно.

Однако для структур, имеющих относительно небольшие размеры, результаты имеющихся томографических исследований могут существенно различаться. Например, на полученных картах большая часть Байкальского рифта характеризуется средними скоростями поверхностных волн по отношению к другим структурам Монголо-Охотского складчатого пояса, что противоречит результатам некоторых региональных исследований [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Яновская и др., 2008], но в целом согласуется как с глобальными моделями [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Ma et al., 2014], так и с результатами исследований рифта по объемным волнам [Крылов и др., 1981; Nielsen, Thybo, 2009]. При этом в отличие от глобальных моделей на полученных картах можно проследить неоднородность в распределении скоростей в пределах самой рифтовой зоны, а именно минимумы на юго-западном и северо-восточном флангах.

Кроме того, полученные нами карты демонстрируют существенные различия в глубинном строении бассейнов окраинных морей на востоке азиатского континента, проявленных в глобальных моделях Земли [Shapiro, Ritzwoller, 2002; Ma et al., 2014] в виде достаточно однородной зоны пониженных групповых скоростей. Наиболее низкими скоростями поверхностных волн (T > 50 с) характеризуется Восточно-Китайское море, что наиболее четко прослеживается для волн Лява и согласуется с результатами других региональных исследований [Villasenor et al., 2001; Li et al., 2013]. Меньший по размерам и интенсивности минимум групповых скоростей выделяется на юго-востоке Японского моря.

Отличия в полученных картах распределений групповых скоростей волн Рэлея и Лява с учетом разрешения и отличий в чувствительности, обсуждаемых ранее, свидетельствуют о наличии анизотропных свойств материала верхней мантии азиатского континента. При этом области с наиболее сильными отличиями характеризуются большей анизотропией, что подтверждается как результатами одномерной инверсии скоростных разрезов волн SV и SH (см. рис. 7), так и литературными данными [Shapiro, Ritz-woller, 2002; Яновская, Кожевников, 2006; Zhou et al., 2006]. Максимальных значений коэффициент радиальной анизотропии достигает в тектонически-активных регионах, что, скорее всего, вызвано конвекцией мантийного материала. Минимальная анизотропия наблюдается в мантии стабильной Сибирской платформы и может быть связана как с историей формирования рассматриваемой структуры (вмороженная анизотропия), так и с наличием тонкой расслоенности, выявленной по данным ГСЗ на длинных профилях [Егоркин, Егоркина, 1980]. Земная кора (см. рис. 6) также обладает ненулевой вертикальной анизотропией, вероятно, обусловленной различными причинами в ее верхней и нижней частях [Meissner et al., 2002], однако подробное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки данного исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании результатов проведенного исследования можно сделать вывод, что полученные карты распределений групповых скоростей волн Рэлея и Лява отражают особенности строения коры и мантии азиатского континента. Для диапазона периодов 10–150 с, характеризующего кору и верхнюю мантию до глубин около 250 км, выявленные скоростные неоднородности согласуются с геологическим строением области исследования. Для более высоких периодов такая связь в явном виде отсутствует, а значения вариаций скоростей становятся более сглаженными, что свидетельствует о том, что на глубинах более 400 км мантия менее дифференцирована по скоростям.

Кроме того, полученные карты свидетельствуют о латеральных вариациях коэффициента вертикальной анизотропии, среднее значение которого для всего азиатского континента составляет около 1.5 % на глубинах 100–150 км. В наименьшей степени анизотропными свойствами характеризуется верхняя мантия стабильных платформенных областей, в отличие от тектонически-активных регионов, где значения коэффициента анизотропии могут достигать значительных величин. По вертикали анизотропные свойства наблюдаются до глубин ~250 км, с максимумом в интервале глубин от подошвы коры до 150 км.

Авторы выражают глубокую благодарность профессору СПбГУ Т.Б. Яновской за предоставленное программное обеспечение и ценные рекомендации.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант № 15-17-20000.

ЛИТЕРАТУРА

Егоркин А.В., Егоркина Г.В. Поперечные волны при глубинных исследованиях // Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. М., Наука, 1980, с. 140—172.

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

Кожевников В.М., Эрдэнэбилэг Б., Балжинням И., Улэмж И. Строение коры и верхней мантии под Хангайским поднятием (МНР) по данным дисперсии фазовых скоростей волн Рэлея // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1990, № 3, с. 12—20.

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.

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

Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н. Сейсмические поверхностные волны в горизонтально-неоднородной Земле. М., Наука, 1986, 278 с.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Масальский О.К., Чечельницкий В.В. Сейсмичность Байкальской рифтовой зоны за период цифровой регистрации землетрясений (2001—2006 гг.) // Вопросы инженерной сейсмологии, 2009, т. 36, № 1, с. 40—55.

Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Середкина А.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А., Папкова А.А. Землетрясение 6 января 2006 г. ($M_w = 4.5$): редкий случай проявления сейсмической активности в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (10), с. 1430—1444.

Тектоника Евразии / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1966, 487 с.

Яновская Т.Б. Развитие способов решения задач поверхностно-волновой томографии на основе метода Бэйкуса—Гильберта // Вычислительная сейсмология. Вып. 32. М., ГЕОС, 2001, с. 11—26.

Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмологических исследованиях. СПб., Наука, 2015, 167 с.

Яновская Т.Б., Кожевников В.М. Анизотропия верхней мантии Азиатского континента по групповым скоростям волн Рэлея и Лява // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (5), с. 622—629.

Яновская Т.Б., Кожевников В.М., Соловей О.А., Акчурин К.Р. Строение верхней мантии в Азии по фазовым и групповым скоростям Рэлеевских волн // Физика Земли, 2008, № 8, с. 22—31.

Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS: Global Seismograph Network (GSN - IRIS/ USGS). International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network, 1988, doi:10.7914/ SN/IU.

Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS: New China Digital Seismograph Network. International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network, 1992, doi:10.7914/SN/IC.

Backus G., Gilbert F. The resolving power of gross Earth data // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1968, v. 16. p. 169–205.

Backus G., Gilbert F. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross Earth data // Philos. Trans. Roy. Soc. London, 1970, v. 226, p. 123—192.

Barth A., Wenzel F. New constraints on the intraplate stress field of the Amurian plate deduced from light earthquake focal mechanisms // Tectonophysics, 2010, v. 482, № 1—4, p. 160–169, doi:10.1016/j.tecto.2009.01.029.

Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary reference Earth model // Phys. Earth Planet. Int., 1981, v. 25, p. 297—356.

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, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05225.x.

Forsyth D.W. The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1975, v. 43, p. 103—162.

Jung H., Karato S.-I. Water-induced fabric transitions in olivine // Science, 2001, v. 293, p. 1460–1463. 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.

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, v. 377—378, p. 367—377, http://dx.doi.org/10.1016/j. epsl.2013.06.033.

Ma Z., Masters G., Laske G., Pasyanos M. A comprehensive dispersion model of surface wave phase and group velocity for the globe // Geophys. J. Int., 2014, v. 199, p. 113—135, doi: 10.1093/gji/ggu246.

Masters T.G., Shearer P.M. A handbook of physical constants // Global Earth Physics. AGU, Washington, 1995, p. 88–103.

Meissner R., Mooney W.D., Artemieva I. Seismic anisotropy and mantle creep in young orogens // Geophys. J. Int., 2002, v. 149, p. 1—14.

Mitchell B.J. On the inversion of Love- and Rayleigh-wave dispersion and implications for the Earth structure and anisotropy // Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1984, v. 76, p. 233—241.

Montagner J.-P., Tanimoto T. Global upper mantle tomography of seismic velocities and anisotropies // J. Geophys. Res., 1991, v. 96, p. 20337—30351.

Nielsen C., Thybo H. No Moho uplift below the Baikal Rift Zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal // J. Geophys. Res., 2009, v. 114, B08306, doi:10.1029/2008JB005828.

Pandey S., Yuan X., Debayle E., Priestley K., Kind R., Tilmann F., Li X. A 3D shear-wave velocity model of the upper mantle beneath China and the surrounding areas // Tectonophysics, 2014, v. 633, p. 193—210, http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.011.

Panning M., Romanowicz B. Inferences of flow at the base of the Earth's mantle based on seismic anisotropy // Science, 2004, v. 303, p. 351—353.

Park J., Levin V. Seismic anisotropy: tracing plate dynamics in the mantle // Science, 2002, v. 296, p. 485-489.

Priestley K., Debayle E., McKenzie D., Pilidou S. Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography// J. Geophys. Res., 2006, v. 111, B10304, doi: 10.1029/2005JB004082.

Radziminovich N.A., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G. Seismicity of the Baikal Rift system from regional network observations // J. Asian Earth Sci., 2013, v. 62, p. 146—161, http://dx.doi. org/10.1016/j.jseaes.2012.10.029.

Ritzwoller M.H., Levshin A.L. Eurasian surface wave tomography: group velocities // J. Geophys. Res., 1998, v. 103, p. 4839–4878.

Romanowicz B.A. Constraints on the structure of the Tibet Plateau from pure path phase velocities of Love and Rayleigh waves // J. Geophys. Res., 1982, v. 87, p. 6865—6883.

Scripps Institution of Oceanography: IRIS/IDA Seismic Network. International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network, 1986, doi:10.7914/SN/II.

Seredkina A., Melnikova V., Gileva N., Radziminovich Y. The Mw 4.3 January 17, 2014, earthquake: very rare seismic event the Siberian platform // J. Seismol., 2015, v. 19, N_{2} 3, p. 685—694, doi: 10.1007/s10950-015-9487-y.

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. Int., 2016, v. 261, p. 152—160, doi: 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. Int., 2002, v. 151, № 1, p. 88—105.

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 // Gephys. J. Int., 2016, v. 206, p. 954—979, doi: 10.1093/gji/ggw175.

Suvorov V.D., Mishenkina Z.M., Petrik G.V., Sheludko I.F., Seleznev V.S., Solovyov V.M. Structure of the crust in the Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data // Tectonophysics, 2002, v. 351, p. 61—74.

Tanimoto T., Anderson D.L. Mapping convection in the mantle // Geophys. Res. Lett., 1984, v. 11, p. 287—290.

Trampert J., Woodhouse J. Global anisotropic phase velocity maps for fundamental mode surface waves between 40 and 150 s // Geophys. J. Int., 2003, v. 154, p. 154—165.

Villasenor A., Ritzwoller M.H., Levshin A.L., Barmin M.P., Engdahl E.R., Spakman W., Trampet J. Shear velocity structure of Central Eurasia from inversion of surface wave velocities // Phys. Earth Planet. Int., 2001, v. 123, p.169—184.

Wu F.T., Levshin A.L. Surface-wave group velocity tomography of East Asia // Phys. Earth Planet. Int., 1994, v. 84, p. 59—77.

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. **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.

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.

Zhou Y., Nolet G., Dahlen F.A., Laske G. Global upper-mantle structure from finite-frequency surfacewave tomography // J. Geophys. Res., 2006, v. 111, B04304, doi:10.1029/2005JB003677.

Рекомендована к печати 28 апреля 2017 г. Н.Л. Добрецовым Поступила в редакцию 21 декабря 2016 г. после доработки — 13 марта 2017 г.