



Серия «Науки о Земле»
2008. Т. 1, № 1. С. 167–180

Онлайн-доступ к журналу:
<http://isu.ru/izvestia>

ИЗВЕСТИЯ
Иркутского
государственного
университета

УДК 550.344.094.5

Распределение скоростей волн в мантии Центральной Азии по данным дисперсии фазовых скоростей волн Рэлея*

Соловей О. А. (solovey@crust.irk.ru), Кожевников В. М.

Аннотация. По данным о дисперсии межстанционных фазовых скоростей волн Рэлея получена трехмерная модель распределения скоростей волн S , отражающая особенности распределения горизонтальных неоднородностей в мантии исследуемых регионов Центральной Азии в пределах интервала глубин от 50 до 600 км. Выявлена зависимость между сейсмической активностью отдельных структур Центральной Азии, их глубинным строением и мощностью литосферы.

Ключевые слова: поверхностные волны, фазовые скорости и скорости волн S , строение мантии.

Введение

На основе данных, полученных ранее методом поверхностно-волновой томографии в рамках изучения Азиатского континента [3, 19], выявлено, что земная кора и верхняя мантия Сибирской платформы и структур Монголо-Охотского складчатого пояса характеризуются наличием крупномасштабных горизонтальных неоднородностей. Об этом же свидетельствуют и запаздывания продольных сейсмических волн, фиксируемых на сейсмостанциях Прибайкалья, Монголии и Китая относительно стандартных годографов. Величины их в пределах Байкальской рифтовой зоны и высокогорных сооружений Южной Сибири и Монголии изменяются в пределах 1–2 с. Такие запаздывания нельзя объяснить только особенностями геологического строения земной коры. Более существенный вклад в них вносят также особенности строения верхней мантии: низкоскоростные слои и включения [8, 9, 18].

Применение методов сейсмической томографии при интерпретации групповых и фазовых скоростей поверхностных волн позволило разработать трехмерные модели строения Земли [14, 17]. Анализ этих моделей по-

* Работа выполнена при финансовой поддержке НШ-1864.2008.5 и РФФИ № 06-05-64117-а.

казывает, что в мантии тектонически активных регионов Азии наблюдаются зоны пониженных скоростей сейсмических волн. В явном виде неоднородности в земной коре и мантии также проявляются и при исследовании строения Земли с использованием методов сейсмической томографии, основанных на временах пробега продольных и поперечных волн [21]. При анализе дисперсии групповых и фазовых скоростей было выявлено, что наиболее высокие скорости сейсмических волн для периодов от 40 с и выше наблюдаются для сейсмических трасс, проходящих через платформенные области на севере Центрально-Азиатского континента, а тектонически активные регионы характеризуются пониженными скоростями [19, 20].

Таким образом, исследование особенностей распределения горизонтальных неоднородностей позволяет не только получить представление о развитии современных геодинамических процессов, оказывающих влияние на уровень сейсмической и вулканической активности в отдельных регионах, но и путем геодинамического моделирования прогнозировать дальнейшее развитие этих процессов.

Исходные данные и методы их обработки

Исходными данными в настоящем исследовании служили записи волн Рэлея от землетрясений на широкополосных цифровых сейсмических станциях сетей *IRIS* (каналы *LHZ*), расположенных в Азии. Выбор землетрясений был обусловлен качеством записей поверхностных волн (соотношением «сигнал/шум») и положением их эпицентров. Все используемые землетрясения выбирались таким образом, чтобы их эпицентры располагались в створах с профилями, образованными парами сейсмических станций, на участках между которыми планировались вычисления фазовых скоростей. Отклонение по азимуту от межстанционных профилей допускалось не более 5° . Всего использовано 69 землетрясений за период с 1994 г. по 2006 г. с магнитудами не менее 6,0. Положение эпицентров землетрясений показано на рис. 1. Диапазон эпицентральных расстояний при этом составлял 5–15 тыс. км. Это позволило вычислить дисперсионные кривые на периодах до 200 с, что в свою очередь обеспечило глубинность метода до 600–650 км.

Обработка записей поверхностных волн с целью получения дисперсионных кривых фазовых скоростей осуществлялась методом спектрально-временного анализа (СВАН) [7]. Межстанционные фазовые скорости, соответствующие выбранной частоте колебаний ω_i , вычислялись следующим образом. Методом СВАН для каждой из пар станций, зарегистрировавших одно и то же землетрясение, были получены очищенные от «помех» записи основных мод волн Рэлея. Затем для этой же пары станций вычислялись двумерные представления рассматриваемых сигналов $Y_1(t_i, \omega_i)$ и $Y_2(t_i, \omega_i)$, по которым для каждой из частот ω_i можно вычис-

лить значения фазового спектра $\arg[Y_1(t'_i, \omega_i)]$ и $\arg[Y_1(t''_i, \omega_i)]$ в точках t'_i и t''_i , находящихся на гребнях рельефов диаграмм СВАН, соответствующих одной и той же моде (в данном случае на дисперсионной кривой групповых скоростей отфильтрованных сигналов). Фазовые спектры, в свою очередь, позволяют вычислить разность времен прихода фаз для выбранной пары станций и получить значения фазовых скоростей, изменяющихся в зависимости от периодов колебаний. В результате была получена выборка из 198 дисперсионных кривых фазовых скоростей в пределах интервалов периодов колебаний от 10 до 200 с для 61 трассы между парами регистрирующих станций. Шаг по периоду составлял 10 с для короткопериодного (от 10 до 80 с) участка дисперсионных кривых и 20–25 с – для длиннопериодного (от 80 до 200 с). Таким образом, для каждой из межстанционных трасс было вычислено по 3–5 дисперсионных кривых. Затем в каждом случае дисперсионные кривые усреднялись и оценивались погрешности определения фазовых скоростей.

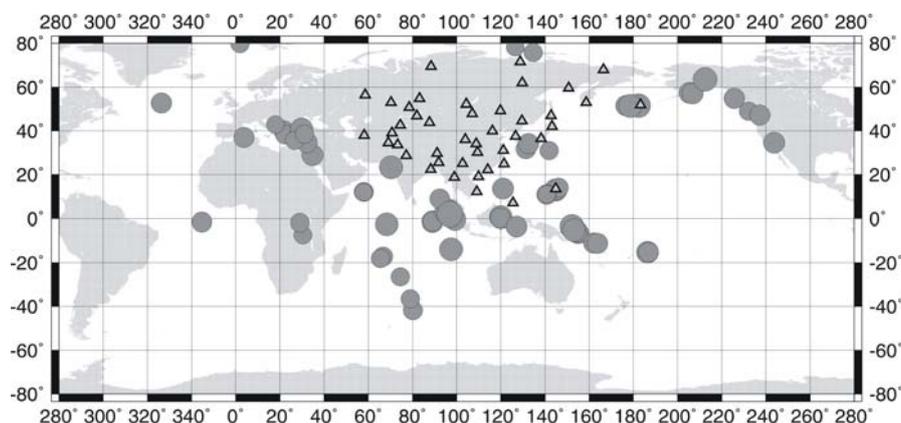


Рис. 1. Положение эпицентров землетрясений (кружки) и сейсмических станций (треугольники)

В соответствии с использованным в данной работе методом двумерной томографии [19] вычисление карт распределения фазовых скоростей для каждого из заданных периодов осуществлялось отдельно. В результате были получены карты распределения фазовых скоростей основной моды волн Рэлея для интервала периодов сейсмических колебаний от 10 до 200 с. В каждой из точек области исследования, для которых методом поверхностно-волновой томографии были вычислены фазовые скорости, рассчитывался эффективный радиус осреднения (R), позволяющий получить представление о разрешении результатов картирования [11]. Результаты вычисления R представлены в виде карт на рис. 2.

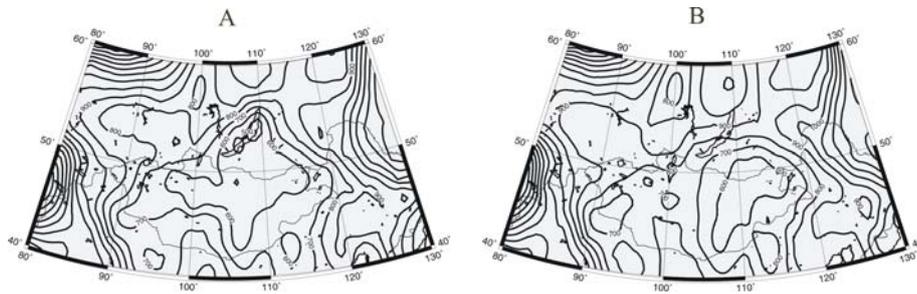


Рис. 2. Карты разрешения результатов поверхностно-волновой томографии для периодов колебаний 40 (А) и 100 (В) секунд

На рисунке видно, что наилучшее разрешение результатов картирования было получено для центральной части области исследования, где эффективный радиус осреднения (R) близок к величине 400 км. Это обусловлено тем, что центральные регионы области исследования покрыты наибольшим количеством пересекающихся сейсмических трасс. Периферийные же регионы, где число трасс существенно сокращается, характеризуются резким возрастанием величин R от 800 до более чем 2000 км. На основании анализа этих карт в качестве границы области исследования была принята изолиния, соответствующая величине эффективного радиуса осреднения 1000 км. Вне этой границы результаты картирования фазовых скоростей являются малонадежными, и в дальнейшем рассматриваться не будут.

Анализ карт распределения фазовых скоростей для отдельных периодов позволяет получить только самое общее представление о распределении крупномасштабных горизонтальных неоднородностей в коре и мантии исследуемых регионов. Поэтому была предпринята попытка инверсии результатов картирования. Конечной целью такой инверсии являлось построение трехмерной модели распределения скоростей поперечных сейсмических волн в мантии исследуемых регионов.

При моделировании трехмерной скоростной структуры среды вычислялись одномерные скоростные разрезы поперечных волн, удовлетворяющие дисперсионным кривым межстанционных фазовых скоростей для каждой из пересекающих область исследования сейсмических трасс, с последующим построением на их основе карт распределения скоростей волн S для заданных глубин. Картирование в данном случае, так же как и картирование фазовых скоростей, осуществляется с помощью метода двумерной сейсмической томографии.

В качестве начальных приближений при обращении межстанционных дисперсионных кривых фазовых скоростей была принята одна из стандартных моделей *PREM* [14], отражающая средние скоростные и плотностные характеристики строения Земли. Вычисления скоростных разрезов волн S для каждой из межстанционных сейсмических трасс осуществлялись методом сопряженных градиентов путем минимизации среднеквад-

ратичных отклонений вычисленных и наблюдаемых групповых скоростей. Варьируемыми параметрами при вычислениях служили мощности слоев и значения скоростей волн S в этих слоях. Скорости продольных волн и плотности при этом оставались фиксированными. Используемая при вычислениях программа основана на методике решения обратных задач для случаев моделей среды с плоско-параллельными слоями. Поэтому для исключения ошибок, связанных со сферичностью исследуемой среды, вводились поправки

$$C(T) = C_0(T)(1 + 0.00016T),$$

где $C(T)$ и $C_0(T)$ – фазовые скорости для сферически-симметричной модели среды и для модели с плоско-параллельными слоями, соответственно; T – период колебаний [12].

В результате был получен набор из 61 скоростного разреза волн S , характеризующих строение среды на участках между парами сейсмических станций. Пример одного из таких разрезов представлен на рис. 3.

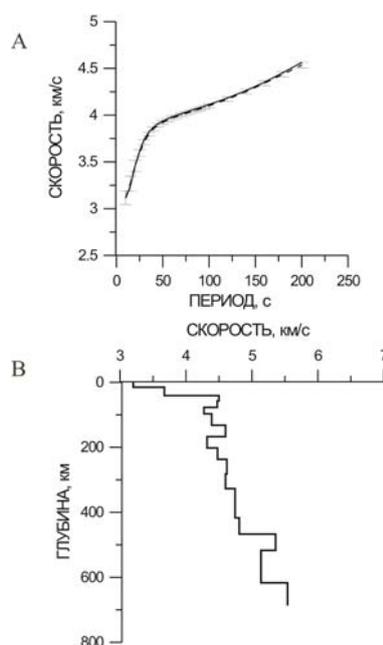


Рис. 3. Скоростной разрез волны S для пары сейсмических станций Арти-Талая ($ARU - TLY$). Пунктирной линией (А) показана экспериментальная кривая с доверительными интервалами усреднения, сплошной линией – дисперсионная кривая, вычисленная по параметрам модели. (В) – скоростной разрез волны S

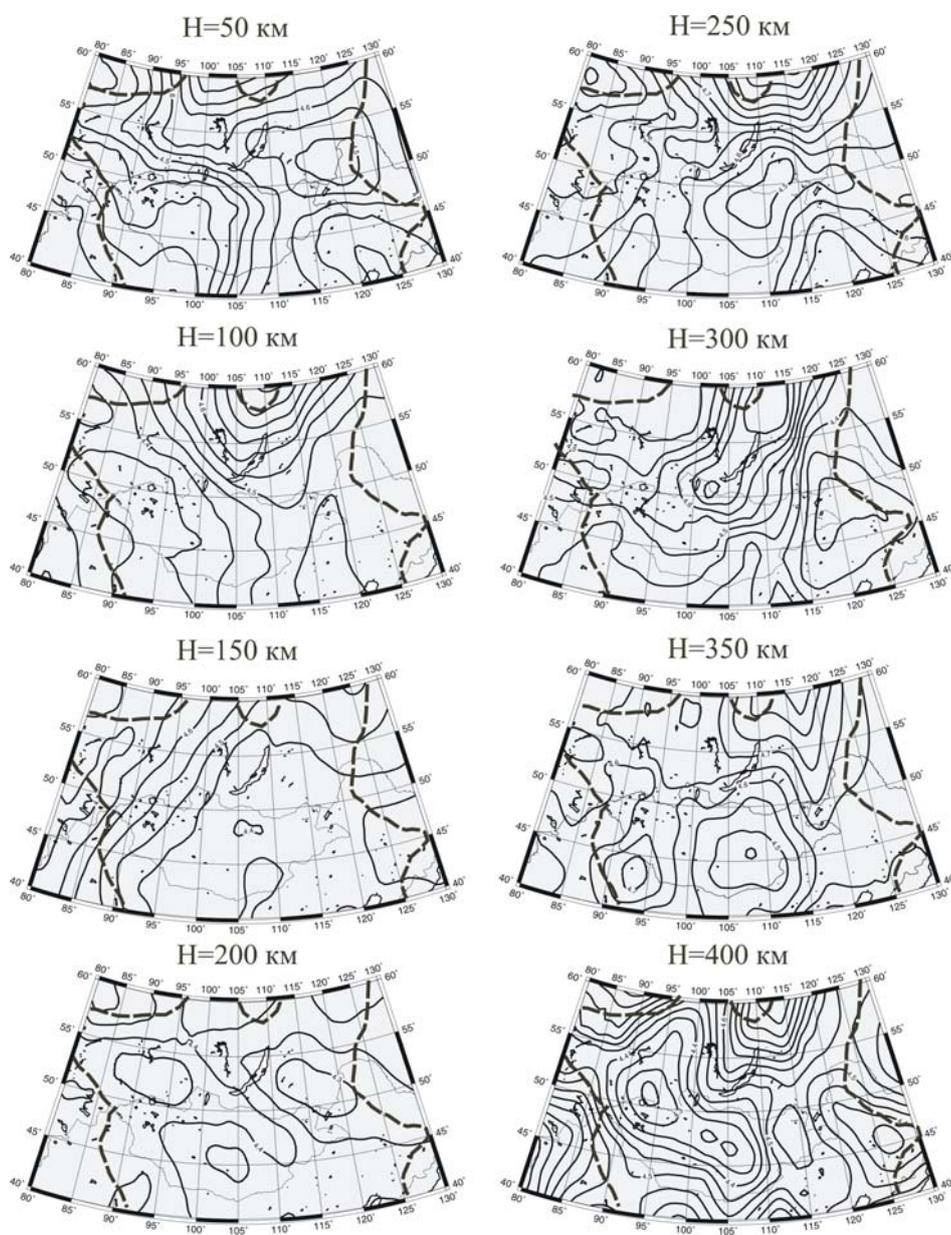


Рис. 4. Карты распределения скоростей поперечных сейсмических волн в мантии области исследования, где H – глубина соответствующей сферической поверхности, черный пунктир – границы области исследований

Далее методом двумерной томографии вычислялись карты распределения скоростей поперечных волн для заданных глубин от 50 до 600 км. Шаг по глубине составлял 50 км. При вычислениях все одномерные ско-

ростные разрезы волн S были сведены к случаю градиентной среды, где скорости между угловыми точками преобразованного разреза изменялись линейно. Картирование скоростей волн S выполнялось с учетом глубин залегания соответствующих сферических поверхностей. Примеры карт представлены на рис. 4. По этим же данным построены двумерные скоростные разрезы для ряда профилей, пересекающих основные тектонические структуры Центральной Азии. Положение профилей показано на рис. 5, а соответствующие им скоростные разрезы приведены на рис. 6.

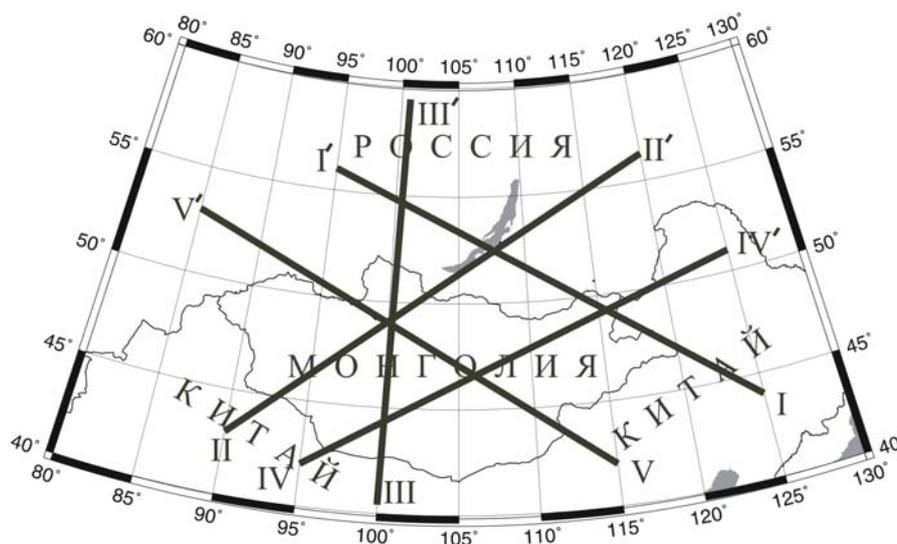


Рис. 5. Карта расположения сейсмических профилей, для которых были построены двумерные скоростные разрезы волн S

Обсуждение результатов

Полученные результаты отражают особенности строения мантии основных тектонических структур Центральной Азии, таких как Сибирская платформа и структуры, слагающие Монголо-Охотский складчатый пояс. К последним относятся Байкальская рифтовая зона, области интенсивного горообразования Восточной Сибири и Западной Монголии, области умеренного горообразования Центральной Монголии и Забайкалья, а также субплатформенные регионы Забайкалья, Восточной Монголии и Северного Китая. Все перечисленные регионы различаются не только по своему геологическому строению и истории их формирования, но и резко контрастируют по тектонической активности. На основе анализа карт распределения скоростей поперечных волн (рис. 4) и двумерных скоростных разрезов (рис. 6) можно отметить ряд закономерностей в распределении горизонтальных неоднородностей в мантии Центральной Азии.

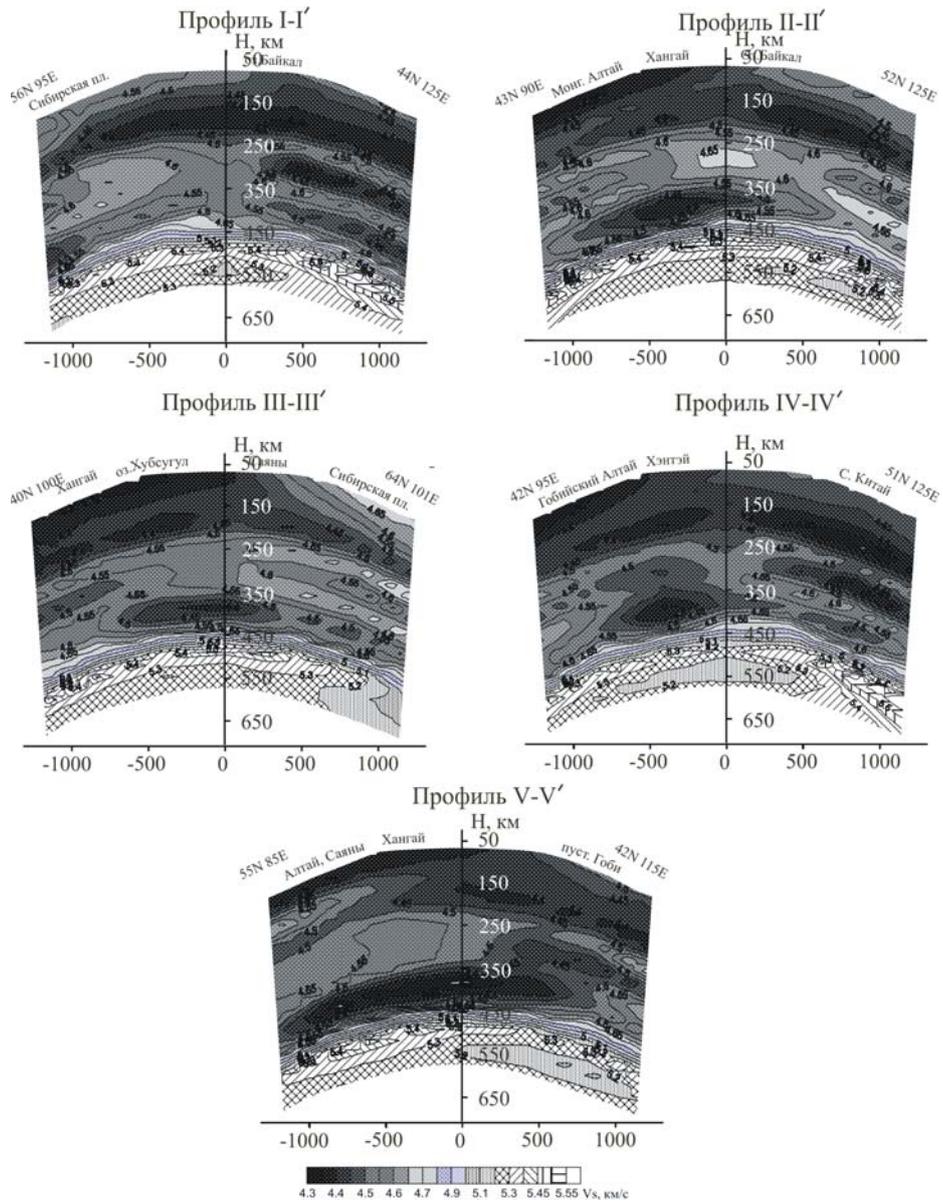


Рис. 6. Скоростные разрезы волн S , соответствующие профилям, показанным на рис. 5. (H – расстояние от земной поверхности, горизонтальные оси – расстояния от средних точек профилей)

Результаты картирования сейсмических скоростей и вертикальные разрезы свидетельствуют о существенных различиях в глубинном строении между перечисленными выше регионами. Особенно наглядно эти различия проявляются в пределах верхних 400 км мантии. Так, верхняя ман-

тия до глубин порядка 200 км под регионами интенсивного горообразования Южной Сибири, Западной Монголии и Прибайкалья отличается от платформенных и субплатформенных структур Сибири, Восточной Монголии и Северного Китая более низкими скоростями волн S . Причем на фоне этих скоростей проявляются слои и включения с аномально низкими сейсмическими скоростями. Это свидетельствует в пользу того, что литосфера под рассматриваемыми структурами является более тонкой, чем под платформенными и субплатформенными регионами.

Под высокогорными сооружениями Южной Сибири и Западной Монголии низкоскоростные аномалии проявляются на картах распределения скоростей волн S для глубин 50 и 100 км (рис. 4) в виде обширной области. На карте, соответствующей глубине 100 км, эта область охватывает не только рассматриваемые структуры, но также распространяется под южные и даже центральные регионы Западно-Сибирской плиты. Однако это вступает в противоречие с результатами ранее выполненных исследований, основанных на дисперсии групповых скоростей волн Рэлея [5]. Отмеченное несоответствие, по-видимому, обусловлено слабым разрешением результатов картирования на окраинах по всему периметру области исследования (рис. 2).

Та же самая область на двумерных скоростных разрезах, соответствующих профилям, показанным на рис. 5, проявляется в виде слоя, скорости волн S в котором варьируют в пределах 4,30–4,40 км/с, что является типичным для материала астеносферы. Причем глубина залегания кровли астеносферы изменяется в широких пределах при переходе от одного тектонического региона к другому. Под тектонически активными регионами, такими как области интенсивного горообразования Южной Сибири и Западной Монголии, кровля астеносферы находится либо вблизи подошвы коры, либо непосредственно под ее подошвой, т. е. литосфера под ними, практически, представлена только земной корой.

Байкальская рифтовая зона на картах распределения скоростей поперечных волн слабо выражена на глубинах до 100 км. Незначительное понижение скоростей в ней проявляется только на карте, соответствующей глубине 50 км (профили $I-I'$ и $II-III'$, рис. 6). Возможно, это обусловлено тем, что слой пониженных скоростей в верхах мантии рифтовой зоны по своей толщине не превосходит 15–20 км. Эта оценка соответствует данным ГСЗ, согласно которым мощность низкоскоростного слоя в верхах мантии Байкальской рифтовой зоны варьирует в пределах 20 км, а подстилающий его слой по своим скоростным характеристикам мало отличается от мантийных слоев на этих же глубинах в сопредельных с рифтом платформенных и субплатформенных регионах [6].

На глубинах более 100 км скорости волн S вновь начинают уменьшаться, достигая аномально низких величин на глубинах примерно 140–200 км. Таким образом, под Байкальской рифтовой зоной проявилась структура с двумя низкоскоростными слоями, один из которых распо-

жен непосредственно под подошвой коры, а второй – на указанных выше глубинах. Судя по скоростям распространения волн S , оба этих слоя можно отнести к слоям с астеносферным материалом. Причем сечение вдоль профиля $II - II'$ явно указывает на существование под высокогорными сооружениями Хангая и Саян канала, связывающего нижний астеносферный слой с низкоскоростным включением вблизи подошвы коры под этими структурами (рис. 6). Из этого можно сделать вывод о воздымании астеносферного материала под рассматриваемыми структурами с глубины приблизительно 150 км к подошве коры. При этом нельзя исключить, что аналогичные процессы развиты и в пределах Байкальской рифтовой зоны. Что касается высокоскоростной прослойки между рассмотренными выше низкоскоростными слоями, то ее, по-видимому, можно связать с внедрением окраин Амурской плиты под рифтовую зону.

Мантия древней Сибирской платформы характеризуется максимальными для области исследования сейсмическими скоростями практически во всем диапазоне исследуемых глубин, за исключением тонкого низкоскоростного слоя (астеносферного канала) на глубинах 200–250 км (см. рис. 4, 6). На основании этих данных толщину литосферы Сибирской платформы можно оценить в 200 км. Эта оценка не противоречит данным, полученным другими геофизическими методами [1, 16].

Скорости волн S в слое под подошвой коры субплатформенных структур Забайкалья, Восточной Монголии и Северного Китая мало отличаются от скоростей этих волн на Сибирской платформе. Толщина этого слоя под данными структурами изменяется в пределах 50–70 км. С увеличением глубины скорости поперечных волн под рассматриваемыми структурами постепенно уменьшаются до аномально низких величин на глубинах 150–230 км (рис. 6). Судя по положению кровли низкоскоростного слоя, толщина литосферы под рассматриваемыми структурами составляет примерно 150 км, а астеносферный слой является более развитым по сравнению с аналогичным слоем под Сибирской платформой. Это также не противоречит полученным ранее оценкам [5].

Сравнивая приведенные на рис. 4 карты и данные скоростных разрезов (рис. 6), можно отметить вполне определенную связь между распределением скоростных неоднородностей в литосфере, ее мощностью и уровнем сейсмичности исследуемых регионов. Практически асейсмичными являются платформы на севере области исследования, отличающиеся от структур Монголо-Охотского складчатого пояса мощной, около 200 км, литосферой. Наиболее активными в сейсмическом отношении являются высокогорные регионы на юге Сибири и на западе Монголии, где кровля астеносферы находится вблизи подошвы коры. Субплатформенные регионы Юго-Восточной Монголии и Северного Китая с промежуточной по толщине литосферой (примерно 100–150 км) характеризуются слабой сейсмической активностью.

Особое место среди рассмотренных структур занимает Хангайское сводовое поднятие. Несмотря на то, что это поднятие относится к регионам интенсивного горообразования, по характеру сейсмичности оно мало отличается от регионов умеренного горообразования. Сейсмичность внутри рассматриваемого поднятия проявляется в виде относительно слабых землетрясений, тогда как эпицентры сильных, в том числе и катастрофических землетрясений, приурочены к его периферии [13].

Ранее было установлено, что верхняя часть земной коры («гранитный» слой) данного региона по своим скоростным характеристикам практически не отличается от консолидированной толщи осадков на Сибирской платформе [4]. С другой стороны, в рассматриваемом регионе наблюдаются интенсивные выходы гидротерм [10]. Совокупность этих факторов и наличие низкоскоростного астеносферного материала в непосредственной близости от подошвы коры позволяет предположить, что Хангайское сводовое поднятие ведет себя либо как единый монолитный блок, подпираемый воздымающимся астеносферным материалом, либо относительно слабая сейсмичность в его пределах обусловлена разогревом слагающих земную кору пород вплоть до частичной потери их упругих свойств.

Горизонтальные неоднородности в мантии под подошвой астеносферы, глубина залегания которой варьирует в пределах 200–250 км, практически не связаны с особенностями геологического строения области исследования. Как уже отмечалось, для мантии на всем интервале глубин от подошвы астеносферы до кровли зоны перехода от верхней мантии к нижней (транзитная зона) также характерно наличие низкоскоростных неоднородностей. Несколько неожиданным, на первый взгляд, является присутствие таких включений непосредственно над кровлей транзитной зоны, а также присутствие субвертикальных каналов пониженной скорости, связывающих некоторые из них с вышележащим слоем астеносферы (рис. 6). Кроме того, на юго-восточных окраинах области исследования на трех профилях, два из которых ориентированы с юго-востока на северо-запад (см. рис. 5 и 6, профили $I - I'$, $IV - IV'$), а один в крест их простирания (профиль $V - V'$, там же), в пределах зоны перехода проявились клинообразные высокоскоростные включения.

С современных позиций развитие процессов, способствующих возникновению низкоскоростных и высокоскоростных включений на указанных глубинах, в значительной степени может быть обусловлено погружением Тихоокеанской литосферной плиты под юго-восточные окраины Азиатского континента, происходящим за пределами границ области исследования. В пользу этого свидетельствуют результаты глобальной сейсмической томографии, базирующиеся на невязках времен пробега продольных волн [21]. Погружение Тихоокеанской плиты до глубин примерно 450–500 км происходит, согласно этим данным, под углом порядка 45° и сопровождается роением глубокофокусных землетрясений (зона Беньофа). На глубине, соответствующей зоне перехода от верхней мантии к нижней

(примерно 410–660 км), литосферная плита изгибается и принимает горизонтальное положение. При этом ее горизонтальный участок простирается почти на 1500 км в глубь континента вплоть до восточных регионов Монголии и Забайкалья. Далее она продолжает свое погружение в нижнюю мантию [15].

Ранее, на основании этих данных, была предложена модель, в рамках которой была предпринята попытка объяснить наличие низкоскоростных включений в верхней мантии на глубинах от подошвы астеносферы до кровли транзитной зоны субдукцией Тихоокеанской литосферной плиты со стороны бассейна Японского моря [2]. Этими же процессами, согласно данной модели, объясняются и процессы рифтогенеза в Прибайкалье как обусловленные воздействием верхнемантийных плюмов. Однако следует отметить, что выявленные в представленном исследовании низкоскоростные неоднородности на рассматриваемых глубинах не всегда укладываются в описанную выше схему. В частности, неоднородности на востоке и юго-востоке области исследования на глубинах около 300 км, связанные субвертикальными каналами с астеносферой (рис. 6, профили $IV - IV'$ и $V - V'$), свидетельствуют о том, что происходящие под подошвой астеносферы процессы имеют более сложный характер и требуют дальнейших исследований.

Выводы

Все вышеизложенное позволяет заключить, что мантия исследуемых регионов характеризуется наличием горизонтальных неоднородностей в пределах всего диапазона рассматриваемых глубин. Наиболее контрастные по перепаду сейсмических скоростей неоднородности сосредоточены на интервале глубин между подошвой земной коры и кровлей зоны перехода от верхней мантии к нижней ее части. При этом уровень тектонической активности тех или иных регионов тесно связан с положением кровли астеносферы. Регионы, характеризующиеся высокой сейсмической активностью, отличаются от стабильных платформенных структур существенно более тонкой литосферой.

Наличие низкоскоростных слоев и включений в мантии под подошвой астеносферы, в принципе, можно объяснить на основе предложенной ранее модели [2], связывающей процессы современного горообразования и рифтогенеза с процессами субдукции Тихоокеанской литосферной плиты, генерирующими верхнемантийные плюмы.

Список литературы

1. Егоркин А. В. Строение и свойства верхней мантии // Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР. – М., 1980. – С. 161–171.
2. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии / Ю. А. Зорин [и др.] // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 10. – С. 1060–1074.

3. Кожевников В. М. Горизонтальные неоднородности коры и верхней мантии Азиатского континента по данным поверхностных волн Рэлея / В. М. Кожевников, Л. М. Антонова, Т. Б. Яновская // Изв. АН СССР. Сер. Физика земли. – 1990. – № 3. – С. 3–11.
4. Кожевников В. М. Распределение скоростей волн S в коре и верхней мантии Азиатского континента / В. М. Кожевников, Ю. А. Зорин // Физика Земли. – 1997. – № 7. – С. 61–68.
5. Кожевников В. М. Распределение волн S в литосфере Азиатского континента по данным поверхностных волн Рэлея / В. М. Кожевников, Т. Б. Яновская // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии. – Новосибирск, 2005. – С. 46–64.
6. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / С. В. Крылов [и др.]. – Новосибирск : Наука, 1981. – 105 с.
7. Левшин А. Л. Поверхностные и каналовые сейсмические волны / А. Л. Левшин. – М. : Наука, 1973. – 176 с.
8. Рогожина В. А. Особенности строения верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной по временам пробега волн P от взрывов в Неваде / В. А. Рогожина, В. М. Кожевников // Сейсмичность и глубинное строение Прибайкалья. – Новосибирск, 1978. – С. 22–29.
9. Рогожина В. А. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом / В. А. Рогожина, В. М. Кожевников. – Новосибирск : Наука, 1979. – 104 с.
10. Тепловой режим недр МНР / М. Д. Хуторской [и др.]. – М. : Наука, 1991. – 127 с.
11. Яновская Т. Б. Развитие способов решения задач поверхностно–волновой томографии на основе метода Бэйкуса–Гильберта // Вычислительная сейсмология. – М., 2001. – Вып. 32. – С. 11–26.
12. Bolt B. A. Phase and group velocities of Rayleigh waves in a spherical, gravitating Earth / B. A. Bolt, J. Dorman // J. Geophys. Res. – 1961. – V. 66. – P. 2965–2981.
13. Dugarmaa T. One century of seismicity in Mongolia (1900–2000) / T. Dugarmaa, A. Schlupp // Research Center of Astronomy and Geophysics Mongolian Academy of Sciences. – Ulaanbaatar, 2003.
14. Dziewonski A. M. Preliminary reference Earth model / A. M. Dziewonski, D. L. Anderson // Phys. Earth Planet. Inter. – 1981. – V. 25. – P. 297–356.
15. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone / Y. Fukao [and at. al.] // J. Geophys. Res. – 1992. – V. 97. – P. 4809–4822.
16. Levi K. G. Tectonic movements and thermal evolution of the lithosphere / K. G. Levi, S. V. Lysak // J. Geodynamics. – 1986. – V. 5. – P. 113–123.
17. Li X.–D. Waveform inversion of long–period seismic data for structure / X.–D. Li, T. Tanimoto // Seismic tomography: theory and practice, 1993. – P. 64–91.
18. Poupinet G. On the relation between P–wave travel time residuals and the age of continental plates // Earth and Planet. Sci. Lett. – 1979. – V. 43. – P. 149–161.
19. Yanovskaya T. B. Lateral variations of the upper mantle structure in Eurasia from group velocities of surface waves / T. B. Yanovskaya, L. M. Antonova, V. M. Kozhevnikov // Phys. Earth Planet. Int. – 2000. – V. 122. – P. 19–32.
20. Yanovskaya T. B. 3D S–wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data / T. B. Yanovskaya, V. M. Kozhevnikov // Phys. Earth Planet. Int. – 2003. – V. 138. – P. 263–278.

21. Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // Phys. Earth Planet. Int. – 2004. – V. 146. – P. 3–34.

Solovey O. A., Kozhevnikov V. M.

Distribution of the s-wave velocity in the mantle of central asia from dispersion phase velocities rayleigh wave data

Annotation. The three-dimensional model of the S-wave velocity from dispersion between station phase velocities Rayleigh wave data was obtained. The model reflexes distribution peculiarities of the horizontal mantle heterogeneity in Central Asia within depth interval 50 to 600 km. Dependence among seismic activity of certain structures in Central Asia, their deep structure and lithosphere thickness was revealed.

Key words: Surface waves, phase velocities, S-waves velocities, structure of the mantle.

*Соловей Оксана Анатольевна
Институт земной коры СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
мл. науч. сотрудник
тел.: (395-2) 42-46-80*

*Кожевников Владимир Михайлович
канд. физ.-мат. наук
Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128
ст. науч. сотрудник
тел.: (395-2) 42-46-80
факс: (395-2) 42-69-00*