

ДИСПЕРСИЯ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ ВОЛН РЭЛЕЯ И ТРЕХМЕРНАЯ МОДЕЛЬ СТРОЕНИЯ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

В.М. Кожевников, А.И. Середкина, О.А. Соловей

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

Исследование горизонтальных неоднородностей мантии Центральной Азии было выполнено по данным дисперсии групповых скоростей волн Рэлея для более чем 3200 сейсмических трасс эпицентр—станция. Область исследования ограничена координатами по широте от 40° до 60° с.ш. и по долготе от 80° до 132° в.д. Дисперсионные кривые групповых скоростей основной моды волн Рэлея рассчитывались методом спектрально-временного анализа в пределах диапазона периодов колебаний от 10 до 250 с. В результате методом поверхностно-волновой томографии вычислены карты распределения групповых скоростей для периодов колебаний от 10 до 35 с с шагом по периоду 5 с, от 30 до 100 с — с шагом 10 с и от 100 до 250 с — с шагом 25 с. Для каждой из таких карт путем вычисления эффективного радиуса осреднения (R) получены оценки разрешения, представленные также в виде карт. По результатам картирования в заданных точках области исследования с учетом R восстанавливались локальные дисперсионные кривые групповых скоростей и путем их обращения вычислялись одномерные скоростные разрезы поперечных сейсмических волн. В результате была получена трехмерная модель распределения скоростей волн S в коре и мантии до глубин порядка 700 км. Результаты моделирования свидетельствуют о наличии крупных горизонтальных неоднородностей в мантии на всем интервале исследуемых глубин. Особенности их распределения могут быть связаны как с историей формирования тектонических структур, так и с современными мантийными эндогенными процессами.

Волны Рэлея, групповые скорости, поверхностно-волновая томография, строение мантии.

3D MANTLE STRUCTURE OF CENTRAL ASIA FROM RAYLEIGH WAVE GROUP VELOCITY DISPERSION

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

The mantle structure in Central Asia was investigated by surface-wave tomography from dispersion of the fundamental mode of the Rayleigh wave group velocities along more than 3200 earthquake–station paths within 40° N to 60° N and 80° E to 132° E. The velocities were processed by the frequency–time analysis at periods from 10 to 250 s to obtain their dispersion curves. Then group velocity maps were computed separately for each period, at different sampling intervals: at every 5 s for the short periods from 10 to 30 s, at 10 s for periods between 30 and 100 s, and at 25 s for the longest periods of 100 to 250 s. Resolution was estimated according to the effective averaging radius (R) and presented likewise in the form of maps. To estimate the depths of the revealed inhomogenities, locally averaged dispersion curves were calculated using the group velocity maps, with reference to the radius R , and were then inverted to S -wave velocity–depth profiles. The resulting three-dimensional S -wave velocity structure to depths of about 700 km revealed large lateral inhomogenities through the entire depth range. This pattern may be due to the history of the major tectonic structures, as well as to ongoing processes in the mantle.

Rayleigh waves, group velocities, surface-wave tomography, mantle structure

ВВЕДЕНИЕ

Исследования Байкальской рифтовой зоны и сопредельных с ней регионов Центральной Азии различными геофизическими методами в течение последних 50 лет позволили установить ряд закономерностей в их глубинном строении. На первом этапе наиболее значимые сведения при изучении земной коры и верхов мантии этих районов были получены широко практиковавшимся в 70—80-е годы прошлого века методом глубинных сейсмических зондирований (метод ГСЗ). Благодаря этому методу были получены достоверные оценки толщины земной коры и распределения сейсмических скоростей в коре и верхах мантии Байкальского рифта и прилегающих к нему областей Сибирской платформы [Крылов и др., 1981].

Другим важным результатом явилось выявление запаздываний (порядка 0.8—1.5 с) времен пробега продольных сейсмических волн от удаленных землетрясений в Байкальской рифтовой зоне по отношению к временам пробега этих волн, измеренным на станциях сейсмического профиля Памир—Байкал

1961—1963 гг., пересекавшего Сибирскую платформу в смежных с рифтом регионах [Бугаевский, 1978]. Учет особенностей строения земной коры, по данным ГСЗ [Крылов и др., 1981], под регистрирующими станциями показал, что наиболее существенный вклад в аномальные запаздывания времен пробега вносят различия в строении между верхней мантией рифтовой зоны и Сибирской платформы. На основании совместной интерпретации этих данных и аномалий силы тяжести проф. Ю.А. Зориным была выдвинута гипотеза о наличии в мантии под Байкальской рифтовой зоной мощного диапира с пониженной плотностью слагающего его материала и, соответственно, с пониженными скоростями распространения сейсмических волн [Зорин и др., 1982].

В дальнейшем новые результаты относительно строения мантии рифтовой зоны и сопредельных с ней структур были получены методами сейсмической томографии, базирующимися на характере дисперсии скоростей поверхностных волн, на временах пробега объемных сейсмических волн (в рамках исследования Земли в целом), наряду с методами спектральных отношений и методом функции приемника, основанным на синтезе сейсмических колебаний [Мордвинова, 1983; Кожевников и др., 1990; Wu, Levshin, 1994; Wu et al., 1997; Bijwaard et al., 1998; Yanovskaya et al., 2000; Shapiro, Ritzwoller, 2002; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Zhao, 2004; Мордвинова и др., 2007; Соловей, Кожевников, 2008; Кожевников, Соловей, 2010]. Результаты этих исследований, особенно основанные на данных дисперсии поверхностных волн, показали, что строение верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной существенно отличается от ее гипотетического строения с наличием мощного низкоскоростного диапира [Рогожина, Кожевников, 1979].

В настоящее время авторами данной работы получена представительная выборка дисперсионных кривых групповых скоростей основной моды волн Рэлея в пределах диапазона периодов колебаний 10—250 с для 3200 сейсмических трасс, пересекающих азиатский континент в разных направлениях. Глубинность исследований при указанном диапазоне периодов колебаний соответствует 650—700 км. Количество сейсмических трасс и глубинность метода позволяют получить новые более достоверные сведения по сравнению с результатами предыдущих исследований [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Соловей, Кожевников, 2008; Кожевников, Соловей, 2010] об особенностях строения мантии рассматриваемого региона азиатского континента.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ, МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование особенностей строения мантии Центральной Азии было выполнено в рамках изучения азиатского континента методом поверхностно-волновой томографии по данным дисперсии групповых скоростей основной моды волн Рэлея. В пределы рассматриваемой области попадают такие тектонические регионы, как восточные и юго-восточные окраины Сибирской платформы и ее центральная часть, структуры Монголо-Охотского складчатого пояса. В состав последнего входят области интенсивного горообразования Южной Сибири и Западной Монголии, область умеренного горообразования Центральной Монголии, Байкальская рифтовая зона и субплатформенные регионы Северного Китая, Забайкалья, Восточной и Южной Монголии.

Исходными данными служили записи волн Рэлея от землетрясений на каналах LHZ широкополосных сейсмических станций GSN сетей IRIS с цифровой регистрацией сигналов. Для анализа были выбраны сейсмические события с магнитудой более 5.5, эпицентры которых располагались в пределах и на окраинах азиатского континента, в бассейнах и на островах Тихого и Индийского океанов (рис. 1). Дисперсионные кривые групповых скоростей рассчитывались для сейсмических трасс эпицентр—станция. Эпицентральные расстояния при этом составляли 2000—16000 км, что позволяло оценивать дисперсионные кривые в пределах диапазона периодов колебаний 10—250 с. Глубинность метода при этом диапазоне периодов близка к 650—700 км.

Вычисление групповых скоростей осуществлялось методом спектрально-временного анализа (метод СВАН), представляющего собой аналог многоканальной узкополосной фильтрации [Levshin et al., 1972]. Метод позволяет выделять дисперсионные кривые групповых скоростей непосредственно из исходных сигналов. Пример расчета дисперсионной кривой групповых скоростей методом СВАН приведен на рис. 2. Таким образом была сформирована представительная выборка дисперсионных кривых для более чем 3200 сейсмических трасс эпицентр—станция, пересекающих азиатский континент в разных направлениях.

Полученные дисперсионные кривые использовались в качестве исходных данных при картировании групповых скоростей методом поверхностно-волновой томографии. Этот метод, основанный на решении двумерной задачи томографии для случая сферической поверхности, позволяет оценить разрешение результатов картирования путем вычисления эффективного радиуса осреднения R и в итоге восстановить трехмерную скоростную структуру среды по данным дисперсии групповых или фазовых скоростей поверхностных волн [Яновская, 2001; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003].

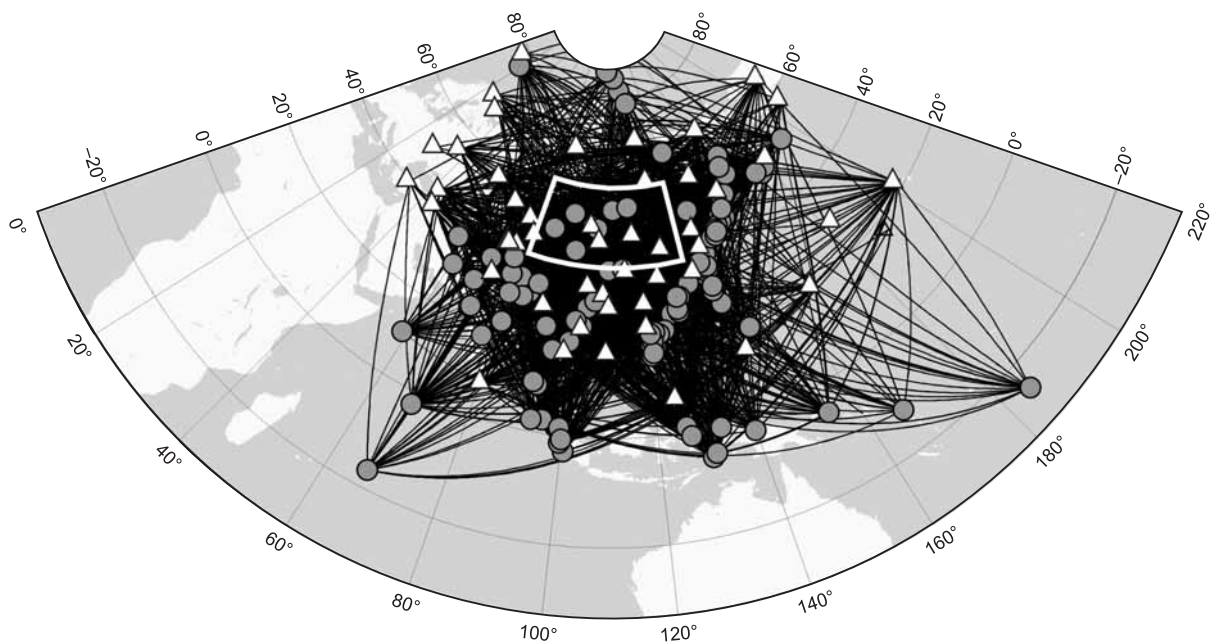


Рис. 1. Используемые сейсмические трассы.

Эпицентры землетрясений обозначены кружками, сейсмические станции — треугольниками. Область исследования показана белым контуром.

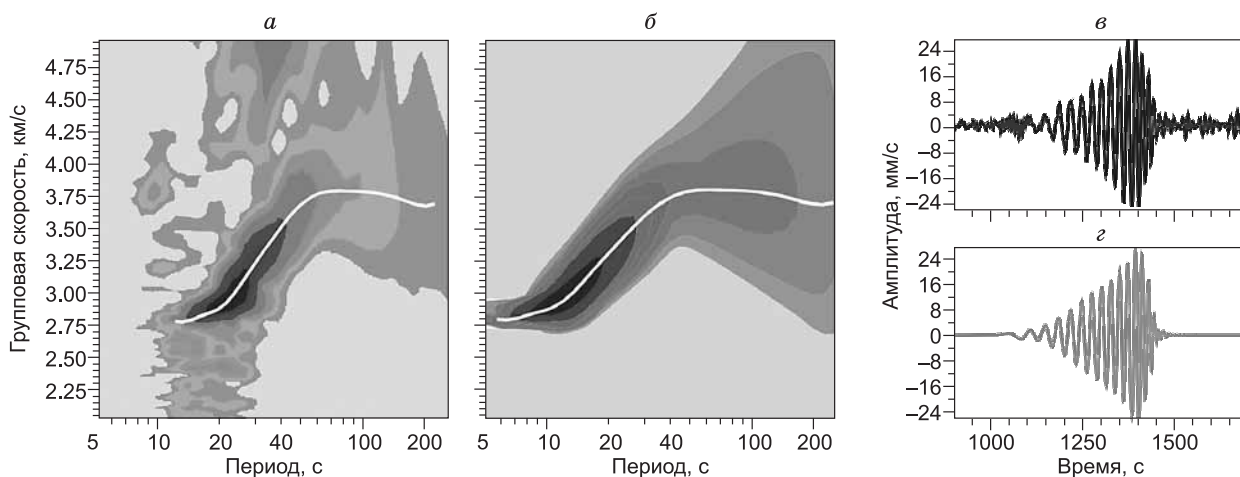


Рис. 2. Пример обработки записи волн Рэлея на вертикальной компоненте (LHZ) цифровой сейсмической станции ВJT от землетрясения 14 января 2008 г. ($M_w = 5.8$) методом спектрально-временного анализа.

a, б — СВАН-диаграммы исходного (*а*) и отфильтрованного (*б*) сигналов соответственно; дисперсионные кривые групповой скорости обозначены на диаграммах белыми линиями.

В результате были получены карты распределения групповых скоростей основной моды волн Рэлея в пределах области исследования, ограниченной по долготе 80° — 132° в.д. и по широте 40° — 60° с. ш. (см. рис. 1). Эти карты, согласно используемой методике, вычислялись отдельно для каждого из заданных периодов колебаний. Всего таким образом было построено 18 карт с переменным по периоду шагом. Для интервала периодов колебаний от 10 до 30 с этот шаг составлял 5 с, от 30 до 100 с — 10 с и от 100 до 250 с — 25 с. Примеры таких карт в виде вариаций групповых скоростей относительно их средних значений для области исследования приведены на рис. 3. Для каждой из них были получены оценки разрешения. Согласно этим оценкам, эффективный радиус осреднения, который зависит глав-



Рис. 3. Карты вариаций групповых скоростей волн Рэлея.

Цифры у изолиний — вариации групповых скоростей в процентах. Над каждой картой приведены соответствующие период и средняя групповая скорость (U_{cp}).

ным образом от плотности покрытия того или иного участка области исследования сейсмическими трассами, варьирует приблизительно от 300 км в центральной части этой области до 400 км на ее периферии (рис. 4). Близкие оценки разрешения результатов картирования по горизонтали получены и в работе [Priestley et al., 2006].

Полученные карты вариаций групповых скоростей свидетельствуют о том, что кора и мантия рассматриваемых регионов характеризуются наличием крупномасштабных (в пределах оценок разрешения) горизонтальных неоднородностей (см. рис. 3). Эти неоднородности проявляются в виде зон повышенных градиентов скорости на границах различающихся по тектоническим признакам структур и в виде локальных максимумов и минимумов групповых скоростей. На всех приведенных на рис. 3 картах видно, что групповые скорости варьируют в пределах от -6% до $+6\%$ по отношению к средним для каждого периода колебаний скоростям. Несмотря на сложную конфигурацию изолиний вариаций групповых скоростей, на картах проявляется ряд общих закономерностей в их распределении. А именно: повышенные на $1.0\text{--}2.5\%$ скорости, соответствующие периодам колебаний от 50 до 150 с, где на характер

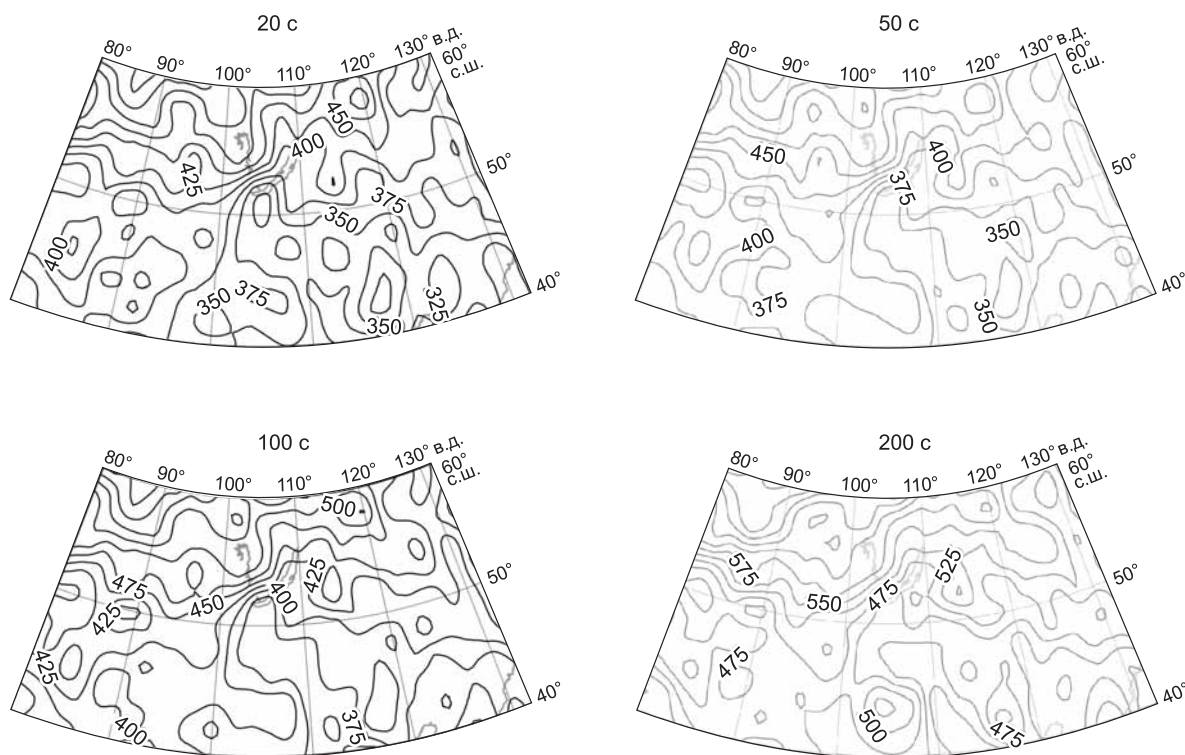


Рис. 4. Примеры карт эффективного радиуса осреднения (R , км) для соответствующих периодов.

дисперсии поверхностных волн влияют в основном особенности строения мантийной части литосферы и астеносфера [Ritzwoller, Levshin, 1998], приурочены к платформенным и субплатформенным структурам. Тектонически-активные структуры, такие как области интенсивного горообразования на юге Сибири и на западе Монголии, проявляются как области пониженных от -1 до -6 % групповых скоростей (см. рис. 3), т.е. особенности распределения скоростных горизонтальных неоднородностей в мантии коррелируются с геологическим строением рассматриваемой области. Для периодов колебаний более 150 с, где на характер дисперсии скоростей поверхностных волн оказывают влияние подастеносферные слои верхней мантии и верхние 200 — 250 км нижней мантии, такая связь отсутствует.

Однако карты распределения групповых скоростей способны дать только общее представление о распределении крупномасштабных горизонтальных неоднородностей в коре и мантии Центральной Азии. По результатам такого картирования невозможно корректно определить их распределение по глубине. Поэтому была предпринята попытка восстановления трехмерной скоростной структуры среды. С этой целью по результатам картирования в точках области исследования, заданных с шагом порядка 2° по широте и долготе, были рассчитаны дисперсионные кривые групповых скоростей (локальные дисперсионные кривые). Выбор точек был обусловлен разрешением результатов томографии (см. рис. 4). Далее путем обращения локальных дисперсионных кривых для каждой из них вычислялись одномерные скоростные разрезы поперечных волн (волн S). Вычисление скоростных разрезов осуществлялось по программе, разработанной в ИТПЗ РАН под руководством проф. А.Л. Левшина. Алгоритм программы основан на формализме Бэйкуса—Гильберта [Bakus, Gilbert, 1968]. В качестве начальной модели использовалась стандартная модель PREM [Dziewonski, Anderson, 1981]. В результате была получена трехмерная модель распределения скоростей волн S в мантии Центральной Азии. На основании этой модели построены карты вариаций скоростей поперечных сейсмических волн по отношению к их средним значениям для глубин от 50 до 700 км с шагом по глубине 50 км (рис. 5) и двумерные скоростные разрезы волн S вдоль профилей, пересекающих основные тектонические структуры области исследования (рис. 6 и 7). Вариации групповых скоростей имеют смысл отклонений (%) от средних для области исследований скоростей на каждой из заданных глубин. По имеющимся оценкам, методом шахматной доски разрешение по глубине составляет порядка 30 км [Priestley et al., 2006]. Однако ранее выполненные автором оценки указывают на то, что с увеличением глубины разрешение уменьшается, что приводит, в свою очередь, к необходимости увеличения мощностей слоев в моделях [Кожевников, Бармин, 1989].

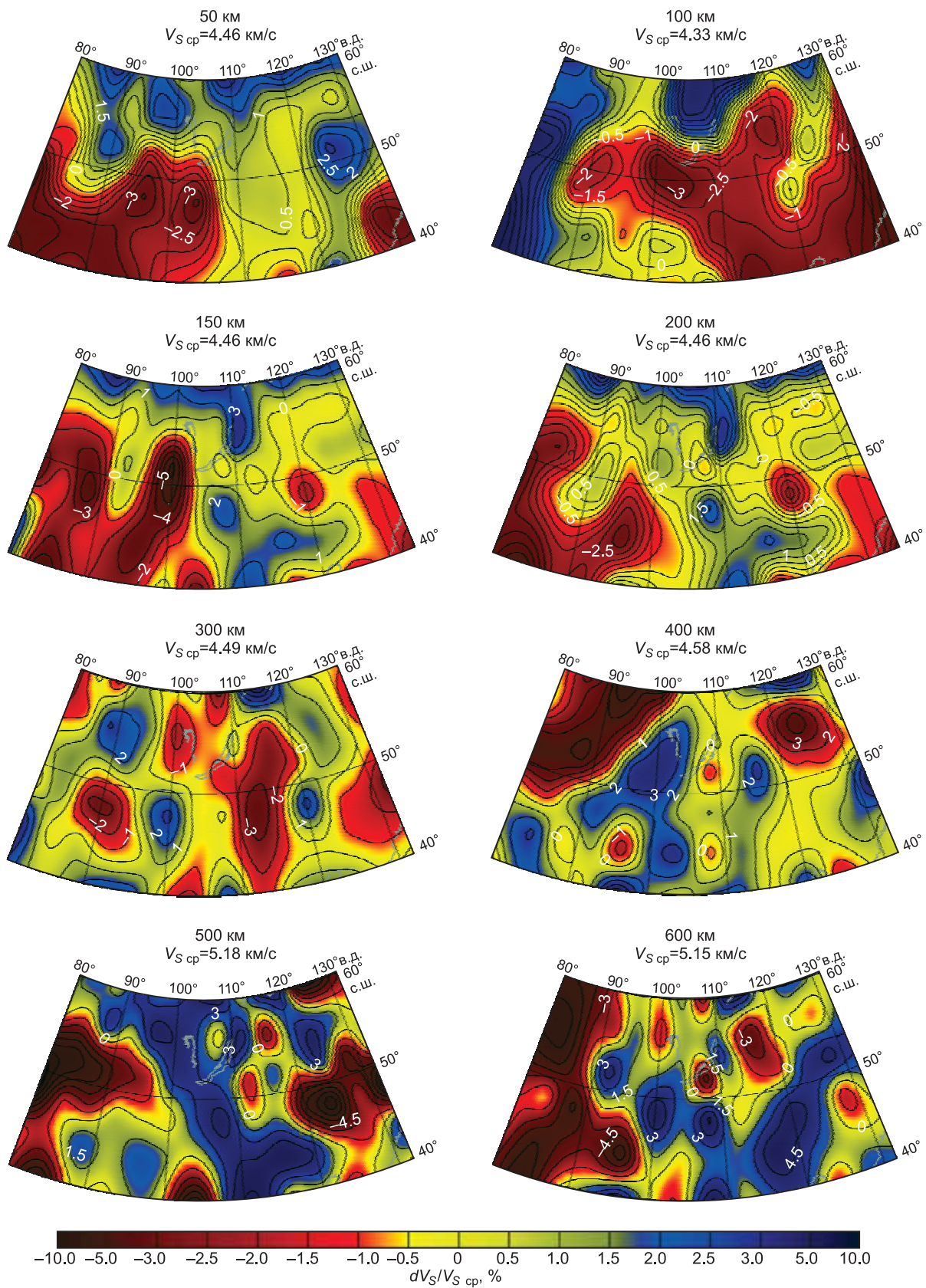


Рис. 5. Карты вариаций скоростей поперечных волн.

Цифры у изолиний — вариации скоростей поперечных волн в процентах. Над каждой картой приведены соответствующие глубина и средняя скорость ($V_{S\text{cp}}$).

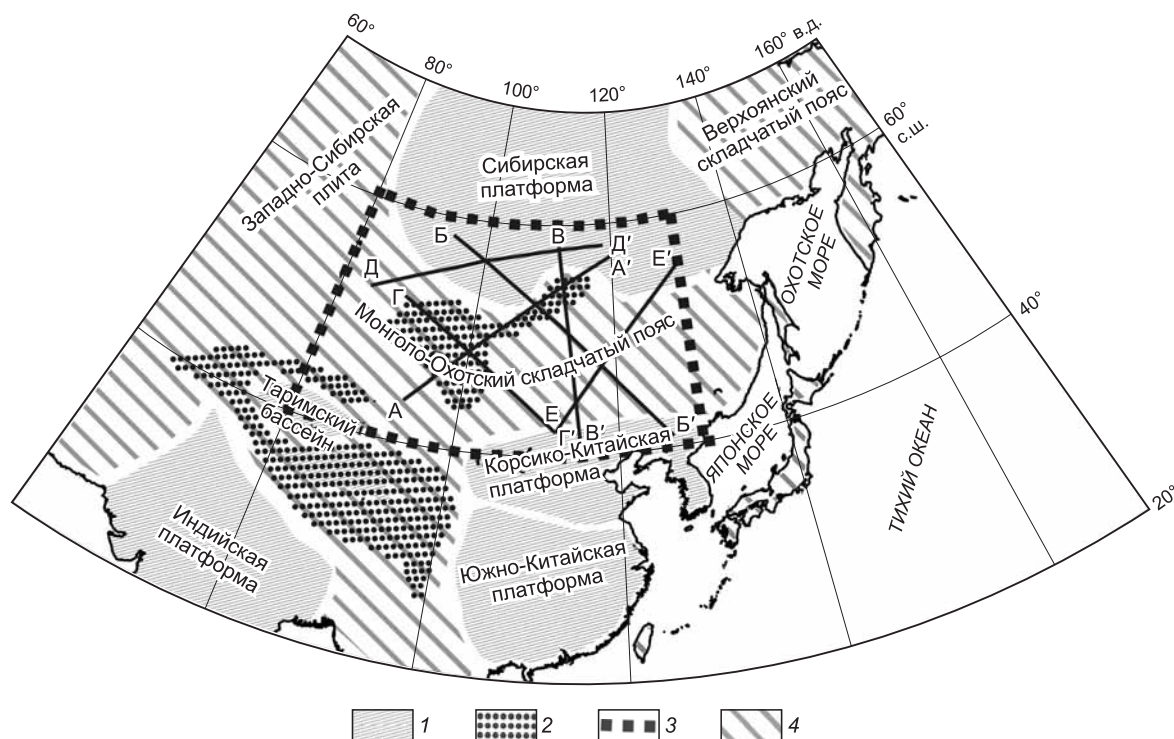


Рис. 6. Положение профилей, для которых рассчитаны двумерные скоростные разрезы поперечных волн.

1 — платформы, 2 — области современного интенсивного горообразования, 3 — границы области исследования, 4 — области складчатости.

Анализ карт вариаций скоростей волн S и двумерных скоростных разрезов позволяет заключить, что, как и в случае карт распределения групповых скоростей, строение мантии рассматриваемых регионов Центральной Азии как в горизонтальных направлениях, так и по вертикали характеризуется существенными неоднородностями. Эти неоднородности, в виде чередования низкоскоростных слоев и включений с высокоскоростными, прослеживаются на всем интервале исследуемых глубин. Но наиболее значимые по перепаду скоростей неоднородности сосредоточены в верхней мантии от ее кровли до глубины ~ 400 км. Особенно наглядно это отражается на скоростных разрезах, построенных вдоль профилей, пересекающих различающиеся по тектоническим признакам основные геологические структуры континента (см. рис. 6, 7). Видно, что наиболее развитым по толщине является низкоскоростной слой, скорость в котором изменяется в пределах $4.30\text{--}4.40$ км/с на глубинах $\sim 80\text{--}250$ км, представляющий собой астеносферный канал. Нижняя граница этого слоя под всеми пересекаемыми профилями структурами находится приблизительно на одном уровне, тогда как его кровля варьирует по глубине в широких пределах. Под высокогорными сооружениями Южной Сибири и Западной Монголии она расположена вблизи подошвы коры. При переходе же от структур складчатых поясов к платформенным регионам на севере континента кровля астеносферы резко погружается до глубины порядка 200 км с последующим выклиниванием астеносферного канала до толщины менее 50 км.

Особый интерес представляет строение мантии Байкальской рифтовой зоны. Сведения, полученные в данной работе и в результате предыдущих исследований [Крылов и др., 1981; Кожевников, Соловей, 2010], указывают на неоднородную структуру мантии рифтовой зоны как в горизонтальных направлениях, так и по вертикали (см. рис. 7). На всех двумерных скоростных разрезах вдоль профилей, секущих рифтовую зону, наблюдается сложное расслоение верхней мантии (см. рис. 7). В ней выделяются два слоя пониженной скорости ($4.30\text{--}4.40$ км/с). Один из них толщиной порядка $15\text{--}20$ км находится непосредственно под подошвой коры, второй — в пределах глубин $\sim 100\text{--}250$ км. Слой между ними (мощность порядка 40 км) характеризуется повышенной до ~ 4.50 км/с скоростью поперечных волн, типичной для литосферы субплатформенных структур Забайкалья и Северного Китая.

На основании изложенного выше можно заключить, что характер распределения горизонтальных неоднородностей отражает как современные эндогенные процессы в мантии, так и процессы, связанные с историей формирования азиатского континента. Древние платформенные регионы, расположенные на

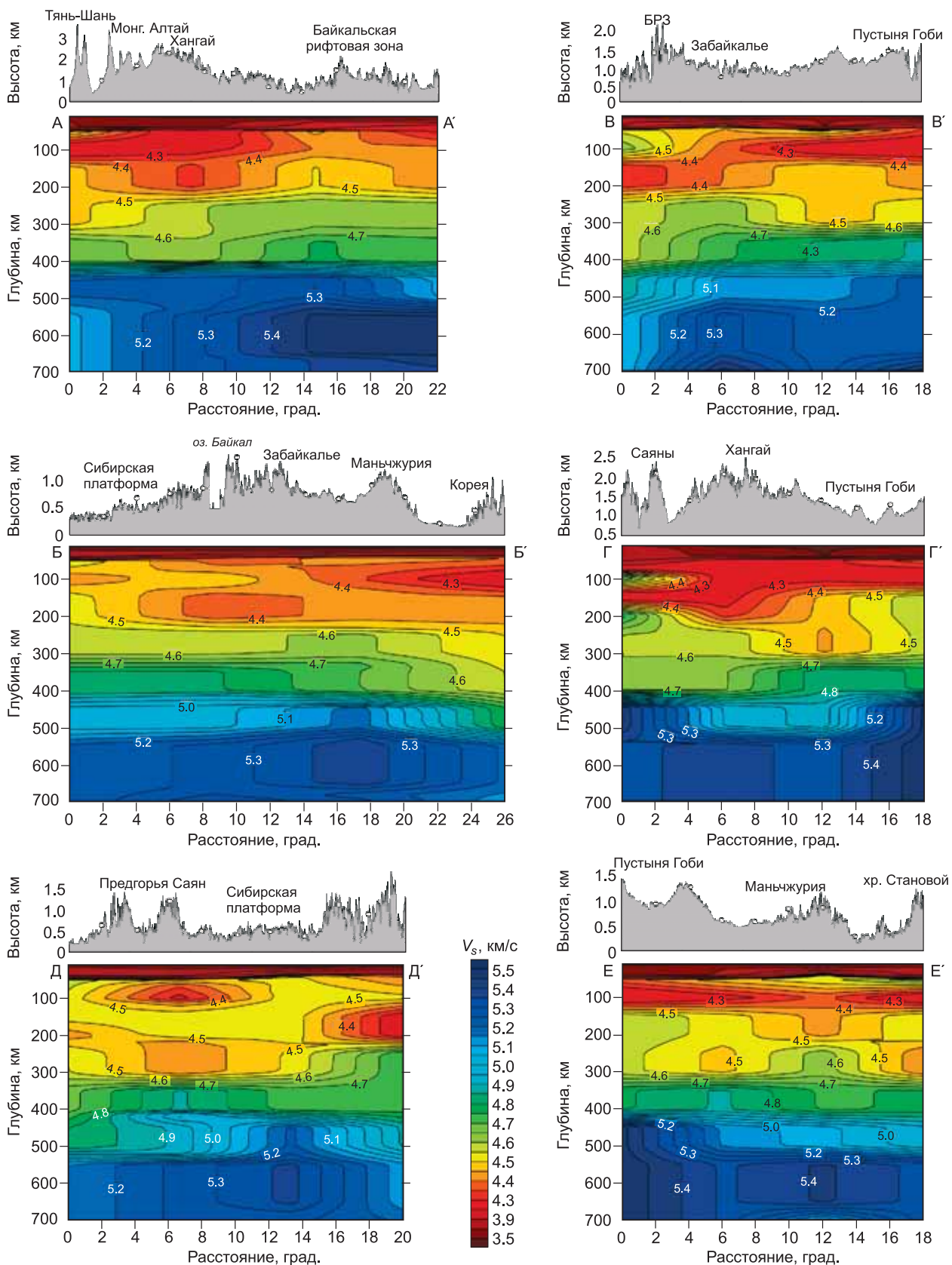


Рис. 7. Скоростные разрезы поперечных волн.

Над разрезами приведен рельеф вдоль профилей с указанием высот над уровнем моря. Белые кружки — точки на профиле, в которых восстанавливались дисперсионные кривые и вычислялись одномерные скоростные разрезы волн S .

севере континента, по своему глубинному строению существенно отличаются от структур Монголо-Охотского складчатого пояса как по толщине литосферы, так и по мощности астеносферного слоя. Астеносферный канал под структурами данного пояса имеет существенно большую толщину, чем под платформенными структурами.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные карты скоростей поперечных волн и двумерные скоростные разрезы являются в значительной мере усредненными. Карты распределения групповых скоростей в Центральной Азии получены на основе достаточно представительной выборки исходных данных. Их вычисление осуществлялось с параметром регуляризации 0.2, что соответствует приемлемой сглаженности результатов картирования по горизонтали. Однако при расчете локальных дисперсионных кривых групповых скоростей их значения в окрестностях выбранных точек также подвергались усреднению. Использование при построении карт распределения сейсмических скоростей и скоростных разрезов методик, основанных на двумерных сплайнах, также вносит вклад в сглаженность получаемых данных. Поэтому результаты картирования во всех случаях существенно сглажены и позволяют судить только о распределении наиболее крупномасштабных горизонтальных неоднородностей в мантии рассматриваемых регионов.

В результате проведенных исследований были получены новые сведения о строении мантии Центральной Азии до глубины порядка 700 км. Было показано, что мантия в пределах области исследования характеризуется наличием горизонтальных неоднородностей на всем интервале исследуемых глубин. Но наиболее существенные по перепаду сейсмических скоростей горизонтальные неоднородности приурочены к верхней 400-километровой толще мантии. На этих глубинах на общем фоне увеличения скорости с глубиной наблюдается чередование низкоскоростных слоев и включений с высокоскоростными. Литосфера различающихся по тектоническим признакам структур имеет разную толщину. Наиболее мощная литосфера (порядка 200 км) наблюдается под платформенными регионами на севере континента, тогда как под структурами Монголо-Охотского складчатого пояса ее толщина варьирует в пределах 50—150 км. Наиболее тонкая литосфера отмечена под высокогорными регионами Южной Сибири и Западной Монголии. Кровля астеносферы здесь находится в непосредственной близости от подошвы коры. Возможно, это связано с наличием под этими структурами горячей точки, обусловленной глубинными процессами в мантии (глубинным плюмом). Хотя, с другой стороны, это можно объяснить и процессами субдукции литосферы под восточные окраины континента. Низкоскоростной разогретый материал, накапливающийся вследствие этих процессов, внедряется в континентальную астеносферу и проникает за счет тепловой конвекции в мантию высокогорных сооружений. Этим, в принципе, также можно объяснить наличие мощных низкоскоростных включений под высокогорными сооружениями Южной Сибири и Западной Монголии.

Астеносферный канал под рассматриваемыми геологическими провинциями существенно различается по толщине. Его мощность под структурами Монголо-Охотского складчатого пояса изменяется в пределах 80—100 км, в то время как под древними платформами она близка к 50 км. При этом нижняя граница астеносферы под всеми исследуемыми регионами мало изменяется по глубине, варьируя в пределах 200—250 км. На основании полученных результатов можно заключить, что по своей скоростной структуре астеносфера также неоднородна. Скорости в этом слое могут изменяться в пределах от 4.30 до 4.40 км/с.

Ранее для рассматриваемых регионов была вычислена трехмерная модель распределения скоростей поперечных волн по данным дисперсии фазовых скоростей волн Рэлея на участках между парами регистрирующих станций [Кожевников, Соловей, 2010]. В целом эти результаты не противоречат изложенным выше выводам. Однако карты распределения скоростей поперечных волн для одних и тех же глубин в ряде случаев существенно отличаются одна от другой. Эти различия можно объяснить ограниченным количеством межстанционных сейсмических трасс (всего 64 трассы) и, как следствие, сильной сглаженностью полученных результатов — эффективный радиус осреднения изменялся в пределах от 500 км в центральной части области исследования до 900—1000 км на периферии. В данной работе была получена выборка дисперсионных кривых групповых скоростей для 3200 трасс эпицентр—станция (см. рис. 1). Эффективный радиус осреднения изменялся при этом в пределах 350—500 км (см. рис. 4). Это позволило получить более детальную картину распределения горизонтальных неоднородностей в мантии рассматриваемых регионов.

Многие вопросы, связанные с геодинамикой Байкальского рифта, его пространственной изолированностью и особым положением на азиатском континенте, до сих пор не находят однозначного ответа [Molnar, Tapponnier, 1975; Logatchev, Florensov, 1978; Зоненшайн, Савостин, 1979; Zorin et al., 1990; Логачев, 2003; Зорин и др., 2006]. Полученная в данной работе информация о глубинном строении данного региона позволяет на качественном уровне составить представление о причинах образования Байкаль-

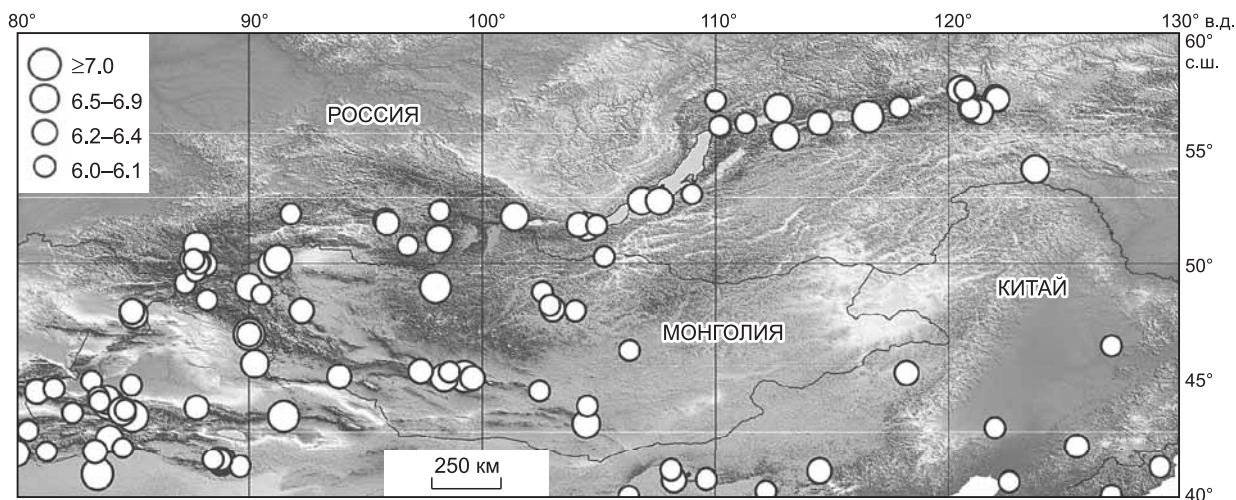


Рис. 8. Карта эпицентров сильных землетрясений ($M \geq 6.0$)

ской рифтовой зоны. Процессы рифтогенеза в ней развиваются на стыке Сибирской платформы и Амурской плиты. Наличие непосредственно под подошвой коры низкоскоростного слоя, отделенного от астеносферы слоем со скоростями, типичными для субплатформенных структур Монголо-Охотского складчатого пояса типа Амурской плиты, дает основания предположить, что именно на границах, в зоне контакта платформы и этой плиты, происходит выталкивание разогретого пластичного вещества из астеносферы. Этот процесс может быть обусловлен общей направленностью движения литосферных плит и разницей между мощностью слоя астеносферы под структурами Монголо-Охотского складчатого пояса и Сибирской платформой. Растекание этого вещества у подошвы земной коры направлено в сторону от стабильного литосферного блока древней Сибирской платформы и совпадает с общим направлением движения литосферных плит. Внедрение вещества астеносферы под кору вызвало образование обширного пологого подъема земной коры — регионального Байкальского свода, а горизонтальное его растекание в юго-восточном направлении создало растягивающие напряжения в земной коре. В пользу этого предположения свидетельствует также тот факт, что эпицентры наиболее мощных землетрясений с магнитудой 6.0 и более приурочены к зоне глубинных разломов на западных и северо-восточных границах рифтовой зоны (рис. 8). На интенсивность эндогенных процессов в мантии и их приуроченность к этим разломам указывают и повышенные значения теплового потока (порядка 60—70 мВт/м²) в зоне их влияния [Лысак, 1998; Голубев, 2007]. Аналогичного взгляда на процессы рифтогенеза в Прибайкалье придерживаются и в статье К. И. Кузнецовой с соавторами [Кузнецова и др., 2004].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе результатов данного исследования можно заключить, что на всем интервале исследуемых глубин от подошвы земной коры и до ~700 км мантия характеризуется наличием крупномасштабных горизонтальных неоднородностей. Наиболее существенными по перепаду скоростей являются неоднородности до глубины порядка 400 км. Неоднородности в литосфере тесно связаны с геологическим строением области исследования. На глубинах более 250 км таких связей не наблюдается. Под тектонически-активными регионами, такими как высокогорные сооружения Южной Сибири и Западной Монголии, кровля астеносферы находится в непосредственной близости к подошве коры. При переходе к платформенным и субплатформенным структурам она плавно погружается, достигая глубин ~200 км под Сибирской платформой. Мощность астеносферного слоя под структурами Монголо-Охотского складчатого пояса варьирует в пределах 80—150 км, тогда как под Сибирской платформой этот слой утоняется до ~50 км. Результаты как данного, так и предыдущих исследований [Кожевников, Соловей, 2010] свидетельствуют о том, что верхняя мантия под Байкальской рифтовой зоной имеет существенно более сложное строение, чем предполагалось гипотезой о наличии в ней крупного низкоскоростного диапира, охватывающего глубины от подошвы коры до ~700 км [Рогожина, Кожевников, 1979]. Полученные результаты также указывают на то, что процессы рифтогенеза в Прибайкалье обусловлены общей направленностью перемещения литосферных плит и являются следствием выдавливания пластичного материала астеносферы под подошву коры в ослабленных зонах на границах между Сибирской платформой и Амурской плитой, входящей в состав Монголо-Охотского складчатого пояса.

Исследование выполнено при поддержке РФФИ, грант 11-05-00837, и интеграционного проекта, грант ОНЗ № 7.7.

ЛИТЕРАТУРА

Бугаевский Г.Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев, Наук. думка, 1978, 184 с.

Голубев В.А. Кондуктивный и конвективный вынос тепла в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск, Акад. изд-во «Гео», 2007, 222 с.

Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М., Недра, 1979, 312 с.

Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск, Наука, 1982, 93 с.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М., Рассказов С.В., Иванов А.В. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (10), с. 1060—1074.

Кожевников В.М., Бармин М.П. Дисперсионные кривые групповых скоростей волн Рэлея для ряда регионов Азиатского континента // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1989, № 9, с. 16—25.

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., Антонова Л.М., Яновская Т.Б. Горизонтальные неоднородности коры и верхней мантии Азиатского континента по данным поверхностных волн Рэлея // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1990, № 3, с. 3—11.

Кузнецова К.И., Лукина Н.В., Ребецкий Ю.Л., Михайлова А.В., Кучай О.А. Деформация земной коры и верхней мантии Восточной Сибири. К проблеме внутриконтинентального орогенеза // Физика Земли, 2004, № 7, с. 3—12.

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.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (5), с. 391—406.

Лысак С.В. Тепловой поток континентальных рифтовых зон. Новосибирск, Наука, 1988, 200 с.

Мординова В.В. Применение метода отношения амплитудных спектров сейсмических колебаний для изучения Прибайкалья // Изв. АН СССР, Физика Земли, 1983, № 11, с. 74—82.

Мординова В.В., Дешам А., Дугармаа Т., Девершер Ж., Улзийбат М., Саньков В.А., Артемьев А.А., Перро Ж. Исследование скоростной структуры литосферы на Монголо-Байкальском трансекте 2003 по обменным *SV*-волнам // Физика Земли, 2007, № 2, с. 21—32.

Рогожина В.А., Кожевников В.М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом. Новосибирск, Наука, 1979, 104 с.

Соловей О.А., Кожевников В.М. Трехмерная скоростная модель верхней мантии Центральной Азии // ДАН, 2008, т. 421, № 3, с. 399—401.

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.

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

Bijwaard H., Spakman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // *J. Geophys. Res.*, 1998, v. 103, p. 30055—30078.

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

Levshin A.L., Pisarenko V.F., Pogrebensky G.A. On a frequency-time analysis of oscillations // *Ann. Geophys.*, 1972, v. 28, p. 211—218.

Logatchev N.A., Florensov N.A. The Baikal system of rift valleys // *Tectonophysics*, 1978, v. 45, p. 1—13.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.

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

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

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.

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

Wu F.T., Levshin A.L., Kozhevnikov V.M. Rayleigh wave group velocity tomography of Siberia, China and vicinity // *Pure Appl. Geophys.*, 1997, v. 149, p. 447—473.

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. Inter.*, 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. Inter.*, 2000, v. 122, p. 19—32.

Zhao D. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2004, v. 146, p. 3—34.

Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Structure of the lithosphere of the Mongolian — Siberian Mountainous Province // *J. Geodynamics*, 1990, v. 11, p. 327—342.

Рекомендована к печати 23 мая 2013 г.

М.И. Эповым

Поступила в редакцию

11 марта 2013 г.