

АНИЗОТРОПИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА ПО ГРУППОВЫМ СКОРОСТЯМ ВОЛН РЭЛЕЯ И ЛЯВА

Т.Б. Яновская, В.М. Кожевников*

Санкт-Петербургский государственный университет, 198504, Санкт-Петербург, Петродворец, ул. Ульяновская, 1, Россия
* *Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия*

Методом спектрально-временного анализа определены дисперсионные кривые групповых скоростей волн Лява и Рэлея в интервале периодов 10—150 с по трассам, пересекающим Центральную Азию и Сибирь. К ним добавлены данные, предоставленные Центром томографических исследований (Боулдер, Колорадо), так что общее число трасс, по которым были измерены групповые скорости, составляло от 2500 до 4000 в зависимости от периода. Методом двумерной сейсмической томографии построены карты распределения групповых скоростей для отдельных периодов. По локальным дисперсионным кривым волн Лява и Рэлея строились вертикальные скоростные разрезы — совместно по двум типам волн и отдельно для волн *SV* (по данным волн Рэлея) и для волн *SH* (по данным волн Лява). Показано, что скорость волн *SH* в коре и верхней мантии до глубины ~300 км превышает скорость волн *SV*. По полученным скоростным разрезам определялся средний коэффициент анизотропии в интервалах глубин от границы Мохо до 100 км, от 100 до 200 км и от 200 до 300 км. Анизотропия наиболее выражена в интервале 100—200 км, т. е. в астеносфере. При этом коэффициент анизотропии оказывается тем выше, чем ниже скорость в астеносфере. Анизотропия максимальна в областях современного орогенеза, тогда как в стабильных платформенных зонах она ничтожно мала.

Поверхностные волны, групповая скорость, верхняя мантия, анизотропия, Азия.

UPPER MANTLE ANISOTROPY BENEATH THE ASIAN CONTINENT FROM GROUP VELOCITIES OF RAYLEIGH AND LOVE WAVES

T.B. Yanovskaya and V.M. Kozhevnikov

Upper mantle anisotropy in Asia was investigated by inversion of Love and Rayleigh wave group velocity dispersion curves obtained by the FTAN procedure at periods between 10 and 150 s along paths that traverse Central Asia and Siberia. Our data were supplemented with data from the Center for Imaging the Earth's Interior (Boulder, Colorado), and 2500 to 4000 paths, depending on period, were used altogether. Locally averaged group velocity dispersion curves for Love and Rayleigh waves obtained by 2D seismic tomography for different periods were inverted to velocity-depth profiles, jointly and separately for *SV* (Rayleigh) and *SH* (Love) waves. *SH* waves have higher velocities than *SV* waves in the crust and upper mantle to a depth of ~300 km. The velocity profiles were used to estimate the mean anisotropy coefficient over depth intervals from the Moho to 100 km, from 100 to 200 km, and from 200 to 300 km. Anisotropy is the most prominent between 100 and 200 km, i.e., in the asthenosphere and in anticorrelation with asthenospheric velocity: The lower the velocity, the higher the anisotropy coefficient. Anisotropy is the greatest beneath active deforming regions and vanishing in stable cratonic areas.

Surface waves, group velocity, upper mantle, anisotropy, Asia

ВВЕДЕНИЕ

Многочисленные исследования строения Земли на основе анализа поверхностных и объемных волн показывают, что верхняя мантия Земли является анизотропной. По данным поверхностных волн обнаруживается как вертикальная, так и азимутальная анизотропия скоростей сейсмических волн. Вертикальная анизотропия проявляется в различии скоростей волн *SV* и *SH*, получаемых путем интерпретации дисперсионных кривых волн Рэлея и Лява. Еще в 80-х гг. было показано, что дисперсионные кривые групповых скоростей волн Лява и Рэлея невозможно объяснить одним и тем же скоростным разрезом [1, 2]. Средняя для Земли анизотропия (относительная разница скоростей *SH*- и *SV*- волн) является одним из параметров стандартной модели Земли PREM [3]: ее максимальная величина для волн с периодом 200 с составляет 4,8 % под границей Мохо, а начиная с глубины 220 км она становится равной нулю.

Анизотропия различна в разных областях земного шара, и она может характеризовать свойства вещества наряду со значениями скоростей, а также историю развития данной структуры и современные процессы. Так, в работе [4] было показано, что в океанической мантии ее величина коррелирует с возрастом океанического дна.

В данной работе такое исследование выполнено для обширного региона Центральной Азии, включая Сибирскую платформу и окраинные моря. Ранее [5, 6] на основе групповых скоростей волн Рэлея было

построено трехмерное распределение скоростей поперечных волн (SV) в этом регионе. В настоящей работе аналогичное исследование выполнено на основе данных о групповых скоростях волн Лява, кроме того, пересмотрены и уточнены результаты, полученные по данным волн Рэлея. Таким образом, удалось построить независимо скоростные разрезы для волн SV и SH в разных точках исследуемой территории и тем самым оценить распределение анизотропии.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Дисперсионные кривые групповых скоростей основной моды волн Лява вычислялись по записям землетрясений на широкополосных сейсмических станциях мировой сети, расположенных в пределах азиатского региона. Эпицентры использовавшихся для вычислений землетрясений (с $M > 5,5$) также располагались в пределах этого региона. Отбор записей осуществлялся исходя из уровня соотношения сигнал/шум. Всего в работе было использовано 81 землетрясение за период с 1998 по 2004 г. (рис. 1).

При вычислениях групповых скоростей использовались записи поверхностных волн на горизонтальных компонентах LHN и LNE. Предварительно все записи пересчитывались в смещения с учетом фазовых задержек регистрирующей аппаратуры. Затем, учитывая поляризацию волн Лява, осуществлен переход от системы координат N—S, E—W к системе с радиальной и трансверсальной компонентами. Все эти преобразования выполнялись с помощью соответствующих программ пакета SAC.

Групповые скорости волн Лява вычислялись методом спектрально-временного анализа сейсмических сигналов на трансверсальных компонентах [7, 8]. В результате была получена выборка дисперсионных кривых в пределах интервала периодов 10—150 с для 1242 сейсмических трасс. Эпицентральные расстояния при этом изменялись в пределах ~1000—9000 км. Поэтому не все результаты были получены в указанном диапазоне периодов и были дополнены предоставленными нам Центром томографических исследований (ЦТИ, Боулдер, Колорадо) данными о групповых скоростях по трассам, пересекающим этот регион. Таким образом, всего количество используемых данных варьировало от 1500 до 4000 в зависимости от периода.

Кроме того, для уточнения результатов по волнам Рэлея данные, использованные в работе [6], были также дополнены данными из ЦТИ, для того чтобы локальные дисперсионные кривые, получаемые методом двумерной томографии, характеризовались приблизительно одинаковым разрешением.

Воспроизводимость дисперсионных кривых проверялась сравнением групповых скоростей для близкорасположенных трасс. Скорости, отличающиеся одна от другой на величину более 0,1 км/с, отбраковывались.

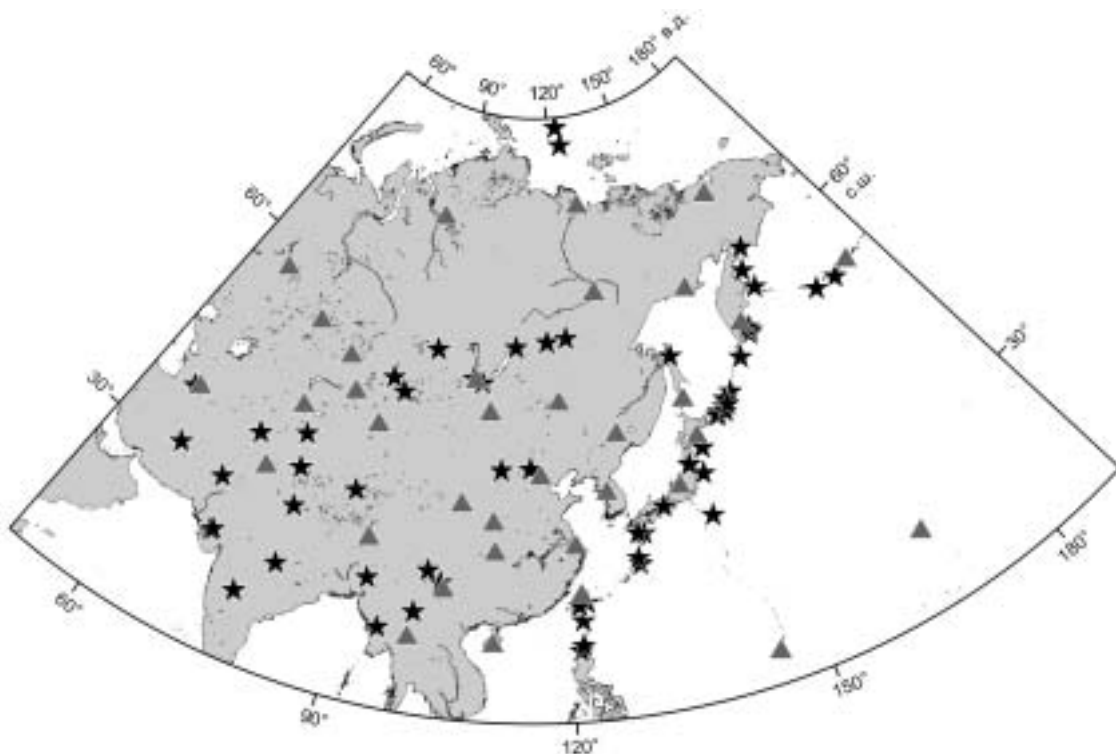


Рис. 1. Расположение станций (треугольники) и эпицентров (звездочки) в регионе исследования.

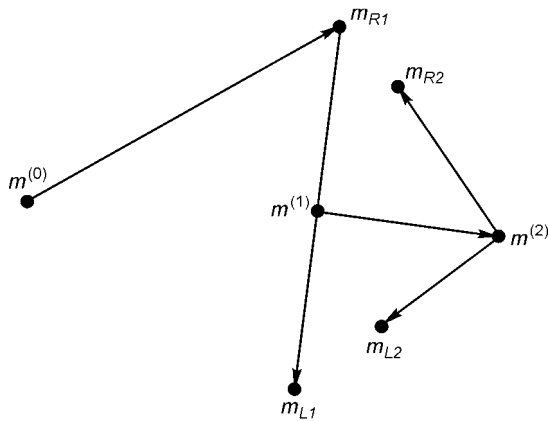


Рис. 2. Схема инверсии дисперсионных кривых Рэлея и Лява (описание в тексте).

МЕТОДИКА

Как и в работе [6], восстановление трехмерной структуры по данным групповых скоростей проводилось в два этапа. На первом этапе строились карты распределения групповых скоростей для отдельных периодов, на втором этапе локальные дисперсионные кривые обращались в скоростные разрезы. В отличие от предыдущей работы скоростные разрезы определялись в рамках модели, состоящей из слоев постоянной скорости в коре и кусочно-линейного изменения скорости в

мантии. Параметрами разреза в мантии были значения глубин и скоростей в угловых точках, между которыми линейное изменение скорости аппроксимировалось набором достаточно тонких слоев с постоянной скоростью.

Поиск разрезов проводился методом сопряженных градиентов. При этом в качестве начального приближения бралась кусочно-линейная аппроксимация модели, полученной ранее по данным волн Рэлея [6]. На рис. 2 начальное приближение обозначено схематически точкой $m^{(0)}$.

Эта модель уточнялась при использовании дисперсионной кривой рэлеевской волны (точка m_{R1}). Далее полученное решение принималось в качестве начального приближения при поиске разреза, удовлетворяющего дисперсионной кривой волны Лява (точка m_{L1}). Далее усредненный по этим двум решениям разрез (точка $m^{(1)}$) принимался в качестве начального приближения при поиске по дисперсионным кривым обоих типов волн совместно (точка $m^{(2)}$). И, наконец, полученная модель снова использовалась в качестве начального приближения для поиска решения отдельно по волнам Рэлея и волнам Лява. Если оказывалось, что модели, полученные на первом этапе и на втором, сильно различаются, процесс повторялся. Такой процесс поиска последовательных приближений обеспечивал наибольшую близость скоростей SV - и SH -волн в окончательном решении.

При поиске разреза, удовлетворяющего обоим дисперсионным кривым, минимизовалась такая целевая функция, чтобы обеспечить примерно одинаковое расхождение дисперсионных кривых Лява и Рэлея. По полученным скоростным разрезам волн SV и SH оценивался коэффициент анизотропии.

РЕЗУЛЬТАТЫ КАРТИРОВАНИЯ

На рис. 3 изображены карты распределения вариаций групповых скоростей волны Лява относительно средних значений для периодов в интервале 10—150 с, полученные с помощью двумерной томографии. Как и в случае рэлеевских волн [6], отчетливо выявляется зона пониженных скоростей на периодах 35—70 с в области Тибета, где вследствие большой мощности коры скоростной поверхности волны на этих периодах определяется в основном низкими скоростями в коре. Низкие скорости отмечаются также на периоде 10 с в океанических областях благодаря наличию там низкоскоростного осадочного слоя. Но уже на периоде 20 с скорость в океанических областях резко возрастает из-за высокой скорости в литосфере.

Большое количество использованных данных и отсутствие сведений об ошибках наблюдений привело к тому, что ошибки решения были довольно велики, о чем можно судить по локальным дисперсионным кривым в соседних точках. На рис. 4 изображены тонкими линиями дисперсионные кривые волны Лява в точках с координатами (42°, 44°, 46° с.ш.)(115°, 120°, 125° в.д.). Очевидно, что эти вариации должны приводить и к вариациям скоростных разрезов, если их определять по индивидуальным кривым, а такие вариации могут оказаться того же порядка, что и различия разрезов для SV - и SH -волн. Поэтому для достижения устойчивости результатов дисперсионные кривые в точках, окружающих рассматриваемую, усреднялись. Усреднение проводилось по 9 точкам. На рис. 4,а жирной линией изображена усредненная кривая в точке 44° с.ш., 120° в.д. Скоростной разрез в точке строился по такой кривой. Такая же процедура усреднения (сглаживания) дисперсионных кривых была проведена и для волны Рэлея. На рис. 4,б приведены исходные и усредненная дисперсионная кривые для волны Рэлея в той же точке.

Усредненные дисперсионные кривые обоих типов волн были построены в 50 точках территории, ограниченной широтами 30—64° с.ш. и 90—130° в.д. Точки выбирались по возможности равномерно, но при этом исключались зоны, в которых происходило резкое изменение скорости для того, чтобы в усреднение не включались существенно разные дисперсионные кривые. Область, в которой строились

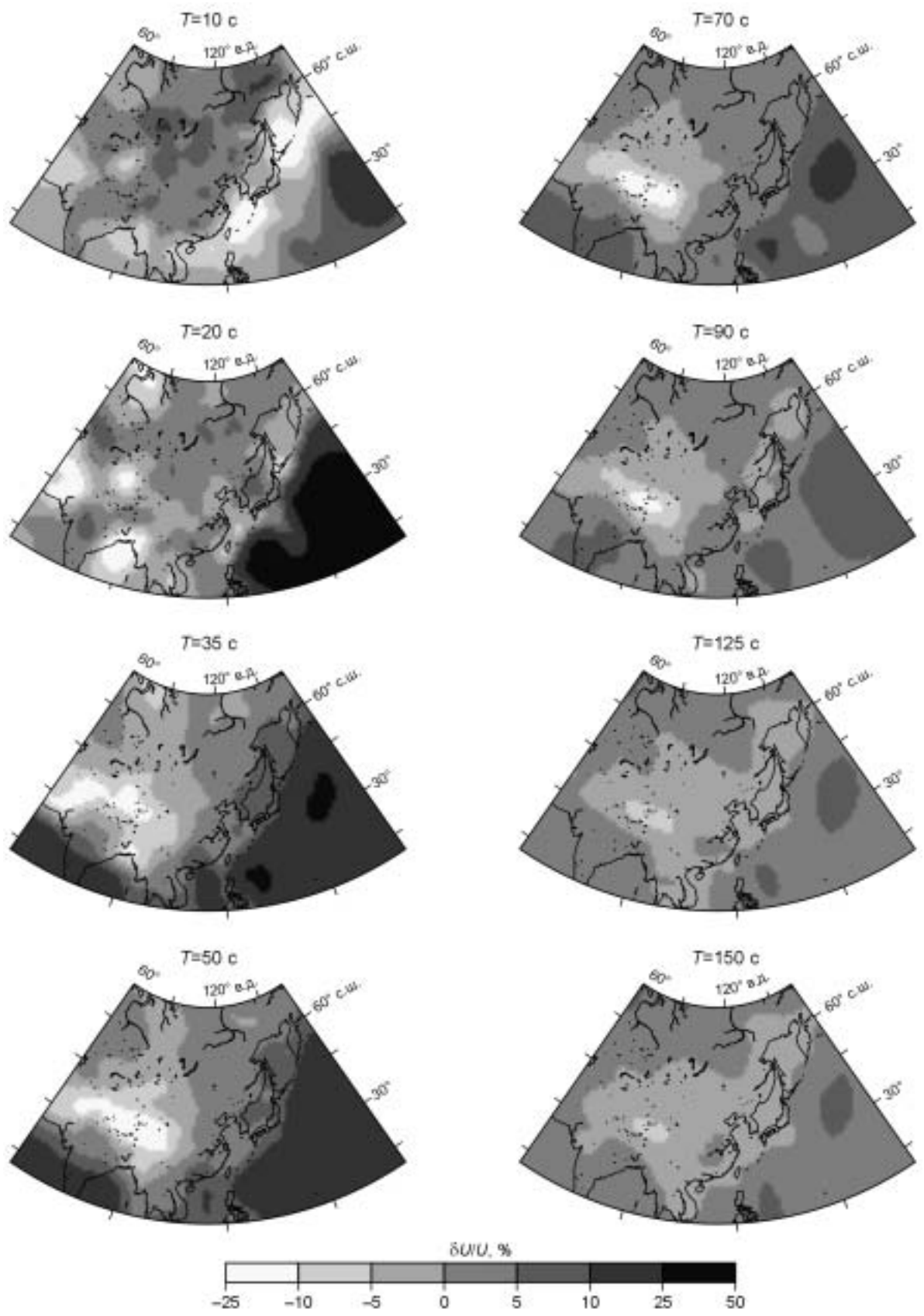


Рис. 3. Карты латерального распределения вариаций скорости волн Лява для различных периодов.

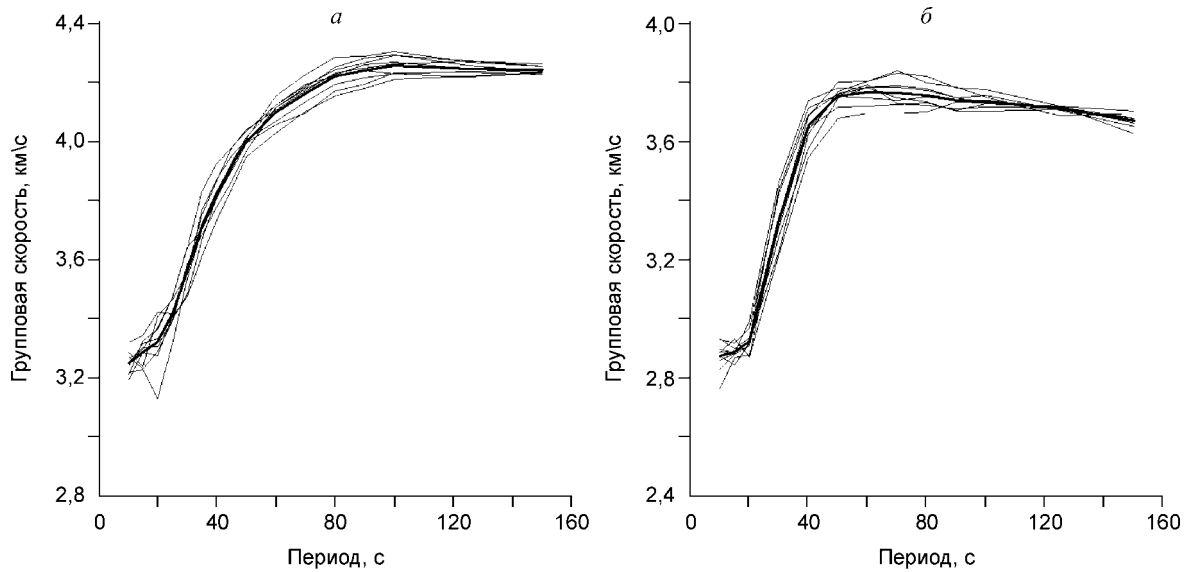


Рис. 4. Индивидуальные дисперсионные кривые волн Лява (а) и Рэлея (б) в окрестности точки 44° с.ш., 120° в.д. (тонкие линии), усредненные по ним дисперсионные кривые — жирные линии.

скоростные разрезы, была взята более узкой, чем область покрытия трассами, где определялись дисперсионные кривые (см. рис. 3). Это определялось тем, что именно в этой области групповые скорости, полученные путем двумерной сейсмической томографии, характеризовались наивысшим разрешением, что давало возможность получить внутри этой области достаточно надежные дисперсионные кривые.

Наибольший разброс дисперсионных кривых и наиболее нерегулярное поведение скорости в зависимости от периода отмечаются на малых периодах (10—25 с). Этим периодам соответствуют волны, распространяющиеся в коре. Поэтому скоростные разрезы коры, полученные по дисперсионными кривым, имеют малую надежность, и последующие выводы опирались на скоростные разрезы верхней мантии.

На рис. 5 приведены примеры дисперсионных кривых (слева) и соответствующих им скоростных разрезов (справа) для трех точек, выбранных в центре основных тектонических образований — Сибирской платформы (64° с.ш., 90° в.д.), Байкальской рифтовой зоны (54° с.ш., 110° в.д.) и Тибета (32° с.ш., 90° в.д.). Дисперсионные кривые, полученные в результате томографической инверсии измеренных скоростей по трассам, показаны вертикальными черточками, указывающими пределы ошибок. Сплошные линии — дисперсионные кривые, полученные в результате отдельной инверсии данных для волн Лява и Рэлея; штриховые — дисперсионные кривые, рассчитанные для „среднего“ скоростного разреза, в равной степени удовлетворяющего обоим дисперсионными кривым. Видно, что во всех случаях рассчитанная дисперсионная кривая для волны Лява располагается ниже наблюдаемой, а для волны Рэлея — наоборот, выше. Это означает, что по отношению к среднему разрезу скорости волн SH , ответственные за дисперсию волн Лява, должны быть выше, а волн SV — ниже. Это и видно из сопоставления разрезов для волн SH и SV , изображенных в правой части рисунка. Различие в значениях скоростей волн SH и SV проявляется до глубины 200—300 км, ниже это различие исчезает. Такое же соотношение между скоростями волн SH и SV имеет место и во всех остальных точках, так что коэффициент анизотропии $\alpha = \frac{V_{SH} - V_{SV}}{V}$ везде

оказывался положительным. Из приведенного рисунка видно, что различие между скоростями SH и SV на Сибирской платформе незначительно и достаточно велико в Байкальской рифтовой зоне.

Как уже упоминалось, полученным скоростным разрезам коры не придавалось значения, и коэффициент вычислялся только для мантии. При этом, хотя скоростные разрезы и вычислялись в рамках кусочно-линейной модели, это не давало возможности с достаточной точностью определить локальное (на заданной глубине) значение скорости. Поэтому для выводов о характере латерального распределения коэффициента анизотропии вычислялись его средние значения в интервалах Мохо — 100 км, 100—200 и 200—300 км. На рис. 6 изображены карты распределения средних коэффициентов анизотропии в указанных интервалах, видно, что максимальная анизотропия наблюдается на глубинах 100—200 км, что соответствует астеносфере. Анизотропия оказывается незначительной в стабильных платформенных структурах, а в тектонически активных областях коэффициент анизотропии достигает 5—6 %. При этом

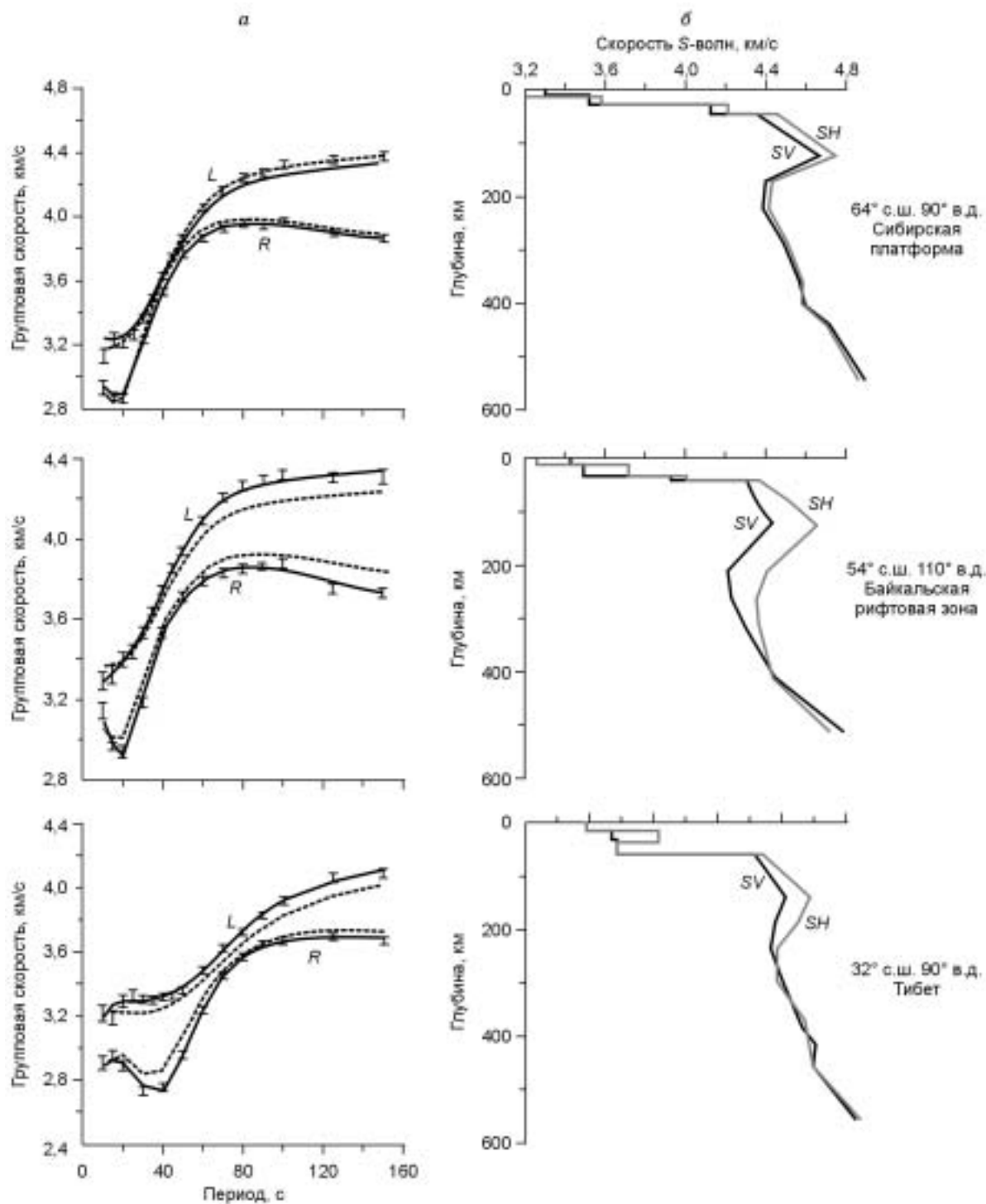


Рис. 5. Примеры дисперсионных кривых волн Лява и Рэлея (а) и соответствующие им скоростные разрезы (б).

Вертикальные черточки указывают пределы ошибок исходных дисперсионных кривых, сплошными линиями показаны дисперсионные кривые, полученные в результате раздельной инверсии данных для волн Лява и Рэлея; штриховыми — дисперсионные кривые, рассчитанные для „среднего“ скоростного разреза, удовлетворяющего обеим дисперсионным кривым.

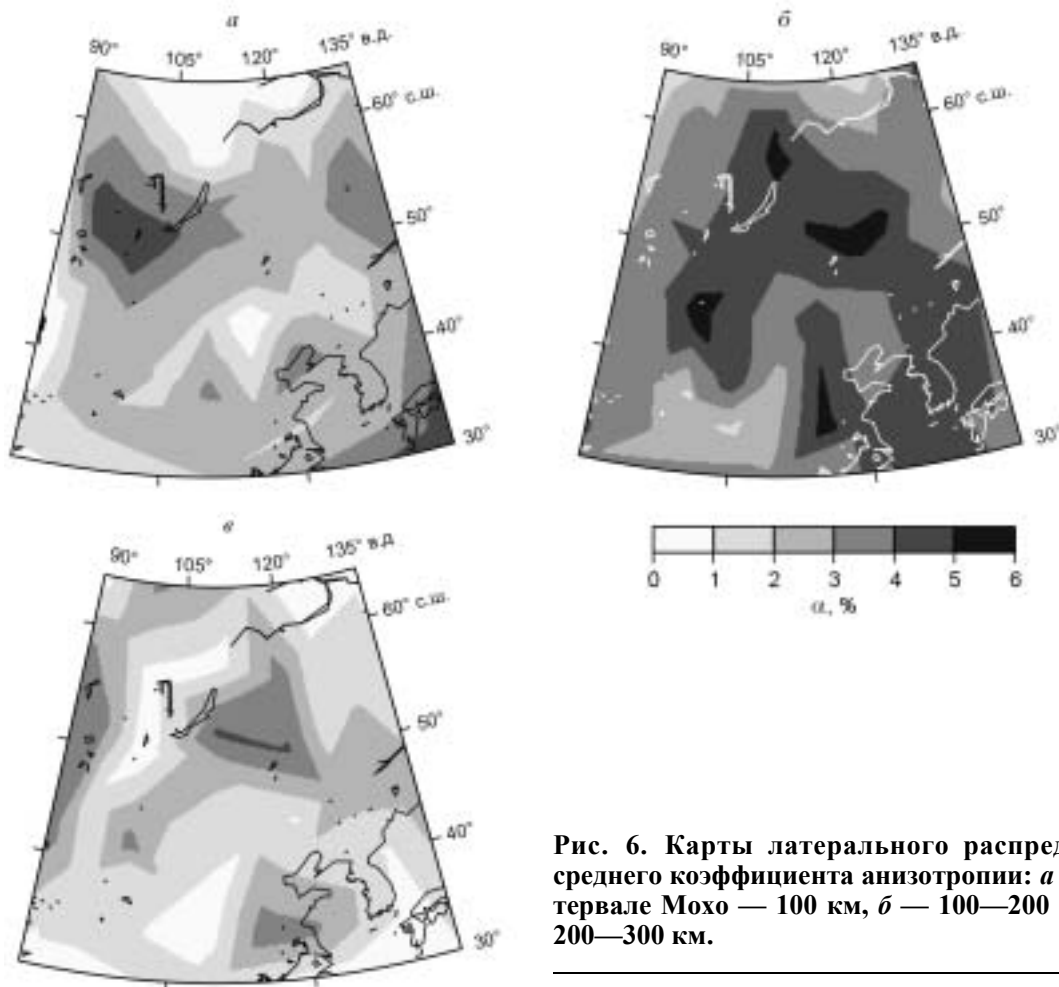


Рис. 6. Карты латерального распределения среднего коэффициента анизотропии: *а* — в интервале Мохо — 100 км, *б* — 100—200 км, *в* — 200—300 км.

оказывается, что наибольшая анизотропия в астеносфере выявляется в основном там, где средняя скорость минимальна. Это видно из сравнения рис. 6,б и рис. 7, на котором изображено распределение средней скорости

$\frac{V_{SV} + V_{SH}}{2}$ в интервале 100—200 км. В верхах мантии (Мохо — 100 км) анизотропия максимальна в области Хангайского поднятия, где на этих глубинах отмечаются очень низкие скорости и повышенный тепловой поток [9]. Это согласуется с результатами работы [10], где оценено глобальное распределение коэффициента анизотропии в подкоровом слое. На приведенной в этой работе карте, хотя и отличающейся меньшей детальностью, также видно, что анизотропия максимальна в области Хангайского поднятия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты, полученные в настоящем исследовании, подтверждают выводы предыдущих работ [5, 10, 11] о том, что в верхней мантии коэффициент анизотропии всегда положителен, т. е. скорость волн *SH* больше скорости *SV*. Новым результатом является

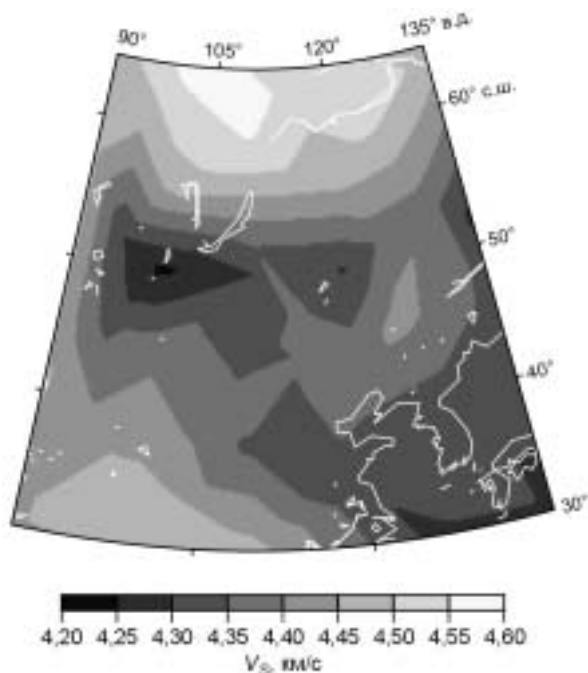


Рис. 7. Распределение средней скорости в интервале глубин 100—200 км.

вывод о том, что анизотропия в континентальной мантии Азии максимальна на глубинах астеносферы, т. е. в среднем в интервале 100—200 км. При этом обнаруживается антикорреляция анизотропии со скоростью: коэффициент анизотропии оказывается высоким в зонах низкой скорости. Низкими скоростями в верхней мантии характеризуются зоны современного орогенеза, и именно там отмечается высокая анизотропия. В областях стабильных платформ анизотропия незначительна.

Превышение скорости SH -волн по отношению к SV -волнам означает, что вертикальная ось симметрии соответствует медленной скорости [12]. Таким образом, вертикальная анизотропия в верхней мантии не может быть объяснена вертикальными потоками вещества, приводящими к переориентации кристаллов оливина, которые выстраиваются вдоль линий тока и имеют более высокую скорость вдоль этих линий [13]. Попытка объяснить вертикальную анизотропию в верхней мантии наличием там горизонтальной слоистости [14] не кажется убедительной, поскольку в низкоскоростной (и соответственно более пластичной) верхней мантии, где как раз и высока анизотропия, вряд ли можно ожидать горизонтальной слоистости. Возможно, что анизотропия в низкоскоростных зонах, где высок градиент температуры, обусловлена влиянием термоупругих деформаций на свойства вещества.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 05-05-64164, 03-05-64036 и 04-05-64996).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Mitchell B.J.** On the inversion of Love- and Rayleigh-wave dispersion and implications for the Earth structure and anisotropy // *Geoph. J. Roy. Astr. Soc.*, 1984, v. 76, p. 233—341.
2. **Nishimura C.L., Forsyth D.W.** The anisotropic structure of the upper mantle in the Pacific // *Geoph. J. Int.*, 1989, v. 96, p. 203—229.
3. **Dziewonski A.M. and Anderson D.L.** Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1981, v. 25, p. 297—356.
4. **Anderson D.L., Regan J.** Upper mantle anisotropy and the oceanic lithosphere // *Geoph. Res. Lett.*, 1983, v. 10, № 9, p. 841—844.
5. **Кожевников В.М., Зорин Ю.А.** Распределение скоростей волн S в коре и верхней мантии Азиатского континента // *Физика Земли*, 1997, № 7, с. 61—68.
6. **Yanovskaya T.B. and Kozhevnikov V.M.** 3D S -wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // *PEPI*, 2003, v. 138, p. 263—278.
7. **Levshin A.L., Pisarenko V.F., Pogrebinsky G.A.** On a frequency-time analysis of oscillations // *Ann. Geophys.*, 1972, v. 28, p. 211—218.
8. **Russell D.W., Herrman R.B., Hwang H.** Application of frequency-variable filters to surface wave amplitude analysis // *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 1988, v. 78, p. 339—354.
9. **Dzhurik V.I., Dugarmaa T.** (eds). Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia. Ulaanbator-Irkutsk, 2004, 315 p.
10. **Shapiro N.M., Ritzwoller M.H.** Monte-Carlo inversion for a global shear-velocity model of the crust and upper mantle // *Geoph. J. Int.*, 2002, v. 151, p. 88—105.
11. **Nataf H.C., Nakanishi I., Anderson D.L.** Measurements of mantle wave velocities and inversion for lateral heterogeneities and anisotropy // *J. Geophys. Res.*, 1986, v. 91, p. 7261—7307.
12. **Masters T.G., Shearer P.M.** A handbook of physical constants // *Global Earth Physics*. AGU. Washington, 1995, p. 88—103.
13. **Tanimoto T., Anderson D.L.** Mapping convection in the mantle // *Geophys. Res. Lett.*, 1984, v. 11, p. 287—290.
14. **Park J., Levin V.** Seismic anisotropy: tracing plate dynamics in the mantle // *Science*, 2002, v. 296, p. 485—489.

Поступила в редакцию
7 июля 2005 г.