

**РАСЩЕПЛЕНИЕ ScS И S -ВОЛН ОТ ГЛУБОКОФОКУСНОГО ОХОТСКОГО
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2013.05.24, M_w 8.4 И ЕГО СИЛЬНЫХ АФТЕРШОКОВ**

М.Н. Лунева, В.В. Пупатенко

*ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65,
г. Хабаровск, 680000; e-mail: margo@itig.as.khb.ru
Поступила в редакцию 2 апреля 2014 г.*

Проведено измерение параметров расщепленных поперечных ScS и S -волн от мощного Охотского землетрясения (M_w 8.4) и сильных афтершоков из переходной зоны мантии в задуговой области Камчатской зоны субдукции. Результаты измерения показывают доминирование азимутов быстрой ScS -волны восточных направлений (110 – 149°), ортогональных к простиранию желоба, и разность времен прихода расщепленных ScS -волн (δt) в диапазоне 0.9 – 1.6 секунд. Азимут быстрой S -волны от Охотского землетрясения направлен на восток (89°), а разность времен прихода волн достигает 2.5 секунд. От афтершоков азимуты быстрой S -волны ориентированы параллельно простиранию желоба, δt оценены 1.2 – 1.3 секунд. Ориентации азимутов ScS и S -волн согласуются с моделью трансверсально-изотропной симметрии среды с наклоном оси симметрии по падению плиты и/или вдоль простирания желоба.

Ключевые слова: сейсмическая анизотропия, расщепление поперечных ScS , S -волн, глубоководные землетрясения, Камчатская зона субдукции.

ВВЕДЕНИЕ

Мощное Охотское землетрясение с магнитудой 8.4 произошло 24 мая 2013 г. на глубине 601 км под Охотским морем в западной части Камчатской зоны субдукции и сопровождалось афтершоковой активностью с возникновением сильных землетрясений с магнитудой 6.4 и выше в переходной зоне мантии. За инструментальный период сейсмологических наблюдений такого рода событие было зафиксировано в зоне субдукции под Боливией (1994.06.09, $H = 647$ км, $M_w = 8.2$). Оба события произошли в области метастабильного оливина в нижней зоне переходной мантии (МТЗ) и связаны с процессом погружения плиты в нижнюю мантию. По данным анализа механизмов землетрясений и моделирования, характер деформирования плиты зависит от соотношения вязкости плиты и нижней мантии, соотношения скоростей погружающейся и надвигающейся плит [3, 11]. В случае большей вязкости нижней мантии плита испытывает изгибные деформации, растяжение и выполаживается. При меньшей вязкости нижней мантии происходит упрочнение плиты, ее выпрямление при увеличении напряжений сжатия вдоль плиты. На основе анализа физики механизма землетрясений показано, что главный разрыв Охотского земле-

трясения распространялся в западном направлении со скоростью более 4 км/с и сопровождался серией субразрывов вдоль простирания плиты [26, 27]. Разрыв Боливийского события распространялся медленнее, со скоростью 1.5 км/с, и с изменением положения субразрывов в плите [27]. Различие механизмов землетрясений связывается с различием термального состояния и степени жесткости внутри плит.

Вопрос о характере деформирования в переходной зоне мантии, области метастабильного оливина, сейсмической анизотропии и развитии течений в области погружающейся плиты являются дискуссионными. Первые измерения расщепленных S -волн от глубоководных землетрясений из переходной зоны мантии проведены Fouch, Fischer [7, 9] в задуговой области Курильской дуги (Ю. Сахалин), Японской, Идзу-Бонин и Тонга зон субдукции. Данные исследования показали увеличение разности времен прихода S -волн (δt) до 1.35 с под Охотским морем, что указывает на существование анизотропии до глубин 500–600 км в верхней части МТЗ. Увеличение δt до 2 секунд с глубиной до 500 км отмечается от местных землетрясений в зонах субдукции Идзу-Бонин и Хоккайдо [24]. Измерения проходящих S -волн от местных землетрясений в области Тонга, проведенные Chen, Brudzinski [5], показали

разницу времен прихода около 3 с в северной задуговой зоне с доминированием скорости волны с поляризацией SH типа. Данный результат отражает различие скорости поперечных волн SV и SH типа, распространяющихся преимущественно в горизонтальном направлении вдоль древней субдуктирующей плиты, расположенной в переходной зоне и нижней мантии. Исследования скорости расщепленных S -волн от глубоких землетрясений в области Тонга с регистрацией записей на Австралийской плите выявили более высокую скорость волны с SH поляризацией в средней части мантии [25]. Исследования Foley, Long [8] также определили ориентацию азимутов быстрой S -волны вдоль простирания желоба и разность времен прихода S -волн около 1–3 с в переходной зоне и верхней части нижней мантии под Тихоокеанской плитой от глубоких землетрясений в области Тонга, зарегистрированных станциями локальной сети в западной части Северной Америки. В то же время, измерения поверхностных волн в задуговой области Тонга, проведенные Panning, Romanowicz [17], выявили более высокую скорость волн типа SV . Характер распределения параметров расщепленных S -волн от глубоких событий в области зон субдукции дает неоднозначную интерпретацию положения источников анизотропии, которые могут быть связаны с анизотропией нижней мантии или с деформациями, вызванными продвижением плиты. Таким образом, немногочисленные исследования расщепленных S -волн от глубоководных землетрясений свидетельствуют о наличии анизотропии в переходной мантии в области погружающейся плиты, под плитой, а также в верхней части нижней мантии.

Целью данного исследования является измерение параметров расщепленных ScS -волн, отраженных от внешней границы земного ядра, и S -волн от мощного Охотского землетрясения и двух его сильных афтершоков, произошедших на глубине 565–624 км в задуговой области Камчатской зоны субдукции. Предыдущие исследования параметров S -волн от местных землетрясений с глубины меньше 300 км в области станции PET IRIS [2, 13, 14] показывают доминирование азимута быстрой S -волны (φ) в В-ЮВ направлениях, ортогонально желобу. По данным измерения SKS волн [18], φ ориентированы параллельно желобу под восточной частью Камчатки, но поперек желоба в области сочленения с Алеутской дугой. Измерение параметров ScS и S -волн от событий из переходной зоны мантии позволит оценить направленность сдвиговых деформаций и анизотропию в данной области.

ДАНЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

При распространении поперечной волны в анизотропной среде происходит ее расщепление на две квазипоперечные S -волны с одинаковой формой им-

пульса и разной скоростью распространения. Данные волны поляризованы ортогонально друг другу в плоскости, ортогональной к направлению распространения. Одна волна определяется как быстрая с азимутом поляризации (φ), а вторая волна как медленная. По мере распространения S волн в анизотропной среде возрастает разница во времени распространения между волнами (δt), которая зависит от степени анизотропии среды и длины пути. Задачей исследования является восстановление линейной поляризации φ быстрой S -волны из эллиптически поляризованного смещения частицы и разности времен прихода квазипоперечных S волн (δt) по сейсмическим записям.

В исследовании используются ВН каналы записи трех глубокофокусных сильных землетрясений, зарегистрированных станцией международной сети PET IRIS (г. Петропавловск-Камчатский). Параметры землетрясений и сейсмические записи выбраны из каталога NEIC [16]. Измерения параметров расщепленных ScS и S -волн проводились в полосе частот с доминирующими периодами 8–15 с.

Для определения основных параметров расщепленных поперечных волн (φ , δt) выбраны метод взаимной корреляции волновых компонент (RT – rotation-correlation method) и метод сингулярного разложения ковариационной матрицы вектора смещений на собственные значения λ_k ($k = 1, 2, 3$) (EV – Eigen Value Method) [1, 4, 10, 20, 23]. Данные методы позволяют наиболее эффективно выявить эффект расщепления S -волн в заданном временном окне, выделить две ортогональные компоненты смещений S -волн с максимальным подобием волновых форм с линейной поляризацией. Определение параметров расщепленных S -волн в заданном временном интервале проводится по сетке с проекцией на систему азимутальных направлений ψ_i в интервале от -90° до 90° относительно азимута на эпицентр события и последовательным сдвигом δt_j волновых форм быстрой и/или медленной S -волн в интервале от -4 до 4 секунд. В результате формируются двумерная матрица коэффициентов корреляции волновых форм $C(\psi_i, \delta t_j)$ и двумерная матрица $EV(\psi_i, \delta t_j)$ соотношения собственных значений $\max(\lambda_1/\lambda_2)$ (или $\min(\lambda_k)$), определяющих энергию S волн на трансверсальной компоненте записи. Искомые значения ψ_{φ} , δt_0 отвечают максимальному коэффициенту корреляции $C(\psi_i, \delta t_j)$ и минимальной энергии $EV(\psi_i, \delta t_j)$ на трансверсальной компоненте. Доверительный интервал параметров ψ_{φ} , δt_0 оценивается в пределах 0.95 % от максимального значения.

При определении параметров расщепленных ScS -волн, распространяющихся почти вертикально, использовалась система координат RTZ с горизон-

тальной ориентацией радиальной компоненты (R), ориентированной вдоль азимута на эпицентр, и ортогональной трансверсальной компонентой (T), повернутой против часовой стрелки относительно направления R-оси. Определение параметров S-волн, распространяющихся с докритическим углом наклона к поверхности, проводилось в лучецентрированной системе координат LQT [22]. Ось L ориентирована в наклонной плоскости вдоль лучевого направления распространения волны на станцию. Плоскость QT

ортогональна к направлению луча с радиальной компонентой Q в направлении на событие.

Результаты измерения расщепленных ScS и S волн от землетрясений под Охотским морем, проведенные в рамках RT, EV методов, показывают различие в пределах 2–6° в определении поляризации быстрой волны ϕ и 0.2–1.3 с в определении времени задержки волн. На рисунках 1–3 показаны результаты измерения параметров расщепленных ScS и S волн от сильнейшего Охотского землетрясения и S-волн от второго афтершока.

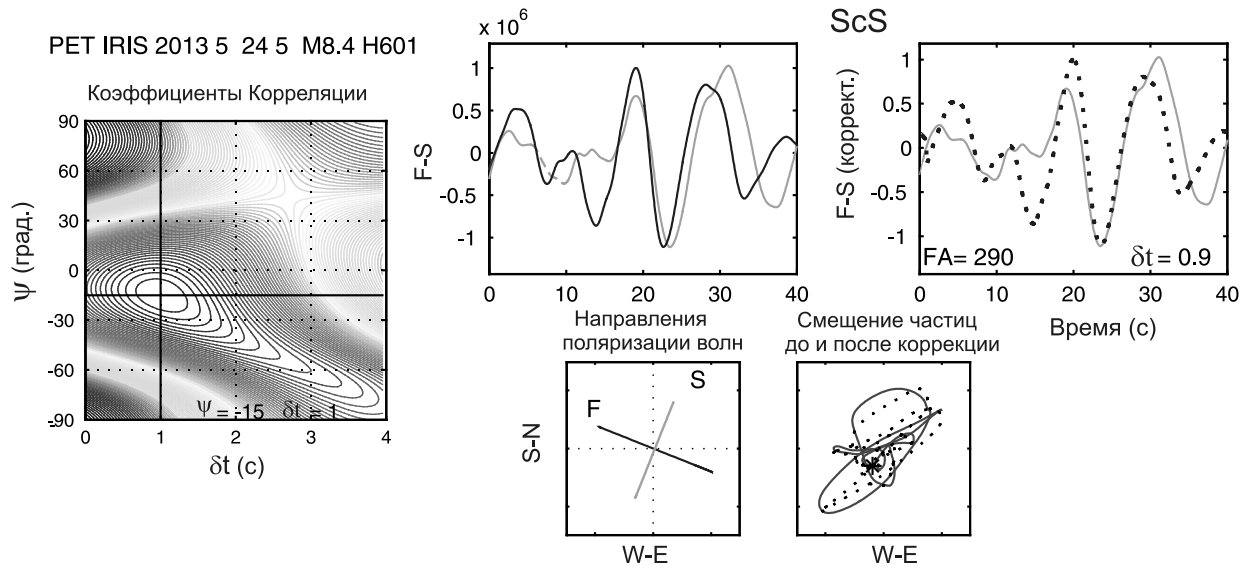


Рис. 1. Пример результатов измерения параметров расщепленных ScS-волн от Охотского землетрясения (M_w 8.4).

Слева: карта распределения коэффициентов корреляции волновых записей с выделенным максимальным значением. В верхнем ряду слева направо показаны записи смещений быстрой (F-черный) и медленной волны (S-серый), построенные вдоль полученных направлений поляризации волн без учета времени задержки волн и с его учетом (FA – азимут быстрой волны, δt – время задержки волн). В нижнем ряду справа – смещение частицы в плоскости поляризации волн (сплошная линия) и с коррекцией смещений на разность времени задержки волн (пунктир) в географической системе координат ENZ. Слева показаны проекции направления поляризации быстрой (F) и медленной (S) волн на горизонтальную плоскость.

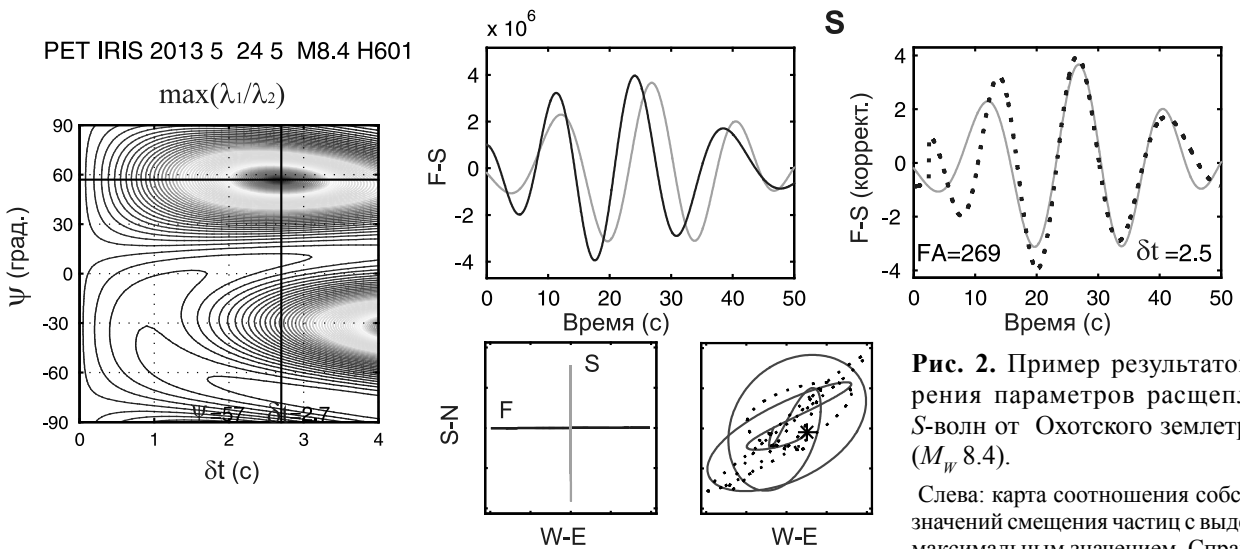


Рис. 2. Пример результатов измерения параметров расщепленных S-волн от Охотского землетрясения (M_w 8.4).

Слева: карта соотношения собственных значений смещения частиц с выделенным максимальным значением. Справа то же, что на рис. 1.

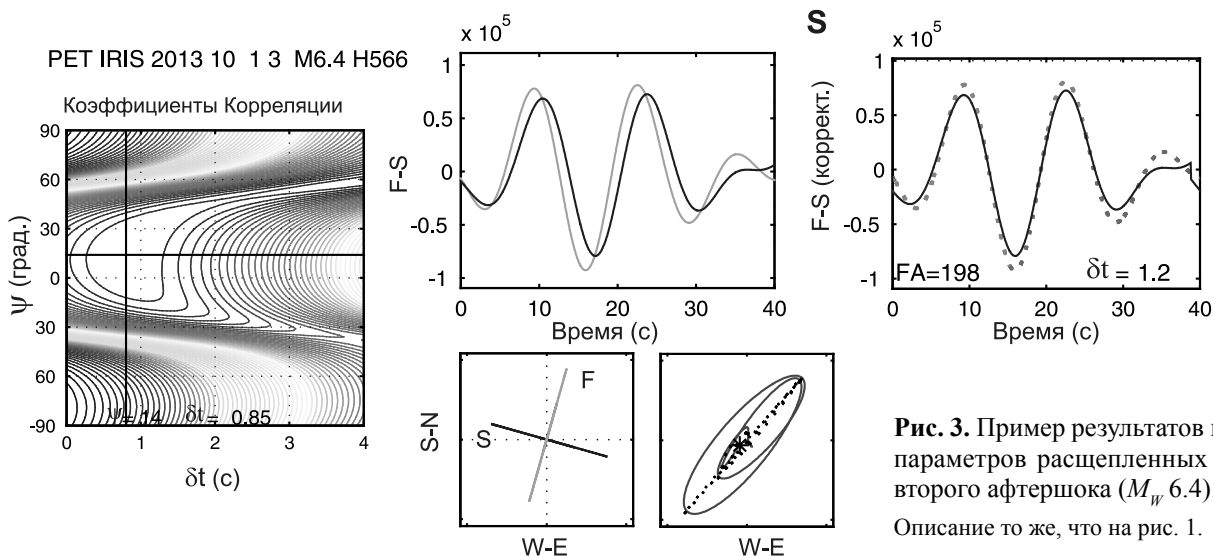


Рис. 3. Пример результатов измерения параметров расщепленных S -волн от второго афтершока (M_W 6.4). Описание то же, что на рис. 1.

На рисунках азимуты быстрой волны (FA) и медленной волны (SA) определены в системе координат RTZ/LQT с поправкой ψ_0 к азимуту на эпицентр события с учетом величины ψ_0 и знака времени задержки волн ($\pm\delta t_0$).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты измерения параметров ScS и S -волн от трех глубокофокусных событий представлены в таблице в географической системе координат ENZ и на рис. 4. Азимуты быстрой ScS -волны ориентированы ортогонально к простиранию желоба в интервале $110\text{--}149^\circ (\pm 180^\circ)$. Разность времен прихода расщепленных поперечных ScS -волн определена в интервале $0.9\text{--}1.6$ с. Отмечается постепенное смещение азимута быстрой ScS -волны к ЮВ направлениям и увеличение δt во времени от главного события и афтершоков. Обратная тенденция проявляется в смещении к северу азимутов быстрой S -волны. Азимут быстрой S -волны от главного события ориентирован на восток, ортогонально простиранию желоба, а δt достигает значения 2.5 с. От последующих событий ϕ ориентируются параллельно желобу и δt понижаются до 1.2 с. (табл.). Не отмечается зависимости величины δt от глубины событий.

На рисунке 5 показано распределение азимутов быстрой S -волны от слабых событий с глубины 170–

310 км, зарегистрированных в области станции PET IRIS за период 1993–2002 гг. Ориентации ϕ доминируют в направлениях вдоль и поперек желоба. Средние значения δt оценены около 1 с. В то же время, от некоторых событий проявляются более высокие значения δt до 1.5–2.4 с. Данные показывают неоднородность в ориентации ϕ и величины δt волн. В целом, параметры от слабых событий сопоставимы с данными от сильных глубокофокусных землетрясений (рис. 4, 5). Анизотропия среды по данным от слабых событий с глубины 120–300 км может быть описана в рамках трансверсально-изотропной симметрии (ТИ) с наклоном оси симметрии ортогонально к плоскости погружающейся среды [2].

Природа анизотропии в случае расщепления ScS -волн может быть обусловлена анизотропией погружающейся плиты или течением, возникающим под плитой в результате ее продвижения. В случае расщепления S -волн природа анизотропии может быть связана с анизотропией внутри плиты или верхней мантии в области клина. Различия в ориентации ϕ могут отражать латеральную неоднородность деформаций, напряженного состояния, температуры или вязкости внутри прочной холодной плиты.

Для оценки симметрии среды проведено сопоставление наблюдаемых азимутов расщепленных

Таблица. Положение глубоких землетрясений относительно станции PET и результаты измерения параметров ScS и S -волн от глубокофокусных землетрясений.

Дата (г. м. д. ч.)	Магнитуда (M_W)	Глубина (км)	Азимут на эпицентр (град.)	Эпицентральное расстояние (град.)	ScS		S	
					ϕ ($^\circ$)	δt (с)	ϕ ($^\circ$)	δt (с)
2013 05 24 05	8.4	601	302	3.6	110	0.9	89	2.5
2013 05 24 14	6.7	624	263	4.4	133	1.5	46	1.35
2013 10 01 03	6.4	566	275	3.5	149	1.6	18	1.2

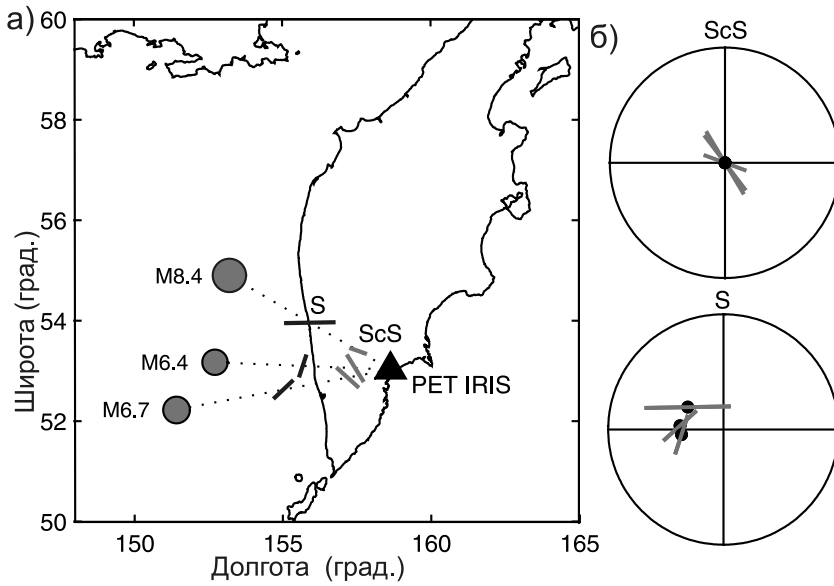


Рис. 4. Положение станции PET IRIS и эпицентров сильного землетрясения и его афтершоков в области Камчатской зоны субдукции.

Азимуты быстрой S-волны показаны отрезками, отнесенными на середину луча эпицентр–станция с учетом разности времен прихода волн. Ближе к положению станции показаны азимуты быстрой ScS-волны с учетом разности времен прихода волн (а). Ориентация азимутов быстрой ScS и S-волн в стереометрической проекции (б).

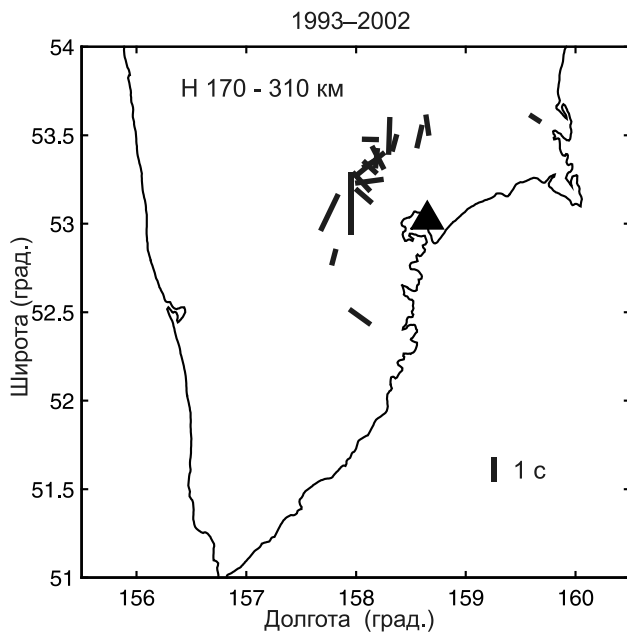


Рис. 5. Распределение азимутов быстрой S волны в области станции PET IRIS от местных слабых землетрясений ($M < 4$) с глубины 170–310 км за период 1993–2002 гг.

Азимуты S-волны вынесены на середину луча эпицентр–станция с учетом разности времен прихода.

поперечных волн от трех событий с теоретическими азимутами в рамках модели трансверсально-изотропной среды. Выявлены две модели среды с ориентацией оси симметрии вдоль направления погружения плиты (модель 1) и ориентацией оси вдоль простирания желоба ($\sim 30^\circ$) с $\sim 55^\circ$ -ым наклоном (модель 2). Плоскость симметрии во второй модели ориентирована перпендикулярно плоскости плиты.

Результаты сопоставления наблюдаемых и теоретических азимутов быстрой волны показаны на рис. 6. Наблюдаемые азимуты быстрой ScS-волны хорошо согласуются с ориентацией теоретических азимутов, построенных в рамках выбранных моделей. Ориентации азимутов быстрой S-волны лучше согласуются с теоретическими азимутами второй модели среды. Обе модели TI симметрии с наклонными осями симметрии позволяют предположить развитие пологидальных течений под плитой и в задуговой области, вызванных погружением жесткой плиты в нижнюю мантию [19].

Экспериментальные и теоретические исследования физики минералов в условиях различных термодинамических состояний показывают изменение степени анизотропии в переходной зоне мантии [6, 15]. Верхняя часть МТЗ характеризуется анизотропией 1–2.5 %, обусловленной ориентацией минералов вадслеита, граната. В условиях деформирования простого сдвига более активно развиваются системы скольжения [100](010) с отклонением около 20° от направления простого сдвига, ориентированного по падению плиты [21]. Анизотропия нижней части МТЗ, представленная преимущественно рингвудитом и гранатом, предполагается изотропной при пологом залегании плиты. В области погружающейся плиты в условиях высоких напряжений ориентация минералов может сохраняться. В то же время, вопросы анизотропии, текстуры гидратированных минералов и содержания воды в погружающейся плите на больших глубинах остаются дискуссионными. Наличие воды может изменять доминирующее направление скольжения к ортогональному направлению, к текстуре В-типа [12]. В нижней мантии, представленной перовскитом и пе-

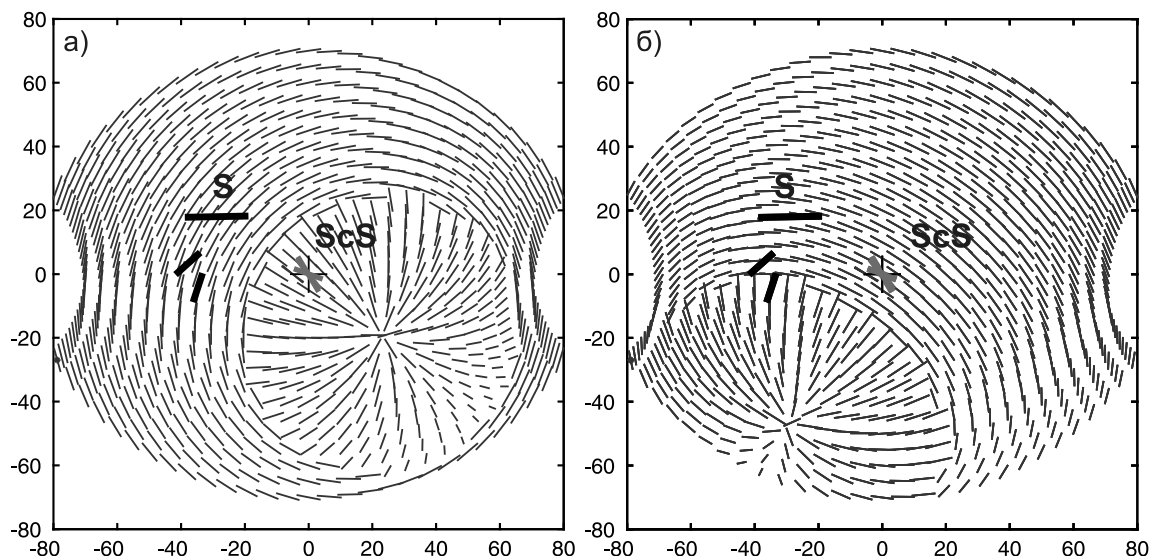


Рис. 6. Наблюдаемые и теоретические азимуты быстрой S -волны, построенные в рамках модели трансверсально-изотропной среды в полярной системе координат.

а – с наклоном оси симметрии по падению погружающейся плиты; б – с наклоном оси симметрии от вертикали (55°) и ее простираем вдоль желоба ($\sim 30^\circ$). Серым и черным цветом показаны наблюдаемые азимуты быстрой ScS и S волн, соответственно, с учетом разности времен прихода волн.

риклазом, предполагается повышение анизотропии. В нижней мантии ось Т1 симметрии среды может быть ориентирована параллельно направлению субдукции, направлению поляризации быстрой S -волны и направлению максимальной скорости P -волны [6].

ВЫВОДЫ

Проведено измерение параметров расщепленных ScS и локальных S -волн от мощного Охотского землетрясения и двух его сильных афтершоков, произошедших в нижней зоне переходной мантии на глубине 560–624 км под западным сегментом Камчатской зоны субдукции. Измерения параметров волн проводились по сейсмическим записям, произведенным станцией PET IRIS (г. Петропавловск-Камчатский).

Направления поляризации быстрой ScS -волны ориентированы ортогонально к простираению желоба в интервале юго-восточных направлений $110\text{--}149^\circ (\pm 180^\circ)$. Разность времен прихода расщепленных ScS -волн изменяется в интервале 0.9–1.6 с. Азимут быстрой S -волны от Охотского землетрясения направлен на восток (89°), ортогонально к простираению желоба, а задержка между S -волнами достигает 2.5 с. Азимут поляризации быстрой S -волны согласуется с направлением подвижки от Охотского землетрясения. Азимуты быстрой S -волны от сильных событий ориентируются вдоль простираения желоба, и разность прихода S -волн составляет 1.2–1.3 с.

По распределению параметров ScS и S волн в пространстве анизотропия среды может быть описа-

на в рамках трансверсально-изотропной симметрии среды с наклоном оси симметрии вдоль простираения желоба или по падению погружающейся плиты. Ориентации осей симметрии позволяют предположить развитие полоидального течения в мантии под плитой и в задуговой зоне. В то же время, небольшое количество данных не позволяет уверенно оценить симметрию среды. Различие параметров расщепленных S -волн от исследуемых событий может также отражать латеральную неоднородность среды, процесс перераспределения напряжений, температуры или вязкости внутри прочной холодной плиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-92101ЯФ) и в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН П4 (грант ДВО РАН 12-И-П4-07). Авторы благодарны рецензентам за ценные замечания, которые способствовали улучшению рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Анизотропия литосферы по наблюдениям волн SKS и $SKKS$ // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, №. 6. С. 1335–1339.
2. Лунева М.Н., Ли Д.М. Анизотропия среды и временные вариации азимута поляризации быстрой S -волны под Южной Камчаткой в период 1993–2002 гг. // Физика Земли. 2006. №. 4. С. 40–56.
3. Alpert L.A., Becker T.W., Bailey I.W. Global slab deformation and centroid moment tensor constraints on viscosity // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. Q12006. doi:10.1029/2010GC003301.

4. Bowman J.R., Ando M. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone // *Geophys. J. RAS* 1987. V. 88. P. 25–41.
5. Chen P., Brudzinski M.R. Seismic anisotropy in the mantle transition zone beneath Fiji-Tonga // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, N. 13. P. 1682. doi:10.1029/2002GL016330.
6. Faccenda M. Mid mantle seismic anisotropy around subduction zones // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2014. V. 227. P. 1–19.
7. Fischer K.M., Fouch M.J., Wiens D.A., Boettcher M.S. Anisotropy and flow in Pacific subduction zone back-arcs // *Pure Appl. Geophys.* 1998. V. 151. P. 463–475.
8. Foley B.J., Long M.D. Upper and mid-mantle anisotropy beneath the Tonga slab // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. L02303. doi:10.1029/2010GL046021.
9. Fouch M.J., Fischer K.M. Mantle anisotropy beneath northwest Pacific plate // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. N. B7. P. 15987–16002.
10. Fukao Y. Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the earth's mantle // *Nature*. 1984. V. 309. P. 695–698.
11. Isacks B., Molnar P. Distribution of stress in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes // *Rev. Geophys. Space. Phys.* 1971. V. 9. P. 103–174.
12. Kawazoe T., Ohuchi T., Nishihara Y., Nishiyama N., Fujino K., Irifune T. Seismic anisotropy in the mantle transition zone induced by shear deformation of wadsleyite // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2013. N. 216 P. 91–98.
13. Levin V., Droznin D., Park J., Gordeev E. Detailed mapping of seismic anisotropy with local shear waves in southeastern Kamchatka // *Geophys. J. Int.* 2004. V. 158. P. 1009–1023.
14. Luneva M.N., Lee J.M. Shear wave splitting beneath South Kamchatka during 3-year period associated with the 1997 Krontotsky Earthquake // *Tectonophysics*. 2003. V. 374. P. 135–161.
15. Mainprice D., Tommasi A., Ferre D., Carrez, P., Cordier, P. Predicted glide system and crystal preferred orientations of polycrystalline silicate Mg perovskite at high-pressure: implications for the seismic anisotropy in the lower mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 271. P. 135–144.
16. NEIC, <http://earthquake.usgs.gov/regional/neic>, United States Geological Survey, USA.
17. Panning M., Romanowicz B. A three-dimensional radially anisotropic model of shear velocity in the whole mantle // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 167. P. 361–79.
18. Peiton V., Levin V., Park J., Brandon M.T., Lees J., Gordeev E., Ozerov A. Mantle flow at a slab edge: seismic anisotropy in the Kamchatka region // *Geophys. Res. Lett.* 2001. V. 28. P. 379–382.
19. Schellart W.P., Moresi L.A. A new driving mechanism for back-arc extension and backarc shortening through slab sinking induced toroidal and poloidal mantle flow: Results from dynamic subduction models with an overriding plate // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2013. 118. doi:10.1002/jgrb.50173.
20. Silver P., Chan W. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96, N. 10. P. 16429–16454. doi:10.1029/91JB00899.
21. Tommasi A., Mainprice D., Cordier P., Thoraval C., Couvy H. 2004 Strain-induced seismic anisotropy of wadsleyite polycrystals and flow patterns in the mantle transition zone // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B12405. doi:10.1029/2004JB003158.
22. Vecsey L., Plomerova J., Babuska V. Shear-wave splitting measurements-problems and solutions // *Tectonophysics*. 2008. V. 462. P. 178–196.
23. Walsh E., Arnold R., Savage M.K. Silver and Chan revisited // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 1–16. doi:10.1002/jgrb.50386.
24. Wirth E., Long M. D. Frequency-dependent shear wave splitting beneath the Japan and Izu-Bonin subduction zones // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2010. V. 181. P. 141–154. doi:10.1016/j.pepi.2010.05.006.
25. Wookey J., Kendall J.M. Evidence of midmantle anisotropy from shear wave splitting and the influence of shear-coupled P waves // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. B07309. doi:10.1029/2003JB002871.
26. Ye L., Lay T., Kanamori H., Koper K.D. Energy release of the 2013 Mw 8.3 Sea of Okhotsk earthquake and deep slab stress heterogeneity // *Science*. 2013. V. 341. P. 1380–1384.
27. Zhan Z., Kanamori H., Tsai V.C., Helmberger D.V., Wei S. Rupture complexity of the 1994 Bolivia and 2013 Sea of Okhotsk deep earthquakes // *Earth. Planet. Science. Lett.* 2014. V. 385. P. 89–96.

Рекомендована к печати Б.В. Левиным

M.N. Luneva, V.V. Pupatenko

Splitting of ScS and S shear waves from a deep focus Okhotsk earthquake, 2013.05.24, M_w 8.4, and its strong aftershocks

Splitting parameters of ScS and S waves from the strong Okhotsk earthquake (M_w 8.4) and largest aftershocks from a mantle transition zone in the backarc area of the Kamchatka subduction zone were measured. The results obtained show that fast azimuths of ScS waves dominate in eastern directions (110–149°), normal to the trench strike, and time delay between split shear ScS waves (δt) in the range of 0.9–1.6 sec. The azimuth of the fast S wave from the Okhotsk earthquake is eastward-directed (89°), and the time delay of the waves is as much as 2.5 sec. From the aftershocks, the azimuths of the fast S wave are parallel to the trench strike, δt are estimated at 1.2–1.3 sec. Fast azimuth patterns of ScS and S waves are consistent with the transverse isotropic symmetry of the medium with the symmetry axis oriented along the slab dip and with the inclined symmetry axis oriented parallel to the trench strike, respectively.

Key words: seismic anisotropy, shear wave splitting, ScS, and local S waves, deep focus earthquakes, Kamchatka subduction zone.