

ЛОКАЛЬНАЯ АНОМАЛИЯ СКОРОСТИ ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ ПОД ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИЕЙ: НЕОДНОРОДНОСТЬ ИЛИ АНИЗОТРОПИЯ?

П.Б. Каазик, Д.Н. Краснощеков, В.М. Овчинников

e-mail: kaazik2012@yandex.ru, krasnd@idg.chph.ras.ru,
ovtch@idg.chph.ras.ru

Проведен анализ дифференциальных времен пробега и дифференциальных амплитуд сейсмических волн РКР_{DF} и РКР_{BC} , зондирующих внутреннее ядро под Юго-Восточной Азией. Показано, что область на экваториальных трассах (угол ξ между направлением сейсмического луча в ядре и осью вращения Земли больше 35°) имеет более высокую, примерно на 0.3%, скорость распространения сейсмических волн, чем в стандартной модели ak135. Особенности невязок времен пробега на полярных трассах ($\xi < 35^\circ$) указывают на существование локального объема $250 \times 250 \times 200 \text{ км}^3$, в котором величина скорости зависит от направления распространения продольной волны. Установлено, что затухание сейсмических волн в этом объеме также зависит от направления прихода волны – для полярного направления затухание в три раза выше, чем в экваториальном направлении.

Введение

Земное ядро играет важную роль в физических и химических процессах, которые происходят в недрах планеты. Знание структуры внутреннего ядра может помочь понять процессы дифференциации вещества и установить химическую и минералогическую природу железа, из которого состоит центральная часть планеты.

В начале 80-х годов было установлено, что времена пробега волн РКР_{DF} , проходящих через все оболочки Земли: кору, мантию, внешнее и внутреннее ядро, зависят от угла между направлением сейсмического луча в точке максимального погружения и осью вращения Земли [Roupinet et al., 1983]. Для трасс, почти параллельных оси вращения, время пробега примерно на 2–3 с меньше, чем для экваториальных трасс. Объяснение этого экспериментально установленного факта связывают с цилиндрической анизотропией внутреннего ядра [Morelli et al., 1986]. Другим аргументом в пользу анизотропии послужили данные о расщеплении собственных частот собственных колебаний Земли [Woodhouse et al., 1986; Ritzwoller et al., 1986; Widmer et al., 1993] и, начиная с работы [Tromp, 1993], эта гипотеза становится доминирующей.

По мере накопления экспериментальных данных появилось больше деталей, которые привели к значительному усложнению анизотропии внутреннего ядра. Наиболее существенной особенностью является крупномасштабная неоднородность анизотропии, делящая внутреннее ядро на два полушария – восточное и западное – по меридиану примерно 40 градусов восточной долготы [Tanaka, Hamaguchi, 1997; Oreshin, Vinnik, 2004]. Было получено, что в более быстром западном полушарии добротность Q меньше, чем в восточном [Niu, Wen, 2001; Cao, Romanowicz, 2004; Oreshin, Vinnik, 2004]. Такая структура может быть обусловлена латеральными вариациями в скорости затвердевания внутреннего ядра благодаря потокам во внешнем ядре, управляемыми тепловыми неоднородностями в мантии [Sumita, Olson, 2002; Sumita, Yoshida, 2003].

В ряде работ [Breger et al., 1999, 2000; Tkalcic et al., 2002] полагают, что локализованные неоднородности, в частности, в нижней мантии, более предпочтительны для объяснения сложного пространственного распределения невязок времен пробега, чем сложные модели анизотропии внутреннего ядра Земли. Например, если исключить из рассмотрения большие аномалии невязок времен пробега, полученные из сейсмограмм землетрясений на Южных Сандвичевых о-вах, то анизотропия внутреннего ядра становится столь малой, что его можно считать изотропным [Leykam et al., 2010]. Авторы [Calvet et al., 2006] продемонстрировали неоднозначность сейсмологической модели анизотропии внутреннего ядра, показав, что, по крайней мере, три различные модели анизотропии внутреннего ядра Земли могут объяснить один и тот же набор сейсмических данных, и каждая модель приводит к различным причинам возникновения анизотропии внутреннего ядра Земли.

Опираясь на новые данные о дифференциальных временах пробега волн PKP_{DF} и PKP_{BC} на станциях в Антарктиде, был сделан вывод [Tkalcic, 2010], что внутреннее ядро представляет конгломерат областей с различными анизотропными свойствами. Такие области могут формироваться кристаллографическими структурами с различной симметрией [Mattesini et al., 2010, 2013], в основном кристаллами железа с гексагональной и кубически центрированной упаковкой.

Таким образом, наличие отмеченных противоречий требует расширения набора экспериментальных данных и дальнейшего изучения свойств волн PKP_{DF} и PKP_{BC} для улучшения нашего понимания динамических процессов во внешнем и внутреннем ядре и построения моделей, объясняющих наблюдаемые свойства и способствующих разрешению имеющихся в настоящее время противоречий.

В данной работе представлен новый набор сейсмических данных, зондирующих область внутреннего ядра под Юго-Восточной Азией, ограниченной координатами $10^\circ < \varphi < 40^\circ$ и $110 < \lambda < 130^\circ$, на глубинах от 170 до 350 км от поверхности внутреннего ядра. Эта область зондируется сейсмическими лучами в двух направлениях с углами относительно оси вращения Земли около 30° и 60° , которые в дальнейшем будем называть полярными и экваториальными трассами, соответственно. Показано, что рассматриваемая область на экваториальных трассах имеет более высокую, примерно на 0.3%, скорость распространения сейсмических волн, чем в стандартной модели ak135. Особенности невязок времен пробега на полярных трассах указывают на существование локального объема $250 \times 250 \times 200 \text{ км}^3$, в котором величина скорости зависит от направления распространения продольной волны. Установлено, что затухание сейсмических волн в этом объеме также зависит от направления прихода – для полярного направления затухание в три раза выше, чем в экваториальном направлении. Эти два фактора позволяют сделать вывод, что обнаруженная структура имеет особенности, присущие поперечно-изотропным средам.

Использованные данные

Полярные данные были собраны с 60 станций сети LAPNET в Фенноскандии, показанных на рис. 1, а экваториальные с 38 станций в Европе, зарегистрировавших землетрясения в районах о-вов Фиджи и Новой Зеландии.

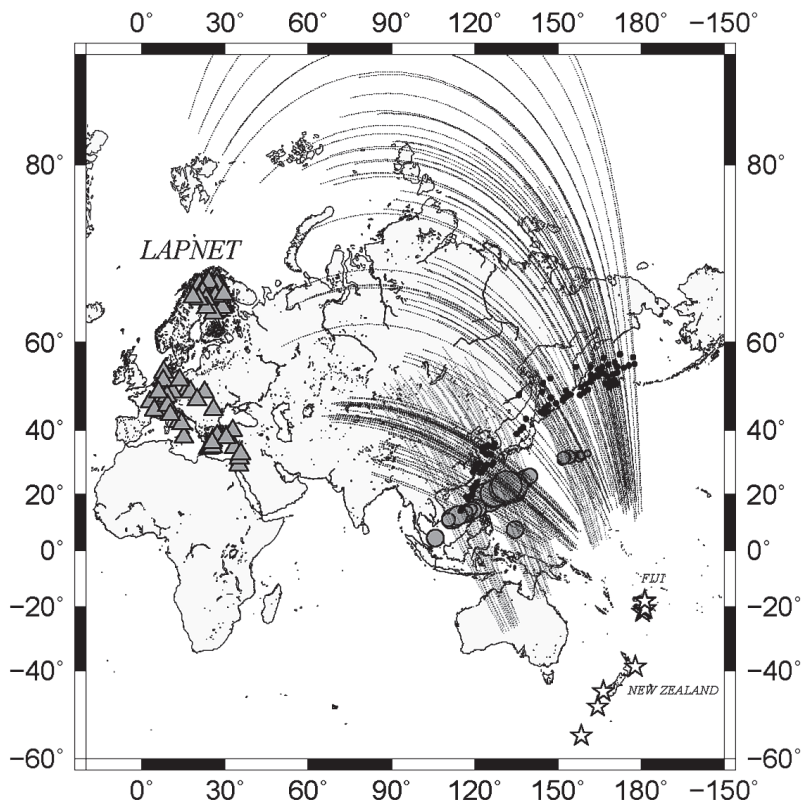


Рис. 1. Расположение сейсмических станций (серые треугольники) и сейсмических источников (звездочки). Черные кружки – координаты точек максимального погружения сейсмического луча во внутреннее ядро на экваториальных трассах; серые кружки – на полярных трассах. Радиус окружности серых кружков пропорционален величине дифференциальной невязки времени пробега волн PKP_{DF} и PKP_{BC} . Линии на рисунке – проекции пути сейсмической волны во внутреннем ядре на поверхность Земли

Очаговые параметры землетрясений по данным Международного сейсмологического центра приведены в табл. 1.

Сейсмические лучи от этих землетрясений зондируют область внутреннего ядра под Юго-Восточной Азией. На рис. 1 показаны проекции сейсмических лучей во внутреннем ядре на поверхность Земли. Они занимают область между 100 и 170° в.д., которую называют «квазивосточным» полушарием внутреннего ядра Земли [Tanaka, Namaguchi, 1997; Irving, Deuss, 2011].

Основным условием отбора сейсмограмм служили простота зарегистрированного сигнала, позволяющая легко идентифицировать сейсмические фазы и проводить измерения дифференциальных времен и амплитуд сейсмических фаз.

Основные параметры землетрясений

Дата	Время в очаге, чч:мм:сс	Широта, градусы	Долгота, градусы	Глубина, км	m_b
19.08.2002	11:01:02.33	-21.7	-179.464	587.7	6.9
04.10.2002	19:05:49.94	-29.9802	-178.9677	628.4	6
10.12.2002	04:27:54.79	-24.20	-178.4125	555.1	5.5
19.05.2003	10:43:21.34	-18.1179	-178.6388	548.3	5.7
30.09.2007	09:47:53.41	-49.17	164.4230	18	6.4
20.12.2007	07:55:19.97	-38.95	178.0120	42.2	6.2
12.04.2008	00:30:12.47	-55.59	158.5422	10	6.5
05.08.2009	08:31:41.94	-45.52	178.0120	14.3	5.5

Примеры типичных сейсмограмм на полярных трассах для некоторых станций сети LAPNET показаны на рис. 2. На рисунке видны отчетливые вступления трех типов волн, распространяющихся в земном ядре – PKP_{DF} , PKP_{BC} , PKP_{AB} .

Профиль, отвечающий данным, полученным на сети LAPNET (крупные светлые кружки), пересекается с профилем экваториальных данных в области $100^\circ < \lambda < 120^\circ$ и $10^\circ < \varphi < 25^\circ$ внутреннего ядра, то есть освещается как экваториальными ($\xi \sim 40-65^\circ$), так и полярными сейсмическими лучами ($\xi \sim 26-33^\circ$).

Такой набор данных – один из редких случаев. Нам известна только одна работа с аналогичными данными под Африкой [Souriau, Romanowicz, 1996].

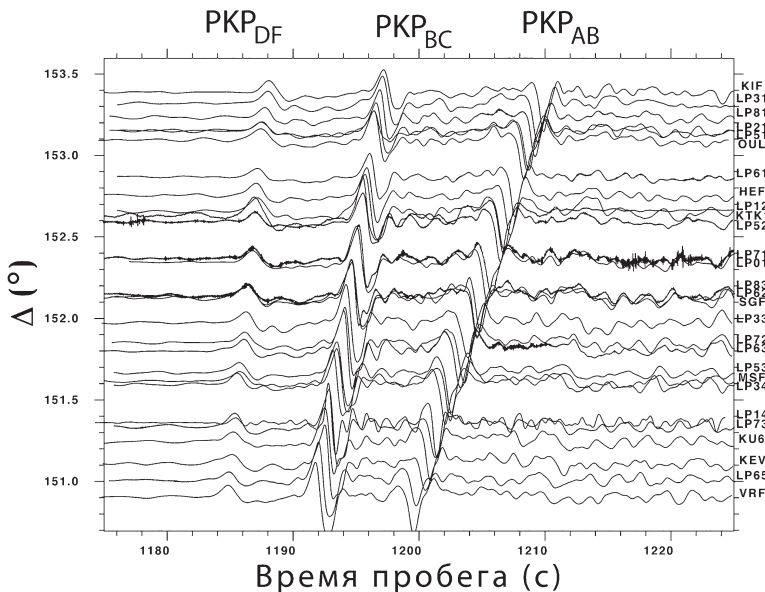


Рис. 2. Монтаж сейсмограмм землетрясения на Оклэндских о-вах, зарегистрированного станциями сети LAPNET. Идентификация волн PKP_{DF} , PKP_{BC} и PKP_{AB} не представляет каких-либо затруднений

Метод обработки данных и результаты

На каждой сейсмограмме измерялись максимальные амплитуды волн PKP_{DF} и PKP_{BC} , а также соответствующие им времена (см. рис. 3), которые использовались для вычисления дифференциальных времен вступлений

$$\tau_m = t_{\text{BC}} - t_{\text{DF}}, \quad (1)$$

где t_{BC} и t_{DF} – временное положение максимальной амплитуды в волнах PKP_{BC} и PKP_{DF} , а также невязок дифференциальных времен пробега

$$\tau = \tau_m - \tau_{\text{ref}} + \tau_{\text{mantle}}, \quad (2)$$

где $\tau_m = \tau_m^{\text{BC}} - \tau_m^{\text{DF}}$ – измеренное значение дифференциального времени, τ_{ref} – дифференциальное время, соответствующее референсной модели, τ_{mantle} – поправка, учитывающая влияние мантии.

Невязки дифференциальных амплитуд представляют логарифм отношения амплитуд

$$A_{\text{dif}} = \ln(A_{\text{DF}}/A_{\text{BC}}) - \ln(A_{\text{DF}}/A_{\text{BC}})_{\text{ref}} \quad (3)$$

Использование дифференциальных времен пробега и дифференциальных амплитуд позволяет значительно снизить влияние погрешностей в определении координат гипоцентра землетрясений и ослабить влияние неоднородностей коры и верхней мантии Земли за счет того, волны PKP_{BC} и PKP_{DF} имеют близкие пути в этих областях. Однако в нижней мантии, особенно в сильно неоднородном слое D'', расстояние между сейсмическими лучами становится более 200 км, что превосходит размер 1-ой зоны Френеля [Овчинников и др., 2012]. Вследствие этого возникает необходимость коррекции дифференциальных времен пробега, которая достигается введением мантийных поправок, рассчитанных для трехмерной модели мантии MITP08 [Li et al., 2008].

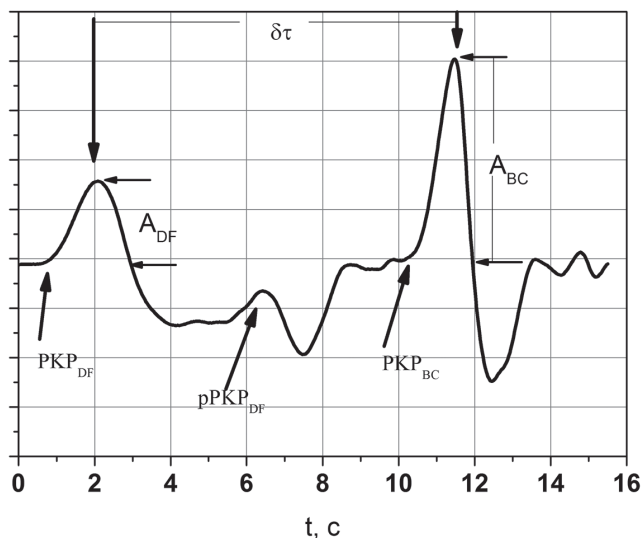


Рис. 3. Фрагмент сейсмограммы с волнами PKP_{DF} и PKP_{BC} . Измеряемые параметры – максимальные амплитуды в волнах PKP_{DF} и PKP_{BC} и время между максимумами

Дифференциальная невязка τ связана с вариацией скорости в возмущенной области внутреннего ядра соотношением

$$\tau = t \frac{\delta v}{v}, \quad (4)$$

где t – время пробега сейсмической волны по возмущенной области земного ядра, δv – абсолютное значение вариации скорости, v – невозмущенное значение скорости.

Полученные в соответствии с соотношением (4) экспериментальные вариации скорости показаны на рис. 4.

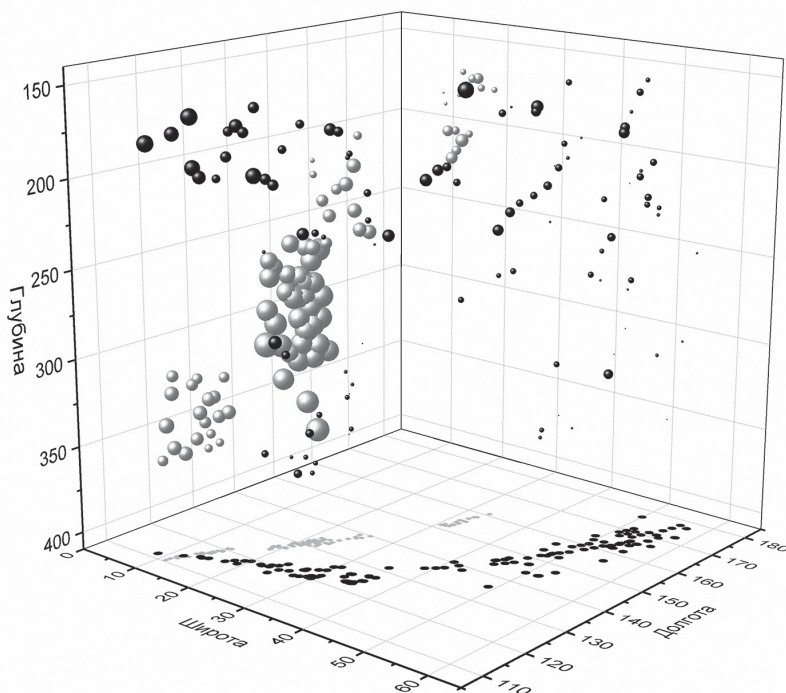


Рис. 4. Пространственные вариации скорости: на полярных трассах – серые шарики, на экваториальных – черные. Размер шарика соответствует аномалии скорости от 0.1 до 1.4%

На рис. 4 хорошо видна аномальная область, скорость распространения продольных волн в которой на 1.4% превышает скорость в стандартной модели ak135. При этом на экваториальных трассах, зондирующих ту же самую область, вариация скорости составляет 0.3%. Таким образом, в рассматриваемой области твердого ядра вариация скорости зависит от направления прихода сейсмической волны. Это является признаком (необходимым, но не достаточным) возможной анизотропии скорости.

Рассмотрим теперь особенности дифференциальных амплитуд. В качестве референсной модели в соотношении (3) будет использована модель, опирающаяся на результаты анализа времен пробега. На экваториальных трассах дифференциальные времена пробега хорошо согласуются с модифицированной скоростной моделью внутреннего ядра E1 [Yu, Wen, 2006]. Для экваториальных трасс отклонение экспериментальных дифференциальных времен пробега от рассчитанных по модели E1 составляет -0.13 ± 0.21 с. Однако, как видно из рис. 5, отношения амплитуд

волн $R_{KR_{DF}}/R_{KR_{BC}}$, рассчитанных по синтетическим сейсмограммам для этой модели (штрихпунктирная линия), плохо согласуется с экспериментальными данными.

Показанная на рис. 5 сплошной линией зависимость отношения амплитуд в пределах погрешности экспериментальных данных дает хорошее согласие с ними. Эта зависимость была получена по синтетическим сейсмограммам для измененных параметров одномерной модели E1 – радиуса внутреннего ядра и коэффициента поглощения в нем. По сравнению с E1 радиус уменьшен на 2 км и составляет 1219.5 км, а значения добротности Q_p , связанные с коэффициентом поглощения, зависят от глубины и приведены в табл. 2.

Таблица 2

**Параметры внутреннего ядра, использованные
для расчета синтетических сейсмограмм**

	H , км	V_p , км/с	V_{ss} , км/с	ρ , г/см ³	Q_p
Внешнее ядро	5151.50	10.35568	0.000	12.16634	57822.0
Внутреннее ядро	5151.50	11.10368	3.50432	12.76360	400.0
	5384.5	11.11355	3.55823	12.87073	300.0
	5384.5	11.11355	3.57905	12.91211	300
	5524.5	11.25355	3.61411	12.94912	435
	5649.5	11.26605	3.61411	12.98178	435
	6371.0	11.26220	3.66780	13.08848	435

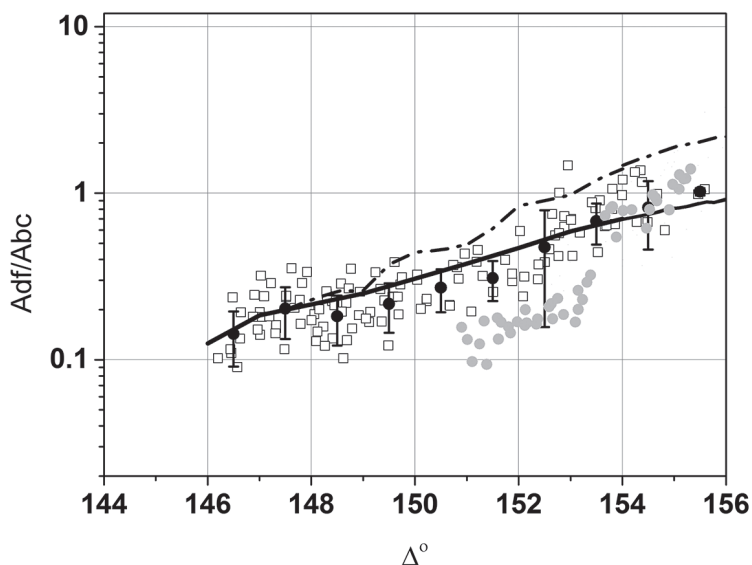


Рис. 5. Изменение отношения амплитуд в зависимости от эпицентрального расстояния. Светлые квадраты – экспериментальные данные для экваториальных трасс. Серые кружки – для полярных трасс. Черные точки с вертикальными черточками – среднее в интервале 1° и их среднеквадратическое отклонение. Штрихпунктирная линия – зависимость, рассчитанная для модели E1 [Yu&Wen, 2006]. Сплошная линия – скорректированная модель E1M

В табл. 2 V_p – скорость продольных волн, V_s – скорость поперечных волн, ρ – плотность, Q_p – добротность для продольных волн. Повторяющиеся глубины в столбце Н означают наличие границы.

Из рис. 5 следует, что отношение амплитуд (светлые квадраты) в области аномальных значений скорости на экваториальных трассах превосходит в 2–3 раза соответствующие значения для полярных трасс (серые кружки).

Таким образом, два признака – различие в дифференциальных временах пробега и дифференциальных отношениях амплитуд, указывают, что обнаруженная аномалия скорости является областью анизотропии. При этом более высокой скорости распространения волн соответствует большее поглощение. Более того, прилегающие к этой области соседние участки такими различиями не обладают.

В заключение сделаем небольшую ремарку, касающуюся измеренных дифференциальных отношений амплитуд и дифференциальных времен пробега, на которые могут оказать существенное влияние отраженные от поверхности Земли в области очага волны pPKP_{DF} . Для глубокофокусных землетрясений, которыми представлены экваториальные данные, эта волна лежит вне анализируемого временного интервала и, следовательно, никакого влияния не оказывает. Однако для полярных трасс землетрясений с глубиной меньше 40 км отраженная волна может влиять на измерение дифференциального времени и дифференциальной амплитуды. Мы провели анализ влияния этого фактора на примере землетрясения с максимальными временными и амплитудными невязками, имевшего место 30 сентября 2007 г. вблизи Новой Зеландии на глубине 18 км.

На рис. 3 показан фрагмент сейсмограммы на станции Fines в Финляндии на расстоянии 153° от эпицентра. На нем хорошо видны вступления 3-х волн PKP_{DF} , PKP_{BC} и pPKP_{DF} . Мы использовали эту сейсмограмму для моделирования возможного влияния фазы pPKP_{DF} на меньших расстояниях, когда две волны будут интерферировать друг с другом.

Наблюдаемая сейсмограмма может быть представлена в виде аддитивной смеси трех следующих друг за другом волн

$$S(t) = S_{\text{PKP}_{\text{DF}}}(t) + S_{\text{pPKP}_{\text{DF}}}(t + \tau_1) + S_{\text{PKP}_{\text{BC}}}(t + \tau_2), \quad (5)$$

где τ_1 и τ_2 – времена запаздывания вступлений волн pPKP_{DF} и PKP_{BC} относительно волны PKP_{DF} . Время запаздывания τ_1 слабо меняется на расстояниях от 147 до 153° вследствие малого различия в параметре медленности, характеризующем изменение времени пробега волны на единицу эпицентрального расстояния. В связи с этим, достаточно проследить какую погрешность в измерения дифференциальных времен и дифференциальных амплитуд вносит изменение τ_2 с уменьшением эпицентрального расстояния. В этом случае волна PKP_{BC} надвигается на волну pPKP_{DF} , и в результате интерференции амплитуда волны PKP_{BC} и временное положение максимума могут измениться. Из результатов моделирования следует, что погрешность измеренного дифференциального времени составляет не более 0.05 с.

На дифференциальные амплитуды влияние интерференции более значимо и может достигать 30% (рис. 6). Измеренная дифференциальная амплитуда на расстояниях 150 – 151° (выделены на рис. 6 черным цветом) меньше ее действительного значения. С влиянием этого фактора, по-видимому, связан больший разброс отношений амплитуд для полярных трасс на расстоянии меньше 152° , показанных на рис. 5.

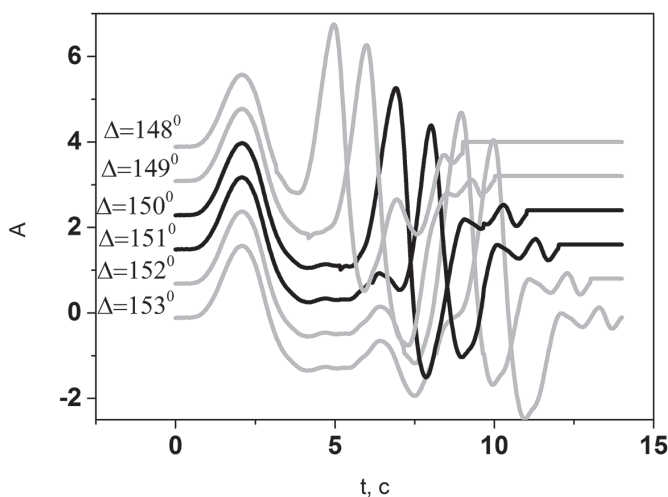


Рис. 6. Результаты модельных расчетов влияния отраженной волны pRKP_{DF} на измеряемые параметры. Черным цветом выделены сейсмограммы, на которых это влияние максимально.

Заключение

На основе анализа дифференциальных времен пробега и дифференциальных амплитуд волн RKP_{DF} и RKP_{BC} во внутреннем ядре Земли обнаружена область с аномальными значениями указанных параметров. Размер этой области составляет примерно $250 \times 250 \times 200 \text{ км}^3$. Радиус зоны Френеля для сейсмических волн RKP_{DF} , распространяющихся во внутреннем ядре, составляет около 150 км, что позволяет говорить о зондировании одной и той же области как на полярных, так и на экваториальных трассах. Отсюда следует, что обнаруженная локальная аномалия скорости представляет область анизотропии. Действительно, невязки времени пробега отличаются на 0.8 с для $\xi \sim 30^\circ$ по сравнению с $55^\circ < \xi < 65^\circ$, а невязки дифференциальных амплитуд отличаются в 2–3 раза. Последнее указывает на более высокий уровень затухания сейсмических волн в направлении с более высокой скоростью распространения. Следует заметить, что механизм поглощения в основном связан не с дисперсией скорости в анизотропной среде, приводящей к искажению волнового фронта и уменьшению амплитуды. При анизотропии менее 3% этот эффект очень мал [Samec, Blandy, 1992]. Полученная положительная корреляция между дифференциальными временами и дифференциальными амплитудами может внести вклад в понимание динамических процессов во внутреннем ядре Земли.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект №14-05-00447).

Литература

Овчинников В.М., Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н. Слабая аномалия скорости во внешнем ядре из сейсмических данных // Физика Земли. 2012. № 3. с. 34–45.

Breger L., Romanowicz B., Tkalčić H. PKP(BC-DF) travel time residuals and short scale heterogeneity in the deep Earth // *Geophys. Res. Letters*. 1999. v. 20. P. 169–172.

Breger L., Tkalčić H., Romanowicz B. The effect of D'' on PKP(AB-DF) travel time residuals and possible implications for inner core structure // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V. 175. P. 133–143.

Calvet M., Chevrot S., Souriau A. P-wave propagation in transversely isotropic media II. Application to inner core anisotropy: effects of data averaging, parametrization and a priori information // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2006. v. 156. P. 21–40.

Cao A., Romanowicz B. Hemispherical transition of seismic attenuation at the top of the Earth's inner core // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. v. 228. P. 243–253.

Irving J., Deuss A. Hemispherical structure in inner core velocity anisotropy // *J. Geophys. Res.* 2011. v. 116. B04307. P. 1–17. doi:10.1029/2010JB007942.

Leykam D., Tkalčić H., Reading A.M. Core structure re-examined using new teleseismic data recorded in Antarctica: evidence for, at most, weak cylindrical seismic anisotropy in the inner core // *Geophys. J. Int.* 2010. P. 1–15. doi:10.1111/j.1365-244X.2010.04488.x.

Li C., van der Hilst R.D., Engdahl E.R., Burdick S. A new global model for P wave speed variations in the Earth's mantle // *Geochim. Geophys. Geosyst.* 2008. v. 9. № 5, p. 1–21. Q05018, doi:10.1029/2007GC001806.

Mattesini M., Belonoshko A.B., Bufoern E., Ramirez M., Simak S., Udias A., Mao H. Ahuja R. Hemispherical anisotropic patterns of the Earth's inner core // *Proc.Nat.Acad.Sci.USA*. 2010. v. 107, p. 9507–9512.

Mattesini M., Belonoshko A.B., Tkalčić H., Bufoern E., Udias A., Ahuja R. Candy Wrapper for the Earth's inner core // *Scientific Reports (Nature Publishing Group)*. 2013. 3:2096. Doi:10.1038/srep02096.

Morelli A., Dziewonski A., Woodhouse J. Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times // *Geophys. Res. Letters* 1986. v. 13, p. 1545–1548.

Niu F., Wen L. Hemispherical variations in seismic velocity at the top of the Earth's inner core // *Nature*. 2001. v. 410. p. 1081–1084.

Oreshin S., Vinnik L. Heterogeneity and anisotropy of seismic attenuation in the inner core // 2004. *Geophys.Res.Letters*. v. 31, L02613, doi:1029/2003GL018591.

Poupinet G., Pillet R., Souriau A. Possible heterogeneity in the Earth's core deduced from PKIKP travel times // *Nature*. 1983. v. 305, p. 204–206.

Ritzwoller, M., Masters G., Gilbert F. Observations of anomalous splitting and their interpretation in terms of aspherical structure // *J. Geophys. Res.* 1986. v. 91, p. 10203–10228.

Samec P., Blandy J.P. Viscoelastic attenuation, anisotropy, and AVO // *Geophysics*. 1992. v. 57, p. 441–450.

Souriau A., Romanowicz B. Anisotropy in inner core attenuation: a new type of data in constrain the nature of the solid core // *Geophys. Res. Letters*. 1996. v. 23. № 1, p. 1–4.

Sumita I., Olson P. Rotating thermal convection experiments in a hemispherical shell with heterogeneous boundary heat flux: Implications for the Earth's core // *J. Geophys. Res.* 2002. 107: 10.1029/2001JB000548.

Sumita I., Yoshida S. Thermal interactions between the mantle, outer and inner cores, and the resulting structural evolution of the core. In: Dehant V, Kenneth C, Shun'ichiro K, et al. (eds.) *Geodynamics Series*, 31: *Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation*, p. 213–232, Washington: AGU. 2003.

Tanaka S., Hamaguchi H. Degree one heterogeneity and hemispherical variation in anisotropy in the inner core from PKP(BC)– PKP(DF) times // *J. Geophys. Res.* 1997. v. 102, p. 2925–2938.

Tkalcic H., Romanowicz B., Houy N. Constraints on D'' structure using PKP(AB-DF), PKP(BC-DF) and PcP-P travel time data from broadband records // *Geophys. J. Int.* 2002. v. 149, p. 599–616.

Tkalcic H. Large variations in travel times of mantle-sensitive seismic waves from the South Sandwich Islands: Is the Earth's inner core a conglomerate of anisotropy? // *Geophys. Res. Letters*. 2010. v. 37. L14312. Doi:10.1029/2010GL043841.

Tromp J. Support for anisotropy of the Earth's core from oscillation // *Nature*. 1993. v. 366, p. 678–681.

Widmer R., Masters G., Gilbert F. Observably split multiplets-data analysis and interpretation in terms of large-scale aspherical structure // *Geophys. J. Int.* 1993. v. 111. p. 559–576.

Woodhouse J.H., Giardini D., Li X-D. Evidence for inner core anisotropy from splitting in free oscillation data // *Geophys. Res. Lett.* 1986. v. 13, p. 1549–1552.

Yu W., Wen L. Seismic velocity and attenuation structures in the top 400 km of the inner core along the equatorial parths // *J.Geophys.Res.* 2006. v. 111. B07308. doi:10.1029/2005JB003995.