

ОБ ОТРАЖАЮЩИХ СВОЙСТВАХ ГРАНИЦЫ ВНУТРЕННЕЕ – ВНЕШНЕЕ ЯДРО ЗЕМЛИ ПОД ЮЖНОЙ АМЕРИКОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИЕЙ

Д.Н. Краснощеков, В.М. Овчинников

ИДГ РАН

В работе анализируются дифференциальные характеристики волн PKiKP и PcP, отражённые от границ ядра под Юго-Восточной Азией и Южной Америкой и зарегистрированные на эпицентральных расстояниях $3.2\text{--}35.2^\circ$. Мы наблюдаем статистически значимое систематическое смещение между измерениями в Восточном и Западном полушариях и оцениваем скачок плотности на границе внутреннего ядра под Юго-Восточной Азией величиной 0.3 г/см^3 , а под Южной Америкой 0.9 г/см^3 . Выявленные особенности могут являться как следствием мозаичного характера поверхности внутреннего ядра Земли, так и указывать на его дихотомную структуру. Однако, если систематическое смещение невязки дифференциального времени пробега обусловлено меньшей на $1\text{--}3\text{ км}$ толщиной жидкого ядра в Восточном полушарии, то линейное распределение скачка плотности хорошо согласуется с трансляционной моделью формирования и роста внутреннего ядра Земли. Она предполагает трансляцию вещества твёрдого ядра с более плотного холодного Западного полушария, где доминирует кристаллизация, на Восток, а не наоборот, как в модели, основанной на тепловом балансе ядро – мантия.

Введение

Кристаллическое ядро Земли сформировалось в результате затвердевания, и его структура в наибольшей степени определяется процессами в зоне перехода от жидкого внешнего к твёрдому внутреннему ядру Земли. На глубине порядка 5150 км температура падает ниже солидуса Fe-Ni раствора жидкого ядра и внутреннее ядро кристаллизуется [Jacobs, 1953]. Существует несколько альтернативных сценариев роста внутреннего ядра, которые подразумевают образование шлама, дендритных и недендритных структур, и т.д. [Loper & Roberts, 1978; Fearn et al., 1981; Tian & Wen, 2017]. Предполагают, что тепловой поток на обеих границах жидкого ядра имеет неоднородное распределение по поверхности ядра, что оказывает существенное воздействие на режим кристаллизации и формирование текстуры внутреннего ядра, а также может приводить к образованию разномасштабных неоднородностей [Aubert et al., 2008; Gubbins et al., 2011]. В сейсмических наблюдениях такие неоднородности могут запечатлеваться в различных формах, включая композици-

онную и температурную мозаику поверхности внутреннего ядра [Krasnoshchekov et al., 2005] и его дихотомию [Aubert et al., 2008; Alboussière et al., 2010; Monnereau et al., 2010]. Если бы давление и температура в зоне перехода не составляли 350 ГПа и 6000 К, соответственно, изучение физических параметров кровли внутреннего ядра и его неоднородностей являлось бы чисто металлургической задачей. Хотя последние эксперименты с алмазными наковальнями позволяют приблизиться к необходимым температурам и давлениям [Tateno et al., 2010] для проведения экспериментов *in situ*, сейсмические данные всё ещё являются главным источником прямых измерений свойств внутреннего ядра Земли.

Большая часть сейсмологических ограничений на структуру и свойства границы внутреннего ядра Земли была получена в результате анализа отражённых объёмных волн (фаза PKiKP) и инверсии данных о собственных колебаниях Земли. Причём последние, в силу супердлинных периодов (порядка 104 с и выше), являются источником интегрированных оценок по всему объёму ядра, и, соответственно, не могут быть использованы для выявления и оценки параметров мелкомасштабных неоднородностей и текстуры внутреннего ядра. Например, стандартные модели Земли включают величину скачка плотности на границе внутреннего ядра в 0.6 г/см³, полученную по данным расщепления нормальных мод [Dziewonski & Anderson, 1981; Kennett et al., 1995].

Исследования границы внутреннего ядра с помощью короткопериодных волн PKiKP проводятся с привлечением референсной фазы, чей путь в максимальной степени совпадает с PKiKP в коре и мантии. Анализ дифференциальных времён пробега и амплитуд таких фаз от одного сейсмического источника позволяет сформулировать интерпретацию в терминах тонкой структуры и свойств перехода внутреннее – внешнее ядро, так как в этом случае можно пренебречь влиянием неоднородностей на трассе распространения за пределами ядра и особенностями очага. Волновые формы PKiKP рутинно наблюдаются в группе первых вступлений на эпицентральных расстояниях свыше ~ 110°, что соответствует закритическому отражению. Соответствующие исследования в качестве референсной чаще всего используют фазу PKiKP с нижней точкой рефракции во внутреннем ядре. Они предполагают региональные и локальные вариации сейсмической скорости и затухания в кровле твёрдого ядра [Godwin et al., 2018], которые, впрочем, часто оказываются не подтверждёнными другими исследователями, как, например, дихотомия скорости затвердевания. Первоначально эта особенность была установлена на основе анализа дифференциальных времён пробега PKiKP–PKiKP [Monnereau et al., 2010], однако затем она была поставлена под сомнение по результатам анализа расширенной базы данных, обеспечивающей более широкое покрытие [Ivan et al., 2018].

Докритически отражённые волновые формы PKiKP являются наилучшим инструментом картирования мелкомасштабных и региональных структурных особенностей границы внутреннего ядра, причем в качестве референсной используется фаза PcP, отраженная от границы ядро – мантия. Технически, эта пара фаз обеспечивает адекватное разрешение, а существенно сходные пути распространения в коре и мантии — независимость интерпретации от неоднородностей, локализованных за пределами ядра (особенно на малых эпицентральных расстояниях). Анализ именно этих волновых форм впервые дал возможность оценить скачок плотности на границе твёрдое – жидкое ядро [Bolt & Qamar, 1970] и позволил предположить мозаичный характер поверхности внутреннего ядра [Krasnoshchekov et al., 2005; deSilva et al., 2018]. Вместе с тем, результаты анализа докритически отражённых волновых форм также могут расходиться с результатами, полученными по данным

собственных колебаний или телесеismicических волновых форм РKiKP. Например, по данным докритически отражённых волн РKiKP и РсР оценки скачка плотности обычно выше по модулю (до 1.8 г/см³), а дихотомные свойства твёрдого ядра не прослеживаются в его верхней части [Waszek & Deuss, 2015].

Расхождения в полученных результатах частично можно объяснить недостатком экспериментальных данных: обнаружение почти вертикальных отражений РKiKP и РсР на сейсмограммах существенно затруднено вследствие малости их амплитуд на фоне интенсивных колебаний, сформированных на неоднородностях коры и мантии. В сейсмологической практике дифференциальные измерения РKiKP–РсР немногочисленны, не обеспечивают плотного покрытия отражающих поверхностей и проявляют значительные вариации по величине. В среднем измеренные амплитудные отношения РKiKP/РсР должны группироваться вокруг «истинного» амплитудного отношения, и для получения надёжных оценок по таким данным с учётом возможных значительных неопределённостей [Buchbinder et al., 1973; Tkalčić et al., 2009] необходимо существенно нарастить количество измерений. На практике эта задача трудно реализуема, так как ключевые факторы, гарантирующие успешные наблюдения отражённых волн РKiKP и РсР, не установлены, несмотря на целый ряд проведённых исследований [Krasnoshchekov et al., 2005; Tkalčić et al., 2010]. За весь период исследований было опубликовано не более нескольких сотен совместных наблюдений РKiKP и РсР преимущественно в диапазоне эпицентральных расстояний 15–60° и лишь около дюжины на малых расстояниях до 10°. В настоящей работе мы анализируем более 1300 новых дифференциальных измерений, зондирующих две ограниченные области поверхности внутреннего ядра под Юго-восточной Азией и Южной Америкой в диапазоне расстояний 3.2–35.2°, в том числе, более 500 измерений на малых расстояниях менее 16.5°; и предлагаем их интерпретацию в терминах структурных неоднородностей ядра Земли.

Данные и методы

Анализируемая база данных состоит из вертикальных записей широкополосных и короткопериодных каналов цифровых групп и сетей сейсмологических наблюдений в Южной Америке и на Дальнем Востоке Евразии. Список событий и сейсмологических станций/групп регистрации приведен в Таблице, а карта с эпицентрами и станциями регистрации – на рис. 1. Используемые сейсмометры имеют плоскую АЧХ в диапазоне частот 1–7 Гц, поэтому для унификации данных и повышения соотношения сигнал/шум волновых форм РKiKP и РсР применялась частотная фильтрация с полосой пропускания 1.1–7 Гц. Выделенные волновые формы РKiKP и РсР формируют ярко выраженный и визуально прослеживающийся на монтаже трасс гиперболический годограф с низкой медленностью, предсказанной стандартными моделями Земли (рис. 2). Соотношение сигнал/шум выше 2.5 обнаруженных волновых форм позволило провести измерения дифференциальных времён пробега РKiKP–РсР и отношения их двойных пиковых амплитуд с помощью кросс-корреляции [Goldstein et al., 2003], а также провести выборочную проверку в ручном режиме. В результате было получено 1338 измерений для двух регионов в Восточном и Западном полушариях. Высокая представительность и плотность измерений на единицу зондируемой поверхности позволили не усреднять единичные измерения, как в предыдущих работах, а применить α -шейп k -го порядка – методику робастного восстановления формы зависимостей дифференциальных измерений от эпицентрального расстояния [Edelsbrunner et al., 1983; Krasnoshchekov & Polishchuk, 2014; Nikkilä et al., 2014].

Таблица. Параметры землетрясений и сети наблюдений

Дата	Время в очаге	Широта, град.	Долгота, град.	Глубина, км	mb	Δ град.	Код сети наблюдений
Западное полушарие ¹							
12.07.2009	01:19:21.31	-15.0411	-70.5354	198.7	5.9	7.7–18.2	CX, TO, X6, XH, YS, ZL
24.05.2010	16:18:28.81	-8.1152	-71.6412	582.1	6.0	14.7–32.5	3A, XH, XP, XS
05.03.2012	07:46:09.23	-28.2579	-63.2916	551.9	6.0	5.4–34.2	ZD, ZG, ZV, XP
Восточное полушарие							
24.05.2013	14:56:31.60	52.1357	151.5688	632.0	6.8	3.2–35.2	SAGSR ² , KAGSR ² , J-array ³ , Hi-net ⁴

¹Цифровые идентификаторы временных сетей наблюдения в западном полушарии: ZL (10.7914/SN/ZL_2007), X6 (10.7914/SN/X6_2007), XH (10.7914/SN/XH_2008), TO (10.7909/C3RN35SP), YS (10.7914/SN/YS_2009), CX (10.14470/PK615318), XS (10.15778/RESIF.XS2010), XP (10.7914/SN/XP_2010), ZG (10.7914/SN/ZG_2010), ZD (10.7914/SN/ZD_2010), ZV (10.7914/SN/ZV_2012). Сети 3A (Maule Aftershock Deployment (UK)) цифровой идентификатор не присвоен.

²Сеть структурного подразделения ФИЦ ЕГС РАН

³<http://jarray.eri.u-tokyo.ac.jp/>

⁴[Okada et al., 2004; Obara et al., 2005]

Для тензора m_{pq} используем разложение на элементарные диполи сил [Bouchon, 1980; Bouchon, 1981]

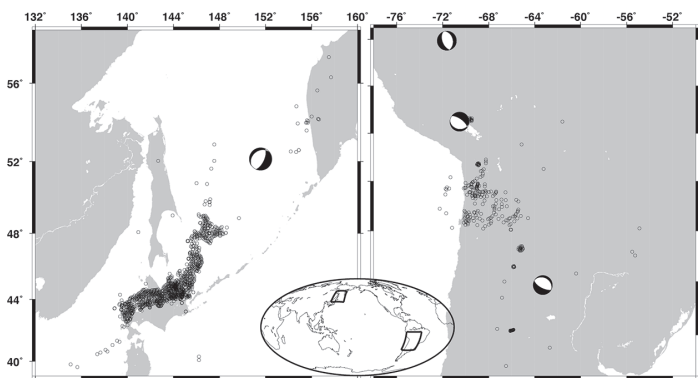


Рис. 1. Карта с эпицентрами проанализированных землетрясений (мячики) и проекциями точек отражения PKiKP на дневную поверхность (кружки). Левая панель – фрагмент данных для Восточного полушария, правая – для Западного. В центре — отображение панелей на глобальной проекции

Для построения амплитудных зависимостей PKiKP/PCP от эпицентрального расстояния использовался метод, предложенный в [Bolt & Qamar, 1970]. Он состоит в совместном решении трёх систем уравнений, соответствующих условиям непрерывности нормального смещения и отсутствию тангенциальных напряжений на границах жидкого ядра при распространении упругих волн PKiKP и PCP. При этом необходимо вычислить коэффициенты отражения и прохождения на соответствующих границах, фактор геометрического расхождения обеих фаз и учесть добротность внешнего ядра, которая может быть принятой равной 10000 [Cormier & Richards, 1976]. Если зафиксировать скорость поперечных волн в кровле внутреннего ядра, то

можно получить совместное решение систем для искомого амплитудного отношения в широком диапазоне скачков плотности на границе внутреннего ядра [Tkalčić et al., 2009]. Перед интерпретацией и сопоставлением экспериментальных и теоретических зависимостей были также построены синтетические сейсмограммы PKiKP и PcP по методу DSM [Kawai et al., 2006] (рис. 2). Это позволило оценить и отбросить измерения, которые могли оказаться под влиянием интерференции анализируемых отражений с другими сейсмическими фазами, а также особенностей в очаге и конфигурации трассы распространения.

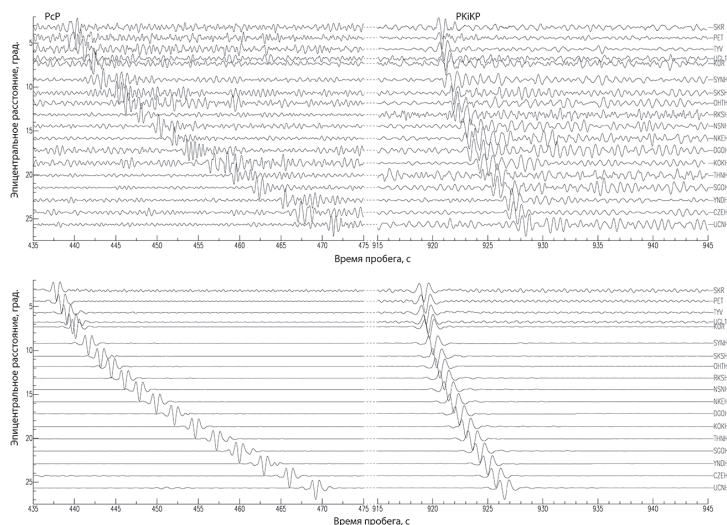


Рис. 2. Монтаж трасс 18 отфильтрованных вертикальных составляющих исходных записей (вверху) и их моделей, рассчитанных по методу DSM в модели ak135 (внизу). Названия станций регистрации приведены справа. Левая панель – фрагменты, соответствующие вступлению PcP, правая – PKiKP

Результаты

1. Дифференциальные времена пробега. Статистический анализ экспериментальных данных показывает, что измерения в Западном полушарии проявляют систематическое смещение на 0.72 с относительно Восточного. Среднее невязки дифференциального времени пробега PKiKP–PcP с моделью ak135 [Kennett et al., 1995] и PREM [Dziewonski et al., 1981] по 1016 измерениям в Японии составило, соответственно, -1.79 и -0.41 с со стандартным отклонением 0.51; аналогичные оценки в Западном полушарии дают 1.07 ± 0.45 и 0.31 ± 0.45 с. Согласно критерию Стьюдента (t-тест) вероятность нулевой гипотезы равенства средних по восточной и западной выборкам с учетом дисперсии каждой близка к нулю ($p < 2e-69$ при уровне значимости 0.05), и, таким образом, подразделение базы измерений на восточную и западную выборки статистически значимо.

Согласно оценке из [Shen et al., 2016], систематическое смещение невязок может быть проинтерпретировано в терминах вариации толщины жидкого ядра. Тогда, согласно этой оценке, мощность жидкого ядра под Америкой на 3 км больше, чем под Азией. Эта величина может служить оценкой сверху без учёта влияния эллиптичности Земли и неоднородностей в подошве мантии (зоны D''). В отличие от поправок на эллиптичность, составляющих не более 7–10% от обнаруженного систематического смещения в секундах, мантийные поправки могут оказаться весьма существенными и, кроме того, значимо зависеть от выбора трёхмерной томографической модели. В настоящей работе мы приводим оценку по модели LLNL-Earth3D

[Simmons et al., 2012], которая позволяет учесть эффекты эллиптичности, рельеф границ раздела и объёмные неоднородности коры и мантии. На качественном уровне, использование LLNL-Earth3D даёт физический результат, не противоречащий базовым представлениям о распространении волн, согласно которым неоднородности коры и мантии оказывают существенно сходное воздействие на PKiKP и PcP, распространяющиеся практически вертикально (например, на эпицентральном расстоянии 3.2° , где размер зоны Френеля больше, чем расстояние между лучами PcP и PKiKP). При этом на больших расстояниях, где точки отражения и пропускания PKiKP и PcP на границе ядро – мантия становятся дальше друг от друга, воздействия на эти фазы со стороны неоднородностей в D'' может различаться. Именно такую картину можно наблюдать на рис. 3. На эпицентральных расстояниях свыше 16.5° , измеренные невязки до мельчайших деталей повторяют форму зависимости, предсказанную моделью LLNL-Earth3D, и, следовательно, несут информацию о неоднородностях, локализованных вне ядра. До 16.5° доверительные интервалы средних частично перекрываются с теоретическими оценками по LLNL-Earth3D, однако восстановленная гладкая зависимость невязок от расстояния с её низкой погрешностью не более 5% [Nikkilä et al., 2014] статистически значимо отличается, что указывает на независимость измерений на малых расстояниях от неоднородностей в коре и мантии.

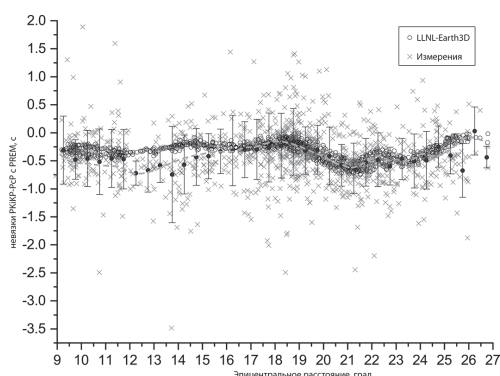


Рис. 3. Невязки дифференциальных времён пробега, измеренные на 1016 станциях в Японии. Чёрные точки со стандартным отклонением – результат усреднения в окне 0.5° . Серый пунктир – восстановленная форма зависимости от расстояния. В правом верхнем углу – легенда для измерений и теоретических невязок, вычисленных для LLNL-Earth3D

Чтобы снизить влияние факторов, не связанных с ядром, были проанализированы измерения на малых расстояниях (до 16.5°). Средние невязок по 330 измерениям на Востоке и 181 измерению на Западе составили, соответственно -0.45 ± 0.55 с и 0.27 ± 0.44 с, а теоретические -0.27 ± 0.07 с и 0.12 ± 0.10 с. Как видно, до 50% систематического смещения измеренных невязок можно объяснить влиянием неоднородностей коры и мантии, однако оставшаяся часть представляет статистически значимое расхождение, которое можно проинтерпретировать как различие между толщиной жидкого ядра в восточном и западном полушариях, эквивалентное 1–3 км.

2. Амплитудное отношение. Для интерпретации измеренных амплитудных отношений PKiKP/PcP были вычислены модельные кривые для *ak135* и PREM (рис. 4 и 5). Первая группа теоретических кривых вычислена для фиксированного значения скачка плотности на границе ядро – мантия 4.4 г/см^3 (как в *ak135*) и различных скачков плотности на границе внутреннего ядра — от 0.3 до 0.9 г/см^3 . Во второй группе зафиксирован скачок плотности на границе внутреннего ядра (0.6 г/см^3 как в *ak135* и PREM) и варьируется скачок плотности на границе ядро – мантия. Аналогичные расчёты и построения проведены для скачка скорости продольных

волн на обеих границах. На рисунках также приведены восстановленные формы зависимости амплитудного отношения $PKiKP/PcP$ от эпицентрального расстояния по восточной и западной выборкам. Как и для дифференциальных времён пробега, они статистически значимо различаются — вероятность нулевой гипотезы равенства средних по критерию Стьюдента не превышает 10-5. На эпицентральных расстояниях до 16° восточная и западная кривые обнаруживают систематическое смещение (рисунки 4 и 5), эквивалентное скачку плотности 0.6 г/см^3 на одной из двух границ жидкого ядра.

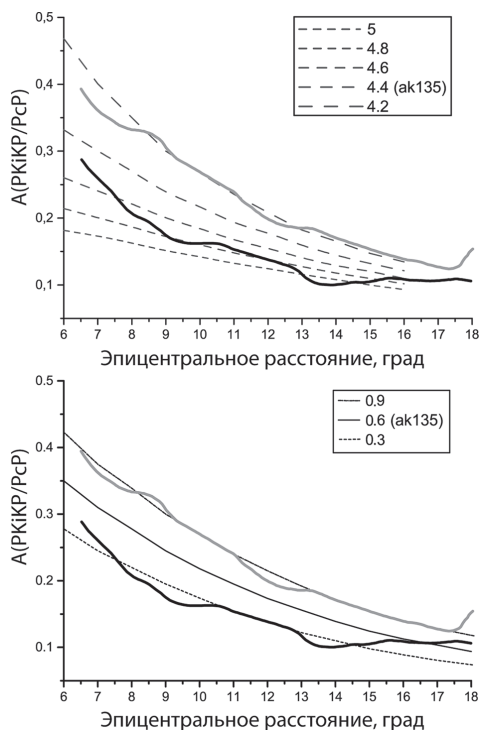
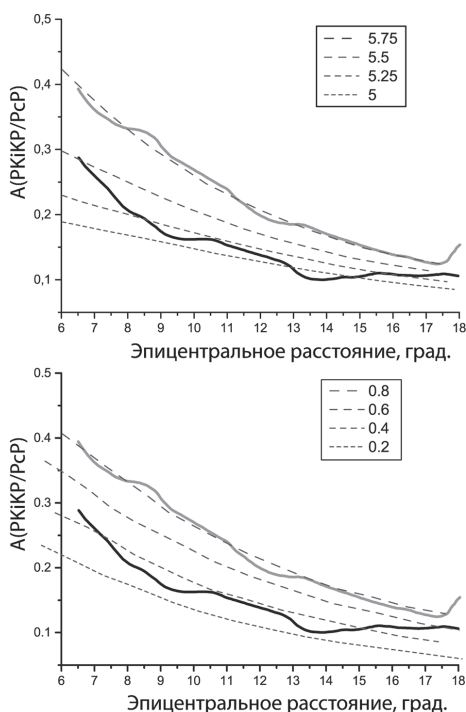


Рис. 4. Теоретические и экспериментальные зависимости амплитудного отношения $PKiKP/PcP$ от расстояния. Теоретические зависимости (пунктир) вычислены на основе $ak135$ для различных скачков плотности на границе мантия – ядро (вверху) и внутреннее – внешнее ядро (внизу) в г/см^3 . Сплошная чёрная и серая линии – восстановленные формы амплитудной зависимости от расстояния для восточной и западной выборок, соответственно

Рис. 5. Теоретические и экспериментальные зависимости амплитудного отношения $PKiKP/PcP$ от расстояния. Теоретические зависимости (пунктир) вычислены на основе PREM для различных скачков скорости на границе мантия – ядро (вверху) и внутреннее – внешнее ядро (внизу) в км/с . Сплошная чёрная и серая линии – восстановленные формы амплитудной зависимости от расстояния для восточной и западной выборок, соответственно



Обсуждение результатов

Восстановленные амплитудные зависимости $PKiKP/PcP$ от расстояния в Восточном и Западном полушариях имеют сходную форму и хорошо согласуются с

теоретическими кривыми, рассчитанными для скачков плотности на границе внутреннего ядра 0.3 и 0.9 г/см³, соответственно (рис. 4, нижняя панель). Теоретические кривые, рассчитанные для нескольких скачков плотности на границе ядро – мантия (рис. 4, верхняя панель), хуже согласуются с экспериментальными данными. Такая интерпретация предполагала бы быстрые латеральные вариации скачка плотности в пределах зондируемой области под Японией в подошве мантии в пределах 10% (от 5 до 4.5 г/см³) и практически постоянный скачок плотности под Южной Америкой (4.2–4.3 г/см³). Однако согласно актуальным геодинамическим моделям предложенный сценарий вряд ли вероятен, так как обе зондируемые области существенно сходны по своим свойствам, определяемым периферией «Тихоокеанского суперплюма» — низкоскоростной зоны в подошве мантии [Li et al., 2017]. Например, трёхмерная модель для поперечных волн предусматривает одинаковые скорости в обеих областях, ограничивая максимальные вариации величиной 1% [Ritsema et al., 2011]. Сильные вариации и дихотомное распределение свойств и параметров жидкого ядра также маловероятны [Stevenson, 1987; Brodholt & Badro, 2017].

Аналогичные доводы справедливы при интерпретации результатов в терминах скачка скорости. Быстрые вариации скачка скорости под Юго-Восточной Азией между 4.8 и 5.5 км/с на границе ядро – мантия и практически постоянный скачок скорости под Южной Америкой в 5.75 км/с (рис. 5) противоречат современным глобальным скоростным моделям, включая LLNL-Earth3D, которая, как показано выше, обеспечивает хорошее согласование теоретических и экспериментальных невязок дифференциальных времён пробега. [Tkalčić et al., 2010] показали, что большой разброс амплитудных измерений можно объяснить введением более интенсивных вариаций скорости (около 10%) и затухания в нижних 150 км мантии. Однако такая модель позволяет объяснить мозаичную структуру, но не систематическое смещение, наблюдаемое в анализируемых данных.

Ещё одним источником вариабельности амплитудного отношения PKiKP/PcP может служить слой F в подошве жидкого ядра [Antonangeli et al., 2010; Waszek & Deuss, 2015], который может иметь плотность, отличающуюся от вышележащей жидкости. Однако необходимо учитывать, что предполагаемые вариации плотности в этом слое должны коррелировать с измеренными временами пробега [Badro et al., 2007; Antonangeli et al., 2010]. В случае быстрого роста (затвердевания) лёгкие элементы снижают плотность слоя F, что эквивалентно увеличению скорости продольных волн и уменьшению невязок дифференциальных времён пробега PKiKP-PcP. Если доминирует плавление, подошва внешнего ядра обогащается жидкостью, снижая скорость распространения продольных волн, и увеличивая невязки дифференциального времени пробега PKiKP-PcP. Измеренные дифференциальные времена пробега и амплитуды не соответствуют описанной модели. Мы наблюдаем повышенные скорости или более тонкое внешнее ядро под Японией, где, согласно измеренным амплитудным отношениям, доминирует плавление (низкий скачок плотности 0.3 г/см³). Соответственно, в Западном полушарии с его высоким скачком плотности (0.9 г/см³) мы наблюдаем пониженные скорости продольных волн (или большую мощность жидкого ядра).

Необходимо отметить, что низкие значения скачка плотности были также получены в других работах по восточно-азиатским данным, например, [Koper and Pyle, 2004; Tkalčić et al., 2009; Краснощеков, Овчинников, 2017], что может указывать на более общий характер этой особенности. Если плотностное распределение во внутреннем ядре имеет линейную зависимость с Запада на Восток, то с учётом вариации толщины жидкого ядра, экспериментальные данные хорошо согласуются с

трансляционной моделью [Alboussièr et al., 2010; Monnereau et al., 2010]. Она предполагает, что совместное действие кристаллизации в более плотном холодном Западном полушарии и плавление в Восточном приводит к смещению центра масс к Западу и, соответственно, компенсационной трансляции вещества внутреннего ядра в противоположном направлении.

Выводы

Анализ динамических характеристик волн PKiKP и PcP, измеренных в Восточном и Западном полушариях, выявил различия в отражающих свойствах границы внутреннего ядра Земли под Юго-Восточной Азией и Южной Америкой. Скачок плотности на границе внутреннего ядра в отсканированной области Восточного полушария составляет 0.3 и 0.9 г/см³ — Западного. Выявленные особенности могут являться как следствием мозаичного характера поверхности внутреннего ядра Земли, так и указывать на его дихотомную структуру. Однако, если систематическое смещение невязки дифференциального времени пробега связано не с топографией отражающей границы, а с вариацией толщины жидкого ядра, то представленное линейное распределение скачка плотности хорошо согласуется с трансляционной моделью формирования и роста внутреннего ядра Земли. Она предполагает трансляцию вещества твёрдого ядра с более плотного холодного Западного полушария, где доминирует кристаллизация, на Восток, а не наоборот, как в модели, основанной на тепловом балансе ядро – мантия [Aubert et al., 2008].

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-05-00619) и в рамках темы гос. задания ИДГ РАН (рег. № АААА-А17-117112350012-4).

Литература

Краснощеков, Д.Н., Овчинников, В.М. Об использовании метода максимума правдоподобия для оценки скачка плотности на границе между внешним и внутренним ядром // Динамические процессы в геосферах: сб. научных трудов ИДГ РАН, вып. 9. М. : ГЕОС. 2017. С. 10–15.

Alboussièr, T., R. Deguen, and M. Melzani (2010), Melting-induced stratification above the Earth's inner core due to convective translation. *Nature*, 466, 744–747.

Antonangeli, D., J. Siebert, J. Badro, D. Farber, G. Fiquet, G. Morard, and F. Ryerson (2010), Composition of the Earth's inner core from high-pressure sound velocity measurements in Fe-Ni-Si alloys. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 295, 292–296.

Aubert, J., H. Amit, G. Hulot, P. Olson. (2008), Thermochemical flows couple the Earth's inner core growth to mantle heterogeneity. *Nature*, 454, 758–761.

Badro, J., G. Fiquet, F. Guyot, E. Gregoryanz, F. Occelli, D. Antonangeli, and M. d'Astuto (2007), Effect of light elements on the sound velocities in solid iron: Implications for the composition of Earth's core. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 254, 233–238.

Bolt, B., and A. Qamar (1970), Upper bound to the density jump at the boundary of the Earth's inner core. *Nature*, 228, 148–150.

Brodholt, J., Badro, J. (2017). Composition of the low seismic velocity E layer at the top of Earth's core. *Geoph. Res. Lett.*, 44 (16), 8303–8310. Doi:10.1002/2017GL074261.

Buchbinder, G.G.R., Wright, C., Poupinet, G. (1973), Observations of PKiKP at distances less than 110°. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, 1699–1707.

Cormier, V.F. and Richards, P.G., (1976), Comments on «The Damping of Core Waves» by Anthony Qamar and Alfredo Eisenberg. *J. Geophys. Res.*, 81, 3066–3068.

de Silva, S., Cormier, V.F., Zheng, Y. (2017), Inner Core Boundary Topography Explored with Reflected and Diffracted P waves, *Phys. Earth planet. Inter.*, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2017.04.008>.

Dziewonski, A.M., D.L. Anderson. (1981), Preliminary reference Earth model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25, 297–356.

Edelsbrunner, H., Kirkpatrick, D.G. and Seidel, R. (1983), On the shape of a set of points in the plane. *IEEE Trans. Inform. Theor.*, 29, 551–559.

Fearn, D., Loper, D., Roberts, P. (1981), Structure of the earth's inner core. *Nature*, 292 (5820), 232.

Goldstein, P., D. Dodge, M. Firpo, and L. Minner (2003), SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, in *The IASPEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, edited by W.H.K. Lee et al., pp. 1613–1614, Academic Press, London.

Godwin, H., Waszek, L., Deuss, A. (2018), Measuring the seismic velocity in the top 15km of Earth's inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 274, 158–169, doi:10.1016/j.pepi.2017.11.010.

Gubbins, D., B. Sreenivasan, J. Mound, and S. Rost (2011), Melting of the Earth's inner core. *Nature*, 473, 361–363.

Ivan, M., Wang, R., Hofstetter, R. (2018) Non quasi-Hemispherical Seismological Pattern of the Earth's Uppermost Inner Core. *Scientific Reports*, 8, 2270. doi:10.1038/s41598-018-20657-x
Jacobs, J.A. (1953), The Earth's inner core. *Nature*, 172, 297–298.

Kawai, K., Takeuchi, N., Geller, R.J., (2006), Complete synthetic seismograms up to 2 Hz for transversely isotropic spherically symmetric media. *Geophys. J. Int.*, 164, 411–424.

Kennett, B., E. Engdahl, and R. Buland (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from travel times. *Geophys. J. Int.*, 122, 108–124.

Koper, D.K., Pyle, M.L. (2004), Observations of PKiKP/PcP amplitude ratios and implications for Earth structure at the boundaries of the liquid core. *J. Geophys. Res.*, 109, B03301, doi: 10.1029/2003JB002750.

Krasnoshchekov, D.N., Kaazik, P.B., Ovtchinnikov, V.M. (2005), Seismological evidence for mosaic structure of the surface of the Earth's inner core. *Nature*, 435, 483–487.

Krasnoshchekov, D., Polishchuk, V. (2014), Order-k a-hulls and a-shapes. *Inform. Process. Lett.*, 114, 76–83.

Li, M., McNamara, A.K., Garnero, E.J., Yu, S. (2017), Compositionally-distinct ultra-low velocity zones on Earth's core-mantle boundary. *Nature Communications*, 8, 177, doi: 10.1038/s41467-017-00219-x.

Loper D.E., Roberts P.H. (1978), On the motion of an iron-alloy core containing a slurry. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 9(3-4), 289–321.

Monnereau, M., M. Calvet, L. Margerin, and A. Souriau (2010), Lopsided growth of Earth's inner core, *Science*, 328, 1014–1017.

Nikkilä, M., Polishchuk, V., and D. Krasnoshchekov (2014), Robust estimation of seismic coda shape. *Geophysical Journal International*, 197(№ 1), 557–565.

Obara, K., K.Kasahara, S.Hori & Y.Okada. (2005), A densely distributed high-sensitivity seismograph network in Japan: Hi-net by National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. *Review of Scientific Instruments* 76, 021301.

Okada, Y., K.Kasahara, S.Hori, K.Obara, S.Sekiguchi, H.Fujiwara, and A.Yamamoto. (2004), Recent progress of seismic observation networks in Japan -Hi-net, F-net, K-NET and KiK-net. *Earth, Planets and Space*, 56, xv-xxviii.

Ritsema, J., van Heijst H.J., Deuss, A., Woodhouse J.H. (2011), S40RTS: a degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes, and normal-mode splitting function measurements. *Geophys. J. Int.*, 184, 1223–1236.

Shen, Z., Ai, Y., He, Y., Jiang, M. (2016), Using pre-critical PKiKP–PcP phases to constrain the regional structures of the inner core boundary beneath East Asia. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 252, 37–48.

Simmons, N.A., S.C. Myers, G. Johannesson, E. Matzel. (2012), LLNL-G3Dv3: Global P wave tomography model for improved regional and teleseismic travel time prediction. *J. Geophys. Res.* 117, B10302, doi: 10.1029/2012JB009525.

Stevenson, D.J. (1987), Limits of lateral density and velocity variation in the Earth's outer core. *Geoph. J. R. Astron. Soc.*, 88, 311–319.

Tateno S, Hirose K, Ohishi Y, Tatsumi Y. (2010), The structure of iron in Earth's inner core. *Science*, 330, 359–361.

Tian, D. and Wen, L. (2017), Seismological evidence for a localized mushy zone at the Earth inner core boundary. *Nat. Commun.*, 165, doi:10.1038/s41467-017-00229-9.

Tkalčić, H., B. Kennett, and V. Cormier. (2009), On the inner-outer core density contrast from PKiKP/PcP amplitude ratios and uncertainties caused by seismic noise. *Geophys. J. Int.*, 179, 425–443.

Tkalčić, H., V. Cormier, B. Kennett, and K. He. (2010), Steep reflections from the Earth's core reveal small-scale heterogeneity in the upper mantle. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 178, 80–91.

Waszek, L., Deuss, A. (2015), Anomalous strong observations of PKiKP/PcP amplitude ratios on a global scale. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2015JB012038.

УДК 550.341: 550.311

ПОГЛОЩАЮЩИЕ СВОЙСТВА И ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫЕ ВРЕМЕНА ПРОБЕГА ВО ВНУТРЕННЕМ ЯДРЕ ЗЕМЛИ ИЗ ИНВЕРСИИ ВОЛНОВЫХ ФОРМ

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

ИДГ РАН

Приведены результаты оценки фактора Q , характеризующего поглощающие свойства среды, методом инверсии волновых форм. Для области верхней части внутреннего ядра до глубины 300 км величина $Q = 324 \pm 17$. Сравнение с величинами Q , определёнными методом спектрального отношения, показывает, что результаты статистически неразличимы. Метод инверсии позволяет также одновременно определять дифференциальные времена пробега волн PKPdf и PKPbc, которые значимо различаются с их оценками корреляционным методом, а также по временному положению максимальных амплитуд волн PKPdf и PKPbc.