

УДК 550.34+551.16

ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН, СВЯЗАННЫХ С ЗЕМНЫМ ЯДРОМ

В.М. Овчинников, О.А. Усольцева

Институт динамики геосфер им. академика М.А. Садовского РАН,
119334, Москва, Ленинский просп., 38, корп. 1, Россия

Проведен анализ структуры волнового поля от взрывов на атолле Муруроа на четырех сейсмических станциях ВСАО, КААО, ГРФО, БРВК, расположенных на расстояниях 152.1, 152.4, 143.6, 141.7°, соответственно. В качестве основного инструмента изменения схожести сейсмограмм взрывов, проведенных в разное время, использован кросс-корреляционный анализ. Сделан вывод, что изменения корреляционной схожести во времени не противоречат гипотезе о дифференциальном вращении внутреннего ядра Земли в период с 1977 по 1991 г. Продemonстрировано существование структурных особенностей не только во внутреннем ядре, но и во внешнем.

Сейсмические волны, дифференциальное вращение, внутреннее ядро, корреляционный анализ

SEISMIC WAVES PENETRATING THE EARTH'S CORE: ANALYSIS OF PARAMETER VARIATIONS

V.M. Ovtchinnikov, O.A. Usoltseva

The wavefield structure is studied from explosions within the Mururoa atoll based on seismic records from four stations (BCAO, KAAO, GRFO, BRVK) located at distances 152.1°, 152.4°, 143.6°, 141.7°, respectively. The cross-correlation analysis was used as the main tool of the similarity of explosion seismograms conducted at different times. It has been concluded that changes in correlation similarity in time are reconcilable with the hypothesis of differential rotation of the Earth's inner core in the period from 1977 to 1991. The evidence of structural anomalies not only in the inner core but also in the outer core has been demonstrated.

Seismic waves, differential rotation, inner core, correlation analysis

ВВЕДЕНИЕ

Зависимость времени пробега продольных волн P от календарного времени на квазистационарных трассах распространения, наблюдаемых на сейсмических станциях от ядерных взрывов на испытательных полигонах, известна достаточно давно [Ан и др., 1985; Ан, Люкэ, 1992]. Основной вопрос геофизической интерпретации подобных данных сводится к обоснованию, какая структурная особенность (маркер) внутреннего строения Земли ответственна за наблюдаемые изменения. В этом направлении наиболее продвинутыми являются исследования внутреннего ядра, связанные с гипотезой его дифференциального вращения.

В работе [Song, Richards, 1996] было получено, что дифференциальное время пробега волн PKP_{bc} , прошедших через нижнюю часть внешнего ядра, и PKP_{df} , рефрагированных во внутреннем ядре, от землетрясений на Южных Сандвичевых островах, наблюдаемых на станции COL на Аляске, систематически увеличивается примерно на 0.3 с за период с 1967 по 1995 г. Приняв в качестве маркера цилиндрическую анизотропию внутреннего ядра (IC — inner core) с наклонной относительно оси вращения Земли осью анизотропии, авторы впервые проинтерпретировали полученные данные как дифференциальное вращение IC относительно мантии со скоростью примерно 1 град./год.

С тех пор был проведен ряд сейсмологических исследований дифференциального вращения IC, использующих различные типы маркеров (латеральный градиент скорости продольных волн во IC, локальная неоднородность, топография поверхности IC, подвижность границы между квазивосточным и квазизападным полушариями IC и др.) [Su et al., 1996; Creager, 1997; Адушкин и др., 1997; Souriau, 1998; Vidale et al., 2000; Li, Richards, 2003; Cao, Romanowicz, 2004; Vidale, Earle, 2005; Zhang et al., 2005; Wen, 2006; Cao et al., 2007; Овчинников и др., 2010; Tkalčić et al., 2013; Waszek et al., 2011; Yao et al., 2015] и данные о нормальных модах собственных колебаний Земли [Sharrock, Woodhouse, 1998; Laske, Masters, 1999, 2003].

Критическое обсуждение полученных результатов было сосредоточено на надежности сейсмических наблюдений и обоснованности сейсмического признака IC, используемого в качестве маркера для изучения дифференциального вращения IC. В некоторых исследованиях утверждалось, что наблюдаемые PKP_{bc} - PKP_{df} дифференциальные невязки времени пробега, увеличивающиеся с течением времени,

могут быть вызваны систематическим изменением местоположения землетрясений или ошибками в считывании аналоговых данных [Souriau, 1998a, 1998b; Poupinet et al., 2000] или влиянием зон субдукции и неоднородностей в нижней мантии на распространение сейсмических волн [Souriau, 1998c; Souriau, Poupinet, 2000]. Кроме того, утверждалось [Souriau et al., 1997], что наклон оси симметрии анизотропии не следует из имеющихся сейсмических данных.

Дискуссия о надежности наблюдаемого изменения в календарном времени пробега волн PKP_{df} в основном закончилась в 2005 г. [Zhang et al., 2005], когда были опубликованы данные об изменениях во временах пробега, измеренных на 18 парах землетрясений-близнецов. Использование повторяющихся землетрясений и современных цифровых сейсмических данных повышает надежность измерений параметров сейсмических фаз, устраняет влияние очаговых особенностей и неоднородностей среды в мантии на распространение сейсмических волн [Li, Richards, 2003; Zhang et al., 2005] (квазистационарные трассы). Действительно, несколько последующих исследований [Wen, 2006; Cao et al., 2007; Tkalčić et al., 2013; Yao et al., 2015] подтвердили надежность наблюдаемого временного изменения фаз PKP_{df} о котором сообщалось в [Zhang et al., 2005].

В недавно опубликованной работе [Yang, Song, 2023] на основе землетрясений-близнецов было показано, что с 1970 по 2005 г. IC имело дифференциальное вращение относительно мантии, а последующие 15 лет дифференциальное вращение не наблюдалось. Этот результат не полностью согласуется с более ранним результатом [Tkalčić et al., 2013], предсказывающим резкое увеличение скорости дифференциального вращения в 2000—2005 гг., а также с данными работы [Mäkinen, Deuss, 2011], в которой получены противоречивые результаты для различной геометрии источник—станция наблюдения, ставящие под сомнение гипотезу о дифференциальном вращении IC. Отмеченные обстоятельства указывают на необходимость дополнительных исследований в этой области.

В данной работе мы используем сейсмограммы ядерных испытаний на атолле Муруроа (MUR) во Французской Полинезии, зарегистрированных на цифровых станциях КААО (Кабул, Афганистан), ВСаО (Банги, Центральная Африканская Республика), GFRO (Графенберг, ФРГ), BRVK (Боровое, Республика Казахстан). Излучение сейсмических волн от такого источника близко к симметричному, временная функция источника имеет малую длительность, а данные о координатах могут быть получены из не сейсмологических источников. Однако подобие ряда мощных взрывов, проведенных на расстояниях друг от друга, удовлетворяющих требованиям [Li, Richards, 2003; Zhang et al., 2005], не очевидно, чтобы говорить о них как о землетрясениях-двойниках.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

Официальный список французских ядерных испытаний в Тихоокеанском испытательном центре [CEA/DAM, 1993] содержит информацию о 175 взрывах во Французской Полинезии за 1966—1991 гг., включая дату и время (с точностью до минуты и в большинстве случаев до секунды), код события, название площадки на атолле, режим испытаний и диапазон высвобождаемой ядерной энергии. Мы отобрали 26 взрывов с магнитудой m_b более 5.1, зарегистрированных хотя бы одной из четырех (ВСаО, КААО, GFRO, BRVK) станций. Выбор станций обусловлен двумя причинами. Во-первых, доступностью авторам данных с немногочисленных для рассматриваемого интервала времени цифровых сейсмических станций (цифровые наблюдения активно стали развиваться только с середины 90-х годов) на эпицентральных расстояниях, где наблюдаются сейсмические волны, связанные с внутренним ядром Земли. Во-вторых, трассы этих волн близки к экваториальной плоскости. Последнее позволяет исключить влияние анизотропных свойств внутреннего ядра, на зависимости которой от времени строились многие доказательства дифференциального вращения IC. Для ВСаО отношение амплитуды волны PKP_{df} к амплитуде шума превышало значение 2.8, для КААО — 1.8. На станциях GFRO и BRVK сортировка проводилась на основе отношения амплитуды волны PKP_{dif} дифрагированной на границе внешнее—внутреннее ядро, к амплитуде шума. Для GFRO граничное отношение сигнал—шум равно 3.6, а для BRVK — 2.6. Параметры взрывов (время в очаге и координаты эпицентра) приведены в таблице. Знаком «+» в последних четырех столбцах таблицы указано наличие сейсмограмм. На КААО — 8 взрывов, на ВСаО — 12, на GFRO — 17, на BRVK — 13 взрывов. Три взрыва с магнитудами более 5.7 зарегистрированы четырьмя станциями.

Что касается сведений о координатах сейсмических явлений на атолле Муруроа, то погрешность координат эпицентров, приведенных в [Douglas et al., 1993], составляет не более 5 км. Корректность координат, снятых с опубликованной топографической карты [CME/DAM, 1993; Report, 1996] (красные кружки на рис.1 внизу), более вероятна, так как она подтверждается данными аэрофотосъемки атолла, на которых видны провальные воронки. В этом случае максимальное расстояние между взрывами не превышает 8 км, и именно это обстоятельство позволяет говорить о квазистационарности (неизменных во времени свойств среды в земной коре и мантии) трасс распространения для волн, связанных с ядром Земли. Взаимное расположение сейсмических станций относительно атолла Муруроа показано на рис. 1.

Волны, зарегистрированные на станциях KAAO и BRVK, зондируют восточное квазиполушарие земного ядра, а BSAO и GRFO западное квазиполушарие (под квазиполушариями понимаются области земного шара, разделенные меридианами примерно 40° и 180° в.д.). Точки максимального погружения на трассах станций KAAO и BRVK лежат в зоне перехода от квазивосточного к квазизападному.

Из рисунка 1 видно, что основная группа эпицентров (зеленые точки), определенных по сейсмическим данным, группируется в северо-восточном направлении, как и эпицентры, снятые с официально опубликованных карт с помощью приложения Google Earth Pro.

В качестве измеряемого параметра, зависящего от календарного времени, использованы значения кросс-корреляционных коэффициентов C_{ij} фрагментов волновых форм взрывов $S_i(t)$ и $S_j(t)$ (i, j — номера взрывов), зарегистрированных на сейсмических станциях:

$$C_{ij} = \max_{-N \leq r \leq N} \left(\frac{\sum_k S_i(t_k) S_j(t_{k+r})}{\sqrt{\sum_k S_i^2(t_k)} \sqrt{\sum_k S_j^2(t_{k+r})}} \right), \quad (1)$$

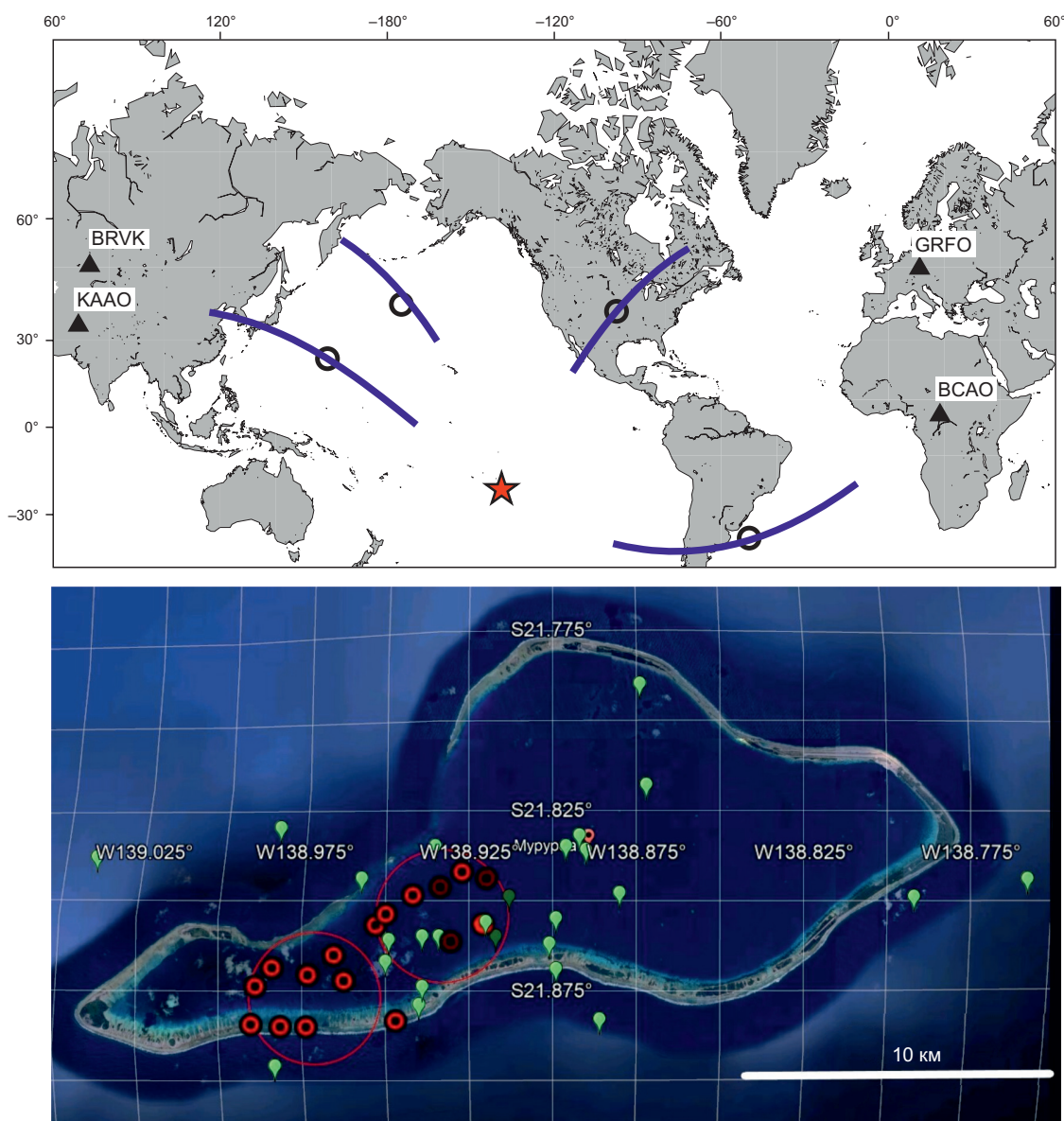


Рис. 1. Взаимное расположение станций относительно атолла Муруроа (вверху). Карта атолла с эпицентрами мощных взрывов (40—150 кт) из [Douglas et al., 1993] (внизу), (зеленые точки) и снятые с карты [CME/DAM, 1993; Report, 1996] (красные кружки).

Синие линии — проекции пути распространения волн PKP_{df} в ИС. Звезда — местоположение полигона Муруроа.

где N соответствует временному интервалу 1.5 с для 6-секундных фрагментов и 0.5 с для 3-секундных. Перед расчетом кросс-корреляционных коэффициентов (C) сейсмограммы выравниваются на максимум второго вступления для ВСАО и КААО и на максимум первого вступления для BRVK и GFRO.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПИСЕЙ ВЗРЫВОВ НА СТАНЦИЯХ ВСАО И КААО

Станции КААО (Кабул) с координатами ($\varphi = 34.54^\circ$, $\lambda = 69.04^\circ$) и ВСАО ($\varphi = 4.44^\circ$, $\lambda = 18.54^\circ$), показанные на рис. 1, оборудованы цифровыми сейсмическими станциями SRO (сейсмическая исследовательская обсерватория) с короткопериодными каналами с полосой частот 0.7—5.0 Гц и частотой опроса 20 Гц. Максимальная чувствительность каналов на 1 Гц составляет $1.2 \cdot 10^{12}$ отсчет/м. На станции ВСАО временной интервал наблюдений с 1977 по 1989 г., на станции КААО — с 1976 по 1983 г. Мы использовали 12 сейсмограмм на одной станции и 8 на другой. Эпицентральные расстояния около 152.4 и 152.1° соответственно.

Особенность координат станций ВСАО и КААО в том, что они расположены вблизи дуги одного большого круга. И использованные сейсмограммы с отношением амплитуды волны PKP_{df} (первое вступление) к уровню предшествующего шума больше 2.8 и 1.8 соответственно показаны на рис. 2 и 3 сверху.

При наличии изменений свойств среды в области зондирования внутреннего ядра и нижней части внешнего ядра можно попытаться обнаружить изменения в форме сейсмических волн во времени. Маркерами в данном случае могут служить мелкомасштабные неоднородности и вариации рельефа поверхности внутреннего ядра. Длительность волны PKP_{df} составляет менее 4 с, а последующие колебания до

Основные параметры взрывов [Douglas et al., 1993] и наличие сейсмограмм на станциях

№ п/п	Дата, д.м.г (день в году)	Время в очаге	Широта, град.	Долгота, град.	m_b	КААО	ВСАО	GFRO	BRVK
1	19.03.1977(078)	23:00:59.89	-21.887	-138.920	5.9				+
2	24.11.1977(328)	16:59:59.96	-21.953	-138.954	6	+			+
3	30.11.1978 (334)	17:32:00.07	-21.927	-139.021	5.9	+		+	
4	25.07.1979(206)	17:57:00.10	-21.934	-139.009	6.1	+	+	+	+
5	23.03.1980 (083)	19:37:00.08	-21.919	-139.01	5.7	+	+	+	+
6	01.04.1980(092)	19:31:00.22	-21.845	-138.758	5.1	+			
7	16.06.1980 (168)	18:27:00.10	-21.934	-138.97	5.5	+		+	
8	19.07.1980 (201)	23:47:00.00	-21.861	-138.934	5.7	+	+	+	+
9	03.12.1980 (338)	17:33:00.11	-21.93	-139.016	5.6	+	+	+	
10	25.07.1982 (206)	18:02:00.03	-21.90	-138.969	5.7		+		
11	19.04.1983 (109)	18:53:00.25	-21.882	-138.942	5.6		+		
12	25.05.1983 (145)	17:31:00.21	-21.918	-138.986	5.9			+	
13	12.05.1984 (133)	17:31:00.12	-21.923	-138.962	5.7			+	
14	16.06.1984 (168)	17:44:00.09	-21.901	-138.961	5.3			+	
15	02.11.1984 (307)	20:45:00.22	-21.916	-138.991	5.7		+	+	+
16	06.12.1984 (341)	17:29:00.16	-21.837	-138.890	5.6		+	+	+
17	08.05.1985 (128)	20:28:00.36	-21.888	-139.049	5.7			+	+
18	26.11.1985 (330)	17:42:00.19	-21.909	-138.972	5.8		+		+
19	30.05.1986 (150)	17:25:00.18	-21.918	-139.017	5.7		+	+	
20	10.12.1986 (344)	17:15:00.18	-21.833	-138.892	5.2				+
21	20.05.1987 (140)	17:05:00.21	-21.911	-138.976	5.6		+	+	
22	05.11.1987 (309)	17:30:00.40	-21.851	-138.951	5.5		+		+
23	19.11.1987 (323)	16:31:00.25	-21.911	-139.001	5.8		+		
24	02.06.1990 (153)	17:30:00.46	-21.836	-138.957	5.2			+	+
25	21.11.1990 (325)	16:59:58.42	-21.897	-138.983	5.4			+	+
26	18.05.1991 (138)	17:15:00.46	-21.839	-139.036	5.2			+	

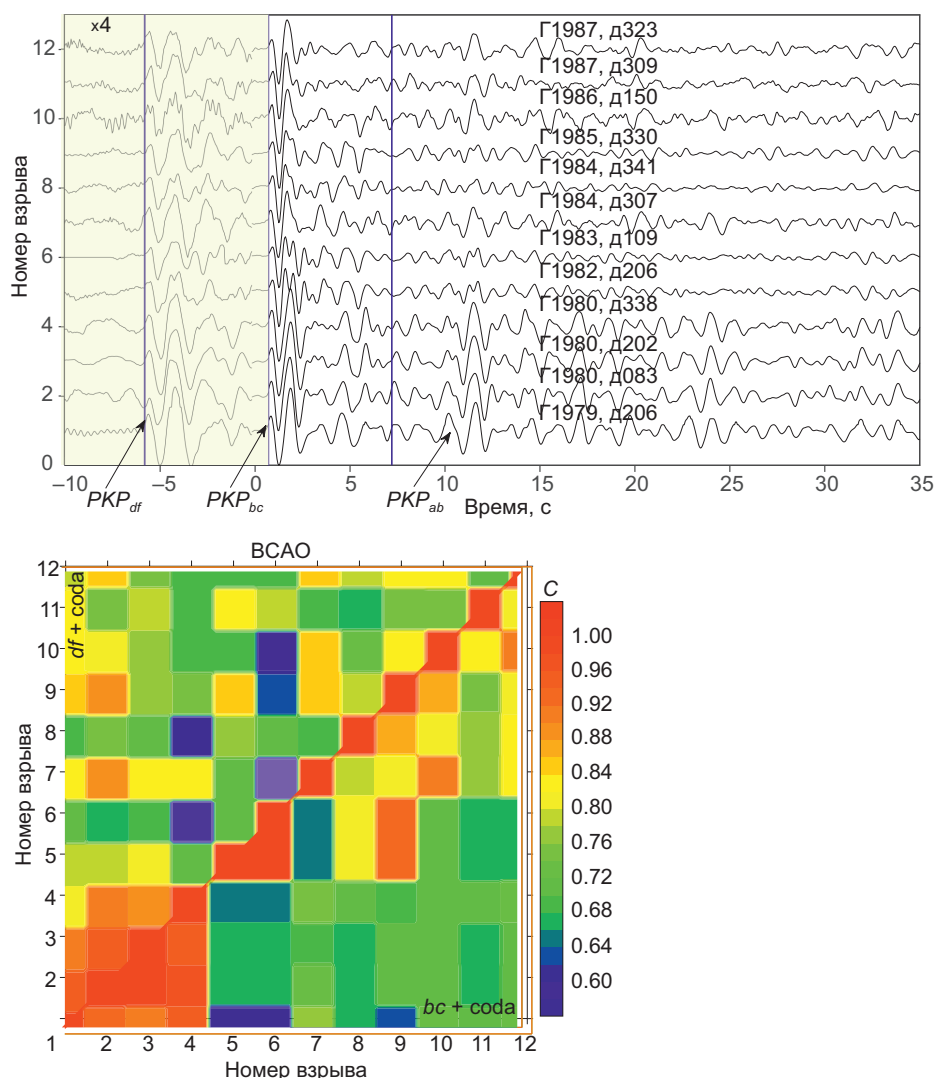


Рис. 2. Монтаж сейсмограмм, синхронизированных на вступление волн PKP_{bc} , на станции ВСаО (вверху). Уровень корреляции (внизу) между фрагментами сейсмограмм с волнами PKP_{df} (верхний треугольник) и PKP_{bc} (нижний треугольник) на станции ВСаО.

Желтым прямоугольником показан фрагмент сейсмограмм с волнами PKP_{df} , амплитуды которых для лучшей визуализации увеличены в 4 раза. Синие вертикальные линии ограничивают фрагменты сейсмограмм, используемые для корреляционного анализа. На каждой сейсмограмме указан год и юлианский день проведения взрыва.

вступления волны PKP_{bc} могут быть связаны с кодой волны PKP_{df} , обусловленной неоднородностями в верхней части внутреннего ядра [Zhang et al., 2005]. Разность времен вступлений волн $Dt = t(bc - df) < 6.5$ с. Мера сходства (степень корреляции) сейсмограмм, рассчитанная на 6.5 с интервале времени до вступления волны PKP_{bc} и таком же интервале после ее вступления, приведена на рис. 2 и 3 внизу для ВСаО и КААО соответственно. При вычислении коэффициента корреляции по (1) максимум достигался при сдвиге не более чем на ± 0.15 с от первоначального положения одной сейсмограммы относительно другой как для PKP_{df} так и для PKP_{bc} .

Наблюдаемые волновые пакеты включают отчетливо видимые вступления волн PKP_{df} и PKP_{bc} . Волна PKP_{df} имеет более низкочастотный состав, чем волна PKP_{bc} , амплитуда волны PKP_{df} приблизительно в 4 раза меньше амплитуды волны PKP_{bc} на ВСаО и в 10 раз меньше на КААО (фрагменты сейсмограмм, содержащие волну PKP_{df} на рис. 2 и 3 вверху для наглядности увеличены и выделены желтым цветом), что указывает на сильные поглощающие свойства верхних 200 км внутреннего ядра Земли и возможность присутствия там рассеивающих элементов. На станции ВСаО также наблюдается волна PKP_{ab} , распространяющаяся в верхней части внешнего ядра, со значительной частью пути в слое D'' в нижней мантии. При этом самые четкие вступления PKP_{ab} отмечаются для взрывов 1979—1980 гг.

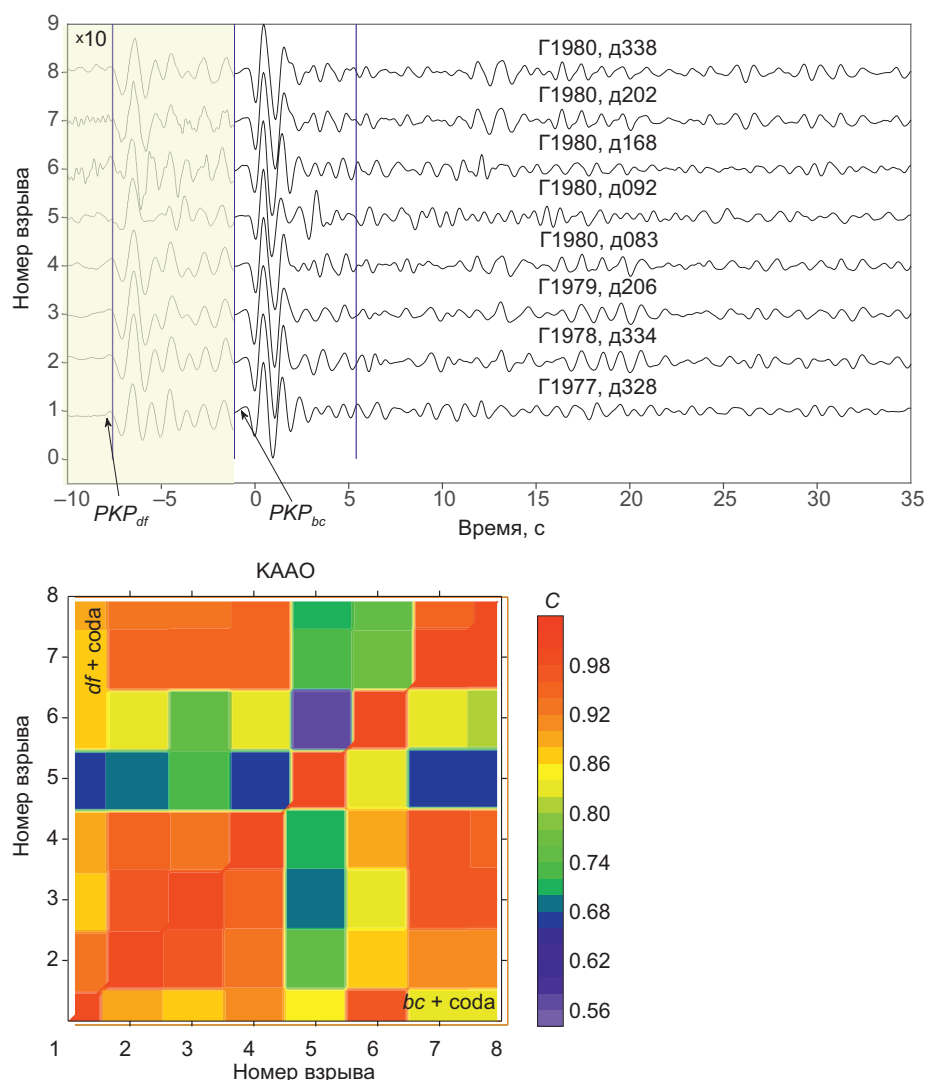


Рис. 3. Монтаж сейсмограмм, синхронизированных на вступление волн PKP_{bc} , на станции КААО (вверху). Уровень корреляции (внизу) между фрагментами сейсмограмм с волнами PKP_{df} (верхний треугольник) и PKP_{bc} (нижний треугольник) на станции КААО.

Желтым прямоугольником показан фрагмент сейсмограмм с волной PKP_{df} , амплитуды которых для лучшей визуализации увеличены в 10 раз. Синие вертикальные линии ограничивают фрагменты сейсмограмм, используемые для корреляционного анализа. На каждой сейсмограмме указан год и юлианский день проведения взрыва.

Как следует из рис. 2 для ВСАО корреляция фрагментов сейсмограмм нарушается как для волн PKP_{df} , так и для волн PKP_{bc} . Для волн PKP_{df} изменение коэффициента корреляции от взрыва к взрыву носит достаточно хаотичный характер, причем минимальный коэффициент наблюдается между шестым и седьмым взрывами. Для волн PKP_{bc} корреляционная картина выглядит более логичной: вблизи диагонали рисунка коэффициент 0.8—0.9, при удалении от диагонали 0.6—0.7. Такие особенности не могут быть объяснены локальными условиями проведения взрывов, а связаны, по-видимому, со своеобразием рельефа поверхности внутреннего ядра. Средний коэффициент корреляции для всех пар для волн PKP_{df} и волн PKP_{bc} совпадает и равен 0.7.

На станции КААО интервал наблюдений охватывает только 3 года, в которые за исключением двух сейсмограмм (г1980, д168 и г1980, д092), наблюдается высокий уровень корреляции, причем для взрывов 5 и 6 корреляция нарушается как для волны PKP_{df} , так и для волны PKP_{bc} (см. рис. 3).

Существенное отличие от данных ВСАО состоит в том, что на сейсмограммах не прослеживаются волны PKP_{ab} . В связи с этим можно предположить значимое различие свойств среды в основании мантии на трассах распространения КААО–MUR и ВСАО–MUR.

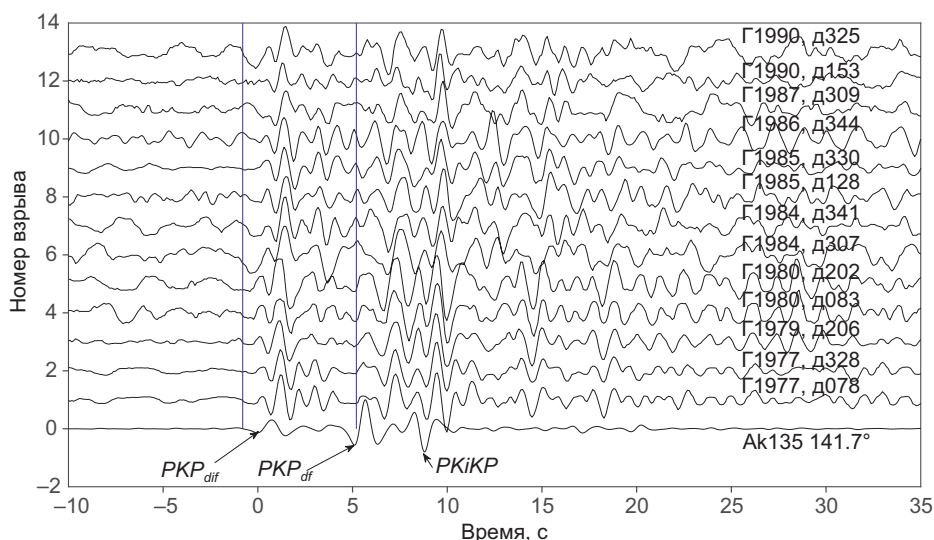


Рис. 4. Монтанж сейсмограмм взрывов, зарегистрированных на станции BRVK, синхронизированных на максимум волны PKP_{dif}

На каждой сейсмограмме указан год и юлианский день проведения взрыва. Нижняя трасса — синтетическая сейсмограмма для стандартной модели Ak135. Синие вертикальные линии ограничивают фрагмент, используемый для корреляционного анализа.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПИСЕЙ ВЗРЫВОВ НА СТАНЦИИ BRVK

Цифровые записи 13 взрывов в период с 1977 по 1990 г., полученные на станции BRVK ($\varphi = 53.06^\circ$, $\lambda = 70.28^\circ$) в Северном Казахстане от взрывов на атолле Муруора (эпицентральное расстояние 141.7°), являются примерами сложного волнового поля, создаваемого каустикой волн PKP .

На сейсмограммах идентифицированы 3 группы волн. Волна P_{dif} дифрагированная на границе нижняя мантия—внешнее ядро, с временем пробега 1013.2 с и волна PP , отраженная от свободной поверхности на середине пути от эпицентра к станции, с временем пробега 1363 с хорошо согласуются с временами пробега в стандартной модели Земли Ak135. Еще одна группа волн связана со структурными особенностями в нижней части внешнего ядра и верхней части внутреннего ядра. Она включает волны PKP_{dif} , PKP_{df} и волну $PKiKP$, отраженную от границы внешнее—внутреннее ядро. Монтанж 13 сейсмограмм наиболее мощных взрывов, проведенных на атолле в период с 1977 по 1990 г., для этой группы волн показан на рис. 4. Первое вступление в данной группе имеет время пробега 1164 с. Наблюдаемым сейсмическим волнам характерны частоты около 1 Гц, они вступают на фоне сильной помехи с преобладающей частотой 0.2—0.5 Гц.

Для идентификации сейсмических фаз в группе волн, показанных на рис. 4, проведены численные расчеты сейсмограмм методом DSM [Kawai et al., 2006]. DSM — метод прямого решения уравнения

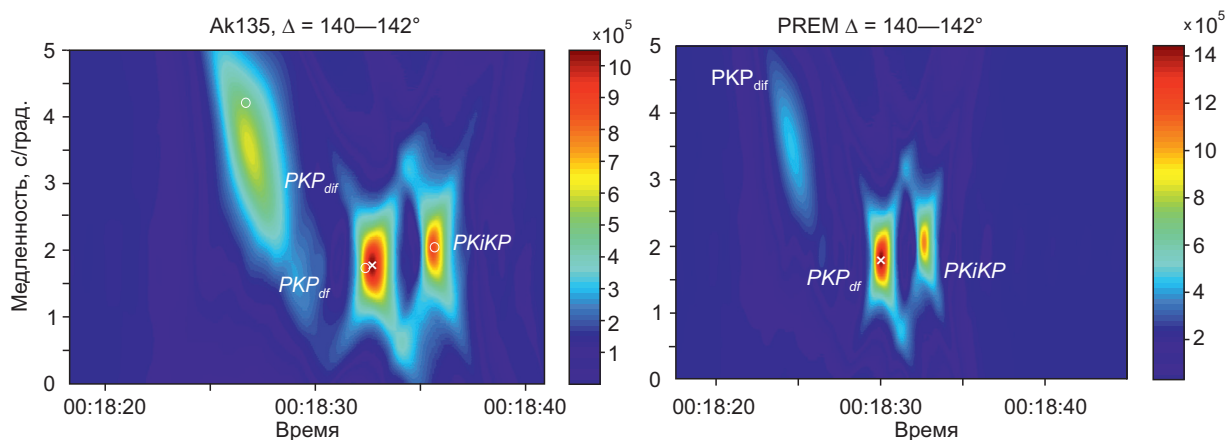


Рис. 5. Диаграмма распределения сейсмической энергии в условных единицах $\sim(\text{м/с})^2$ (вспогограмма) в координатах медленность—время для моделей Ak135 и PREM и равномерной группы, расположенной на Δ от 140° до 142° .

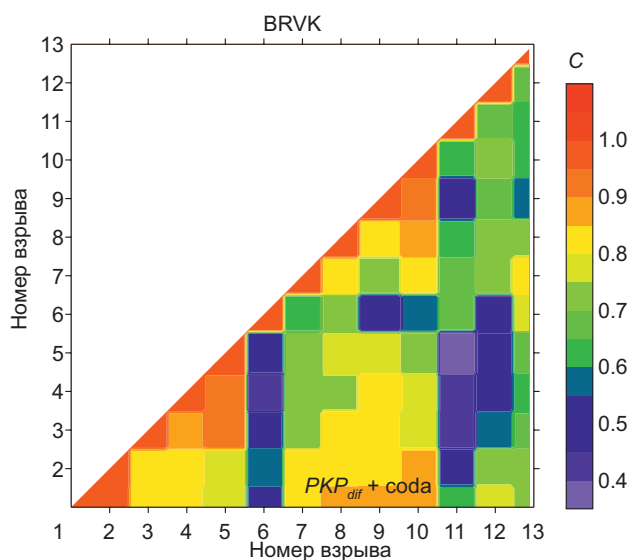


Рис. 6. Коэффициенты корреляции на станции BRVK для фазы PKP_{dif} и ее коды.

движения в интегральном виде в сферических координатах в частотной области. При этом вектор смещения записывается как линейная комбинация базисных функций, зависящих от пространственных координат с неизвестными коэффициентами. Метод позволяет рассчитывать синтетические сейсмограммы для вязкоупругих трансверсально-изотропных сферически-симметричных моделей Земли на расстояниях до 180° с частотой до 2 Гц. Преимуществом является корректное построение волнового поля в зонах каустики и для дифрагированных волн. Алгоритм написан на Фортране MPI, что позволяет распределять вычислительные ресурсы на несколько процессоров и существенно сокращать время вычислений. В процессе числен-

ного моделирования 21 станция наблюдения задавалась в виде равномерной группы с шагом 0.1° на линейном профиле от 140° до 142° . Результат распределения сейсмической энергии (веспограмма) в координатах медленность—время для двух типовых моделей Ak135 [Kennett et al., 1995] и PREM [Dziewonski, Anderson, 1981] показан на рис. 5.

Таким образом, можно утверждать, что на сейсмограммах рис. 4 первое вступление соответствует дифрагированной волне PKP_{dif} (каустика В). При этом в модели Ak135 энергия волны больше, чем в модели PREM. Затем через 6 с вступает волна PKP_{df} и через 2.5 с волна $PKiKP$. Интервал между вступлениями PKP_{df} и $PKiKP$ в моделях различен вследствие различия в радиусах внутреннего ядра (1221.5 км в PREM и 1217.5 км в Ak135).

Результаты расчета кросс-корреляционных коэффициентов для фрагментов сейсмограмм волны PKP_{dif} включая ее код длительностью 6 с, показаны на рис. 6, откуда следует, что корреляция уменьшается через 3—7 лет для фазы PKP_{dif} с кодой.

ДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАПИСЕЙ ВЗРЫВОВ НА СТАНЦИИ GRFO

Станция GRFO ($\varphi = 46.69^\circ$, $\lambda = 11.22^\circ$) расположена на эпицентральном расстоянии 143.6° от атолла Муруроа. Из 31 взрыва, зарегистрированного на станции, использованы 17 сейсмограмм с соотношением сигнал PKP_{dif} —шум > 3.6 , показанные на рис. 7.

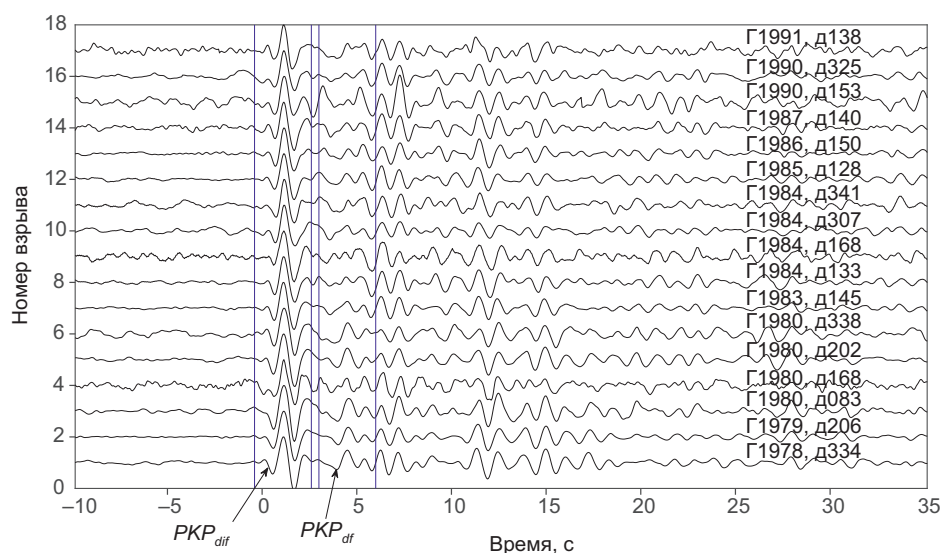


Рис. 7. Монтаж сейсмограмм взрывов, зарегистрированных на станции GRFO, синхронизированных на максимум волны PKP_{dif} .

Синие вертикальные линии ограничивают фрагменты сейсмограмм, используемые для корреляционного анализа. На каждой сейсмограмме указан год и юлианский день проведения взрыва.

Рис. 8. Диаграмма распределения сейсмической энергии в условных единицах $\sim(\text{м/с})^2$ (вспогограмма) в координатах медленность—время на сейсмической группе GRABC (сверху) и огибающая Гильберта сейсмограммы на станции GRFO (снизу) для взрыва 23 марта 1980 г.

Вертикальными линиями отмечены времена вступления волн PKP_{dif} , PKP_{df} и $PKiKP$.

Для идентификации сейсмических фаз на GRFO дополнительно использованы данные сейсмической группы GRABC. Эта группа состоит из 13 сейсмических станций, которые простираются примерно на 100 км с севера на юг и примерно на 40 км с востока на запад. Станция GRFO совпадает с одной из северо-западных станций группы. Диапазон эпицентральных расстояний от станций группы до атолла от 143.6° до 143.7° . По данным сейсмической группы GRABC рассчитана диаграмма распределения сейсмической энергии (вспогограмма) в координатах медленность—время. Типовой пример вспогограммы показан на рис. 8.

Первому экстремуму соответствует максимальная интенсивность и медленность 2.7 с/град., второе возмущение наблюдается через 3 с и по интенсивности в 3 раза слабее, третье также со слабой интенсивностью отмечается еще через 3 с после второго, медленности вторичных сигналов около 1.0 с/град. Первая фаза по медленности соответствует PKP_{dif} волне, вторая и третья PKP_{df} и $PKiKP$ волнам. Через 10 с после вступления PKP_{dif} на вспогограмме локализованные максимумы отсутствуют, в то время как пики на огибающей для GRFO наблюдаются. Возможно, колебания через 10 с после первого вступления имеют локальную природу. Очередность следования фаз для данных эпицентральных расстояний проверена с помощью лучевого подхода.

Лучшая согласованность теоретических и реальных сейсмограмм для GRFO была достигнута при использовании полноволнового метода AXISEM [Nissen-Meyer et al., 2014]. Отличие AXISEM от DSM состоит в том, что он имеет более корректное решение для поверхностного источника, хотя и для меньшей частоты (0.8, а не 2 Гц, как в DSM), что важно для расстояния 143.6° . Суть метода заключается в представлении интегрального уравнения движения в цилиндрических координатах во временной области, применении спектрально-элементного подхода и выражении зависимости от азимута аналитически. Алгоритм также написан на Фортране MPI. Три первых максимума на полноволновой синтетической огибающей, рассчитанной методом AXISEM [Nissen-Meyer et al., 2014] для поверхностного источника (рис. 9), имеют временные интервалы 4 и 3 с

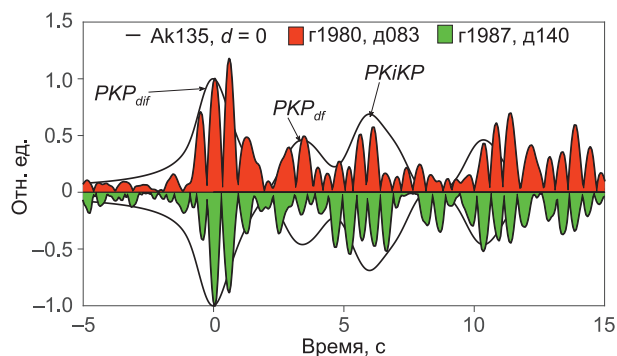


Рис. 9. Огибающие Гильберта для синтетической сейсмограммы взрыва на расстоянии 143.5° и экспериментальных данных 1980 (красный цвет) и 1987 (зеленый цвет) гг., зарегистрированных на станции GRFO.

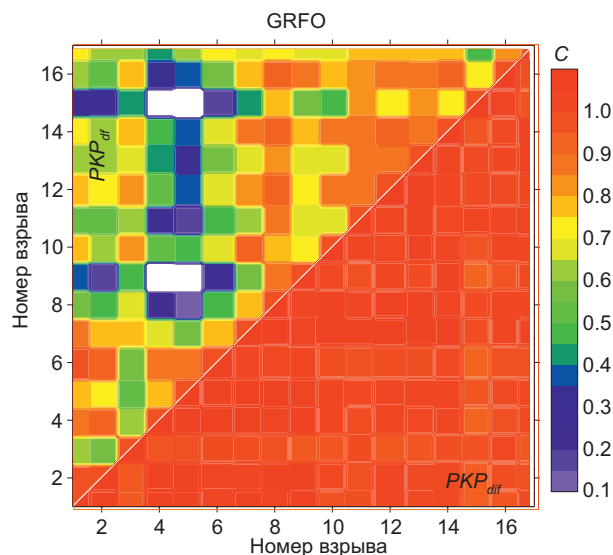
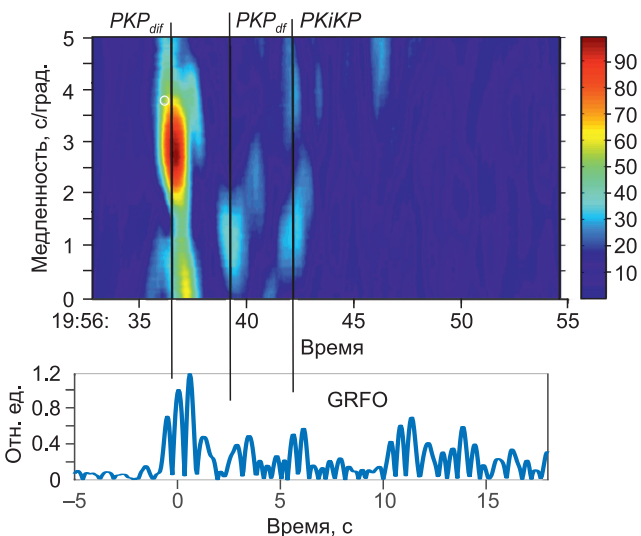


Рис. 10. Коэффициент корреляции для фаз PKP_{dif} и PKP_{df} на станции GRFO.

между собой. Видна корреляция между численной и экспериментальной огибающей для первых 12 секунд после прихода волны PKP_{df} на станцию GRFO, более четко выраженная для сейсмограммы 1980 г. В районе волны PKP_{df} существенные изменения волновой картины наблюдаются между сейсмограммами 1980 и 1987 гг.

Коэффициенты кросс-корреляции для 3-секундных записей волн PKP_{df} и PKP_{df} представлены на рис. 10. Для четырех пар сейсмограмм (4 и 9, 5 и 9, 4 и 15, 5 и 15) коэффициент корреляции для PKP_{df} меньше 0.1 для любого значения сдвига.

КРАТКОЕ ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мы получили, что как волны PKP_{df} так и волны PKP_{bc} и PKP_{df} чаще всего имеют корреляционную схожесть для взрывов, разделенных небольшим промежутком времени. Дискретные изменения коэффициента корреляции в зависимости от номера взрыва для ВСаО представлены на рис. 2, а линейная интерполяция коэффициента корреляции в зависимости от календарного времени — на рис. 11.

Для эпицентральных расстояний 152.1° (станция ВСаО), характеризующихся глубиной погружения луча волны PKP_{bc} на 98 км выше границы IC, а волны PKP_{df} ниже нее на 274 км, коэффициент корреляции от времени для волн PKP_{df} меняется более неоднородно, чем для волн PKP_{bc} . Этот факт указывает на различную природу структурных особенностей во внутреннем ядре и во внешнем. Для $\Delta = 143.6^\circ$ (станция GRFO, глубина погружения волны PKP_{df} ниже границы IC на 103 км) изменения в форме волны PKP_{df} в зависимости от календарного времени также более ярко выражены, чем в волне PKP_{df} (см. рис. 10, 11).

Имеющиеся данные демонстрируют не только временные изменения в зоне перехода внешнее—внутреннее ядро, но и пространственные. Причем пространственные, в отличие от временных, наблюдаются не только на динамических, но и на кинематических характеристиках волн. Невязки времен пробега PKP_{bc} и PKP_{df} для одних и тех же взрывов для станции КААО (трасса которой относится к восточному квазиполушарию (ВК)) меньше, чем для станции ВСаО (западное квазиполушарие (ЗК)). Для невязок волн PKP_{df} и PKP_{df} наоборот: на BRVK (ВК) время больше теоретического в модели Ak135, а на GRFO (ЗК) — меньше.

Принимая во внимание, что сейсмическая фаза PKP_{ab} наблюдалась только в 1979—1980 гг. на станции ВСаО и отсутствует на станции КААО, не исключается также возможность влияния неоднородно-

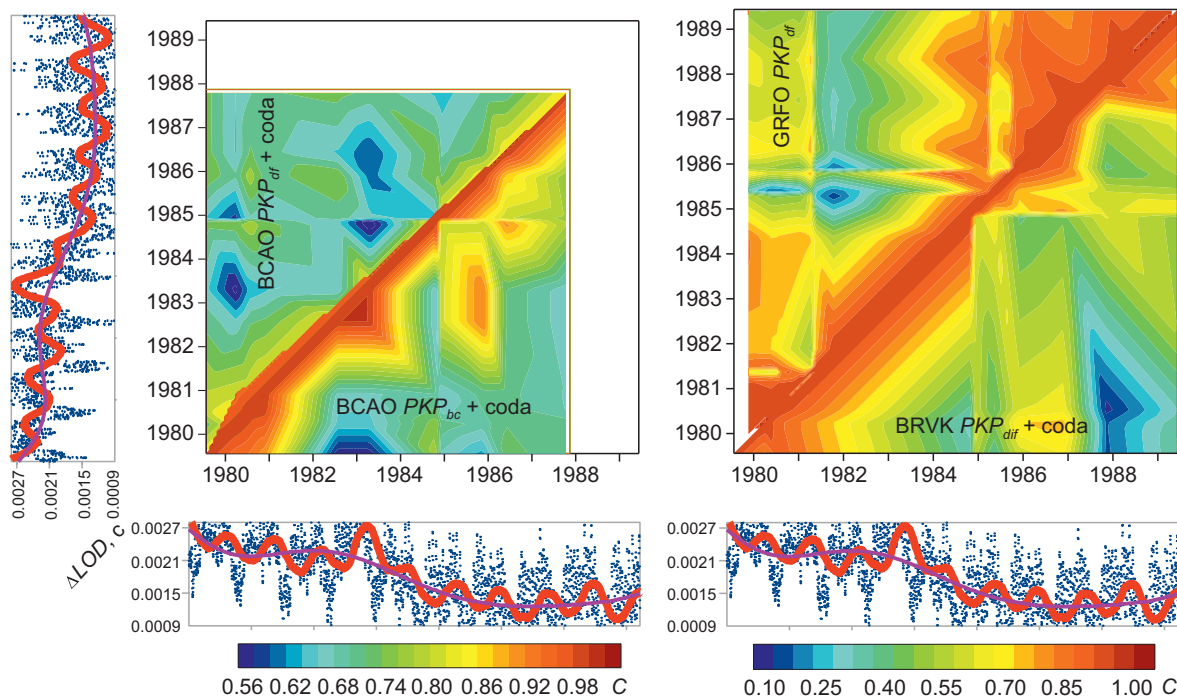


Рис. 11. Уровень корреляции между фрагментами сейсмограмм с волнами PKP_{df} + кода, PKP_{bc} + кода на станции ВСаО, PKP_{df} на станции GRFO и PKP_{df} + кода на BRVK в зависимости от календарного времени.

Снизу и слева приведено изменение длительности суток ΔLOD в секундах. Синие точки — ежесуточно измеряемые значения, розовая линия — полиномиальная линия тренда, красная — с помощью сглаживания в скользящем окне.

стей в слое D'' в нижней мантии на амплитуду волны PKP_{ab} . На эти факторы указывалось также в работе [Mäkinen, Deuss, 2011] при интерпретации дифференциальных времен пробега волн PKP_{df} и PKP_{bc} .

Остановимся еще на одном важном элементе. Внутреннее ядро имеет гравитационную связь между аномалиями плотности в мантии и IC, и в случае вязкоупругого IC дифференциальное вращение IC не будет блокироваться, так как поверхность IC может релаксировать к эквипотенциальной поверхности на небольшом интервале времени. Тогда для углового смещения поверхности ядра $\delta\Omega$ относительно положения равновесия $\delta\Omega \sim M \sim -\Delta LOD/\partial t$ [Buffet, 1997] (M — момент, изменяющий скорость вращения Земли, ΔLOD — вариации длительности суток, https://www.iers.org/IERS/EN/Home/home_node.html). Так как на рассматриваемом интервале времени ΔLOD уменьшается (см. рис. 11), то скорость вращения IC будет больше скорости вращения мантии на интервале времени с 1977 по 1990 г. Это не противоречит выводам, полученным в ряде работ [Tkalčić et al., 2013; Yang, Song, 2023], и результатам анализа семи взрывов на атолле Муруроа, зарегистрированных на сейсмической группе NORSAR [Vidale, Earle, 2005]. Однако полученные нами данные не дают однозначно утверждать, что изменения корреляционного сходства сейсмограмм обусловлены только подвижностью внутреннего ядра.

Дифрагированная волна PKP_{df} идентифицируется отчетливо первой на станциях BRVK и GFRO. Из проведенных нами численных расчетов для модели Ak135 и PREM следует, что амплитуда PKP_{df} сильно зависит от градиента скорости в подошве внешнего ядра, а также от неоднородностей в нижней мантии согласно [Houard et al., 1993]. Большие вариации амплитуды волны PKP_{df} от взрывов на Муруроа наблюдались на эпицентральных расстояниях 141—143° на сейсмических станциях во Франции и объяснялись пространственным положением точки В каустики, зависящим от свойств среды в слое D'' и верхней части внешнего ядра [Houard et al., 1993]. Исследования [Butler, Tsuboi, 2023] вариаций амплитуды дифрагированных на IC волн PKP_{c-dif} связанных с точкой С каустики, на расстояниях, близких к антиподу, обусловлены возможным низкоскоростным слоем в подошве внешнего ядра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Мы провели анализ сейсмических данных взрывов, проведенных на атолле Муророа на четырех станциях, расположенных на различных расстояниях, опираясь на корреляционную схожесть сейсмограмм, и пришли к выводу, что полученные данные не противоречат гипотезе о возможности дифференциального вращения IC с запада на восток в период с 1977 по 1991 г. Более того, это относится и к наблюдениям на станции ВСаО, на которой данные о дифференциальных временах пробега волн PKP_{df} и PKP_{bc} , зарегистрированных от землетрясений на о-вах Ванауту [Mäkinen, Deuss, 2011], интерпретировались как регрессивное движение. Имеющиеся данные не уступают по качеству представленным в [Yang, Song, 2023] и дополняют их список из девяти пар землетрясений-двойников с 1969 по 1995 г. еще серий пар взрывов в 1977—1990 гг.

Исследование выполнено в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования (проект № 122040400015-5).

ЛИТЕРАТУРА

Адушкин В.В., Ан В.А., Овчинников В.М., Краснощеков Д.Н. О скачке плотности на внутренней границе земного ядра по наблюдениям волн PKiKP на расстояниях около 6° // ДАН, 1997, т. 354, № 3, с. 382—385.

Ан В.А., Люкэ Е.И. Циклические изменения параметров сейсмических волн P на трассе Невада—Боровое // Изв. РАН, сер. Физика Земли, 1992, № 4, с. 20—31.

Ан В.А., Люкэ Е.И., Пасечник И.П. Вариации параметров сейсмических волн при просвечивании Земли на расстоянии 90° // Докл. АН СССР, 1985, т. 285, № 4, с. 836—840.

Овчинников В.М., Каазик П.Б., Краснощеков Д.Н. О возможной аномалии скорости во внешнем ядре Земли // ДАН, 2010, т. 433, № 6, с. 813—816.

Buffet B.A. Geodynamic estimates of the viscosity of the Earth's inner core // Nature, 1997, v. 388, p. 571—573, <https://www.nature.com/articles/41534>.

Butler R., Tsuboi S. Antipodal waveform observations of seismic waves diffracting and refracting at the base of Earth's outer core // Phys. Earth Planet. Inter., 2023, v. 336 (3), 106988, doi: 10.1016/j.pepi.2023.106988.

Cao A., Romanowicz B. Hemispherical transition of seismic attenuation at the top of the earth's inner core // Earth Planet. Sci. Lett., 2004, v. 228 (3—4), p. 243—253, doi: 10.1016/j.epsl.2004.09.032.

Cao A., Masson Y., Romanowicz B. Short wavelength topography on the inner-core boundary // PNAS, 2007, v. 104 (1), p. 31—35, doi: 10.1073/pnas.0609810104.

CEA/DAM. The atolls of Mururoa and Fangataufa (French Polynesia), Part 2: Nuclear testing mechanical, lumino-thermal and electromagnetic effects // Commissariat à l'Énergie Atomique-1993. Direction des Applications Militaires.

- Creager K.C.** Inner core rotation rate from small-scale heterogeneity and time-varying travel times // *Science*, 1997, v. 278 (5341), p. 1284–1288, doi: 10.1126/science.278.5341.1284.
- Douglas A., Marshall P., Young J.** Body wave magnitudes and locations of French explosions in the South Pacific // *AWE Rep. No. O 11/93*, 1993.
- Dziewonski A.M., Anderson D.L.** Preliminary reference Earth model // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1981, v. 25 (4), p. 297–356.
- Houard S., Plantet J.L., Massot J.P., Nataf H.C.** Amplitudes of core waves near the PKP caustic from nuclear explosions in the South Pacific recorded at the «laboratoire de détection et géophysique» network, in France // *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1993, v. 83 (6), p. 1835–1854.
- Kawai K., Takeuchi N., Geller R.J.** Complete synthetic seismograms up to 2 Hz for transversely isotropic spherically symmetric media // *Geophys. J. Int.*, 2006, v. 164, p. 411–424.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R., Buland R.** Constraints on seismic velocities in the Earth from travel-times // *Geophys. J. Int.*, 1995, v. 122 (1), p. 108–124, doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.
- Laske G., Masters G.** Limits on differential rotation of the inner core from an analysis of the Earth's free oscillations // *Nature*, 1999, v. 402 (6757), p. 66–69, doi: 10.1038/47011.
- Laske G., Masters G.** The Earth's free oscillations and the differential rotation of the inner core // *Earth's Core: Dynamics, Structure, Rotation* / Eds. V. Dehant, K.C. Creager, S.-I. Karato, S. Zatman. AGU, 2003, v. 31, p. 5–21, doi: 10.1029/GD031p0005.
- Li A., Richards P.G.** Using earthquake doublets to study inner core rotation and seismicity catalog precision // *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2003, v. 4 (9), 1072, doi: 10.1029/2002GC000379.
- Mäkinen A.M., Deuss A.** Global seismic body-wave observations of temporal variations in the Earth's inner core, and implications for its differential rotation // *Geophys. J. Int.*, 2011, v. 187 (1), p. 355–370, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05146.x.
- Nissen-Meyer T., van Driel M., Stähler S.C., Hosseini K., Hempel S., Auer L., Colombi A., Four-nier A.** AxiSEM: broadband 3-D seismic wavefields in axisymmetric media // *Solid Earth*, 2014, v. 5, p. 425–445, doi: 10.5194/se-5-425-2014.
- Poupinet G., Souriau A., Coutant O.** The existence of an inner core super-rotation questioned by teleseismic doublets // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2000, v. 118 (1–2), p. 77–88, doi: 10.1016/S0031-9201(99)00129-6.
- Report** (International Geomechanical Commission). Stability and Hydrology Issues, v. 1–3, 1996.
- Sharrock D.S., Woodhouse J.H.** Investigation of time dependent inner core structure by the analysis of free oscillation spectra // *Earth Planets Space*, 1998, v. 50 (11–12), p. 1013–1018, doi: 10.1186/bf03352195.
- Song X., Richards P.G.** Seismological evidence for differential rotation of the Earth's inner core // *Nature*, 1996, v. 382 (6588), p. 221–224, doi: 10.1038/382221a0.
- Souriau A.** Detecting possible rotation of Earth's inner core, response to comments by P.G. Richards, X.D. Song, and A. Li. *Science*, 1998a, v. 282, 1227a.
- Souriau A.** Is the rotation real? // *Science*, 1998b, v. 281 (5373), p. 55–56, doi: 10.1126/science.281.5373.55.
- Souriau A.** New seismological constraints on differential rotation of the inner core from Novaya Zemlya events recorded at DRV, Antarctica // *Geophys. J. Int.*, 1998c, v. 134 (2), F1–F5, doi: 10.1046/j.1365-246x.1998.00637.x.
- Souriau A., Poupinet G.** Inner core rotation: a test at the worldwide scale // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2000, v. 118 (1–2), p. 13–27, doi: 10.1016/S0031-9201(99)00131-4.
- Souriau A., Roudil P., Moynot B.** Inner core differential rotation: Facts and artefacts // *Geophys. Res. Lett.*, 1997, v. 24 (16), p. 2103–2106, doi: 10.1029/97GL01933.
- Su W.-j., Dziewonski A.M., Jeanloz R.** Planet within a planet: rotation of the inner core of Earth // *Science*, 1996, v. 274 (5294), p. 1883–1887, doi: 10.1126/science.274.5294.1883.
- Tkalčić H., Young M., Bodin T., Ngo S., Sambridge M.** The shuffling rotation of the Earth's inner core revealed by earthquake doublets // *Nat. Geosci.*, 2013, v. 6 (6), p. 497–502, doi: 10.1038/ngeo1813.
- Vidale J.E., Earle P.S.** Evidence for inner-core rotation from possible changes with time in PKP coda // *Geophys. Res. Lett.*, 2005, v. 32, L01309, doi: 10.1029/2004GL021240.
- Vidale J.E., Dodge D.A., Earle P.S.** Slow differential rotation of the Earth's inner core indicated by temporal changes in scattering // *Nature*, 2000, v. 405 (6785), p. 445–448, doi: 10.1038/35013039.
- Waszek L., Irving J., Deuss A.** Reconciling the hemispherical structure of Earth's inner core with its super-rotation // *Nat. Geosci.*, 2011, v. 4 (4), p. 264–267, doi: 10.1038/ngeo1083.
- Wen L.** Localized temporal change of the Earth's inner core boundary // *Science*, 2006, v. 314 (5801), p. 967–970, doi: 10.1126/science.1131692.
- Yang Y., Song X.** Multidecadal variation of the Earth's inner-core rotation // *Nat. Geosci.*, 2023, v. 16, p. 182–187, doi: 10.1038/s41561-022-01112-z.

Yao J., Sun L., Wen L. Two decades of temporal change of Earth's inner core boundary // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2015, v. 120, p. 6263—6283, doi: 10.1002/2015JB012339.

Yao J., Tian D., Sun L., Wen L. Temporal change of seismic Earth's inner core phases: inner core differential rotation or temporal change of inner core surface? // J. Geophys. Res. Solid Earth, 2019, v. 124, doi: 10.1029/2019JB017532.

Zhang J., Song X., Li Y., Richards P.G., Sun X., Waldhauser F. Inner core differential motion confirmed by earthquake waveform doublets // Science, 2005, v. 309 (5739), p. 1357—1360, doi: 10.1126/science.1113193.