

УДК 550.344

ОСОБЕННОСТИ ЦИКЛИЧЕСКИХ ВАРИАЦИЙ ПОЛЯ ПОГЛОЩЕНИЯ S-ВОЛН В БЛОКАХ И ОСЛАБЛЕННЫХ ЗОНАХ

© 2012 г. О.И. Аптикаева

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

Исследованы временные вариации поля поглощения в земной коре и верхней мантии локальной зоны Гармского района за период с 1980 по 1991 г. на основании изучения детальной структуры огибающих коды местных землетрясений. Выявлена цикличность их структуры для землетрясений, локализованных как в ослабленных зонах, так и в добротных блоках. Обсуждается вопрос о существовании связи этих вариаций с неравномерностью вращения Земли и возникновением землетрясений.

Ключевые слова: кода-волны, поперечные волны, добротность, поле поглощения, временные вариации.

Введение

В последние годы на основе изучения записей химических и ядерных взрывов получены результаты, свидетельствующие о том, что поле поглощения объемных волн существенно меняется во времени. При этом замечено, что в тектонически активных районах эти изменения значительно сильнее, чем в районах со слабой сейсмичностью. Так, например, амплитуда вариаций кинематических параметров P -волны на станциях, расположенных в сейсмически активных регионах в 2–5 раз превышает амплитуду вариаций, наблюдаемых в асейсмичных районах [Гамбурцева и др., 2006]. Немало работ посвящено и изучению временных вариаций поля поглощения в сейсмически активных районах по короткопериодной коде взрывов (см., например, [Копничев, Соколова, 1997; Копничев, Соколова, 2001] и др.).

Короткопериодная кода местных землетрясений является также одним из источников информации о пространственно-временных вариациях поля поглощения S -волн, которое, как известно, сильно зависит от содержания жидкой фазы (флюидов) в коре и верхах мантии. Существование определенной связи между флюидным режимом и сейсмичностью в настоящее время считается надежно установленным фактом [Родкин, 1993]. Анализ временных вариаций поля поглощения S -волн по короткопериодной коде местных землетрясений позволяет получить новые данные о геодинамических процессах в сейсмически активных районах.

В работе [Копничев, Соколова, 2003] для изучения временных вариаций поля поглощения в очаговых зонах сильных землетрясений Средней Азии привлекалась короткопериодная кода афтершоков и слабых землетрясений, произошедших через большие промежутки времени (до 280 лет) после главных событий. Выявленные вариации поля поглощения относятся к крупным разломным зонам и связываются авторами с подъемом по ним мантийных флюидов в земную кору и закономерным изменением флюидонасыщенности в течение длительного периода (первые десятки лет). На основании изучения поглощения S -волн в зонах палеодислокаций авторы высказывают предположение о повторении процесса подъема флюидов через некоторое время.

В данной работе рассматриваются возможности использования короткопериодной коды слабых местных землетрясений для изучения временных вариаций поля поглоще-

ния в существенно иных пространственно-временных масштабах – в пределах небольшой зоны сейсмоактивного Гармского района в течение сравнительно короткого 12-летнего временного интервала. Цель работы – получение новой информации о геодинамических процессах в исследуемой сейсмоактивной зоне, их цикличности и возможной связи с вариациями скорости вращения Земли.

Использованные материалы и метод анализа данных

Были проанализированы записи более 180 слабых ($7.5 \leq K \leq 9.0$) местных ($t_S - t_P \leq 2.5$) землетрясений, полученные в 1980–1991 гг. стационарной станцией 1 Гармского полигона Комплексной сейсмологической экспедиции (Таджикистан) с помощью аппаратуры СКМ-3. Эпицентральные расстояния землетрясений не превышали 25 км, глубина очагов – 10 км.

Известно, что периоды колебаний в коде на записях, полученных с использованием широкополосной аппаратуры, зависят от частотной характеристики прибора, времени вдоль записи, магнитуды и спектрального состава излучения. В нашем случае влияние указанных факторов нивелируется изучением одних и тех же временных интервалов в коде, а также выбором узкого энергетического диапазона землетрясений, преобладающая частота колебаний которых составляет 0.6–1.5 Гц и совпадает с собственной частотой регистрирующей аппаратуры. Сравнение огибающих коды землетрясений, записанных разной аппаратурой – СКМ-3 и ЧИСС, – также свидетельствуют о том, что изучаемые нами параметры огибающих коды в выбранном временном диапазоне практически одинаковы для обоих типов аппаратуры. [Антикаева, 1991а], что позволяет считать вполне приемлемым использование для решения поставленной задачи записей землетрясений, полученных с помощью широкополосной аппаратурой СКМ-3.

Применяемый автором метод короткопериодной коды основан на предположении, что кода местных землетрясений на частоте 1 Гц в основном сформирована поперечными волнами, отраженными от многочисленных слабых субгоризонтальных границ в земной коре и верхней мантии [Копничев, 1985; Антикаева, Копничев, 1991]. Основные положения этой модели состоят в следующем. На достаточно больших временах кода-волны пересекают низы коры и верхи мантии достаточно круто и несут информацию о строении среды в области между эпицентром и станцией. Существование в этой области зон повышенного или пониженного поглощения поперечных волн отражается на характеристиках коды, приводя к заметному увеличению или уменьшению скорости ее затухания. Таким образом, огибающие коды состоят из интервалов сильного и слабого затухания, при этом точки их перегибов маркируют границы слоев сильного или слабого поглощения. Глубина слоев определяется в предположении, что кода формируется однократно отраженными волнами. По имеющемуся набору огибающих можно определить трехмерную структуру поля поглощения, найти положение в пространстве кровли и подошвы слоев сильного и слабого поглощения, оценить эффективную добротность в этих слоях.

Трехмерная структура поля поглощения, лежащая в основе наших представлений о положении блоков и ослабленных зон, получена в результате анализа огибающих коды ~1500 землетрясений, произошедших на исследуемой территории в 1973–1989 гг. Пространственные неоднородности поля поглощения Гармского района, представленные в виде карт кровли слоя сильного поглощения h_k (рис. 1) и эффективной добротности Q_S в интервале глубин 20–200 км, подробно описаны в работе [Антикаева, Копничев, 1992].

С учетом слабого влияния станционных особенностей на коды землетрясений Гармского района и малого диапазона эпицентральные расстояний допустимо отнесение всех рассматриваемых характеристик короткопериодной коды к эпицентрам. В связи с этим можно считать, что погрешности привязки h_k в плане составляют 1–3 км [Лопандопуло, 1991].

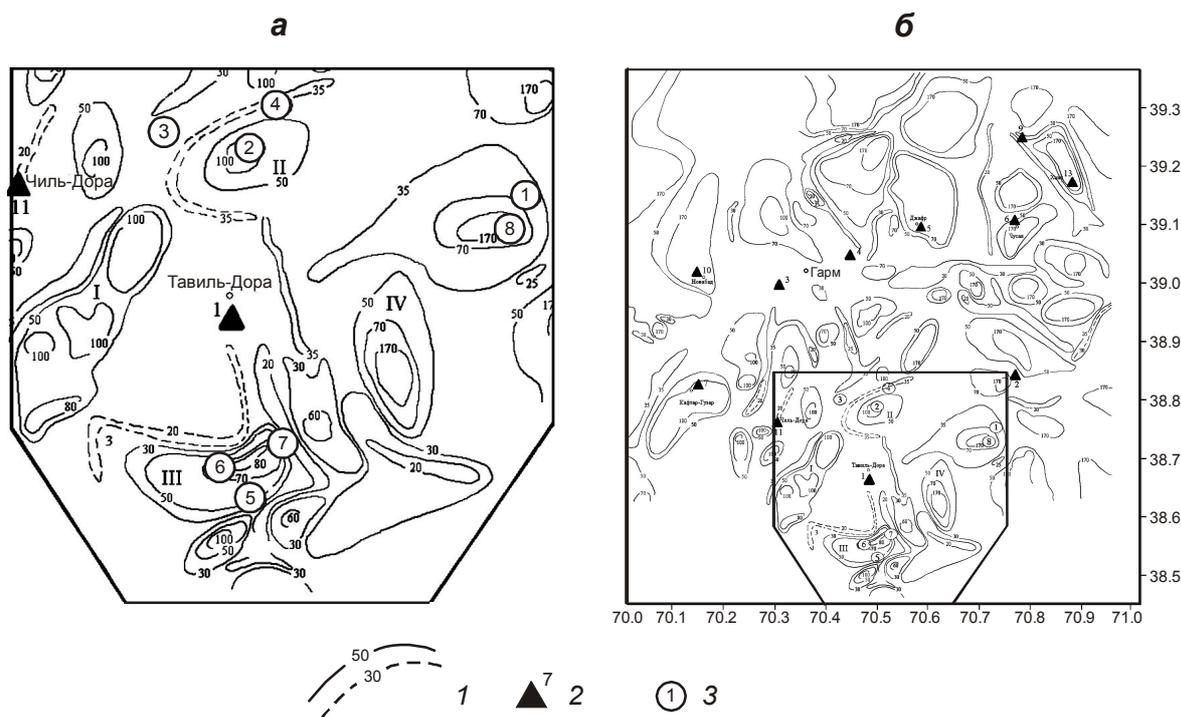


Рис. 1. Карта кровли слоя сильного поглощения h_k района исследований (а) и его положение на схеме Гармского района (б). 1 – изолинии глубин h_k , км (сплошные – уверенное определение глубин; штриховые – см. пояснения в тексте); 2 – сейсмические станции с номерами, используемыми в тексте; 3 – эпицентры землетрясений класса $K > 11$ (цифры соответствуют номерам событий в таблице). Римские цифры – номера рассматриваемых блоков

Параметры сильных ($K > 11$) землетрясений рассматриваемой зоны

№	Дата	Время ч:мин:с	φ° с.ш.	λ° в.д.	K
1	30.11.1981 г.	04:15:34	38.76	70.73	12.4
2	25.09.1983 г.	23:36:13	38.78	70.50	11.3
3	01.10.1983 г.	07:15:16	38.80	70.42	11.4
4	12.08.1984 г.	01:26:04	38.82	70.52	11.3
5	01.09.1986 г.	10:23:12	38.52	70.50	11.2
6	18.02.1988 г.	14:33:14	38.55	70.48	11.8
7	20.02.1988 г.	01:51:05	38.58	70.53	12.2
8	03.10.1988 г.	00:24:47	38.75	70.70	12.5

Точность оценки глубин, зависящая от погрешностей определения эпицентров и неопределенности задания средних скоростей поперечных волн в земной коре и верхней мантии, по нашим оценкам составляет ± 5 км в земной коре и ± 8 км на глубинах порядка 170 км.

Значения эффективной добротности Q_S для частоты 1 Гц на рассматриваемой территории варьируют от 80 до 350, достигая наибольших величин на севере района. Области, характеризуемые минимальными значениями добротности ($Q_S \approx 80-90$) и минимальной толщиной литосферы ($h_k \approx 20-30$ км), формируют сеть вертикальных линейных каналов, разделяющих блоки, – изометричные в плане зоны слабого поглощения. Как показывают результаты анализа огибающих коды на более высоких частотах (~ 10 Гц), эффективная добротность верхней части коры, расположенной над каналами сильного поглощения, существенно ниже, чем в пределах добротных блоков [Антикаева,

Копничев, 1992]. На поверхности вертикальным каналам сильного поглощения часто соответствуют зоны глубинных разломов или долины рек в случаях, когда по геологическим данным разломы не выявлены.

В предлагаемой работе блоками будут считаться области, в которых кровля слоя сильного поглощения (h_k) не поднимается выше 45–50 км (в плане их размеры варьируют от нескольких десятков километров на севере до нескольких километров на юге); области, где кровля того же слоя не опускается ниже 30–35 км, будем называть ослабленными зонами.

Опыт изучения поля поглощения в коре и верхней мантии Гармского района дает основания считать, что пространственные вариации поля выражены значительно сильнее, чем временные. В зависимости от выбора пространственных и временных интервалов исследований поле поглощения то заметно меняется, причем в зонах сильного поглощения сильнее, чем в слабо поглощающих блоках [Антикаева, 1991б], то амплитуды этих вариаций не превышают уровня погрешностей метода [Антикаева, Копничев, 1993]. Очевидно, что неоднозначность полученных нами ранее результатов связана со значительной пространственной неоднородностью поля, и в таких условиях изучение его временных вариаций по короткопериодной коде слабых местных землетрясений возможно только с учетом приуроченности их очагов к ослабленным зонам или блокам.

Следует отметить некоторые методические нюансы при изучении пространственных и временных вариаций поля поглощения. В первом случае мы использовали крупные морфологические элементы огибающих коды землетрясений. Глубину кровли слоя сильного поглощения оценивали по наиболее выраженному перегибу огибающей коды – моменту резкого изменения эффективной добротности Q_s . Эта граница на территории Гармского района маркируется с помощью метода короткопериодной коды практически без перерывов [Антикаева, Копничев, Шевченко, 1994]. Исключение составляют те случаи, когда граница поднимается настолько высоко, что время пробега отраженной от нее S -волны становится меньше чем $2t_s$; кодой же принято считать хвостовую часть записи, начиная с времен $t-t_0 > 2t_s$. В таких случаях мы считаем, что кровля слоя сильного поглощения расположена выше отметки, соответствующей времени $2t_s$ (см. штриховые изолинии на рис. 1).

При более детальном рассмотрении огибающих коды в пределах крупных морфологических элементов часто можно выделить короткие интервалы сильного и слабого затухания. Как показывают наблюдения, их продолжительность и соответствующие им значения эффективной добротности существенно варьируют во времени [Антикаева, 1991а]. Анализируя временные изменения детальной структуры огибающих, мы надеемся получить информацию о динамике трехмерной структуры поля поглощения поперечных волн в изучаемом районе.

В качестве объекта исследования была выбрана небольшая область в окрестностях станции 1 (см. рис. 1). Основанием для такого выбора послужили сделанные ранее выводы относительно природы пространственных вариаций поля поглощения и сейсмичности в Гармском районе. Изрезанность кровли и подошвы слоя сильного поглощения в пределах района связывается нами с неравномерным подъемом глубинных восходящих флюидов. Основным носителем вещества (и эндогенной активности) является поток флюидов в ослабленных зонах Таджикской депрессии [Антикаева, Копничев, Шевченко, 1994; Лукк, Шевченко, 2004; Шевченко, Арефьев, Лукк, 2011]. В окрестностях станции 1 ослабленные зоны распространены наиболее широко, и есть основания полагать, что именно здесь поле поглощения поперечных волн изменяется во времени заметнее всего. Поэтому в данной работе и рассматриваются временные вариации структуры огибающих коды местных землетрясений, записанных станцией 1.

Временные вариации морфологии огибающих коды слабых землетрясений

Ниже последовательно анализируются огибающие коды всех записанных станцией 1 землетрясений, которые отвечают упомянутым выше условиям, принимая во внимание приуроченность их очагов к конкретным добротным блокам и к зонам сильного поглощения. При этом рассматриваются оказавшиеся наиболее представительными выборки огибающих коды землетрясений с эпицентрами, локализованными в ослабленных зонах и в блоках I, II, III, IV (см. рис. 1). Названные блоки отличаются друг от друга горизонтальными и вертикальными размерами; минимальные вертикальные размеры (80 км) характерны для блока III, максимальные (170 км) – для блока IV. Огибающие коды землетрясений, локализованных в разных ослабленных зонах, рассматривались совместно.

Очевидно, что сейсмические события распределены во времени неравномерно – в пределах каждого из блоков одни временные интервалы заполнены ими лучше, другие – хуже. Тем не менее, уже в процессе визуального анализа формы огибающих коды землетрясений, локализованных в каждом блоке, обнаруживаются ее вариации во времени. Огибающие коды спадают то монотонно, то скачками, образуя “ступеньки” – чередование контрастных интервалов слабого и сильного затухания коды. Например, огибающие коды землетрясений, локализованных в блоке I (рис. 2, огибающие 1–5), в начале и конце периода наблюдений (1980–1981 гг. и 1989–1991 гг.) спадают монотонно, а в 1983–1986 гг. – скачками. Аналогичный, но более короткий цикл наблюдаем в блоке III: в 1980–1981 гг. и в 1984 г. огибающие спадают монотонно, а в 1983 г. – скачками (рис. 2, огибающие 12, 13, 14).

Оказалось также, что наличие “ступенек” – характерная особенность морфологии огибающих коды слабых сейсмических событий ($K=7-9$) в период подготовки более сильных землетрясений ($K=11-12$). Отметим, что возникающее перед сильным землетрясением чередование контрастных интервалов слабого и сильного затухания коды (в рамках выбранной нами модели) в пределах блоков соответствует чередованию слоев слабого и сильного поглощения. После сильного землетрясения (в тех случаях, когда анализируемые слабые события и сильное землетрясение приурочены к одному блоку) эта контрастность поглощения, как правило, нивелируется.

Такие “ступеньки” характерны, например, для огибающих коды слабых событий, предшествующих землетрясению с $K>11$, локализованному в блоке II (событие 2, см. таблицу). Его постсейсмический период отличает более монотонное спадание огибающих коды слабых событий (рис. 2, огибающие 7, 8). В структуре огибающих коды слабых событий, локализованных в блоке III, “ступеньки” (рис. 2, огибающие 15, 17) прослеживаются для периодов, предшествующих землетрясениям 1986 и 1988 гг. с $K \geq 11$ (см. таблицу).

Чередование в структуре огибающих коды интервалов контрастного затухания наблюдается и в тех случаях, когда анализируемые слабые события и сильное землетрясение локализованы в разных блоках. Такая ситуация, например, имела место в блоке IV (рис. 2, огибающая 19) перед сильным ($K = 12.4$) землетрясением 1 (см. рис. 1 и таблицу). Судя по имеющимся данным, в постсейсмический период чередование контрастных интервалов в структуре огибающих коды в таких случаях сохраняется (рис. 2, огибающая 13). Иногда похожие вариации огибающих слабых событий можно соотнести с более сильными, но при этом более удаленными землетрясениями. Так, в январе 1983 г. перед Каудальским землетрясением (26.02.1983 г., $\varphi=38.94$, $\lambda=70.51$, $K=13.6$) в блоке I на глубинах 10–25 км сформировался слой слабого поглощения, подстилаемый слоем сильного. В этот же период на глубинах до 80 км отмечено наличие слоев слабого поглощения и в блоке II.

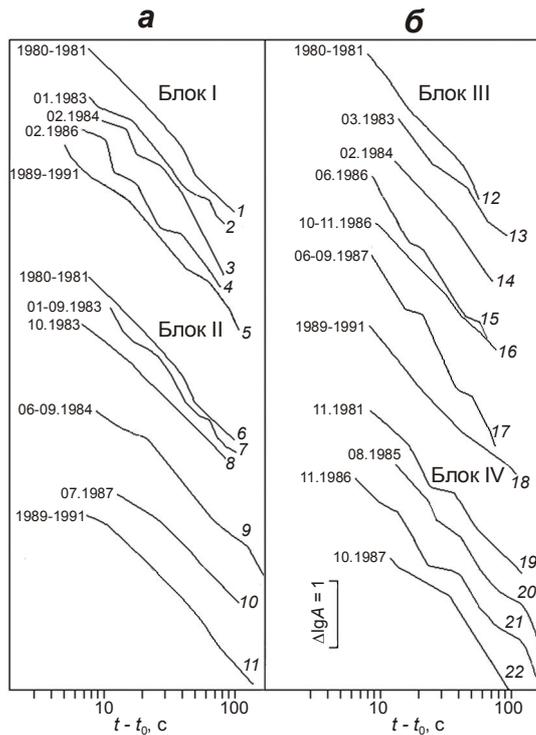


Рис. 2. Огибающие коды землетрясений с эпицентрами, локализованными в разных блоках: *а* – блоки I, II; *б* – III, IV. Цифры справа от кривых – номера огибающих, используемые в тексте; слева – временные интервалы, в которые произошли анализируемые события. Расположение регистрирующей станции 1 и блоков I–IV см. на рис. 1

В период подготовки Джиргатальского землетрясения (26.10.1984 г., $\varphi=39.25$, $\lambda=71.26$, $K=15.3$) структура огибающих коды слабых событий, локализованных в разных блоках, различна. Для огибающих коды слабых событий, локализованных в блоках I и II, характерны “ступеньки”, которые мы наблюдали перед сильными землетрясениями в описанных выше случаях. В то же время, структура огибающих коды слабых событий, локализованных в блоке III, более соответствует таковой для постсейсмического периода.

Временные вариации структуры огибающих коды землетрясений, локализованных в ослабленных зонах

Несмотря на то, что анализируемые сейсмические события распределены во времени неравномерно, последовательное рассмотрение огибающих коды местных землетрясений с очагами, локализованными в ослабленных зонах, позволило выявить, по крайней мере, шесть временных интервалов (периодов) продолжительностью от 1.5 до 3 лет, в рамках которых форма огибающих меняется закономерно. Говоря другими словами, была выявлена цикличность вариаций структуры огибающих коды. Из шести выделенных интервалов можно составить три временных цикла, каждый из которых отличается от других характерными особенностями вариаций структуры поля поглощения в его рамках. На рис. 3, *а* в качестве примера приведены данные для трех таких циклов, где n – начало цикла, k – его конец. Временные границы выделенных циклов в общих чертах совпадают с фазами длиннопериодных вариаций скорости вращения Земли (рис. 3, *б*). В рамках первого из циклов максимальные изменения флюидонасыщенности отмечаются в верхней мантии на глубинах более 90–140 км (эффективная добротность Q_s здесь меняется более чем в два раза). Второму циклу свойственны существенные вариации поглощения по всему разрезу; эффективная добротность при этом закономерно изменяется в 3–5 раз в верхней части разреза и в 5 раз – в нижней. Для третьего цикла характерно изменение эффективной добротности в его рамках более чем в 2 раза на глубинах <30 км; на больших глубинах добротность не меняется.

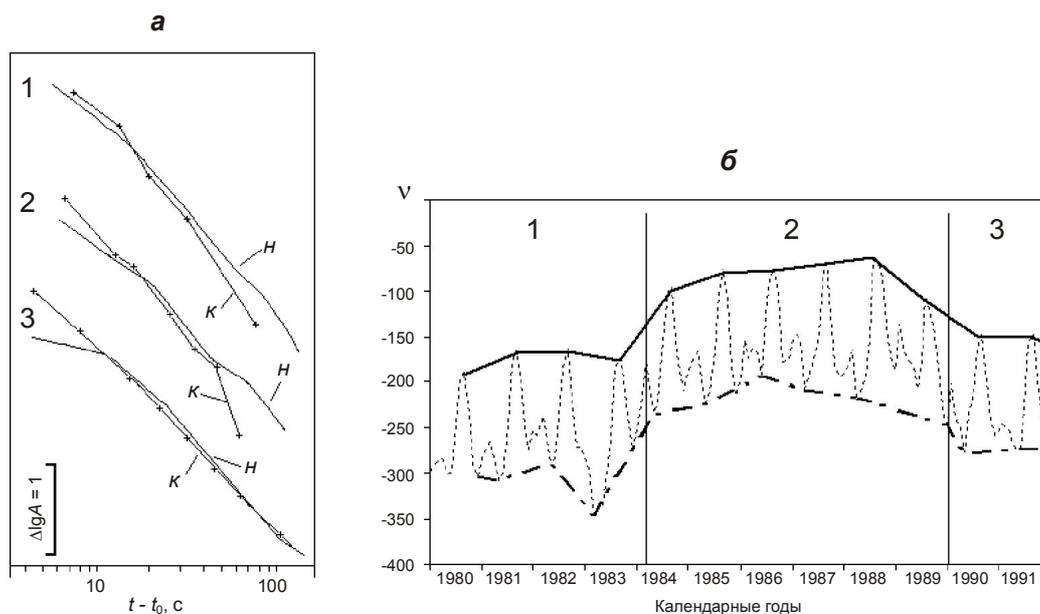


Рис. 3. Огибающие коды землетрясений с эпицентрами в ослабленных зонах (а) и временные вариации среднемесячных значений скорости вращения Земли и их огибающие (б). 1–3 – номера периодов со сходным характером циклических изменений структуры огибающих коды; *h* – начало цикла, *k* – его конец; *v* – скорость вращения Земли в относительных единицах десятого знака

Обсуждение результатов

Широкое разнообразие термодинамических условий в рассматриваемом диапазоне глубин в Гармском районе позволяет предполагать возможность реализации одновременно нескольких механизмов возникновения флюидогенных вариаций поля поглощения – от активной миграции флюидов из верхней мантии [Летников, 1992; Копничев, Соколова, 2003] до изменения степени связанности занятой флюидами области [Родкин, Никитин, Васин, 2009].

Один из механизмов возникновения циклических вариаций флюидонасыщенности рассматривается в работе [Киссин, 1996]. Условия миграции флюидов определяются вариациями флюидного давления и проницаемостью среды, которые, в свою очередь, зависят от вариаций емкости порово-трещинного пространства. Изменение проницаемости как вследствие метаморфических процессов, так и в результате пластических деформаций, может иметь циклический характер. В первом случае по мере дегидратации определенного слоя флюидное давление в нем возрастает до величины, приводящей к гидроразрыву в покрывающем горизонте. В раскрывшиеся трещины поступает жидкость, а последующее снижение температуры и давления вызывает закупорку трещин новообразованиями. В толще, подверженной дегидратации, флюидное давление увеличивается вновь до следующего гидроразрыва.

Как было показано выше, циклические вариации поля поглощения в блоках в большинстве своем соотносятся с процессами подготовки и реализации сильных землетрясений Гармского района. В период подготовки этих событий формируются зоны контрастного поглощения. В таких условиях рост флюидного давления в процессе дегидратации в слое сильного поглощения может инициировать гидроразрыв в покрывающем горизонте. Приведенный выше анализ дает основание полагать, что произошедшие в блоке II землетрясения с $K \sim 11$ были спровоцированы гидроразрывами. В блоке III с гидроразрывами можно связывать еще более слабые землетрясения с $K \sim 8-9$.

В результате гидроразрыва флюиды из нижнего слоя по трещинам мигрируют вверх, и контраст поглощения в этих слоях нивелируется до следующего периода подготовки сильного землетрясения. Следует отметить, что в данном случае под гидроразрывом не подразумевается прорыв флюида на значительные расстояния. Он может быть приурочен к небольшой области, но инициировать изменение напряженного состояния в значительно большем объеме, где могут проявляться и другие флюидогенные механизмы.

В развитие этого предположим, что одной из причин ритмических изменений пластических деформаций являются вариации скорости вращения Земли. Основанием для такого предположения могут быть результаты анализа вариаций медленных движений земной коры в рассматриваемом районе, которые свидетельствуют о существовании во временных рядах среднесуточных значений деформаций ритмических составляющих с периодами 1–2 года [Боканенко, Галаганов, Олейник, 1998] и вариаций скорости вращения Земли с характерными периодами 1–3 года [Сидоренков, Гамбуцев, 2002]. В таком случае в блоках помимо циклов, связанных с подготовкой и реализацией сильных землетрясений, можно ожидать и циклы, обусловленные более масштабными причинами. Свидетельством в пользу высказанного предположения является, например, очевидное сходство огибающих кривых слабых событий, произошедших в 1980–1981 гг. и 1989–1991 гг. в пределах трех из четырех рассмотренных блоков, – для обоих периодов характерны низкие значения скорости вращения Земли (см. рис. 3, б).

Изменения площади поверхности Земли, связанные с вариациями скорости ее вращения, происходят главным образом за счет ослабленных зон сейсмоактивных районов, где литосфера характеризуется резко пониженной мощностью и пересечена разломами. Эти зоны более проницаемы по сравнению с блоками, для них характерна повышенная флюидонасыщенность, а из-за относительно сильного оттока жидкости в них возможна более интенсивная дефлюидизация пород. Поэтому в ослабленных зонах существуют наиболее оптимальные условия для проявления цикличности вариаций флюидонасыщенности пород.

Однородная структура огибающих кривых местных землетрясений, локализованных в ослабленных зонах, описывает состояние поля поглощения в условиях относительной разгрузки, когда вдоль разреза отсутствуют явно выраженные флюидонепроницаемые перемычки. Причиной их возникновения может быть как закупорка трещин новообразованиями в результате снижения температуры и давления жидкости, так и пластические деформации, способствующие “захлопыванию” трещин.

Благодаря большей по сравнению с блоками проницаемости и повышенной флюидонасыщенности ослабленных зон поле поглощения в них активнее реагирует на вариации скорости вращения Земли, в том числе и на короткопериодные. В ряде случаев мы смогли соотнести циклы вариаций поглощения в ослабленных зонах с короткопериодными вариациями скорости вращения Земли. Но поскольку последовательность рассматриваемых сейсмических событий далека от равномерной, можно только предполагать, что эти вариации синхронны. Расширить объем данных для получения более достоверных результатов в пределах исследованной территории не представляется возможным. По-видимому, для более аргументированных выводов необходимо провести аналогичные исследования в других сейсмоактивных районах.

Заключение

Полученные результаты свидетельствуют, что в ослабленных зонах и добротных блоках сейсмически активного Гармского района имеют место циклические изменения структуры поля поглощения поперечных волн, которые мы связываем с изменением флюидонасыщенности в коре и верхней мантии. Отметим, что этот вывод относится к

конкретной области Гармского района, характеризующейся повышенной флюидонасыщенностью. Вопрос о его справедливости в иных геодинамических условиях требует дополнительного изучения. Дополнительного изучения требует также и вопрос о причинах и возможных механизмах флюидогенных вариаций геофизических полей.

Благодарности

Автор благодарит И.Г. Киссина, А.В. Николаева и С.Ф. Аптикаева за обсуждение работы и полезные критические замечания.

Литература

- Аптикаева О.И.* Частотная зависимость и пространственно-временные вариации добротности по записям аппаратуры ЧИСС и СКМ в районе Гармского полигона // *Землетрясения и процессы их подготовки*. М.: Наука, 1991а. С.153–163.
- Аптикаева О.И.* Исследование неоднородностей литосферы и астеносферы тектонически активных районов по характеристикам короткопериодной коды: Автореф. дис. . . . канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ, 1991б. 22 с.
- Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Тонкая структура литосферы и астеносферы Гармского района и ее связь с сейсмичностью // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 317, № 2. С.326–330.
- Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф.* Детальное картирование литосферы и астеносферы Гармского района по поглощению поперечных волн // *Вулканология и сейсмология*. 1992. № 5/6. С.101–118.
- Аптикаева О.И., Копничев Ю.Ф., Шевченко В.И.* Строение коры и верхней мантии и тектоногенез территории Гармского полигона (Таджикистан) // *Физика Земли*. 1994. № 7/8. С.53–64.
- Боканенко Л.И., Галаганов О.Н., Олейник О.В.* Наклоны, деформации и уровень грунтовых вод на Гармском сейсмопрогностическом полигоне // *Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов*. Т. 2. М.: Научный мир, 1998. С.204–211.
- Гамбурцева Н.Г., Сабитова Т.М., Султанов Д.Д., Санина И.А., Кузнецов О.П., Волкова И.В., Усольцева О.А.* Геодинамические процессы в сейсмоактивных районах Тянь-Шаня по данным мониторинга с использованием ядерных взрывов // *Физика Земли*. 2006. № 4. С.3–13.
- Киссин И.Г.* Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // *Физика Земли*. 1996. № 4. С.30–40.
- Копничев Ю.Ф.* Короткопериодные сейсмические волновые поля. М.: Наука, 1985. 176 с.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Вариации скорости вращения Земли и геодинамические процессы в Центральной Азии // *Докл. РАН*. 1997. Т. 353, № 3. С.386–389.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации структуры поля поглощения поперечных волн в районе Семипалатинского полигона // *Физика Земли*. 2001. № 11. С.73–86.
- Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н.* Пространственно-временные вариации поля поглощения *S*-волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // *Физика Земли*. 2003. № 7. С.35–47.
- Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
- Лукк А.А., Шевченко В.И.* Роль локальных процессов тектогенеза в деформировании слоистых пород Таджикской депрессии // *Физика Земли*. 2004. № 11. С.5–25.
- Попандопуло Г.А.* Определение координат гипоцентров местных землетрясений на Гармском геофизическом полигоне // *Землетрясения и процессы их подготовки*. М.: Наука, 1991. С.5–24.
- Родкин М.В.* Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сейсмостектонике. М., 1993. 192 с.
- Родкин М.В., Никитин А.Н., Васин Р.Н.* Сейсмостектонические эффекты твердофазных превращений в геоматериалах. М.: ГЕОС, 2009. 198 с.
- Сидоренков Н.С., Гамбурцев А.Г.* Планетарные атмосферные процессы // *Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов*. Т. 3. М.: Янус-К, 2002. С.328–334.
- Шевченко В.И., Арефьев С.С., Лукк А.А.* Близвертикальные скопления очагов землетрясений // *Физика Земли*. 2011. № 4. С.13–38.

Aptikaeva O.I., Kopychev Yu.F. Space-time variations of the coda wave envelopes of local earthquakes in the region of Central Asia // *J. Earthq. Predict. Res.* 1993. V. 2, N 4. P.497–514.

Сведения об авторе

АПТИКАЕВА Ольга Ивановна – кандидат физико-математических наук, ведущий научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: (499) 254-24-05. E-mail: aptikaevaoi@mail.ru

CYCLIC VARIATIONS CHARACTERISTICS OF THE S-WAVES ATTENUATION FIELD IN THE FAULT ZONES AND BLOCKS

O.I. Aptikaeva

Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Abstract. Temporal variations of the Earth's crust and upper mantle attenuation field in the local zones of the Garm region during 1980 to 1991, using of the detailed structure of coda waves envelope of local earthquakes, are studied. It is shown that structure variations of coda wave envelopes are cyclic in the both cases, when earthquakes are occurred in the fault zones and blocks. Existence of the correlation between this temporal variations and the irregularity of the Earth's rotation rate and earthquake occurrences are discussed.

Keywords: coda waves, quality factor, temporal variations, attenuation field.