

УДК 550.34+ 550.348.432(436)+550.344.37+550.34.094

ПОВЕДЕНИЕ НИЗКОЧАСТОТНОГО МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ПОЛЯ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РЕГИОНАХ ЗЕМЛИ В СВЯЗИ С ГЕОДИНАМИЧЕСКИМИ ПРОЦЕССАМИ

© 2013 г. М.Ю. Степанова, А.В. Горбатиков

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

За пять лет до произошедшего в Японии мегаземлетрясения 11.03.2011 г. на спектрограммах записей широкополосных станций, расположенных над его очаговой областью, на периодах ~30–120 с прослеживались сезонные амплитудные аномалии, полностью исчезнувшие после события. В очаговых областях четырех других рассматриваемых в статье сильных землетрясений, относящихся к глубинным разломным зонам, также были зафиксированы аналогичные аномалии. Обладающие региональными особенностями синхронные аномалии были обнаружены и в сейсмоактивных регионах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов.

На основе анализа спектрограмм, полученных в разных регионах, высказывается гипотеза, объясняющая увеличение амплитуды микросейсм на названных периодах одновременным воздействием внешнего и внутреннего факторов. Первый фактор является глобальным и связан с увеличением приливных сил в зимние месяцы; второй, активизирующий определенные фрагменты крупных сейсмогенерирующих структур, – с глубинной динамикой Земли. В Японии на спектрограммах отмечена особенность, отсутствующая в других случаях: за два года до мегаземлетрясения 11.03.2011 г. на периодах ~40–45 с зафиксирована полосовая аномалия, предположительно, связываемая с процессом крипа в зоне Беньофа.

Делается вывод, что для повышения чувствительности сейсмических станций к процессам, связанным с подготовкой землетрясений, их необходимо размещать в зонах глубинных разломов.

Ключевые слова: низкочастотные микросейсм, геодинамические процессы, подготовка землетрясения.

Введение

Во многих исследованиях возмущения различных геофизических полей связываются с процессами подготовки и реализации сильных землетрясений. В качестве таких полей рассматривают, например, сейсмичность, времена пробега сейсмических волн, уровень подземных вод, проводимость среды и пр. Обобщение публикаций, посвященных изучению названных полей, можно найти в работах [Соболев, 1993; Соболев, Пономарев, 2003]. В работах [Копничев, 1997; Копничев, Михайлова, 2000; Антикаева, 2012] показано, что в очаговых областях сильных коровых землетрясений наблюдаются быстрые изменения поля поглощения короткопериодных поперечных волн (характерные времена составляют месяцы и годы). Известен ряд работ, в которых вариации статистических параметров поля низкочастотных микросейсм используются в качестве прогностического признака сильных землетрясений [Соболев и др., 2008; Любушин, 2010].

У авторов настоящей статьи имеется независимый опыт, свидетельствующий о возможности изучения геологических структур с использованием низкочастотного микросейсмического поля. В работах [Горбатиков и др., 2008; Горбатиков, Цуканов, 2011] доказано экспериментально искажающее влияние неоднородностей Земли на

спектр низкочастотного сейсмического поля, что было исследовано и на численных моделях. Над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными – возрастают. Частота f связана с глубиной залегания неоднородности H и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея $V_R(f)$.

В этой связи объяснимо наше ожидание появления над очаговыми зонами сильных землетрясений изменения параметров микросейсмического поля на временных интервалах порядка нескольких месяцев, связанного с вариациями скоростных параметров среды в сейсмоактивных областях. С целью обнаружения временных изменений, связанных с процессом подготовки и реализации сильных землетрясений, нами строились временные спектрограммы микросейсмических записей и их отношений.

Для анализа использовался каталог землетрясений *ISC* [*International Seismological Centre*, 2010] и общедоступные непрерывные сейсмические записи, выполненные станциями нескольких сетей: 1) *Global Seismographic Network (GSN)* и других сейсмических сетей *IRIS*; 2) сети широкополосных сейсмических станций Европы (*Virtual European Broadband Seismograph Station Network*); 3) японской сети *F-net*.

Методика анализа

Были проанализированы все землетрясения с магнитудами $M > 5.5$, произошедшие в мире с начала 1995 г. Вокруг эпицентра каждого землетрясения очерчивалась область с радиусом, формально равным оценке линейного размера очага L по шкале соответствия между M и L , предложенной в [Уломов и др., 2007]. Сначала в мировых сетях находились широкополосные станции, попадающие в эту область или ближайšie к ней. Затем среди отобранных станций искались те, которые располагались непосредственно в афтершоковой области сильных землетрясений – эти станции считались сигнальными. Станции, расположенные за пределами области афтершоков, согласно принципу микросейсмического зондирования [Горбатиков и др., 2008], считались опорными.

В диапазоне периодов 1–120 с по вертикальным компонентам записей для каждой из отобранных станций были построены временные спектрограммы и отношения спектрограмм сигнальных станций к спектрограммам опорных. Поскольку спектрограммы строились в логарифмическом масштабе, то, имея это в виду, мы называем отношение двух спектрограмм разностной спектрограммой. Каждый отсчет в спектрограмме – это усредненный за сутки спектр мощности непрерывного микросейсмического сигнала, регистрируемого станцией. Для каждой частоты среднее значение, рассчитанное за многолетний период анализа, вычиталось из всей спектрограммы. Участки отсутствия (потери) данных отображались на спектрограммах пустыми полосами. Проанализировав полученный материал, мы обнаружили, что в разностных спектрограммах на разных станциях присутствуют отчетливо выраженные временные вариации в области низких частот (соответствующие периоды составляют десятки секунд).

Для исследуемого периода было обнаружено только пять случаев, когда широкополосная станция, расположенная над очагом землетрясения, работала и до момента события, и после него:

1. 28.09.2004 г., $M=6.0$, $H=8.8$ км, США, Калифорния, разлом Сан-Андреас;
2. 10.11.2008 г., $M=6.3$, $H=0.1$ км, Китай, Тибет, Цайдамская котловина;
3. 06.04.2009 г., $M=6.3$, $H=8.8$ км, Италия, г. Л'Акуила;
4. 11.03.2011 г., $M=9.0$, $H=32$ км, Япония, восток о-ва Хонсю;
5. 23.10.2011 г., $M=7.1$, $H=16$ км, Турция, оз. Ван.

Далее мы проанализируем эти случаи и попробуем сформулировать закономерности формирования микросейсмических вариаций в связи с процессом подготовки и реализации землетрясений.

Схемы районов четырех землетрясений – японского 11.03.2011 г., калифорнийского 28.09.2004 г., китайского 10.11.2008 г., турецкого 23.10.2011 г., – приведены на рис. 1. На них отмечено положение эпицентров основного землетрясения и последующих событий с $M \geq 4.5$, а также местоположение широкополосных станций.

Аналогичная схема для землетрясения, произошедшего в Италии, приведена в соответствующем разделе на рис. 4.

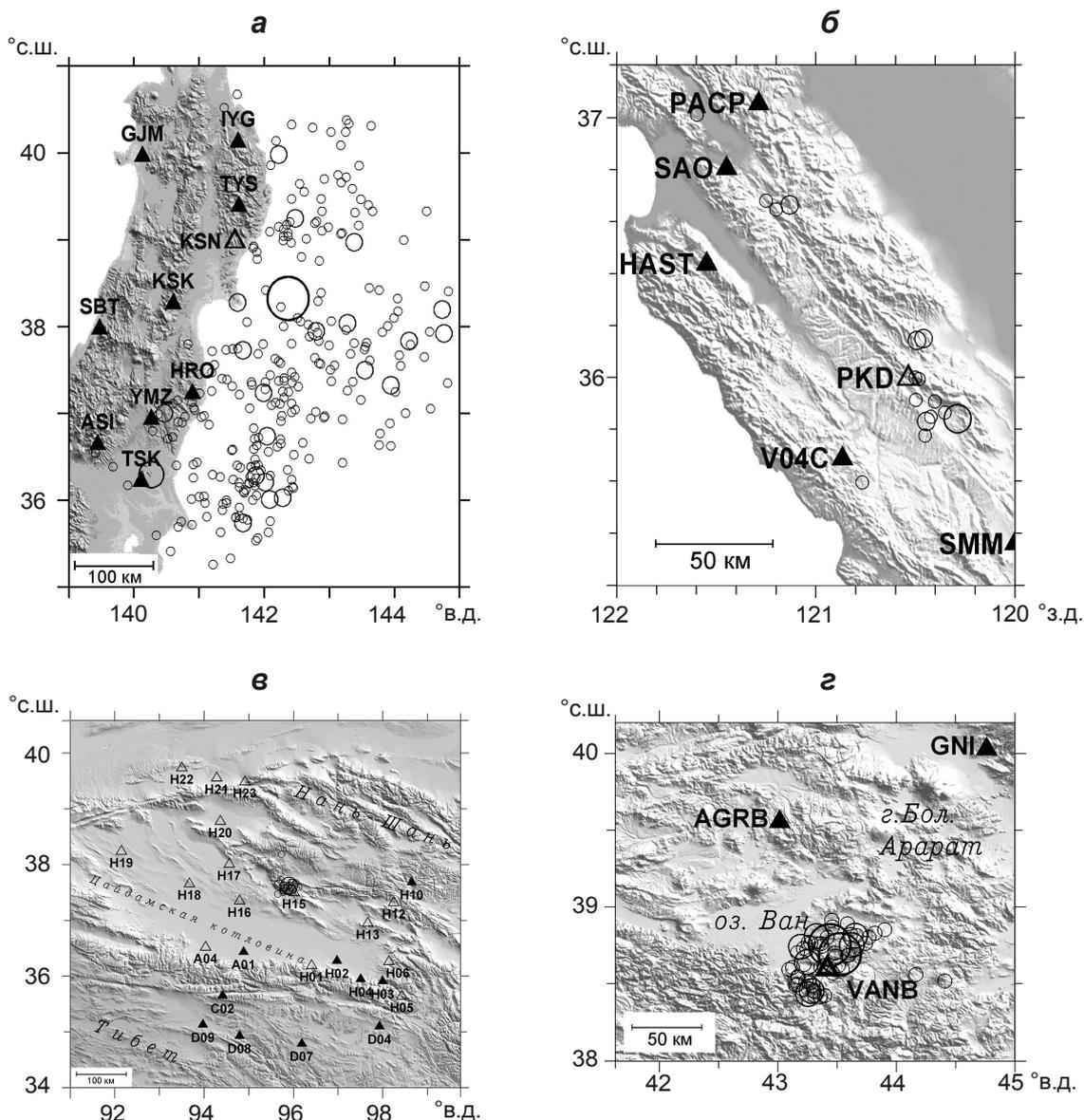


Рис. 1. Схемы районов трех землетрясений: *а* – 11.03.2011 г., $M=9.0$, Япония; *б* – 28.09.2004 г., $M=6.0$, США, Калифорния, *в* – 10.11.2008 г., $M=6.3$, Китай, Тибет; *г* – 23.10.2011 г., $M=7.1$, Турция, оз. Ван. Кружки самого большого радиуса – эпицентры основного землетрясения; все остальные – эпицентры последующих событий (величина радиуса пропорциональна магнитуде); треугольники – местоположение широкополосных станций (без заливки – станции, по записям которых прослежен обсуждаемый в работе эффект)

Землетрясение 11.03.2011 г., $M=9.0$, Япония, восток о-ва Хонсю

Анализ начнем с землетрясения, произошедшего 11.03.2011 г. в Японии с $M=9.0$, поскольку, во-первых, среди всех вышеназванных землетрясений оно имеет максимальную магнитуду, и, во-вторых, записи, предоставляемые японской сейсмической сетью, по качеству являются лучшими среди всех рассмотренных. Ближайшая к эпицентру землетрясения станция KSN удалена от него на расстояние 105 км; станция TYS, выбранная в качестве опорной, – на 138 км (см. рис. 1, *a*). Для этих станций были построены спектрограммы за восемь лет с марта 2005 г. по январь 2013 г., приведенные на рис. 2, *a*.

Обратим внимание читателя на то, что на рис. 2 для удобства сопоставления в едином временном масштабе представлены спектрограммы не только для японского землетрясения (рис. 2, *a*), но и для других рассматриваемых в статье событий – калифорнийского (рис. 2, *б*), китайского (рис. 2, *в*), турецкого (рис. 2, *г*). На рис. 2, *д* в увеличенном масштабе приведен фрагмент разностной спектрограммы для японского землетрясения.

На спектрограмме опорной станции TYS (рис. 2, *a*, *внизу*) можно проследить сезонные изменения микросейсм с характерным увеличением их активности в зимние месяцы. Заметим, что увеличение активности микросейсм в зимний период отмечается и некоторыми другими исследователями (см., например, [Hillers et al., 2012]).

Спектрограмма станции KSN (рис. 2, *a*, *по центру*) осложнена дополнительными особенностями, отличающими ее от спектрограммы опорной станции TYS, которые прослеживаются даже визуально. Поскольку расстояние между станциями сравнительно невелико (45 км), мы считаем, что при вычитании одной спектрограммы из другой происходит достаточно надежная компенсация временных вариаций микросейсм за счет погодных причин. На разностной спектрограмме двух этих станций (рис. 2, *a*, *вверху*) более чем за пять лет до землетрясения с $M=9.0$ ежегодно с декабря по апрель наблюдается увеличение интенсивности на периодах ~50–120 с. За два года до этого события с декабря по июнь отмечается увеличение интенсивности микросейсм в полосе шириной около 5 с вблизи $T=45$ с.

Используя способ оценки глубины по методу микросейсмического зондирования [Горбатиков, Цуканов, 2011] и принимая скорость поперечных волн равной 4.3 км/с [Zheng et al., 2011]), диапазон глубин, в котором за два года до землетрясения, возможно, происходили активные изменения, мы оценили в 70–80 км. По разностной спектрограмме можно предположить, что изменения параметров среды за пять лет до землетрясения затрагивали глубины >80 км. Принимая во внимание то, что верхняя граница сейсмофокальной зоны в районе станции KSN находится на глубине ~70 км, можно предположить, что выделяемые вариации микросейсм на разностной спектрограмме KSN–TYS (см. на рис. 2, *a* *вверху*) отражают периодическую активизацию участка сейсмофокальной зоны в течение пяти лет до землетрясения и активизацию его верхней границы за два года до него.

На фрагменте разностной спектрограммы вблизи $T=45$ с (рис. 2, *д*) можно видеть, что период амплитудного максимума с течением времени меняется – в марте 2009 г. он составлял ~40 с; к июню того же года увеличился до ~45 с. В следующие два года картина повторялась – с марта по июнь период менялся от ~40 до ~45 с. После землетрясения, произошедшего 11.03.2011 г., отмеченные аномалии больше не наблюдались.

Аналогичные спектрограммы были построены для станций, расположенных недалеко от эпицентров сильных ($M>6$) афтершоков, – станций YMZ, HRO, TSK, FUJ (положение станций см. на рис. 1). Спектрограммы (в статье не приводятся) оказались подобными спектрограмме опорной станции TYS и также не содержали отчетливых временных вариаций микросейсмических амплитуд, имеющих отношение к активизации сейсмофокальной зоны.

Землетрясение 28.09.2004 г., $M=6.0$, США, Калифорния

Схема расположения эпицентров калифорнийского землетрясения 28.09.2004 г. и последующих событий с $M \geq 3.5$ представлена на рис. 1, б. Треугольниками на схеме отмечены места размещения ближайших к эпицентру землетрясения широкополосных станций сетей *USArray Transportable Array (NSF EarthScope Project)* (станции V04C, HAST), *Berkeley Digital Seismograph Network* (станции PKD, PACP, SAO) и *Caltech Regional Seismic Network* (станция SMM). В качестве опорной была принята станция V04C, удаленная на 45 км от станции PKD, самой близкой к эпицентру (расстояние до эпицентра – 28 км). Станция PKD расположена на северном конце зоны разрыва вдоль разлома Сан-Андреас, образованного землетрясением 28.09.2004 г. [Brenguier et al., 2008].

Были проанализированы архивные записи за три года работы станции PKD – с 06.2004 г. по 11.2007 г. На рис. 2, б видно, что ежегодно примерно с декабря по апрель станция фиксировала увеличение интенсивности микросейсм на периодах ~30–120 с, аналогичное описанному выше. Совпадение во времени амплитудных аномалий, выделяемых на разломе Сан-Андреас, с аномалиями, прослеженными на записях станции KSN в Японии, представляется неожиданным, поскольку расстояние между этими станциями более 8000 км.

Дополнительно отметим, что примерно до середины 2005 г. сейсмичность в радиусе 30 км от эпицентра землетрясения 28.09.2004 г. была повышенной. Известно также [Brenguier et al., 2008; Shelly, 2010], что после землетрясения, по крайней мере, до конца 2007 г. наблюдались смещения по разлому и сейсмический тремор.

Анализ показал, что на спектрограммах ближайших станций SMM, HAST, SAO, PACP (положение станций см. на рис. 1, б), в отличие от спектрограмм станции PKD, нет аномальных отклонений от обычных сезонных вариаций в зимние месяцы (как и на станции KSN в Японии). К сожалению, в доступном для авторов архиве не оказалось записей, по которым можно было бы проанализировать вариации интенсивности микросейсм на станциях V04C и PKD до 2004 и после 2007 гг.

Совпадение во времени амплитудных аномалий в разных частях Тихоокеанского пояса в 2005–2007 гг. говорит о том, что причина этого явления, скорее всего, носит глобальный характер и действует одновременно во всем поясе.

Землетрясение 10.11.2008 г., $M=6.3$, Китай, Тибет, Цайдамская котловина

Схема расположения эпицентра землетрясения в Цайдамской котловине, последующих событий с $M \geq 3.5$ и широкополосных станций сети *ASCENT (Missouri University of Science & Technology)* представлена на рис. 1, в. В исследуемой части Тибета сеть работала с августа 2008 г. по июнь 2009 г. На схеме видно, что станция H15 расположена в области афтершоков рассматриваемого землетрясения. За три недели до землетрясения на спектрограммах станций A04, H01, H05, H06, H12, H13, H15, H16, H17, H18, H19, H20, H21, H22, H23, отмеченных треугольниками без заливки, наблюдался рост интенсивности микросейсм на периодах ~30–120 с, продолжавшийся в течение шести месяцев – с октября 2008 г. по март 2009 г. Спектрограммы для семи из названных станций в качестве примера приведены на рис. 3.

Большинство станций, по записям которых наблюдался исследуемый эффект, расположены в области, ограниченной Цайдамской котловиной (см. рис. 1, в). Наиболее удаленные из них находятся на расстоянии более 300 км от эпицентра. При эпицентральных расстояниях более 1000 км (станции WMQ и XAH, *New China Digital Seismograph Network*, не представленные на рис. 1, в) независимо от азимута подобных вариаций на спектрограммах не зафиксировано.

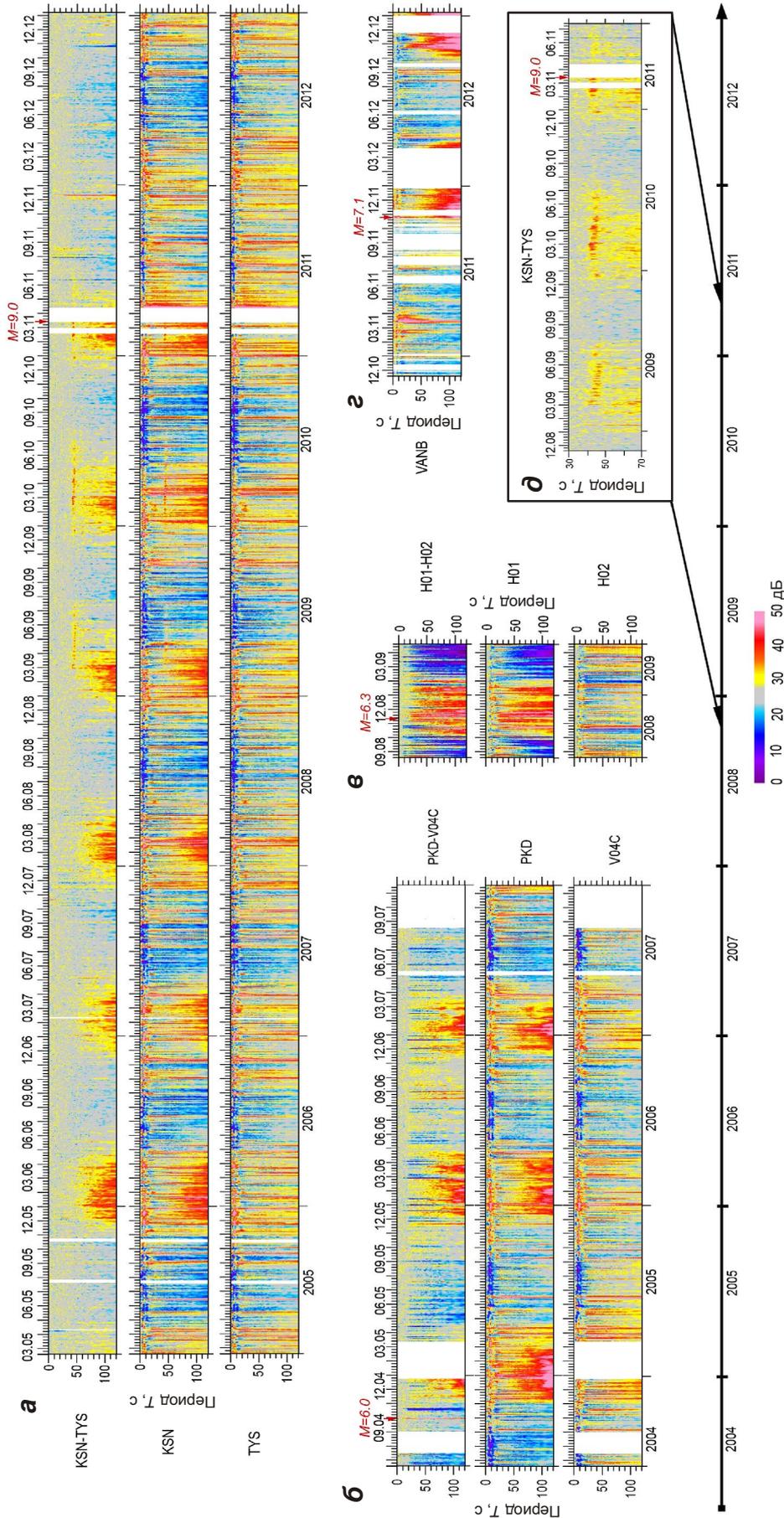


Рис. 2. Приведенные к единому временному масштабу спектрограммы для станций, расположенных в районах четырех землетрясений: а – Япония, 11.03.2011 г. (г – фрагмент разностной спектрограммы того же землетрясения в увеличенном масштабе); б – США, Калифорния, 28.09.2004 г.; в – Китай, 10.11.2008 г.; г – Турция, 23.10.2011 г. Стрелками на верхних шкалах отмечены моменты землетрясений с указанием магнитуд. Пояснения см. в тексте

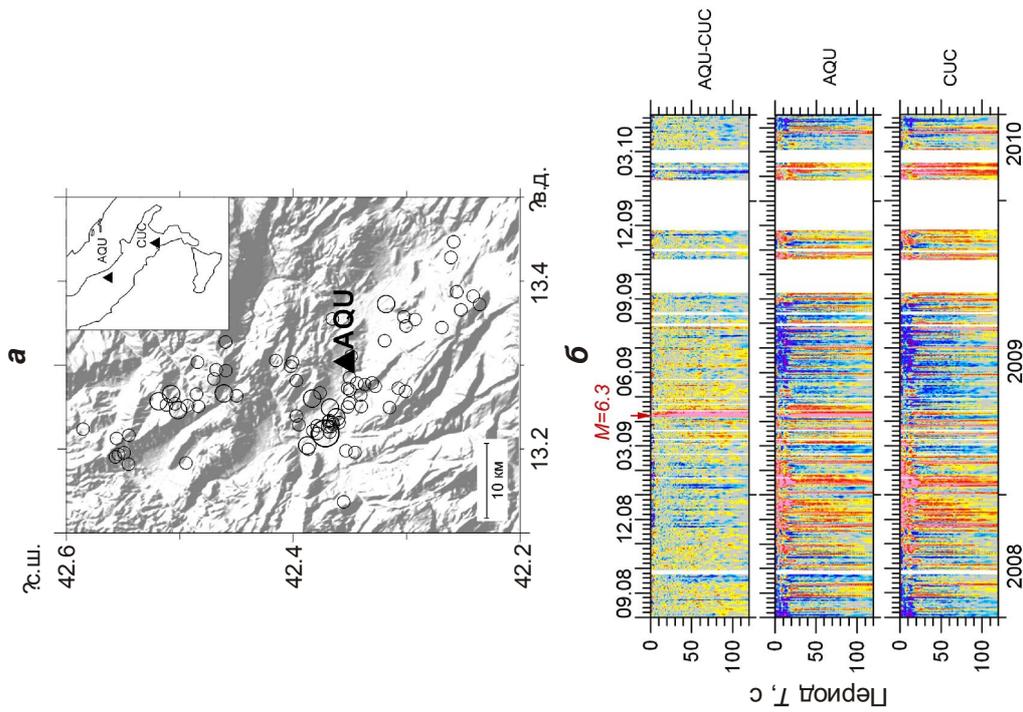


Рис. 4. Карта района землетрясения 06.04.2009 г. в Италии (а) и спектрограммы для сигнальной станции AQU, опорной станции CUC и их разностная спектрограмма (б). Цветовую шкалу см. на рис. 2

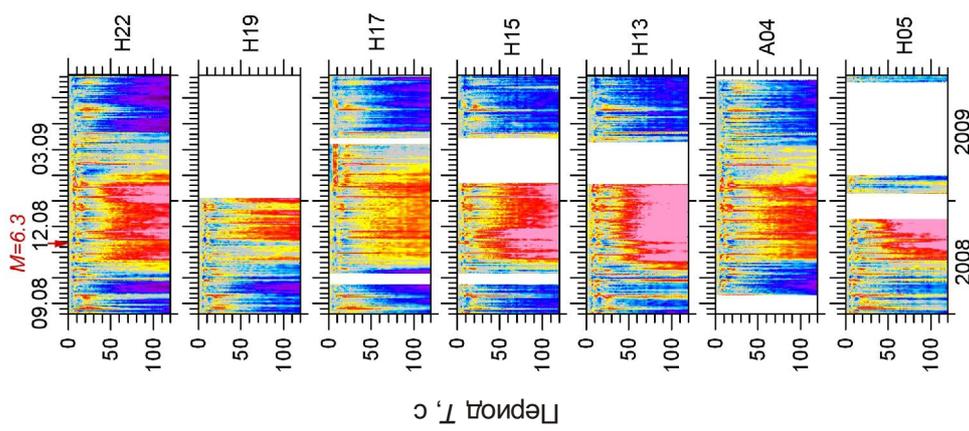


Рис. 3. Спектрограммы для станций, расположенных в районе землетрясения, произошедшего в Китае 10.11.2008 г. Цветовую шкалу см. на рис. 2

Из-за ограниченного времени действия сети мы не имеем возможности проследить сезонную периодичность амплитудных аномалий. Но при этом надо отметить, что пространственная область, в которой аномалии наблюдаются, может быть вытянута вдоль тектонических структур на расстояние >600 км (например, сигнал фиксируется на станциях Н19 и Н05, положение которых см. на рис. 1, в).

Кстати заметим, что сейсмическую активность Цайдамской котловины в 2009 г. подтвердили еще два землетрясения, произошедшие в августе 2009 г. с магнитудами 6.2 и 6.0.

Спектрограммы для сигнальной станции Н01 и опорной Н02 (на удалении 50 км), приведенные вместе с их разностной спектрограммой на рис. 2, в, демонстрируют синхронность появления амплитудных микросейсмических аномалий на станциях китайской и японской сетей.

Землетрясение 23.10.2011 г., Турция, $M=7.1$

Расположение эпицентров землетрясения 23.10.2011 г. и последующих событий с $M \geq 4.5$ приведено на рис. 1, д. Треугольниками отмечено местоположение широкополосных станций сети *Kandilli Observatory Digital Broadband Seismic Network* (станции VANB и AGRB) и сети Армении (станция GNI).

На спектрограмме для станции VANB (рис. 2, з), расположенной в афтершоковой области рассматриваемого землетрясения, увеличение интенсивности микросейсм в интервале ~ 30 –120 с отмечается дважды – с октября 2011 г. по март 2012 г. и с октября 2012 г. по январь 2013 г. На спектрограммах для станций GNI, AGRB (в статье не приводятся) такие аномалии не наблюдаются.

К сожалению, из-за того, что станции сети работали с длительными и частыми перерывами и техническими сбоями, построить разностную спектрограмму для двух станций не удалось, что объясняет представление только одной спектрограммы.

Заметим, что повышенная сейсмическая активность в радиусе 70 км от эпицентра наблюдалась больше года – по крайней мере, до конца 2012 г.

Землетрясение 06.04.2009 г., Италия, $M=6.3$

Схема района землетрясения 06.04.2009 г. в Италии представлена на рис. 7, а. На ней отмечены эпицентры самого землетрясения, его фор- и афтершоков с $M \geq 3.5$.

Там же можно видеть расположение двух станций сети *MEDNET Project, Istituto Nazionale di Geofisica* (см. врезку) – AQU и CUC (расстояние между станциями 330 км), – которые работали и до землетрясения, и во время него. В качестве сигнальной была выбрана станция AQU, удаленная от эпицентра основного толчка на 6 км. Спектрограммы для каждой из названных станций и их разностная спектрограмма представлены на рис. 4, б.

На разностной спектрограмме не наблюдается увеличения интенсивности микросейсм в зимний период, подобного предыдущим случаям. Только за месяц до события и в течение нескольких месяцев после него прослеживается слабое усиление интенсивности, практически не выделяющееся на общем фоне. Можно предположить, что роста интенсивности микросейсм на больших периодах в зимнее время нет потому, что эпицентр землетрясения не связан с каким-либо глубинным разломом или активной тектонической структурой. Действительно, максимальные глубины очагов землетрясений в данном месте не превышают 30 км, а зона Беньофа Аппенинского полуострова находится в 500 км от эпицентра рассматриваемого землетрясения.

Обсуждение и выводы

Как известно, микросейсмическое поле формируется за счет ряда источников, от которых зависят его временные вариации. В диапазоне 0.001–0.01 Гц источником микросейсм предположительно являются вариации давления в атмосфере [Nishida, 2000]. В диапазоне 0.01–(0.2–0.3) Гц основным источником считаются штормы в северных областях Атлантического и Тихого океана [Монахов, 1977; Табулевич, 1986; Cessaro, 1994; Hillers et al., 2012]. Выше 0.2–0.3 Гц в качестве доминирующего источника рассматривается локальная метеорологическая активность [Bromirski et al., 2005]; выше 1 Гц существенное влияние оказывают искусственные источники (антропогенная деятельность). Согласно этим исследованиям, микросейсмическое поле имеет сезонные вариации в связи с изменениями местной метеорологической активности и с усилением штормов в зимние месяцы. Сильные землетрясения также влияют на формирование микросейсмического поля в разных частотных диапазонах – на больших удалениях станции от источника землетрясения вносят вклад на периодах, превышающих $T=20$ с [Королева, Яновская, 2010].

Наблюдаемое увеличение интенсивности микросейсм в зимнее время на некоторых станциях (например, KSN и TYS в Японии) нельзя связывать исключительно с источником микросейсм, так как для периодов 30–120 с соответствующая длина волн составляет 100–500 км. Такие волны должны практически одинаково воздействовать на опорную и сигнальную станции при их небольшом пространственном разnose, даже, если гипотетически предположить наличие дополнительного активного локального излучателя микросейсм. Поэтому увеличение интенсивности микросейсм на периодах ~30–120 с связываются нами с вариациями параметров среды под сигнальной станцией.

Станции, попавшие в анализ, расположены над очагами землетрясений, относящихся к определенным разломным зонам. Событие в Италии относится к разломной зоне, не имеющей глубинных мантийных корней. Видимо, по этой причине амплитудные аномалии в спектрограммах итальянских станций не выделяются. В остальных же четырех рассмотренных случаях, когда землетрясения ассоциируются с глубинными разломными зонами, наблюдаются аномальные изменения интенсивности микросейсм на периодах ~30–120 с до или после события в зимние месяцы (характерный период – с октября по апрель).

На синхронизированной по времени шкале рис. 2 (станции KSN (Япония) и PKD (США), H01 (Китай) и VANB (Турция)) видно, что аномалии интенсивности микросейсм для Тихоокеанского пояса в одни и те же годы совпадают и длятся с декабря по апрель. Судя по отдельному годовому отрезку, между Альпийско-Гималайским и Тихоокеанским поясом точного совпадения нет. В Цайдамской котловине аномалия появилась на полтора месяца раньше и закончилась на месяц раньше. Предположительный сдвиг аномалии в Альпийско-Гималайском поясе примерно на месяц относительно Тихоокеанского подтверждается также спектрограммой станции VANB (Турция). Продолжительность аномального периода обоих поясов составляет 5–6 месяцев. Отметим, что качество доступного материала на станциях Альпийско-Гималайского пояса низкое, и данный сдвиг является лишь предполагаемым, поскольку, например, в Цайдамской котловине не оказалось данных, подтверждающих наличие этого сдвига в другие годы.

Из-за неполноты временных рядов для станций в Калифорнии и Цайдаме мы не можем сказать, за сколько лет до землетрясений появилась аномалия интенсивности микросейсм в этих регионах. При этом видно, что в случае японского землетрясения ($M=9.0$) аномалия проявилась за пять лет до события, а за два года до него осложнилась дополнительными чертами в виде полосы на спектрограмме. Видно также, что в течение двух лет, следующих за землетрясением, аномалии не было (рис. 2, а).

Проанализировав сейсмическую активность Японии, Калифорнии и Турции, можно увидеть корреляцию аномалий микросейсмической интенсивности с сейсмической активностью. Для Японии эту корреляцию можно проследить по месяцам, разбив весь год условно на зимний и летний периоды. Сейсмическая активность (по статистике землетрясений с $M \geq 4$) выше в зимнее время за пять лет до сильного землетрясения. Мы провели такой анализ для площади, покрывающей сейсмофокальную зону и область афтершоков землетрясения 11.03.2011 г.

Многие авторы ранее уже отмечали неравномерность распределения в течение года неглубоких землетрясений Тихоокеанского региона (для глубин $H < 80$ км). Согласно этим исследованиям, основной максимум сейсмических событий приходится на период с ноября по март [Андреева, 2009; Левин и др., 2005].

Поскольку известно, что наименьшее расстояние между Землей и Солнцем приходится на начало января и приливные эффекты воздействия Солнца максимальны именно в зимние месяцы, а также то, что триггерный эффект приливной волны на землетрясение возрастает с увеличением периода волны [Моргунов и др., 2006], мы можем предположить, что именно зимнее положение Земли по отношению к Солнцу является одной из причин усиления сейсмичности в зимнее время и наблюдаемых нами амплитудных микросейсмических аномалий.

Что касается сезонных вариаций сейсмических скоростей, то они ранее в течение трех лет с января 2001 по январь 2004 г. наблюдались для поверхностных волн в районе Лос-Анджелеса (США, Калифорния) с использованием метода поверхностно-волновой томографии для частот 0.1–2 Гц [Meier et al., 2010]. Наблюдались также сезонные изменения отношения горизонтальной компоненты к вертикальной для частот 0.1–0.2 Гц в районе Южной Калифорнии в 2000–2003 годах [Tanimoto, Alvizuri, 2006]. Хотя авторы не связывали эти эффекты с глобальными процессами, мы можем предположить, что аналогично нашим результатам, сезонные изменения происходили за счет опосредованного влияния приливных эффектов.

На спектрограммах в Японии имеется одна особенность, которой нет в других случаях – за два года до сильного землетрясения появляется полосовая аномалия на периодах ~40–45 с. По всей видимости, причина этой аномалии иная, чем аномалии на периодах 50–120 с, и связана непосредственно с процессами подготовки сильного землетрясения. Поскольку станция KSN находится прямо над зоной Беньофа, вполне вероятно, что мы наблюдаем параметрические изменения среды, вызываемые относительным криповым движением вдоль зоны Беньофа в течение двух лет, которое, в конечном счете, закончилось сильной подвижкой 11.03.2011 г.

Правомерно высказать гипотезу, что увеличение амплитуды микросейсм на периодах ~30–120 с происходит за счет одновременного действия двух факторов: внешнего глобального фактора (следствие увеличения приливных сил в зимние месяцы) и внутреннего (глубинная динамика Земли), в результате действия которого происходит активизация определенных фрагментов сейсмоактивных разломных структур. Мы не наблюдаем увеличение амплитуд микросейсм в летние месяцы, когда отсутствует внешний фактор, но присутствует внутренний. Так же мы не наблюдаем амплитудного увеличения в “неактивных” разломных зонах при отсутствии внутреннего фактора при воздействии только внешнего.

При этом мы приходим к довольно парадоксальному выводу, который состоит в том, что для лучшей чувствительности сейсмических станций к процессам, связанным с подготовкой землетрясений, мы должны размещать их именно в зонах глубинных разломов. Это противоречит стандартной практике сейсмологических наблюдений, когда места установки сейсмических станций выбираются преимущественно на ненарушенных блоках земной коры на некотором удалении от разломных зон.

Литература

- Андреева М.Ю., Сасорова Е.В., Левин Б.В. Особенности внутригодового распределения землетрясений Курильского региона // Тихоокеанская геология. 2009. Т. 3, № 5. С.86–95.
- Антикаева О.И. Особенности поля поглощения в очаговых зонах сильных землетрясений Гармского района // Физика Земли. 2012. № 5. С.26–36.
- Горбатиков А.В., Цуканов А.А. Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Изучение возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С.96–112.
- Горбатиков А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е. Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородностей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С.66–84.
- Копничев Ю.Ф. Вариации поля поглощения поперечных волн перед сильными землетрясениями в районе Северного Тянь-Шаня // Докл. РАН. 1997. Т. 356, № 4. С.528–513.
- Копничев Ю.Ф., Михайлова Н.Н. Геодинамические процессы в очаговой зоне Байсорунского землетрясения (Северный Тянь-Шань) // Докл. РАН. 2000. Т. 373, № 1. С.93–97.
- Королева Т.Ю., Яновская Т.Б. О природе источников длиннопериодного сейсмического шума // Вопросы геофизики. СПб., 2010. Вып. 43. (Ученые записки СПбГУ; № 443).
- Левин Б.В., Сасорова Е.В., Журавлев С.А. Внутригодовая повторяемость активизации сейсмического процесса для Тихоокеанского региона // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 4. С.534–540.
- Любушин А.А. Статистики временных фрагментов низкочастотных микросейсм: их тренды и синхронизация // Физика Земли. 2010. № 6. С.86–96.
- Монахов Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука, 1977. 95 с.
- Моргунов В.А., Боярский А.Э., Степанов М.В. Период приливной волны и сейсмичность // Докл. РАН. 2006. Т. 406, № 4. С.380–386.
- Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А. Асимметричные импульсы, периодичность и синхронизация низкочастотных микросейсм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С.135–152.
- Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.
- Уломов В.И., Данилова Т.И., Медведева Н.С., Полякова Т.П., Шумилина Л.С. К оценке сейсмической опасности на Северном Кавказе // Физика Земли. №7. 2007. С.31–45.
- Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N. M., Nadeau R. M., Larose E. Postseismic relaxation along the San Andreas Fault at Parkfield from continuous seismological observations // Science. 2008321. P.1478–1481, doi:10.1126/science.1160943.
- Bromirski P.D., Duennebieer F.K., Stephen R.A. Mid-ocean microseisms // Geochem. Geophys. Geosys. 2005. V. 6. Q04009, doi:10.1029/2004GC000768.
- Cessaro R.K. Sources of primary and secondary microseisms // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1994. V. 84. P.142–148.
- Hillers G., Graham N., Campillo M., Kedar S., Landes M., Shapiro N. Global oceanic microseism sources as seen by seismic arrays and predicted by wave action models // Geochem. Geophys. Geosyst. 2012. V. 13. Q01021, doi:10.1029/2011GC003875.
- International Seismological Centre, On-line Bulletin, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seis. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2010.
- Meier U., Shapiro N. M., Brenguier F. Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise Geophys. J. Int. 2010. V. 181. P.985–996, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04550.x.
- Nishida K., Kobayashi N., Fukao Y. Resonant oscillations between the solid earth and the atmosphere // Science. 2000. V. 287. P.2244–2246.
- Shelly D.R. Migrating tremors illuminate complex deformation beneath the seismogenic San Andreas fault // Nature, 2010. V. 463. P.648–652, doi:10.1038/nature0875.
- Tanimoto T., Alvizuri C. Inversion of the HZ ratio of microseisms for S-wave velocity in the crust // Geophys. J. Int. 2006. V. 165. P.323–335.

Zheng Y., Shen W., Zhou L., Yang Y., Xie Z., Ritzwoller M.H. Crust and uppermost mantle beneath the North China Craton, northeastern China, and the Sea of Japan from ambient noise tomography // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. B12312, doi:10.1029/2011JB008637.

Сведения об авторах

СТЕПАНОВА Марина Юрьевна – кандидат физико-математических наук, старший научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123995, ГСП-5, Москва, Д-242, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1; Тел.: 499-254-24-03. E-mail: mars@sumail.ru

ГОРБАТИКОВ Андрей Вениаминович – 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.: 499-254-24-03. E-mail: avgor70@mail.ru

LOW-FREQUENCY MICROSEISMIC FIELD BEHAVIOR IN SEISMOACTIVE REGIONS OF THE EARTH AND ITS RELATION TO GEODYNAMIC PROCESSES

M.Yu. Stepanova, A.V. Gorbatikov

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

Abstract. During five years period before 11 March 2011 mega-earthquake in Japan, spectrogram records at broadband stations located above its source had demonstrated seasonal high-amplitude anomalies in the range of ~30–120 s. Similar anomalies were detected in source areas of four other strong earthquakes which occurred at deep fault zones. Synchronous anomalies with regional peculiarities were also found in seismoactive regions of the Pacific and Alpine-Himalaya belts.

On the basis of spectrogram analysis the following hypothesis was formulated. The microseism's amplitudes of ~30–120 s period can increase due to simultaneous action of an external and internal factors. The former is global increase in tidal forces in winter months; and the latter, activating some fragments of large seismotectonic structures, is connected with deep dynamic processes in the Earth.

There is one feature in Japanese spectrogram, which is absent in other cases, namely, a strip anomaly which appears on the periods of ~40–45 s two years before the strong earthquake. Its nature differs from that of anomalies with 50–120 s periods and it is presumably connected with creep processes in Benioff zone.

The conclusion was made that in order to increase sensitivity of seismic stations when studying seismic hazard zones, stations should be installed immediately at seismic fault zones.

Keywords: low frequency microseism, geodynamical processes, earthquake preparing.