

УДК 550.30

АСИММЕТРИЧНЫЕ ИМПУЛЬСЫ, ПЕРИОДИЧНОСТЬ И СИНХРОНИЗАЦИЯ НИЗКОЧАСТОТНЫХ МИКРОСЕЙСМ

© 2008 г. Г. А. Соболев, А. А. Любушин, Н. А. Закржевская

Институт физики Земли РАН, Москва, 123995

Поступила в редакцию 17.05.2007 г.

Проанализированы сейсмические записи восьми широкополосных станций IRIS, расположенных на расстояниях от 70 до 7160 км от эпицентра землетрясения 25 сентября 2003 г. возле Хоккайдо с магнитудой 8.3. Расположенные в зоне субдукции станции регистрировали за несколько суток до землетрясения асимметричные микросейсмические импульсы длительностью в 3–10 мин. Такие импульсы отсутствовали на записях станций, расположенных вне зоны субдукции. Аналогичные импульсы возникали также перед Кроноцким землетрясением 1997 г. на Камчатке с магнитудой 7.8. Источниками импульсов предположительно являются криповые подвижки. За несколько суток до землетрясения Хоккайдо на станциях, удаленных от эпицентра землетрясения до 3000 км, отмечены синхронные колебания микросейсмического шума с периодами 1–3 часа. Мера когерентности шума возрастала при подборе станций, расположенных ближе к эпицентру. Вопрос источника когерентности остается открытым. Отмеченные эффекты входят в круг явлений, возникающих в диссипативных метастабильных системах, к которым, по-видимому, относятся участки литосферы Земли в периоды подготовки сейсмических катастроф.

ВВЕДЕНИЕ

На Землю воздействуют многочисленные осциллирующие поля различной природы в чрезвычайно широком диапазоне периодов. При этом одни виды энергии частично переходят в другие. Например, поступающая в Землю извне энергия электромагнитных волн вызывает упругие колебания вследствие существования обратного пьезоэлектрического, сейсмоэлектрического эффектов и других термодинамических коэффициентов связи этих двух видов энергии; упругие напряжения в Земле появляются при поступлении тепла вследствие термоупругих коэффициентов связи и т.д. Интенсивность внешнего воздействия может быть небольшой по сравнению с силами, действующими в Земле, но степень их влияния зависит от энергонасыщенности горных пород и не объясняется линейными эффектами.

Эффект синхронизации ритмов под действием внешних или внутренних источников давно обсуждается в геофизических работах. Известно влияние на сейсмичность солнечной активности, земных приливов, климатических факторов [9, 11, 12, 14, 22, 24, 31, 42]. Синхронизация акустических сигналов электромагнитными импульсами была установлена в лабораторных экспериментах [27].

Вопрос о пороге внешнего воздействия, достаточного для синхронизации процесса, обусловленного значительно более мощными силами, остается открытым. Ясно, что чувствительная к малому внешнему воздействию энергетически

открытая система должна находиться в метастабильном состоянии [13]. По мере приближения системы к неустойчивости порог эффективного внешнего воздействия снижается. Однако Земля постоянно подвергается шуму от естественных и искусственных источников. Поэтому порог эффективного влияния, которое может быть обнаружено (включая триггерный механизм), имеет, по-видимому, конечную величину, превышающую уровень шума.

С конца 1990-х годов, после создания глобальной системы широкополосных сейсмических станций, появился ряд исследований сейсмических шумов в диапазоне 10^2 – 10^3 с. Авторы [47] объясняли возникновение колебаний в твердой Земле влиянием вариаций атмосферного давления. Авторы альтернативной гипотезы [37] полагают, что колебания возбуждаются множественными слабыми землетрясениями, энергия которых лежит ниже порога чувствительности сейсмических станций. В этих и других исследованиях было показано, что колебания минутного диапазона существуют практически постоянно, в том числе в спокойные от сильных землетрясений промежутки времени.

Найденный в [16, 17] эффект появления скрытых периодических колебаний в потоке слабых землетрясений и микросейсм также относится к обсуждаемому классу явлений. В принципе, он может рассматриваться в рамках концепции самоорганизованной критичности (СОК) [25, 46], большая роль в которой придается возникновению дальней корреляции сейсмических событий (коллективного поведения).

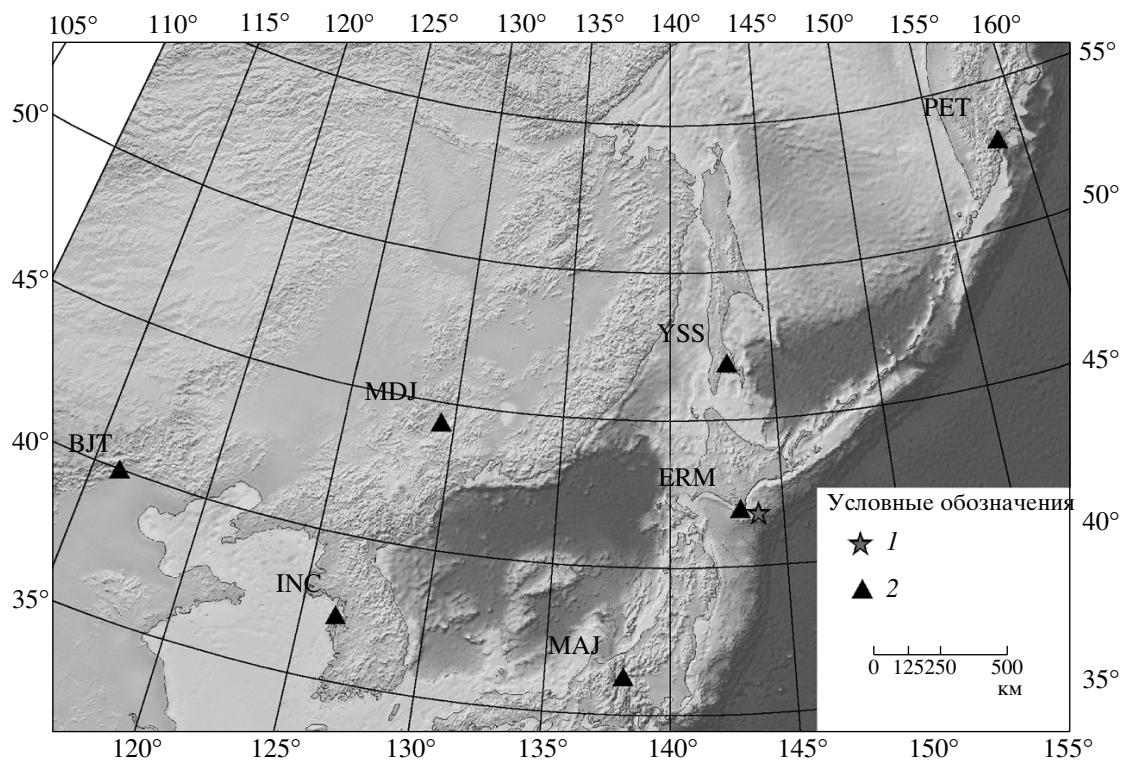


Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций IRIS, данные которых использованы в статье. 1 – землетрясение; 2 – сейсмостанции.

В [18, 19] было установлено, что в минутном диапазоне микросейсмических колебаний возникают также отдельные импульсы как симметричной, так и асимметричной формы, а промежутки времени между последовательными импульсами могут на некоторых интервалах демонстрировать периодичность.

Возникновение ритмов является распространенным явлением эволюции неравновесных систем [10]. Известно, что хаотические системы проявляют эффекты синхронизации, особенно в области аттракторов [43, 44]. Синхронизация динамики систем может возникать и прерываться и на некоторых интервалах времени может быть устойчивой (экспонента Ляпунова – отрицательна) [33]. В приложениях часто встречаются хаотические системы, амплитуда колебаний в которых, оставаясь конечной, закономерно меняется во времени от минимума к максимуму, а аттракторы представлены циклическими орбитами [15, 45]. В таких хаотических системах проявляются эффекты фазовой синхронизации [43]. В области сейсмологии фазовая синхронизация высокочастотных сейсмических шумов и приливов перед землетрясениями Камчатки отмечена в [14].

Физический механизм возникновения импульсов и периодических колебаний в минутном диапазоне периодов применительно к сейсмологии

пока не ясен; общие теории катастроф и фазовых переходов в энергетически открытых системах требуют детализации для неоднородных сред. В настоящей работе эта проблема исследуется на основе данных сейсмологических наблюдений, полученных перед сильным землетрясением 25 сентября 2003 г. с магнитудой 8.3 возле о. Хоккайдо. Значительное внимание уделено явлению синхронизации колебаний в пространственно разнесенных точках земной поверхности.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Проанализированы любезно предоставленные Геофизической службой РАН сейсмические записи вертикальных компонент с частотой дискретизации 20 Гц на широкополосных станциях IRIS: PET, YSS, OBN (Россия), а также ERM, MAJ (Япония), INC (Корея), MDJ, BJT (Китай). Амплитудно-частотные характеристики каналов обеспечивают постоянную чувствительность регистрации скорости смещения постаментов в диапазоне периодов 0.3–357 с [21]. Несмотря на спад чувствительности в области более длинных периодов, уверенно регистрируются колебания вплоть до пиков 12 и 24 часов, вызванных земными приливами. Типичный спектр был показан в [18].

Расположение станций (за исключением OBN) показано на рис. 1; станция OBN (Обнинск) нахо-

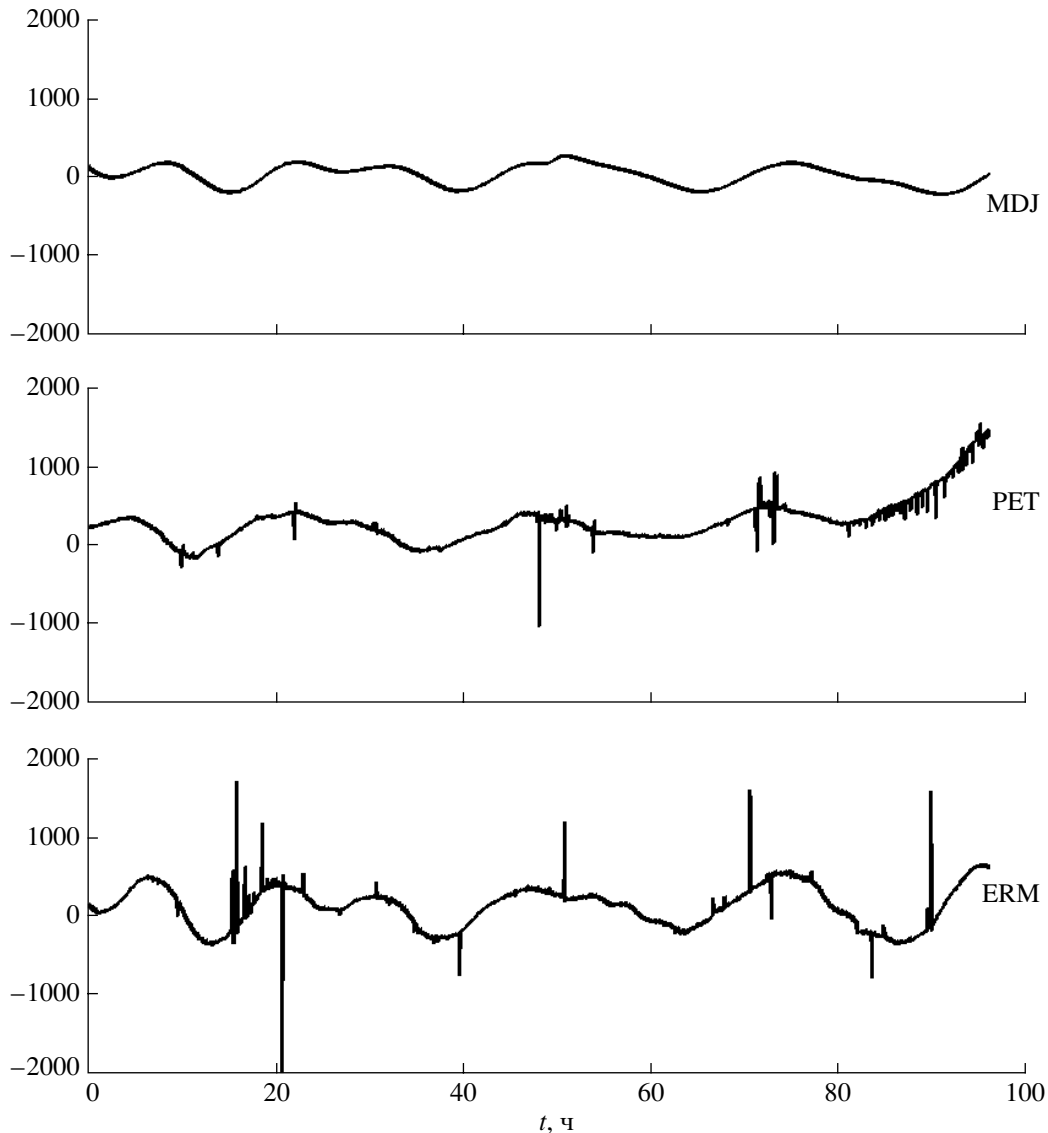


Рис. 2. Примеры записей станций ERM, RET, MDJ после устранения микросейсмических шумов секундного диапазона периодов перед землетрясением Хоккайдо. По оси ординат – скорость смещения в условных единицах.

дится на Европейской части России к северо-востоку от Москвы. Землетрясение 25 сентября возле о. Хоккайдо произошло в 19 ч 50 мин по Гринвичу и имело координаты эпицентра $[41.81^\circ$ с.ш. – 143.91° в.д.]. Таким образом, выбранные для анализа станции располагались на различных расстояниях от эпицентра в диапазоне от 70 до 7160 км и находились в разных сейсмо-геологических условиях.

АСИММЕТРИЧНЫЕ ИМПУЛЬСЫ

Исходные записи подвергались осреднению по 20 точкам, т.е. переходом к дискретизации в 1 с, затем вычислялся гауссовский тренд [9, 19] с радиусом усреднения 100 с для подавления колеба-

ний секундного диапазона, вызванных микросейсмическими океанического происхождения и землетрясениями.

На записях двух из проанализированных 7 станций были обнаружены интенсивные импульсы, амплитуда которых превышала суточные и полусуточные приливные колебания. Это явление демонстрируется на рис. 2, где приведены четырехсуточные записи за период 16–19 сентября 2003 г. (259–262 сут): график ERM – станция Erimo, расположенная на юго-востоке Хоккайдо в зоне субдукции, практически, в эпицентральной зоне землетрясения; график PET – станция Петропавловск у берегов Камчатки, также расположенная в зоне субдукции; график MDJ – станция Mudanjiang, находящаяся на континенте в северо-во-

сточном Китае. На графиках ERM и PET на фоне суточных и полусуточных приливов видны как отдельные импульсы положительной и отрицательной полярности, так и серии сближенных по времени импульсов. Серия положительной полярности на графике ERM отмечена в районе 16–20 ч (259 сут); серия отрицательной полярности на графике PET занимает интервал 82–98 ч (262 сутки). Отметим три, на наш взгляд, существенные черты: 1) импульсы проявились только на станциях ERM и PET, расположенных в зоне субдукции; 2) времена как одиночных, так и серий импульсов на графиках ERM и PET не совпадают; 3) амплитуда импульсов на графике ERM в среднем больше как по абсолютной величине, так и по отношению к размаху приливных вариаций по сравнению с графиком PET. На основе представленных на рис. 2 данных логично предположить, что источники импульсных колебаний расположены в зоне субдукции. Поскольку нам не известна реальная чувствительность станций в минутном и часовом диапазоне периодов, то здесь и в дальнейшем будем опираться на относительные амплитуды колебаний, в сопоставлении с приливами или микросейсмами секундного диапазона.

Рассмотрим более детально структуру импульсов. На рис. 3 графика ERM и PET показывают серии импульсов. Полярность импульсов на графике ERM изменена искусственно на обратную (по сравнению с графиком на рис. 2) для удобства сопоставления. Низкочастотные колебания часового диапазона периодов, вызванные земными приливами, устранены вычитанием гауссовского тренда с радиусом 1000 с. Интервалы между последовательными импульсами составляют первые тысячи секунд. При более детальной развертке импульсов 1, 2, 3, 4 видно, что время нарастания импульса до экстремальных значений не одинаково и лежит в интервале 100–200 с. Этот интервал находится в пределах стандартного частотного диапазона станций IRIS [21]. Из рис. 3 следует, что сравнительная амплитуда импульсов по отношению к высокочастотному шуму микросейсм секундного диапазона больше на станции ERM. Поскольку используемые каналы станций IRIS регистрируют вертикальную составляющую скорости смещения, можно полагать, что представленные импульсы отвечают однополярной вертикальной ступеньке движения постаumenta. Сопоставление с записями горизонтальных компонент показало, что амплитуды горизонтальных составляющих С-Ю и В-З импульсов почти на порядок меньше по сравнению с вертикальными и соизмеримы с амплитудами высокочастотного шума.

Из рис. 2 может сложиться впечатление, что появление одиночных импульсов приурочено к экстремумам приливов. Проведенный нами анализ на интервале в 25 сут с 1 по 25 сентября 2003 г. показал, что значимой корреляции моментов им-

пульсов с экстремумами приливов установить не удалось. Серии импульсов не совпадают ни с интервалами искажения приливных колебаний, ни с периодами интенсивных высокочастотных шумов, вызванных метеорологическими причинами. Это демонстрируется на рис. 4 на примере станции PET. График 1 демонстрирует реакцию сейсмического канала на приливные колебания. Теоретически [49] рассчитанная вертикальная составляющая смещений в приливной волне представлена на графике 2; к сожалению, вблизи станции PET отсутствует регистрация приливов деформографом или наклономером.

Для выделения высокоамплитудных низкочастотных импульсов (графики 3, 4) А.А. Любушиным была создана специальная программа [19]. Она последовательно выполняет следующие операции: агрегирование сигнала в 20 раз; удаление низкочастотного гауссовского тренда с параметром масштаба (радиусом усреднения) 1000 отсчетов (секунд) для подавления колебаний, вызванных земными приливами; вычисление гауссовского тренда с параметром 100 с для подавления колебаний секундного диапазона, вызванных микросейсмами океанического происхождения и землетрясениями.

Операции вычисления и удаления трендов заключались в следующем. Пусть $X(t)$ – произвольный ограниченный интегрируемый сигнал с непрерывным временем. Назовем ядерным усреднением с параметром масштаба $H > 0$ среднее значение $\bar{X}(t|H)$ в момент времени t , вычисляемое по формуле:

$$\bar{X}(t|H) = \int_{-\infty}^{+\infty} X(t + H\xi)\psi(\xi)d\xi / \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\xi)d\xi, \quad (1)$$

где $\psi(\xi)$ – произвольная неотрицательная ограниченная симметричная интегрируемая функция, называемая ядром усреднения [34]. Если $\psi(\xi) = \exp(-\xi^2)$, то величина $\bar{X}(t|H)$ называется гауссовским трендом с параметром (радиусом) усреднения H [9, 19].

В результате охарактеризованных выше предварительных операций получался сигнал с интервалом дискретизации 1 с, спектр мощности которого лежит в диапазоне периодов примерно от 200 до 2000 с. Тот же результат можно было бы получить обычной полосовой пропускающей Фурье-фильтрацией, но гауссовские тренды более предпочтительны, так как при их применении не возникает побочных эффектов из-за крутизны частотного фильтра и, кроме того, легче бороться с краевыми эффектами, обусловленными конечностью фильтруемой выборки.

В полученном сигнале автоматически выделялись высокоамплитудные импульсы. Для этой це-

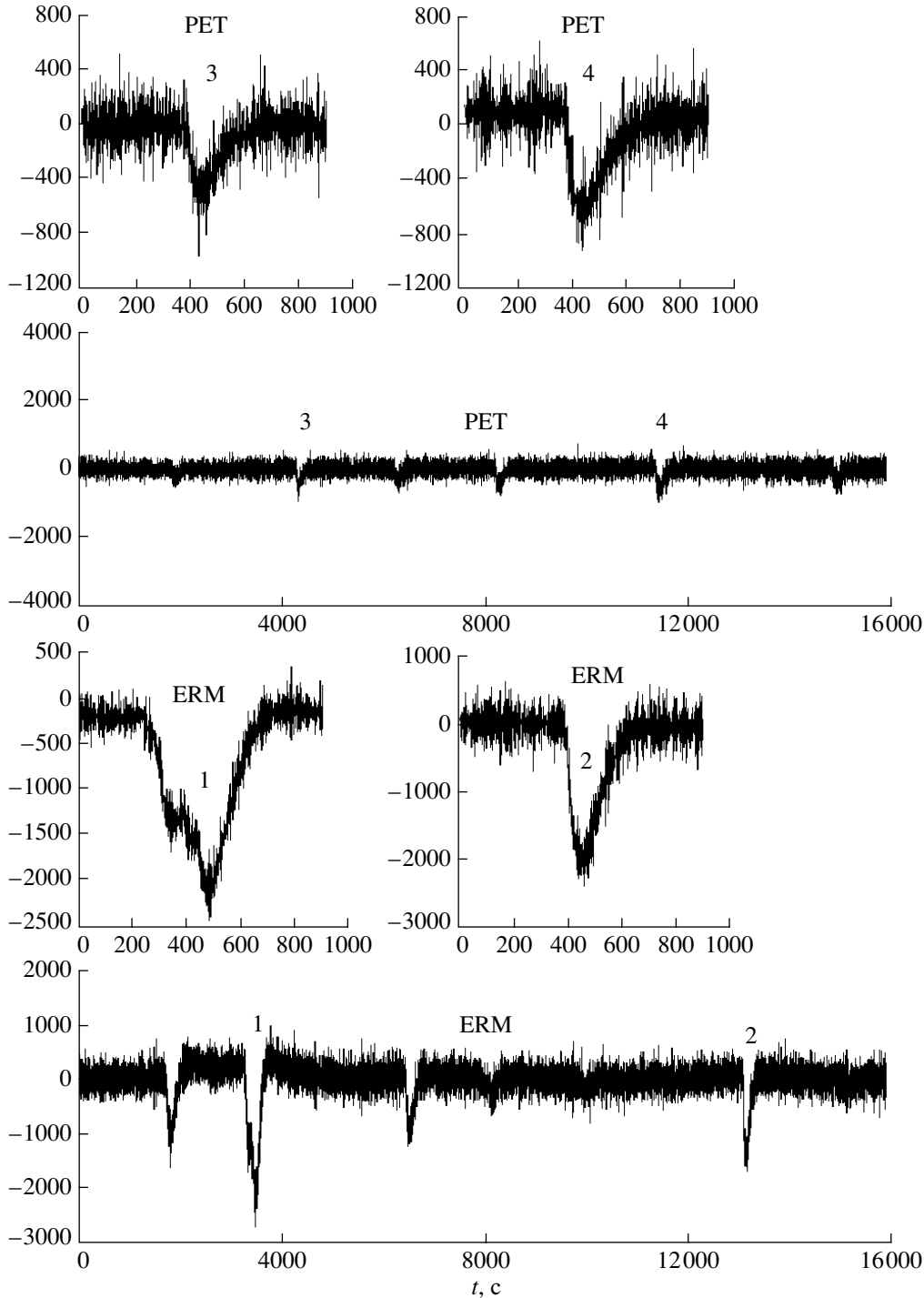


Рис. 3. Примеры асимметричных импульсов на записях расположенных в зоне субдукции станций ERM и PET перед землетрясением Хоккайдо. По оси ординат – скорость смещения в условных единицах. Остальные пояснения в тексте.

ли использовалось разложение по вейвлетам Хаара [30, 38], а именно после прямого вейвлет-преобразования Хаара оставлялась лишь небольшая часть $(1 - \alpha)$ максимальных по модулю вейвлет-коэффициентов, при $\alpha = 0.9995$. Далее производилось обратное вейвлет-преобразование, в результате чего выделялась последовательность

импульсов достаточно большой амплитуды, отделенных друг от друга интервалами постоянных значений, ранее заполненных шумом. Эта операция известна в вейвлет-анализе [30, 38] как “устранение шума” (denoising). Выбор вейвлета Хаара для данной операции обусловлен простой последующего автоматического выделения

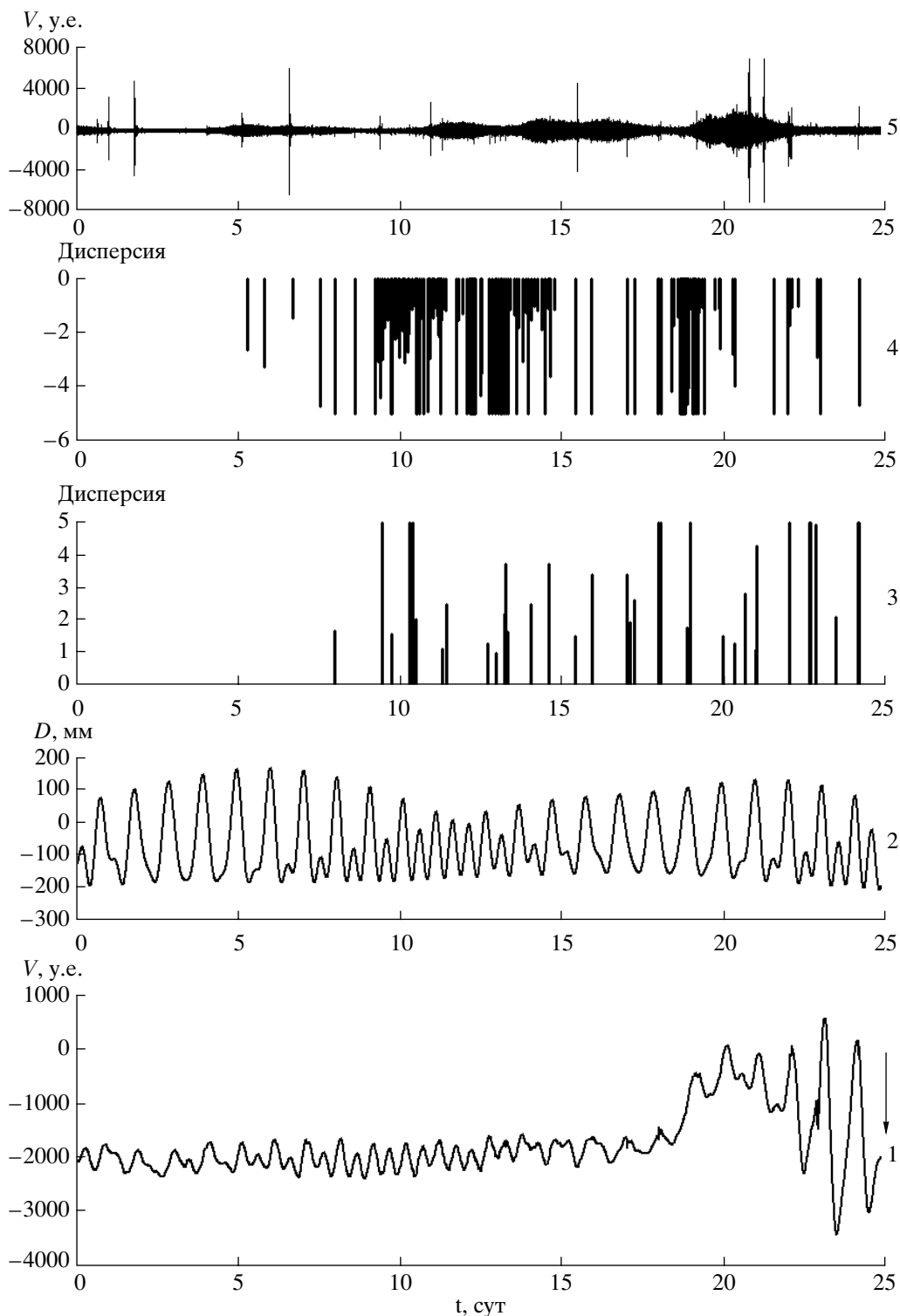


Рис. 4. Сопоставление записей низкочастотной составляющей станции РЕТ (1) с теоретическим приливом для местоположения этой станции (2), моментами возникновения асимметричных импульсов положительной (3) и отрицательной (4) полярности и уровнем микросейсмических шумов секундного диапазона периодов (5). Стрелка показывает момент землетрясения Хоккайдо.

импульсов прямоугольной формы. От выбора уровня сжатия α зависит число выделяемых импульсов и степень подавления шума.

Импульсы положительной полярности (график 3) возникали во второй половине исследованного интервала и были распределены довольно

равномерно во времени. Импульсов отрицательной полярности значительно больше, а отмеченные выше серии сближенных во времени импульсов наблюдались как в интервале интенсивных 12-часовых колебаний приливов, так и в интервале преимущественно суточных колебаний. Эти серии происходили на фоне невозмущенных высокочастотных колебаний (график 5). Данный график получен после устранения низкочастотного тренда с оставлением сигналов в диапазоне периодов от 2 до 16 с. Это говорит об отсутствии в это время микросейм штормового происхождения, вызванных в ближайших районах с водной поверхностью [23].

На графике 1 рис. 4 видно аномальное возрастание реакции сейсмического канала станции РЕТ на приливы в последние 5 сут перед землетрясением. На других вышеназванных станциях (за исключением станции ЕRM) аномалий в реакции на приливы не обнаружено. Расположенная в эпицентральной зоне станция ЕRM прекратила в это время после нескольких сбоев регистрацию колебаний по неизвестной причине. По сообщению проф. М. Касахары из университета Хоккайдо, сигнал от автоматической станции ЕRM приходил вплоть до момента землетрясения и причина отсутствия записей не известна.

ПЕРИОДИЧНОСТЬ КОЛЕБАНИЙ

В [17, 18] отмечалось, что перед Кроноцким землетрясением на Камчатке на записях ряда станций проявлялись колебания с периодом в десятки минут. Они возникали с задержкой в несколько часов как после удаленных сильных землетрясений, так и после сильных форшоков этого землетрясения. Проведем соответствующий анализ перед землетрясением Хоккайдо.

Для анализа периодической структуры микросейсмических колебаний рассматривались последовательности моментов возрастания амплитуды сейсмических колебаний выше некоторого уровня. Обработка временных рядов производилась в скользящем временном окне. Внутри каждого окна из записей устранялся низкочастотный тренд ортогональным полиномом 3-го порядка. После удаления тренда для данного окна вычислялся порог, равный произведению абсолютного медианного отклонения (медианы модуля отклонений от медианы) на некоторый множитель (параметр метода), обычно варьируемый от 1 до 4. Этот параметр зависит от интенсивности выбросов в сигнале и подбирается экспериментально. Далее рассматривалась последовательность моментов времени локальных максимумов записи, превосходящих этот порог. Таким образом, исходные временные ряды редуцировались к точечному процессу – последовательности моментов времени. Эти момен-

ты времени аналогичны последовательности событий в сейсмическом каталоге.

Используемый метод, предназначенный для выделения периодических компонент в последовательности событий, был предложен в [1]. Рассматривалась модель интенсивности последовательности событий (в данном случае – моментов времени существенных локальных максимумов, то есть выбросов временного ряда микросейсм), предположительно содержащей гармоническую компоненту

$$\lambda(t) = \mu(1 + a \cos(\omega t + \varphi)), \quad (2)$$

где частота ω , амплитуда a , $0 \leq a \leq 1$, фазовый угол φ , $\varphi \in [0, 2\pi]$ и множитель $\mu \geq 0$ (описывающий пуассоновскую часть интенсивности) являются параметрами модели. Таким образом, пуассоновская часть интенсивности модулируется гармоническим колебанием.

Приращение логарифмической функции правдоподобия точечного процесса [28] вследствие рассмотрения более богатой, чем для случайного потока событий, модели интенсивности с гармонической компонентой заданной частоты ω равно [1]:

$$\Delta \ln L(a, \varphi | \omega) = \sum_{t_i} \ln(1 + a \cos(\omega t_i + \varphi)) + N \ln \omega T / [\omega T + a(\sin(\omega T + \varphi) - \sin(\varphi))]. \quad (3)$$

Здесь t_i – последовательность моментов времени выделенных локальных максимумов сигнала внутри окна; N – их число; T – длина временного окна. Пусть

$$R(\omega) = \max_{a, \varphi} \Delta \ln L(a, \varphi | \omega), \quad 0 \leq a \leq 1, \quad \varphi \in [0, 2\pi]. \quad (4)$$

Функция (4) может рассматриваться как обобщение спектра для последовательности событий [1]. График этой функции показывает, насколько “более выгодна” периодическая модель интенсивности по сравнению с чисто случайной моделью. Максимальные значения функции (4) выделяют частоты, присутствующие в потоке событий.

Пусть τ – время правого конца скользящего временного окна заданной длины T_w . Выражение (4) реально является функцией от 2-х аргументов: $R(\omega, \tau | T_w)$, которая может быть визуализирована в виде 2-мерных карт или 3-мерных рельефов на плоскости аргументов (ω, τ) . Эта частотно-временная диаграмма позволяет исследовать динамику возникновения и развития периодических компонент внутри исследуемого потока событий [4, 16–18].

Разобьем последние 7 сут перед землетрясением Хоккайдо на два перекрывающихся интервала. Первый включает 5760 минут (262–265 дни 2003 г., 19–22.09.2003); второй составляет 5550 мин

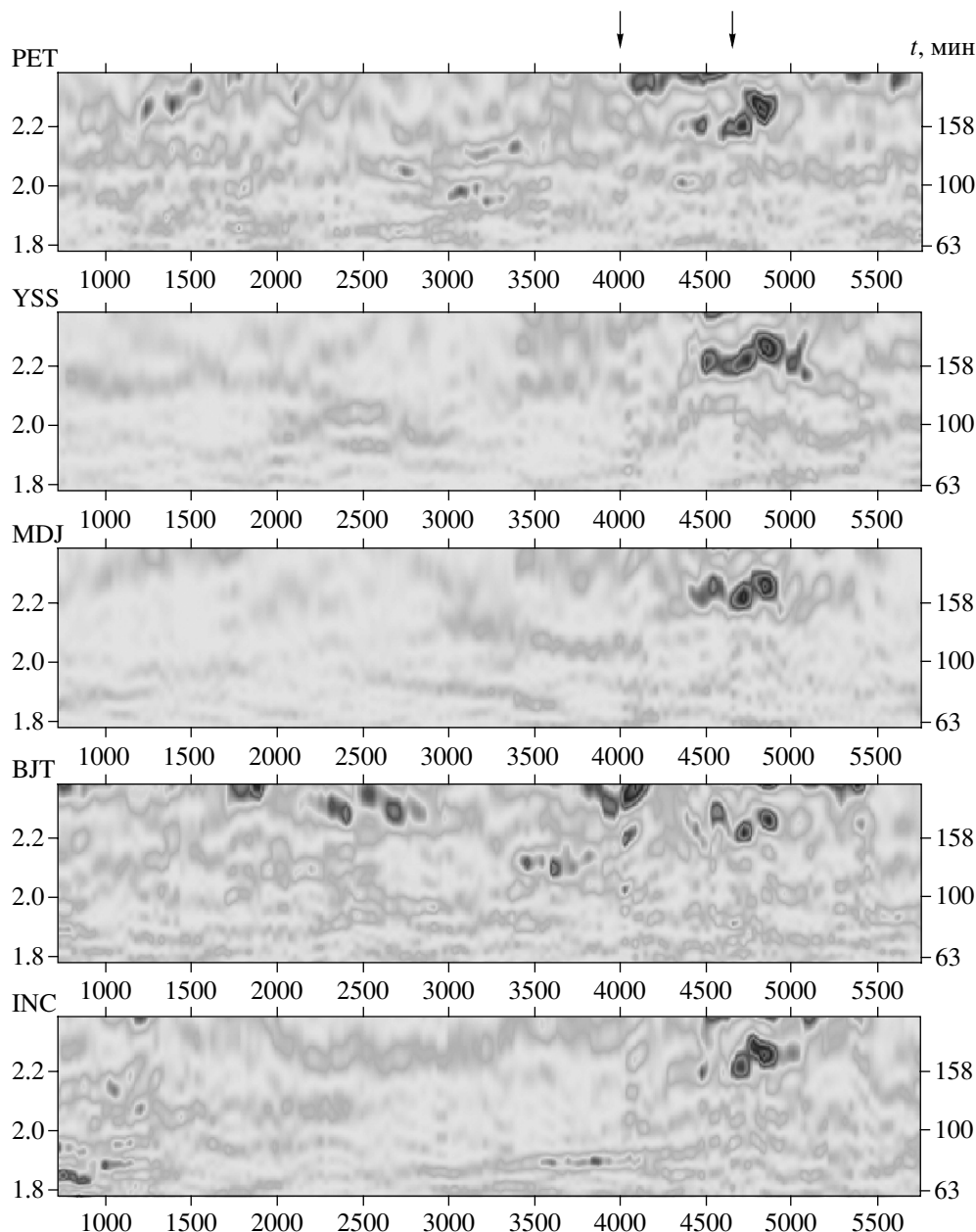


Рис. 5. Спектрально-временные диаграммы станций PET, YSS, MDJ, VJT, INC в интервале 7–4 сут до землетрясения Хоккайдо. По оси ординат отложены величины периодов колебаний в линейном (справа) и логарифмическом (слева) масштабах. Стрелками отмечены времена удаленных землетрясений с магнитудами 6.6.

(265–268 дни, 22–26.09.2003) и заканчивается до момента землетрясения. Напомним, что оно произошло в 19 ч 50 мин 25 сентября (268 день). Исходные записи дискретностью в 20 Гц были сжаты осреднением по 600 точкам до дискретности 0.5 мин. Расчеты затем проведены в скользящем окне 720 минут при шаге 30 мин. Искались максимумы функции $R(\omega)$ в диапазоне от 60 до 240 мин.

На рис. 5 представлены спектрально-временные диаграммы 5 станций, названия которых указаны над соответствующими диаграммами. Приведены рисунки только по тем станциям, где обнару-

жено возникновение периодических колебаний. Они не проявились на станциях MAJ и OBN, а станция ERM в этот период не работала, как указывалось выше. Во второй половине рассматриваемого интервала случились 2 сильных удаленных землетрясения с магнитудами 6.6, моменты которых показаны стрелками. Первое произошло в 18 ч 16 мин 21 сентября (264 день) с координатами эпицентра [19.72 с.ш. – 95.46 в.д.] и второе – через 10 ч (265 день) с координатами [21.16 с.ш. – 71.67 з.д.]. Колебания с периодом 160–180 мин возникли с за-

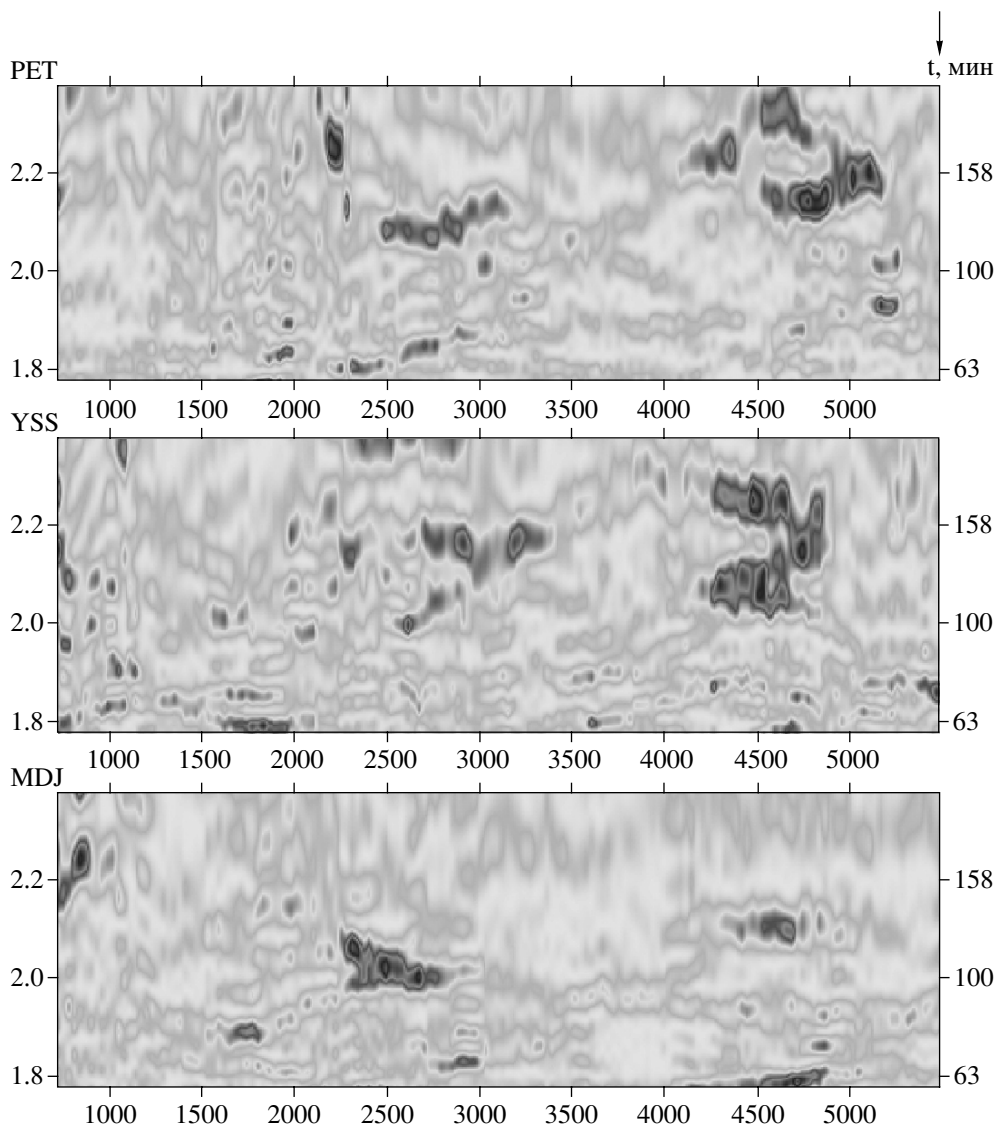


Рис. 6. Спектрально-временные диаграммы станций PET, YSS, MDJ за последние 4 сут до землетрясения Хоккайдо. По оси ординат отложены величины периодов колебаний в линейном (справа) и логарифмическом (слева) масштабах. Стрелка указывает на момент землетрясения Хоккайдо.

держкой примерно в 400 минут и продолжались около 600 мин.

Следующая наиболее яркая вспышка периодических колебаний произошла 25 сентября (268 день) за 16 ч до землетрясения Хоккайдо; она представлена на спектрально-временных диаграммах рис. 6 (интервал 4300–5100 мин). В этом случае они проявились только на трех станциях: PET, YSS и MDJ и имели, кроме вышеуказанных, периоды колебаний около 120 мин. Сильных землетрясений с $M > 5$ перед ними не было. Общая черта возникновения периодических колебаний за последние 5 сут до землетрясения Хоккайдо состоит в том, что они наиболее отчетливо проявились на более близких к эпицентру станциях. Интервалы возникновения подобных периодических колебаний

могут повторяться, как на рис. 6 в области 2300–3300 мин. Для того чтобы судить, насколько случайно их появление перед сильными землетрясениями, требуется анализ долговременных наблюдений (месяцы или годы), который выходит за рамки настоящего исследования.

ЭФФЕКТЫ СИНХРОНИЗАЦИИ

Одним из признаков неустойчивого состояния нелинейной динамической системы перед катастрофой может выступать синхронизация колебаний, в том числе хаотического шума [43]. Литосфера относится к таким системам, и не исключено, что поток микросейсм в разных точках поверхности Земли подвержен эффектам синхронизации,

особенно в преддверии сильного землетрясения. Мы исследовали явление синхронизации двумя методами.

В первом случае рассчитывалась оценка мультифрактальной меры синхронизации [8, 9] или эволюции спектральной меры когерентного поведения вариаций обобщенного показателя Херста при различном наборе станций. Кратко изложим методику, отсылая за подробностями к [8, 9].

Пусть $X(t)$ – некоторый сигнал. Определим в качестве меры изменчивости $\mu(t, \delta)$ поведения сигнала $X(t)$ на интервале $[t, t + \delta]$ размах:

$$\mu(t, \delta) = \max_{t \leq s \leq t + \delta} X(s) - \min_{t \leq s \leq t + \delta} X(s). \quad (5)$$

Показатель $h(t)$ Гельдера–Липшица для точки t определяется как предел:

$$h(t) = \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{\ln(\mu(t, \delta))}{\ln(\delta)}, \quad (6)$$

т.е. в окрестности точки t мера изменчивости сигнала $\mu(t, \delta)$ при $\delta \rightarrow 0$ убывает по закону $\delta^{h(t)}$.

Спектр сингулярности $F(\alpha)$ определяется [32, 40] как фрактальная размерность множества точек t , для которых $h(t) = \alpha$ (то есть имеющих один и тот же показатель Гельдера–Липшица, равный α).

Существование спектра сингулярности гарантировано не для любых сигналов, а лишь для так называемых масштабно-инвариантных. Если $X(t)$ – случайный процесс, то вычислим среднее значение мер $\mu(t, \delta)$ в степени q :

$$M(\delta, q) = M\{(\mu(t, \delta))^q\}. \quad (7)$$

Случайный процесс называется масштабно-инвариантным, если $M(\delta, q)$ при $\delta \rightarrow 0$ убывает по закону $\delta^{k(q)}$, то есть существует предел:

$$k(q) = \lim_{\delta \rightarrow 0} \frac{\ln M(\delta, q)}{\ln(\delta)}. \quad (8)$$

Если зависимость $k(q)$ является линейной: $k(q) = Hq$, где $H = \text{const}$, $0 < H < 1$, то процесс называется монофрактальным. В частности, для броуновского движения $H = 0.5$. Процесс $X(t)$ называется мультифрактальным, если зависимость $k(q)$ является нелинейной.

Смысл возведения в различные степени q в формуле (7) заключается в том, что это позволяет придать разные веса интервалам времени с большой и малой мерами изменчивости сигнала. Если $q > 0$, то основной вклад в среднее значение $M(\delta, q)$ дают интервалы времени с большой изменчивостью, тогда как интервалы времени с малой изменчивостью вносят максимальный вклад при $q < 0$.

Если оценивать спектр $F(\alpha)$ в скользящем временном окне, то его эволюция может дать информацию об изменении структуры хаотических пульсаций ряда. В частности, положение и ширина носи-

теля спектра $F(\alpha)$ (значения α_{\min} , α_{\max} , $\Delta\alpha = \alpha_{\max} - \alpha_{\min}$ и α^* – то значение, которое доставляет функции $F(\alpha)$ максимум: $F(\alpha^*) = \max_{\alpha} F(\alpha)$) являются

характеристиками шума. Величину α^* можно назвать обобщенным показателем Херста. Для монофрактального сигнала значение $\Delta\alpha$ должно быть равно нулю, а $\alpha^* = H$. Что же касается значения $F(\alpha^*)$, то оно равно фрактальной размерности точки, для окрестности которых выполняется масштабирование соотношения (8).

Ниже для вычисления спектра сингулярности $F(\alpha)$ использовался метод анализа флуктуаций после удаления масштабно-зависимых трендов [36] в программной реализации, подробно изложенной в [8, 9].

Обычно $F(\alpha^*) = 1$, но встречаются окна, для которых $F(\alpha^*) < 1$. Напомним, что в общем случае (не только для анализа временных рядов) величина $F(\alpha^*)$ равна фрактальной размерности носителя мультифрактальной меры [32].

Заметим, что анализ вариаций мультифрактальных свойств временных рядов геофизического мониторинга является одним из перспективных направлений анализа данных в физике твердой Земли [8, 9, 29, 48]. Это обусловлено способностью мультифрактального анализа исследовать сигналы, которые с точки зрения ковариационной и спектральной теории являются не более чем белым шумом либо броуновским движением.

Целью анализа является обнаружение эффектов когерентного (синхронного) поведения микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов после перехода от исходных данных к их спектрам сингулярности, оцененным в скользящем временном окне. Ниже в качестве такой характеристики спектров сингулярности были выбраны значения α^* аргумента, на котором спектр достигает своего максимума. Значения α^* характеризуют наиболее типичную сингулярность, которая встречается чаще всего в пределах текущего окна, при условии самоподобного поведения шумовой составляющей микросейсм. Перед обработкой осуществлялся переход к 30-секундным временным интервалам путем усреднения и прореживания исходных сейсмических записей с частотой дискретизации 20 Гц в 600 раз.

Для получения временных рядов эволюции значений α^* было выбрано скользящее окно длиной 1440 30-секундных отсчетов, то есть 12 ч, взаимное смещение соседних окон равнялось 120 отсчетам или 1 ч. Для устранения масштабно-зависимых трендов [8, 9] брались полиномы 4-го порядка.

Дальнейший план анализа состоял в выделении когерентных вариаций значений α^* . Для выделения когерентных элементов поведения, которые могут иметь фазовый сдвиг и наблюдаться сразу

для нескольких станций, был применен метод, использующий оценку канонических когерентностей в скользящем временном окне, разработанный в [2] для поиска предвестников землетрясений по данным низкочастотного геофизического мониторинга. В сущности, приведенный ниже анализ повторяет методику анализа вариаций обобщенной постоянной Херста в [8]. В [5, 7] этот метод был применен к анализу многомерных гидрологических и океанографических временных рядов. В [20] эта спектральная мера когерентного поведения применялась для выделения синхронных эффектов в низкочастотных микросейсмических колебаниях на нескольких станциях перед Суматранским землетрясением 26.12.2004.

Спектральная мера когерентности $\lambda(\tau, \omega)$ строится как модуль произведения покомпонентных канонических когерентностей

$$\lambda(\tau, \omega) = \prod_{j=1}^q |v_j(\tau, \omega)|. \quad (9)$$

Здесь q – общее число совместно анализируемых временных рядов (размерность многомерного временного ряда), ω – частота, τ – временная координата правого конца скользящего временного окна, состоящего из определенного числа смежных отсчетов, $v_j(\tau, \omega)$ – каноническая когерентность j -го скалярного временного ряда, которая описывает силу связанности этого ряда со всеми прочими рядами.

Величина $|v_j(\tau, \omega)|^2$ является обобщением обычного квадратичного спектра когерентности между двумя сигналами на случай, когда второй сигнал является не скалярным, а векторным. Выполняется неравенство $0 \leq |v_j(\tau, \omega)| \leq 1$, и чем ближе значение $|v_j(\tau, \omega)|$ к единице, тем сильнее линейно связаны вариации на частоте ω во временном окне с координатой τ j -ого ряда с аналогичными вариациями во всех прочих рядах. Соответственно величина $0 \leq \lambda(\tau, \omega) \leq 1$, в силу своего построения, описывает эффект совокупного когерентного (синхронного, коллективного) поведения всех сигналов. Заметим, что, в силу построения, значение величины $\lambda(\tau, \omega)$ принадлежат интервалу $[0, 1]$ и чем ближе соответствующее значение к единице, тем сильнее связь между вариациями компонент многомерного временного ряда $Z(t)$ на частоте ω для временного окна с координатой τ . Следует подчеркнуть, что сравнение абсолютных значений статистики $\lambda(\tau, \omega)$ возможно лишь для одного и того же числа q одновременно обрабатываемых временных рядов, поскольку, в силу формулы (9), при росте q величина λ убывает, как произведение q величин, меньших единицы.

Для реализации этого алгоритма необходимо иметь в каждом временном окне оценку спектральной матрицы исходного многомерного ряда.

Ниже предпочтение отдается использованию модели векторной авторегрессии [41] 3-го порядка. Длина временного окна для получения зависимости $\lambda(\tau, \omega)$ бралась равной 109 значениям. Поскольку каждое значение α^* получено по временному окну длиной 12 ч, а смещение этих окон равно 1 ч, то длина временного окна для оценки спектральной матрицы равна $(109-1) \cdot 1 + 12 = 120$ ч = 5 сут. Все технические детали вычислений статистики (9) подробно изложены в [2, 9].

Результаты проведенного анализа заключаются в следующем. Наибольший набор участвовавших в расчетах станций состоял из 6, а именно: YSS, MDJ, INC, BJT, PET, OBN. Записи станций ERM и MAJ не использовались, так как первая, как уже отмечалось, не регистрировала микросейсмы в заключительный период (265–268 дни), вторая не работала в период с 251 по 258 день. Было установлено (рис. 7), что синхронизация по записям 6 станций проявилась за двое суток до землетрясения (интервал 33 000–35 000 минут). Она охватывала периоды от 3-х часов (частота 0.005 1/мин) и более длинные. По мере уменьшения количества станций амплитуда $\lambda(\tau, \omega)$ возрастала в соответствии с формулой (9). Существенным обстоятельством было, однако, что наиболее яркий эффект при полном переборе из 3-х станций наблюдался для станций, ближе всего расположенных к эпицентру землетрясения Хоккайдо. Спектрально-временная диаграмма для таких станций – YSS, MDJ, INC – представлена на рис. 8. Следует отметить три особенности: а) синхронизация с периодом ~ 3 ч (частота ~ 0.005 1/мин) началась за 9 сут до землетрясения (23000 мин); б) она пропала в интервале 29000–31000 мин с последующим восстановлением; в) наиболее ярко и в широком диапазоне периодов синхронизация проявилась за 2 сут до землетрясения (33000–35000 мин). Интервал перерыва в синхронизации совпал со временем возникновения ранее указанных сильных землетрясений, что, естественно, объясняется разновременным приходом сейсмических волн к станциям.

Заметим, что существует аналог формулы (9), в которой участвуют не канонические когерентности, а канонические корреляции между вейвлет-коэффициентами разных уровней детальности ортогональных разложений исходных сигналов в текущем временном окне. Таким образом, получается вейвлетная мера синхронного поведения компонент многомерного временного ряда [3, 6, 9]. В [20] для выделения эффектов синхронизации использовались обе меры, как спектральная, так и вейвлетная.

Предыдущий способ выделения эффектов синхронизации заключался в переходе от исходных данных с 30-секундным шагом по времени к временным рядам значений обобщенных посто-

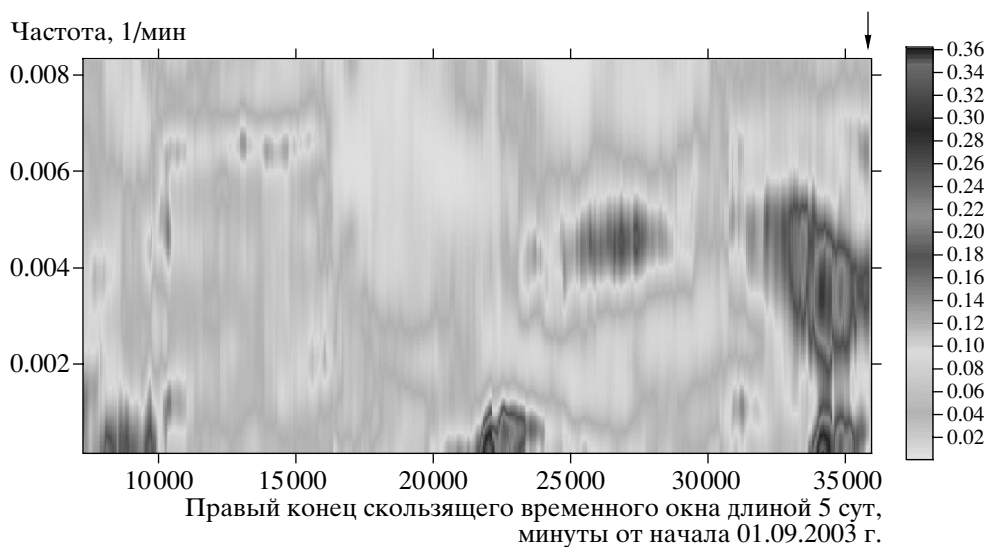


Рис. 7. Оценка эволюции спектральной меры когерентного поведения для вариаций обобщенного показателя Херста, оцененного в скользящем временном окне длиной 12 ч со смещением 1 ч для 6 станций: OBN, PET, VJT, INC, YSS, MDJ. Стрелка указывает на момент землетрясения Хоккайдо.

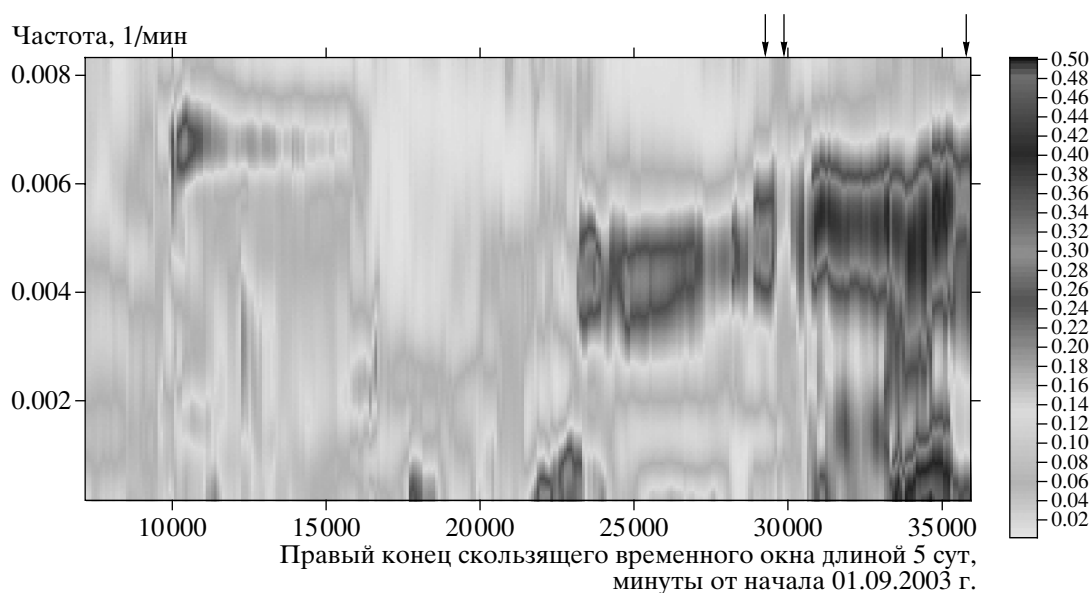


Рис. 8. Оценка эволюции спектральной меры когерентного поведения для вариаций обобщенного показателя Херста, оцененного в скользящем временном окне длиной 12 ч со смещением 1 ч для 3 станций: YSS, MDJ, INC. Стрелка указывает на момент землетрясения Хоккайдо.

янных Херста для спектров сингулярности, оцененных в скользящем временном окне. Возникает также идея попробовать для этой же цели значения обычных постоянных Херста.

Напомним, что обычная постоянная Херста H [32, 35, 39] для временного ряда оценивается как коэффициент наклона в линейной регрессии между значениями $\ln(RS(s))$ и $\ln(s)$. Здесь s – длина временного интервала, $RS(s)$ – среднее значение отношения размаха (разности между максимальным и минимальным значениями) накопленной

суммы отклонений от выборочного среднего к выборочной оценке стандартного отклонения на всех интервалах времени длиной s . При вычислении значения $RS(s)$ берется усреднение по всем интервалам этой длины, укладывающимся в имеющуюся выборку временного ряда. То есть, имеет место формула $RS(s) \sim s^H$. Для самоподобного временного ряда $Z(t)$, спектр мощности $S_{ZZ}(\omega)$ которого при частоте $\omega \rightarrow 0$ ведет себя по степенному закону $S_{ZZ}(\omega) \sim \omega^{-\alpha}$, выполняется соотноше-

ние $\alpha = 2H + 1$, причем величину $RS(s)$ следует вычислять для приращений $x(t) = Z(t + 1) - Z(t)$.

На использовании зависимости $S_{ZZ}(\omega) \sim \omega^{-\alpha}$ основан популярный и быстрый способ оценки постоянной Херста $H = (\alpha - 1)/2$ через оценку коэффициента наклона α графика спектра мощности, построенного в двойных логарифмических осях, то есть как коэффициента наклона в линейной регрессии между значениями $\ln(S_{ZZ}(\omega))$ и $-\ln(\omega)$. Если попытаться применять этот способ для оценки изменения постоянной Херста в скользящем временном окне, то необходимо оценивать спектральную экспоненту α по коротким выборкам. Но оценки спектров мощности, в силу малой длины выборки, подвержены статистическим флуктуациям, которые отражаются также и на оценках α .

Альтернативным способом вычисления спектральной экспоненты α является использование ортогонального вейвлет-разложения фрагментов сигнала в текущем временном окне. Оценку постоянной Херста можно найти по скорости роста средних значений квадратов модулей вейвлет-коэффициентов [38]:

$$W_k = \sum_{j=1}^{N^{(k)}} |c_j^{(k)}|^2 / N^{(k)}. \quad (10)$$

Здесь $c_j^{(k)}$ – коэффициенты ортогонального дискретного вейвлет-разложения выборки самоподобного временного ряда, $k = 1, \dots, m$ – номер уровня детальности разложения, $N^{(k)}$ – число вейвлет-коэффициентов на уровне детальности k , $N^{(k)} \leq 2^{(m-k)}$. Тогда, аналогично соотношению для скорости роста спектра мощности, $W_k \sim (s_k)^{2H+1}$, где s_k – характерный временной масштаб уровня детальности k . Поскольку $s_k = 2^k - 2^{(k+1)}$, то отсюда следует, что

$$\lg_2(W_k) \sim k^{(2H+1)}. \quad (11)$$

Таким образом, значение коэффициента наклона прямой, подогнанной методом наименьших квадратов к парам значений $(\lg_2(W_k), k)$, дает оценку для величины $2H + 1$. Этот способ оценки постоянной Херста менее подвержен статистическим флуктуациям, чем через спектральную экспоненту, из-за относительно малой длины выборки внутри скользящего окна, в силу усреднения (10).

Для рассматриваемых данных неожиданно эффективной оказалась следующая простая мера синхронного поведения, построенная на основе использования оценки постоянной Херста из формулы (11). После перехода к 30-секундным временным интервалам параметр Херста H оценивался в скользящем временном окне длиной 2880 отсчетов (1 сут) при смещении 120 отсчетов (1 ч). Для того чтобы исключить влияние прилив-

ных вариаций, в каждом окне устранялся полиномиальный тренд 8-го порядка и для остатка вычислялся вейвлетный спектр мощности (10). При этом выбирался оптимальный ортогональный вейвлет Добеши с числом обнуляемых моментов от 2 до 10, реализующий минимум энтропии распределения квадратов вейвлет-коэффициентов [38] для первых 8 уровней детальности вейвлет-разложения (масштабы или “периоды” от 1 до 256 мин при шаге по времени 0.5 мин).

Обозначим через $H_k(\tau)$ значение оценки параметра Херста для k -го временного ряда в зависимости от τ – временной координаты правого конца скользящего окна. Значения $H_k(\tau)$ для остатка после устранения тренда принимали как отрицательные, так и положительные значения. Выделим те временные окна, для которых эти оценки положительны. Специальный интерес к положительным значениям оценок связан с тем фактом, что для самоподобных процессов значения постоянной Херста должны лежать между 0 и 1 [32, 39]. Поэтому неравенство $H_k(\tau) > 0$ косвенно является признаком фрактального самоподобного поведения низкочастотного сейсмического шума. В силу этого представляет интерес выделение таких временных окон, когда сразу для всех совместно анализируемых процессов оценки постоянной Херста стали положительными – это является признаком некоторой низкочастотной синхронизации. Выделить такие окна можно с использованием такой меры:

$$\chi(\tau) = \prod_k \max(0, H_k(\tau)). \quad (12)$$

Очевидно, что величина (12) равна нулю, если хотя бы для одного сигнала оценка $H_k(\tau)$ неположительна.

Синхронизация с использованием меры (12) проявилась при совместном анализе записей 5 станций YSS, MDJ, INC, BJT, PET (рис. 9а) и их различной комбинации от 2-х до 4-х станций. Включение в расчеты станции OBN сбивало синхронизацию. На рис. 9а видно, что вариации χ имеют два максимума за 2-е сут до землетрясения Хоккайдо: в области 34000 и 35000 мин.

При сопоставлении вариантов с равным числом станций правомерно в соответствии с формулой (12) сравнивать абсолютные величины $\chi(\tau)$. Перебор участвующих в расчетах 3-х станций привел к следующим выводам. Наилучший результат получен при учете станций YSS, MDJ, INC; величина $\chi(\tau)$ составляла 0.03 (рис. 9б). При этом ярко проявилась только последняя перед землетрясением аномалия в области 35 000 мин. Указанные 3 станции ближе всего расположены к эпицентру землетрясения. Замена станции YSS на станцию PET привела к уменьшению амплиту-

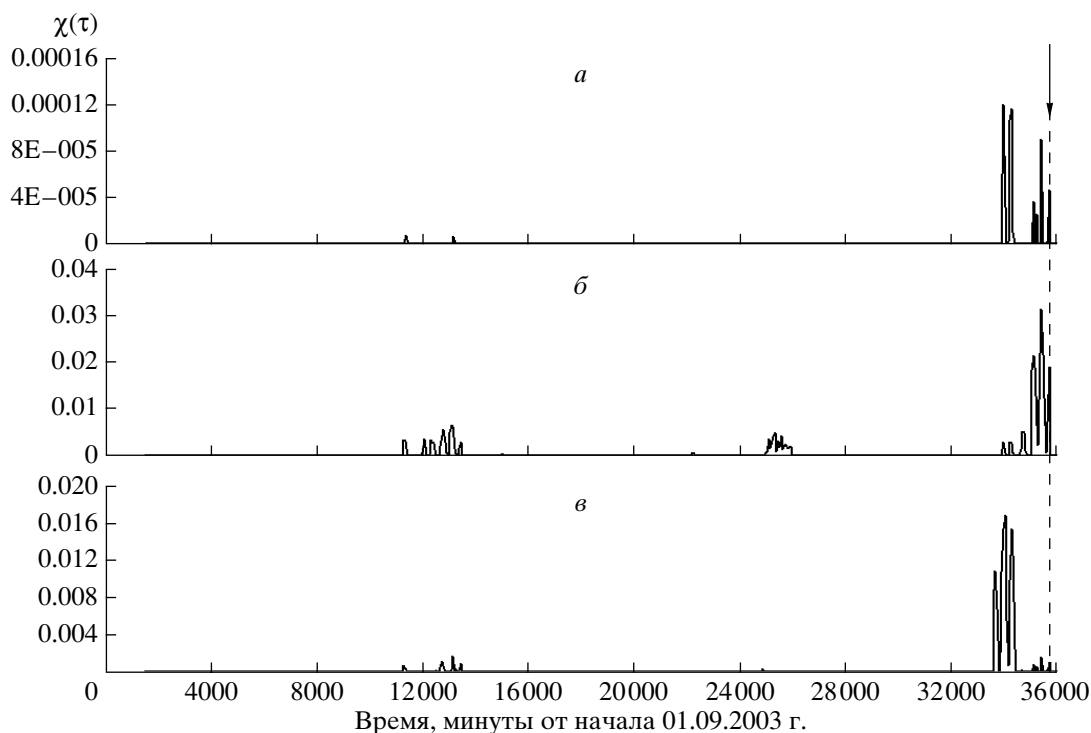


Рис. 9. Оценка меры синхронизации $\chi(\tau)$ (формула (12)) в скользящем окне длиной 24 ч: (а) для станций ВЈТ, ІNC, MDJ, PET, YSS; (б) для станций ІNC, MDJ, YSS; (в) для 3 станций ІNC, MDJ, PET. Стрелки указывают на момент землетрясения Хоккайдо.

ды до 0.018 (рис. 9в), причем в этом случае лучше проявилась аномалия в области 34 000 мин.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Яркая особенность структуры микросейсм перед землетрясением Хоккайдо заключалась в том, что в записях станции ERM, расположенной в эпицентральной зоне большого землетрясения с магнитудой 8.3, обнаруживались импульсы длительностью в 100–200 с, значительно превосходящие по амплитуде уровень обычных микросейсм секундного диапазона и реакцию сейсмического канала на земные приливы (рис. 2, 3). Возникает вопрос, насколько уникально это явление. Для ответа на него потребуются новые данные, и ждать придется до тех пор, пока очередная сейсмическая станция снова окажется вблизи эпицентра большого землетрясения, особенно если последнее случится в зоне субдукции.

В настоящее время мы можем только сопоставить записи станции ERM сентября 2003 г. (перед землетрясением Хоккайдо) с записями в аналогичный интервал после окончания афтершокового периода в 2006 г. На рис. 10 такое сопоставление сделано для дней 259–262 2003 г. (график 1) и 2006 г. (график 3). В 2006 г. асимметричные импульсы отсутствовали. Показаны также записи удаленной от зоны субдукции станции MDJ (гра-

фики 2, 4). В спокойный период коэффициент корреляции трендовых составляющих станций ERM и MDJ (графики 3, 4) достигал 80% при соответствующем временном сдвиге, вызванном более восточным расположением станции ERM. В период подготовки землетрясения Хоккайдо (графики 1, 2) он был несколько меньше (76%).

Анализ позволяет сделать следующие заключения: а) импульсы возникали в зоне субдукции; б) их возникновение не есть постоянное свойство расположенной в зоне субдукции станции; в) существует, предположительно, причинно-следственная связь между подготовкой землетрясения Хоккайдо и возникновением импульсов в минутном диапазоне периодов.

Целесообразно обсудить также связь между возникновением серий сближенных во времени и похожих по форме асимметричных импульсов и подготовкой сильных землетрясений. Мы имеем возможность сделать это по данным одной и той же станции PET перед двумя землетрясениями. Пример такой серии за 6 суток перед землетрясением Хоккайдо показан в интервале 82–98 ч на рис. 2 (график PET). Напомним, что в работе [18] описывалось появление серии однополярных импульсов на станции PET за несколько суток до Кроноцкого землетрясения 05 декабря 1997 г. с $M = 7.8$ на Камчатке. Продемонстрируем морфологию серий на рис. 11. Графики 1 и 2 покрывают

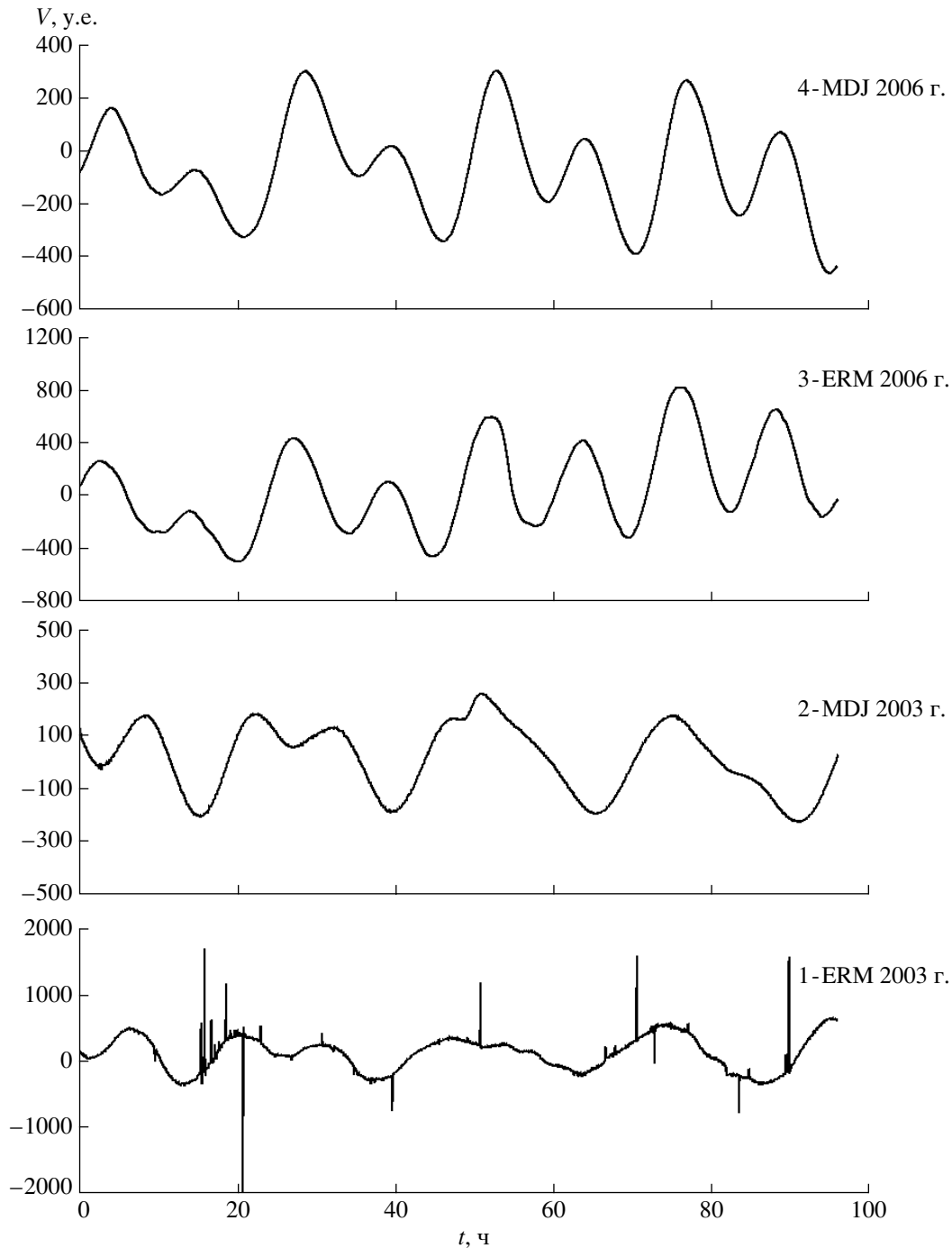


Рис. 10. Сопоставление низкочастотных составляющих записей расположенной в эпицентральной зоне станции ERM и удаленной станции MDJ перед землетрясением Хоккайдо в 2003 г. (1, 2) и через 3 года после окончания афтершокового периода в 2006 г. (3, 4).

интервалы в 2 сут, соответственно, перед землетрясениями Кроноцким и Хоккайдо. При общей схожести записей амплитуда импульсов на графике 1 в несколько раз больше. Возможно, это связано с тем, что станция РЕТ находилась на расстоянии 300 км от эпицентра Кроноцкого землетрясения и на расстоянии 1750 км от эпицентра

события Хоккайдо. Однако прямое сопоставление затруднено из-за разных по величине магнитуд землетрясений: 7.8 и 8.3, соответственно. Анализ позволяет сделать следующие заключения: а) возникновение серий асимметричных импульсов в минутном диапазоне периодов перед землетрясением Хоккайдо не является уникаль-

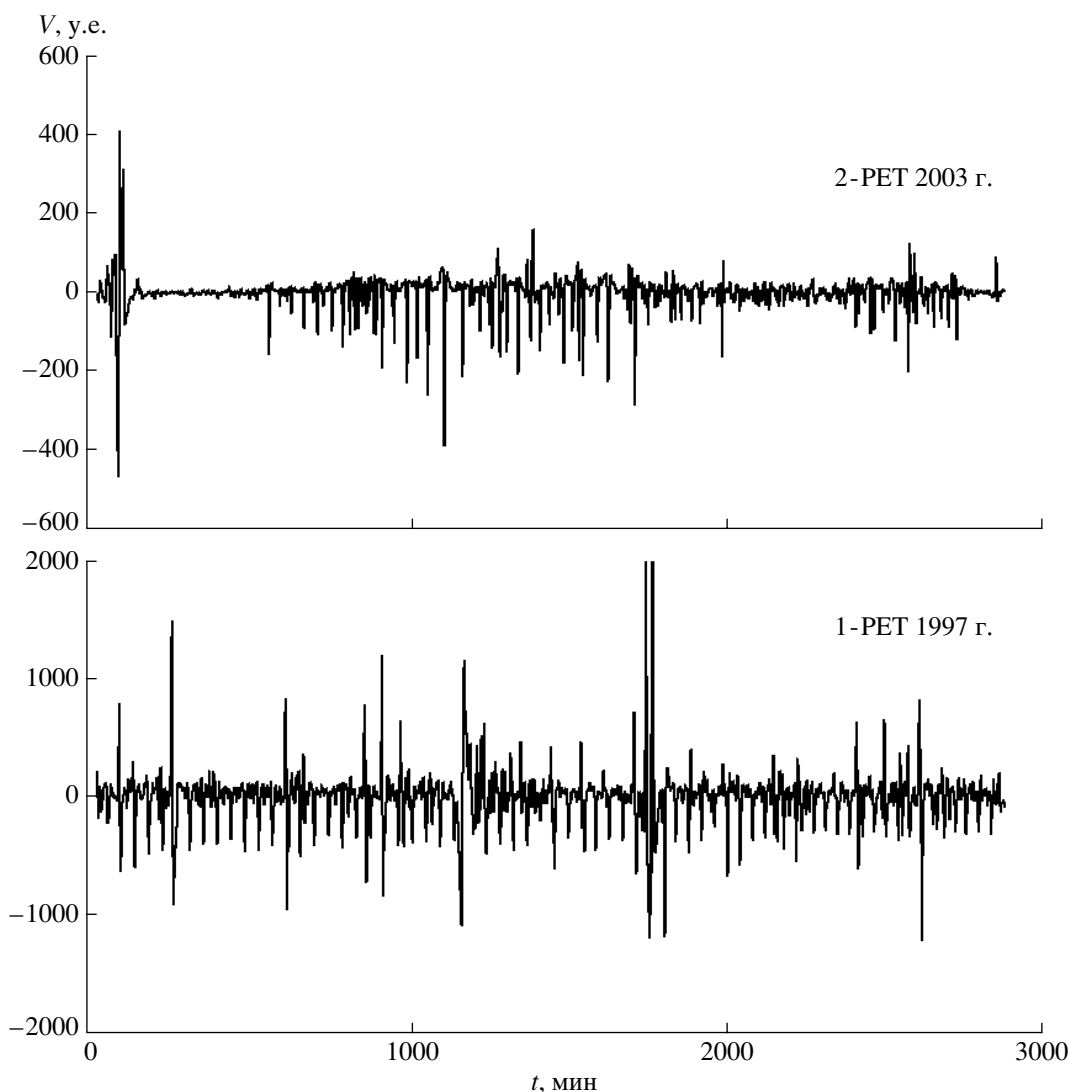


Рис. 11. Серии асимметричных импульсов в записях станции РЕТ перед Кроноцким землетрясением 1997 г. (1) и землетрясением Хоккайдо 2003 г. (2).

ным явлением; б) импульсы выделяются на записях станций, расположенных в зоне субдукции; в) для установления приуроченности интервалов появления импульсов относительно времени будущего землетрясения нужен анализ более длительных рядов наблюдений, который с учетом требующегося огромного объема первичных данных (десятки Гб) выходит за пределы настоящего исследования.

ВЫВОДЫ

1. Расположенные в зоне субдукции станции регистрировали за несколько суток до землетрясения Хоккайдо с магнитудой 8.3 асимметричные микросейсмические импульсы длительностью в 3–10 мин. Такие импульсы отсутствовали на записях станций, расположенных вне зоны субдукции.

Аналогичные импульсы возникали также перед Кроноцким землетрясением 1997 г. с магнитудой 7.8. Источниками импульсов предположительно являются криповые подвижки.

2. За несколько суток до землетрясения Хоккайдо на станциях, удаленных от эпицентра землетрясения до 3100 км, отмечены синхронные колебания микросейсмического шума с периодами 1–3 ч. Мера когерентности шума возрастала при подборе станций, ближе расположенных к эпицентру. Вопрос источника когерентности остается открытым.

3. Отмеченные эффекты входят в круг явлений, возникающих в диссипативных метастабильных системах, к которым, по-видимому, относятся участки литосферы Земли в периоды подготовки сейсмических катастроф.

Авторы благодарны А.Д. Завьялову за полезные замечания. Работа выполнена при поддержке программы “Электронная Земля” Президиума Российской Академии наук, гранта РФФИ 06-05-6472, гранта НШ 5009.2006.5, INTAS Ref. No: 05-100008-7889.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Любушин А.А., Писаренко В.Ф., Ружич В.В., Буддо В.Ю. Выделение периодичностей в сейсмическом режиме // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 62–76.
2. Любушин А.А. Анализ канонических когерентностей в задачах геофизического мониторинга // Физика Земли. 1998. № 1. С. 59–66.
3. Любушин А.А. Вейвлет-агрегированный сигнал и синхронные всплески в задачах геофизического мониторинга и прогноза землетрясений // Физика Земли. 2000. № 3. С. 20–30.
4. Любушин А.А. Периодичности и ритмы глобальной сейсмичности в XX веке – Совместное заседание сессии научного семинара ОГГГН РАН “Теоретические проблемы геологии” и X научного семинара “Система Планета Земля” по теме: “Ритмичность и цикличность в геологии как отражение общих законов развития”, 07–08.02.2002. Тез. докл. семинара ОГГГН РАН. М., 2002. С. 66–67.
5. Любушин А.А., Писаренко В.Ф., Болгов М.В., Руквишишникова Т.А. Исследование общих эффектов вариаций стока рек // Метеорология и гидрология. 2003. № 7. С. 76–88.
6. Любушин А.А., Копылова Г.Н. Многомерный вейвлет-анализ временных рядов электротеллурических наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 2004. № 2. С. 82–96.
7. Любушин А.А., Писаренко В.Ф., Болгов М.В. и др. Синхронные вариации уровня Каспийского моря по береговым наблюдениям, 1977–1991 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2004. № 6. С. 821–831.
8. Любушин А.А., Соболев Г.А. Мультифрактальные меры синхронизации микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // Физика Земли. 2006. № 9. С. 18–28.
9. Любушин А.А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. М.: Наука, 2007. 228 с.
10. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979. 512 с.
11. Рулев Б.Г. Годовая периодичность в эмиссии микроземлетрясений и неравномерность вращения Земли // Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука, 1991. С. 127–138.
12. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Лунно-солнечная приливная периодичность в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм // ДАН СССР. Т. 252. № 3. С. 577–580.
13. Садовский М.А. Комплексные исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1989. С. 3–8.
14. Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Изучение высокочастотного сейсмического шума по данным режимных наблюдений на Камчатке // Физика Земли. 1997. № 3. С. 39–47.
15. Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Джадон Х., Черепанов А.С. Ритмы и детерминированный хаос в геофизических временных рядах // Физика Земли. 2005. № 6. С. 6–28.
16. Соболев Г.А. Эволюция периодических колебаний сейсмической интенсивности перед сильными землетрясениями // Физика Земли. 2003. № 11. С. 3–15.
17. Соболев Г.А. Вариации микросейсм перед сильным землетрясением // Физика Земли. 2004. № 6. С. 3–13.
18. Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А. Синхронизация микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // Физика Земли. 2005. № 8. С. 3–27.
19. Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // Физика Земли. 2006. № 9. С. 5–17.
20. Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические аномалии перед землетрясением 26 декабря 2004 года на Суматре // Физика Земли. 2007. № 5. С. 3–16.
21. Старовойт О.Е., Мишаткин В.Н. Сейсмические станции Российской академии наук. Москва–Обнинск. Геофизическая служба РАН, 2001. С. 86.
22. Сытинский А.Д. Современные тектонические движения как одно из проявлений солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. 1963. Т. 3. № 1. С. 148–156.
23. Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Наука, СО, 1986. 151 с.
24. Тюпкин Ю.С. Модулирование слабой сейсмичности приливными деформациями перед сильными землетрясениями // Вулканология и сейсмология. 2002. № 3. С. 3–10.
25. Bak P., Tang S., Wiesenfeld K. Earthquakes as self-organized critical phenomenon // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 15 635–15 637.
26. Brillinger D.R. Time series. Data analysis and theory. 1975. Holt, Rinehart and Winston, Inc., N. Y., Chicago, San Francisco (Русский перевод: Бриллинджер Д. (1980). Временные ряды. Обработка данных и теория. М.: Мир, 536 с.)
27. Chelidze T., Matcharashvili T. Electromagnetic control of earthquake dynamics? // Computers and Geosciences. 2003. V. 29. P. 587–593.
28. Cox D.R., Lewis P.A.W. The statistical analysis of series of events. 1966. London, Methuen. (Русский перевод: Кокс Д.П. Льюис (1969). Статистический анализ последовательностей событий. М.: Мир, 312 с.)
29. Currenti G., del Negro C., Lapenna V., Telesca L. Multifractality in local geomagnetic field at Etna volcano, Sicily (southern Italy) – Natural Hazards and Earth System Sciences. 2005. V. 5. P. 555–559.
30. Daubechies I. Ten Lectures on Wavelets. 1992. No. 61 in CBMS-NSF Series in Applied Mathematics, SIAM, Philadelphia (Русский перевод: Добеши И. Десять лекций по вейвлетам. Ижевск: НИЦ “Регулярная и хаотическая динамика”, 2001. 464 с.)

31. *Djadkov P.G.* Induced Seismicity at the Lake Baikal: Principal Role of Load Rate. The 29-th General Assembly of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, August 18–28, 1997, Thessaloniki, Greece, Abstracts, P. 359.
32. *Feder J.* Fractals. 1989. Plenum Press, New York, London (Русский перевод: Федер Е. (1991) Фракталы. М.: Мир, 254 с.)
33. *Gauthier D.J., Bienfang J.C.* Intermittent Loss of Synchronization in Coupled Chaotic Oscillators: Towards a New Criterion for High Quality Synchronization // *Phys. Rev. Lett.* 1996. V. 77. P. 1751.
34. *Hardle W.* Applied nonparametric regression. 1989. Cambridge University Press, Cambridge, New York, New Rochell, Melbourne, Sydney (Русский перевод: Хардле В. Прикладная непараметрическая регрессия. М.: Мир, 1993. 349 с.)
35. *Hurst H.E.* Long-term storage capacity of reservoirs // *Trans. Amer. Soc. Civ. Eng.* 1951. V. 116. P. 770–808.
36. *Kantelhardt J.W., Zschiegner S.A., Koncsienly-Bunde E. et al.* Multifractal detrended fluctuation analysis of non-stationary time series // *Physica A.* 2002. V. 316. P. 87–114.
37. *Kobayashi N., Nishida K.* Continuous excitation of planetary free oscillations by atmospheric disturbances // *Nature.* 1998. V. 395. P. 357–360.
38. *Mallat S.* A wavelet tour of signal processing. 1998. Academic Press. San Diego, London, Boston, N. Y., Sydney, Tokyo, Toronto. 577 p. (Русский перевод: Малла С. Вэйвлеты в обработке сигналов. М.: Мир, 2005. 671 с.)
39. *Mandelbrot B.B., Wallis J.R.* Some long-term properties of geophysical records // *Water Resources Res.* 1969. V. 5. P. 321–340.
40. *Mandelbrot B.B.* The Fractal Geometry of Nature. W.H. Freeman. 1983.
41. *Marple S.L.(Jr.)* Digital spectral analysis with applications. 1987. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey (Русский перевод: Марпл(мл) С.Л. (1990) Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 584 с.)
42. *Nikolaev A.V., Nikolaev V.A.* Earth tides triggering of Earthquakes, Continental Earthquakes // *Seismological Press, Beijing.* 1993. P. 319–327.
43. *Ott E.* Chaos in Dynamic Systems. Cambridge University Press, 2002. P. 478.
44. *Pykovsky A. et al.* Synchronization. A universal concept in nonlinear science // Cambridge Univ. press. 2003.
45. *Rossler O.E.* An Equation for Continuous Chaos // *Phys. Lett.* 1976. V. 57. P. 397–399.
46. *Sornette D., Sammis C.G.* Complex critical exponents from renormalization group theory of earthquakes: Implications for earthquake predictions // *J. Phys. I. France.* 1995. V. 5. P. 607–619.
47. *Tanimoto T., Um J., Nishida K., Kobayashi N.* Earth's continuous oscillations observed on seismically quiet days // *Geophys. Res. Lett.* 1998. V. 25. P. 1553–1556.
48. *Telesca L., Colangelo G., Lapenna V.* Multifractal variability in geoelectrical signals and correlations with seismicity: a study case in southern Italy // *Natural Hazards and Earth System Sciences.* 2005. V. 5. P. 673–677.
49. *Wenzel H.-G.* The nanogal software: Earth tide data processing package ETERNA 3.30 // *Marees Terrestres. Bulletin d'Informations.* 1996. V. 124. P. 9425–9439.

Asymmetrical Pulses, Periodicity and Synchronization of Low Frequency Microseisms

G. A. Sobolev, A. A. Lyubushin, N. A. Zakrzhevskaya

Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123995, Russia

Seismic records were analyzed coming from eight broadband IRIS stations at distances of 70 to 7160 km from the magnitude 8.3, September 25, 2003, Hokkaido earthquake. The stations situated in the subduction zone recorded, a few days before the earthquake, asymmetrical microseism pulses lasting 3–10 min. No such pulses have been observed on records of the stations situated outside the subduction zone. Similar pulses were also recorded before the magnitude 7.8, 1997 Kronotskii, Kamchatka earthquake. Creep movements were supposedly the cause of the pulses. Synchronous oscillations of microseismic noise with periods of 1–3 hours were recorded at stations as far as 3000 km from the Hokkaido earthquake a few days before it. The noise was increasingly more coherent for stations closer to the epicenter. The question of the source of this coherency remains open. These effects are in the class of those occurring in dissipative metastable systems. Such seem to be parts of the terrestrial lithosphere during the precursory periods of seismic disasters.