

Об обработке геофизических данных, связанных с землетрясениями

© А. И. Лящук¹, В. Н. Павлович², 2011

¹Главный центр специального контроля Национального космического агентства Украины, Макаров-1, Украина

²Институт ядерных исследований НАН Украины,
Киев, Украина

Поступила 13 января 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. Н. Шуманом

Наведено результати робіт з математичної обробки геофізичної інформації з метою моніторингу небезпечних геофізичних явищ в регіоні Антарктичного півострова та зони Вранча. Розглянуто методи аналізу, комплексне застосування яких дає змогу виділяти аномальні сигнали перед сильними землетрусами. Запропоновано можливі механізми формування виявлених провісників землетрусів. Можливо, що вони відображають реакцію вимірюваних параметрів на проходження тектонічних хвиль, що виникають під час підготовки сильних землетрусів, віддалених на великі відстані від реєструвальних приладів.

The results of the conducted works on mathematical processing of geophysical information are presented in the article. A purpose of processing is revealing the dangerous geophysical phenomena in the Antarctic peninsula region and in Vrancha zone. The analysis of possible mechanism of forming the earthquake precursors is performed. It is possible that the cause of anomalous signals are tectonic waves appearing due to preparation of strong earthquakes at the distant centers.

Введение. Исследование предвестников землетрясений, которые проявляются в изменениях геофизических полей, считается "моветоном" в научных геофизических кругах, поскольку существенные усилия, затраченные на решение проблемы предсказания землетрясений в последние несколько десятков лет, не принесли ощутимых практических результатов. Тем не менее, этому вопросу посвящена достаточно обширная литература, а в среде исследователей, занимающихся мониторингом и анализом геофизических полей, связанных с землетрясениями, растет убеждение в существовании таких предвестников. Результаты, представленные в настоящей статье, подтверждают такую точку зрения.

Согласно Государственной программы научных исследований Украины в Антарктике на 2000—2010 гг. Главным центром специального контроля (ГЦСК) совместно с Нац-

ональным антарктическим научным центром (НАНЦ) проводятся работы по комплексному исследованию геофизических полей относительно возможности мониторинга опасных геофизических явлений в регионе Антарктического полуострова [Лящук и др., 2006 а, б; 2007 а]. Особое внимание отводится проблеме землетрясений как наиболее разрушительным и высокоэнергетичным явлениям.

Основной регион исследований — сейсмически опасная зона Южно-Антверпийской дуги, опоясывающая море Скоша и пролив Дрейка, включающая в себя о-ва Южного Георгия и Южные Сандвичевы, Южные Шетлендские, Южные Оркнейские острова. Средняя удаленность происходящих землетрясений от станции составляет 1500—2000 км. Самое сильное землетрясение 2003 г. ($M = 7,3$) вызвало волну цунами, которая благодаря ледовому покрову в регионе не превысила амплитуду

литуды 30 см. Волны от цунами наблюдались и от других сильных землетрясений в мире (Суматра, 2004 и Чили, 2010), а также от менее мощных землетрясений Сандвичевых островов. Наиболее близкие землетрясения от станции за время инструментальных наблюдений зарегистрированы на удалении 200 км ($M=5,4$, что соответствует интенсивности 3—4 балла по шкале MSK).

Для изучения сейсмичности региона и исследования возможности регистрации потенциальных предвестников землетрясений на станции в дополнение к имеющемуся сейсмическому комплексу установлен радиометр радона РРА-03М, измеряющий концентрацию радона в приповерхностном слое грунта. Использовались также геомагнитные, инфразвуковые, метеорологические данные, полученные на станции. Параллельные синхронные измерения проводились в Украине, мониторинг велся за наиболее опасным для Украины регионом Вранча [Лящук и др., 2008]. Анализируя поступающие с пунктов наблюдения данные и опираясь на проводимые в мире работы [Соболев, Пономарев, 2003; Липеровский, 2006], была предложена качественная модель возникновения и развития предвестников в процессе подготовки землетрясения [Лящук и др., 2007б; Liashchuk, 2010].

Суть этой модели в следующем. Напряженно-деформированное состояние земной коры и мантии проходит три стадии развития: первая — стадия линейного деформирования происходит в соответствии с законом Гука без внешних проявлений; вторая нелинейная стадия характеризуется хрупкопластической деформацией в зависимости от конкретных параметров среды. На этой стадии хаотическим образом возникают акустические и электромагнитные сигналы, обусловленные рождением и движением дефектов (дислокаций, микротрещин и т. п.). Эти сигналы проявляются в возникновении "предвестников" — электромагнитных, акустических, геохимических и других, но их хаотичность не позволяет сделать детерминистический прогноз. Третья стадия — переход в неустойчивое относительно развития магистральной трещины (землетрясения) состояние с дальнейшим ожиданием триггера-толчка для дальнейшего возникновения магистральной трещины. Как правило (но необязательно), таким толчком является прохождение приливной волны. Методы выявления момента перехода в неустойчивое состояние (точки би-

фуркации) достаточно подробно развиты и обсуждаются в работах по нелинейной физике и синергетике. Они будут рассмотрены в следующей работе авторов, а в настоящей статье на конкретных примерах мониторинга рассмотрены некоторые методы математической обработки данных, относящихся в основном ко второй стадии.

Согласно модели, мониторинг необходимо проводить во всех геосферах, для чего, как нельзя лучше, подходит станция "Академик Вернадский" с имеющимся аппаратным геофизическим комплексом. Вместе с тем, наличие аппаратных средств является только одним из условий успешного проведения мониторинга с целью выявления предвестников. Не менее важной является и алгоритмическая часть, которая должна связать поступающие данные воедино. Наличие нескольких методов анализа геофизической информации должно увеличить надежность выделения предполагаемых предвестниковых сигналов поступающих данных.

Мониторинг и обработка регистрируемых данных. Для аппаратного геофизического комплекса станции обработка и анализ данных имеет ряд особенностей, связанных с входными данными. Это отличие в физическом смысле наблюдаемых параметров, в их масштабах и единицах измерений, в дискретности измерений, наличие — в измерениях трендов и периодичностей, препятствий и аппаратных сбоях в измерениях, частичные пропуски в данных.

Первоочередная задача проводимой обработки заключается в выявлении полезных (аномальных) сигналов, что значительно усложнено наличием шумов, на фоне которых осуществляется их распознавание. Поэтому проблема увеличения отношения сигнал/шум для наблюдений — одна из основных при выявлении предвестниковых эффектов.

Для проведения обработки выбраны несколько методов, призванных выделить потенциальный сигнал из шума либо преобразовать входную последовательность к такому виду, когда возможно выделение аномалий.

Для оценки спектральной плотности мощности применена параметрическая модель случайных процессов [Марпл мл., 1990], что обусловлено возможностью получения на основе этих моделей более точных оценок, чем это возможно с помощью классических методов спектрального оценивания. Еще одна причина — более высокое спектральное разрешение.

Параметрический метод спектральных оценок состоит из трех этапов. На первом из них производится выбор параметрической модели временного ряда, соответствующий имеющейся записи измеренных данных. Возможны несколько моделей — авторегрессионная (АР), скользящего среднего (СС) и комбинированная (АРСС). Вычисляются оценки параметров модели и, далее, оцененные значения параметров вводятся в теоретическое выражение для спектральной плотности мощности, соответствующее выбранной модели.

Вычислительные затраты для оценивания параметров АР-модели часто значительно меньше вычислительных затрат других моделей, поэтому ее применение иногда предпочтительнее. Оценки АР-параметров можно получить как решения линейных уравнений, в то время как оценки СС- и АРСС-параметров требуют решения нелинейных уравнений.

Моделью авторегрессии порядка $p = 0$ (АР(p)) — модель для временного ряда $x(t)$ есть уравнение [Любушин, 2007]

$$x(t) = \sum_{k=1}^p a_k x(t-k) = \varepsilon(t) + d, \quad (1)$$

где a_k — коэффициенты авторегрессии (параметры модели), d — параметр статичного сдвига, $\varepsilon(t)$ — белый шум с нулевым средним и дисперсией σ^2 .

После определения значений параметров модели (1) они могут быть использованы для построения параметрической оценки спектра мощности временного ряда:

$$S_{xx}(\omega) = \sigma^2 / 2\pi \left| 1 + \sum_{k=1}^p a_k e^{-i\omega k} \right|^2, \quad (2)$$

где ω — частота ($0 < \omega < \pi$).

Если число отсчетов N временного ряда достаточно большое и его спектральные свойства медленно меняются со временем, то можно рассмотреть задание оценки эволюции спектра мощности в скользящем временном окне некоторой длины $L < N$ с взаимным смещением ΔL значений. Тогда (2) запишется в виде, который подчеркивает зависимость от положения и длины окна: $S_{xx} = S_{xx}(\omega, \tau|L)$, где τ — временная координата правого конца текущего окна.

Данный подход позволяет определить факт

присутствия в сигнале любой частоты и интервал ее присутствия. Это значительно расширяет возможности метода по сравнению с классическим преобразованием Фурье, но существуют и определенные недостатки. Согласно следствиям принципа неопределенности Гейзенберга в данном случае нельзя утверждать факт наличия частоты ω_0 в сигнале в момент времени t_0 — можно лишь определить, что спектр частот (ω_1, ω_2) присутствует в интервале (t_1, t_2) . Причем разрешение по частоте (по времени) остается постоянным вне зависимости от области частот (времен), в которых производится исследование. Поэтому, если, например, в сигнале существенна только высокочастотная составляющая, то увеличить разрешение можно только изменив параметры метода.

На рис. 1 представлены примеры применения метода для анализируемых данных. Пики либо провалы удается хорошо выделить для временных рядов с большими перепадами амплитуд и частот, а также для рядов с большой длительностью полезного сигнала. Из рис. 1, а не понятно, действительно ли началось повышение концентрации радона до землетрясения или это проблемы разрешающей способности метода на низких частотах. Неоднозначная картина будет наблюдаться также и для меньших перепадов и коротких сигналов.

С целью выделения короткоживущих гармонических всплесков, которые часто плохо различимы в спектральном анализе, используем вейвлет-спектрограммы [Чуи, 2001]. Непрерывным вейвлет-преобразованием функции $f(t)$ есть величина, зависящая от двух параметров (x, s) , $s > 0$:

$$W(x, s) = \frac{1}{s} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi^* \left(\frac{t-x}{s} \right) f(t) dt, \quad (3)$$

где t — ось времени; x — момент времени; $s > 0$ — параметр масштаба; обратный частоте, звездочка (*) означает комплексно-сопряженное; $\psi(x)$ — вейвлет-функция, удовлетворяющая двум условиям: среднее значение (интеграл по всей прямой) равен нулю и функция быстро убывает при $t \rightarrow \infty$. Следует отметить, что вейвлетом является любая функция, отвечающая этим двум условиям.

Величина (3) отображает поведение исследуемого сигнала в области точки x с характерным масштабом вариаций s . Существует

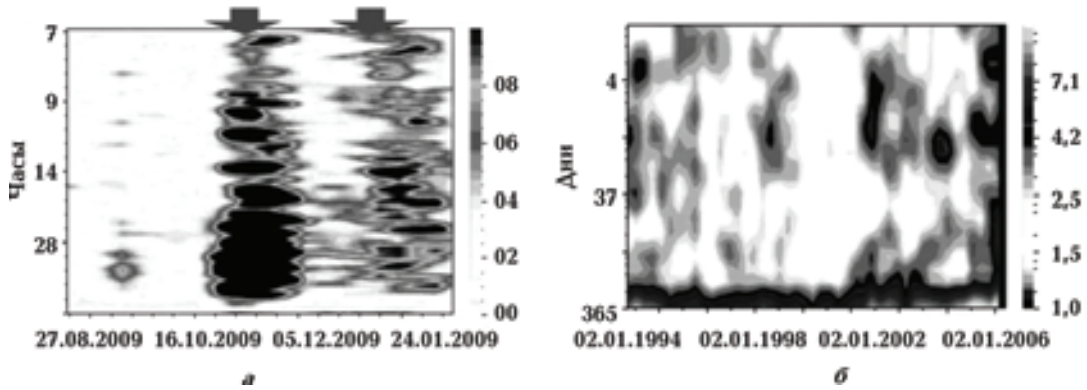


Рис. 1. Эволюция спектра мощности в скользящем временном окне: *а* — концентрация радона (стрелками отмечены землетрясения с $M \geq 6$ в радиусе 800 км от станции, темным цветом выделены моменты превышения концентрации радона во время землетрясения); *б* — распределение числа землетрясений с $M \geq 6$ в регионе моря Скоша за период 1992—2008 гг. (белым выделена зона сейсмического затишья).

два разных пути проведения вейвлет-преобразования. Речь идет о расчетах во временной и частотной областях. Для сигнала с дискретным временем вычисление величин (3) может быть эффективно реализовано в частотной области с помощью механизма быстрого преобразования Фурье. Непосредственной целью является построение карты значений модуля величины (3), $|W(x, s)|$, которая дает наглядное представление о динамике возникновения, эволюции и исчезновении "характерных периодов" короткоживущих всплесков исследуемого сигнала.

Естественно, что величина (3) сильно зависит от выбора функции $\psi(s)$. В качестве материнского вейвлета подходит любая функция, удовлетворяющая двум указанным условиям. Выбор той или другой функции $\psi(s)$ определяется тем, какого вида короткоживущие сигналы необходимо изучать. В качестве анализирующего вейвлета было решено воспользоваться вейвлетом Морле по причине его широкой применимости, наглядности и простоты в вычислительном плане:

$$\psi(s) = \frac{1}{\pi^{1/4}} \exp\left(-\frac{x^2}{2} - i\pi s\right).$$

Фактически вейвлет Морле является произведением комплексной синусоиды на гауссиан. Необходимо также отметить, что вейвлет Морле является комплекснозначным, т. е. имеет действительную и мнимую части. Этот вейвлет наилучшим образом приспособлен для

выделения короткоживущих гармоничных всплесков (цугов) и владеет определенными свойствами оптимальности в поиске компромисса между частотным и временным разрешением. Стоит заметить, что и применение других вейвлет-функций дает неплохие результаты.

Базисные функции оконного преобразования Фурье имеют одно и то же разрешение по времени и частоте для всех точек плоскости преобразования, в то время как базисные функции вейвлет-преобразования имеют уменьшающееся с масштабом разрешение по времени и увеличивающееся с масштабом разрешение по частоте. Это свойство дает преимущество, так как быстрые вариации сигналов хорошо локализованы, а для выявления медленно меняющихся характеристик — достаточно хорошего низкочастотного разрешения. Вейвлет-преобразование, обладающее подвижным частотно-временным окном, одинаково хорошо выделяет низкочастотные и высокочастотные характеристики сигналов.

Рис. 2 демонстрирует поведение диаграмм во времени при изменении действующих сил на горную породу в месте расположения датчиков. В работе [Уткин, Юрков, 2009] отмечается, что перед землетрясением в результате повышения напряженно-деформированного состояния породы в очаге резко увеличивается выход радона. В то же время тяжело представить, что такое состояние может распространяться на тысячи километров от очага. Потому необходимо предположить наличие других факторов, влияющих на такое по-

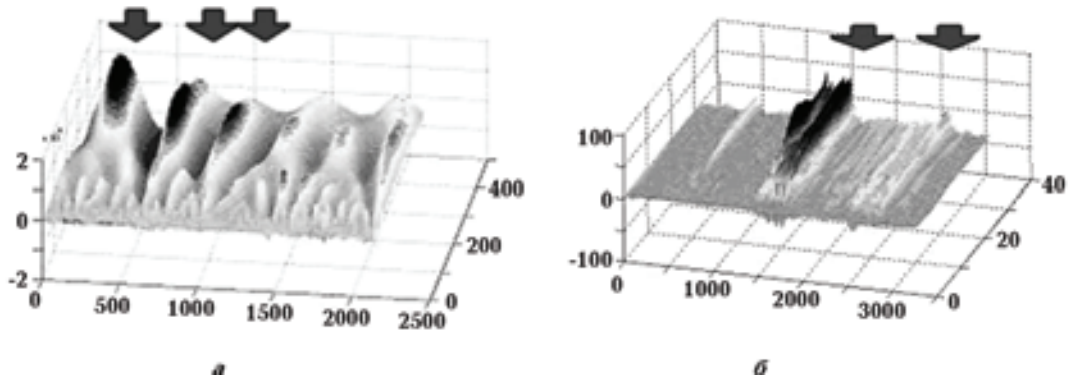


Рис. 2. Карты значений модуля $|W_x(t, a)|$ для радоновых данных: *a* — 2005 г. — регион Вранча, наблюдаются пики перед каждым из землетрясений $M \geq 4$ (отмечены стрелками); *б* — 2010 г. — данные концентрации радона на УАС “Академик Вернадский” (стрелками отмечены сильные землетрясения в регионе ($M \geq 6$) на расстоянии 550 км (левая стрелка) и 830 км).

ведение радоновых эманаций, о которых будет сказано ниже. В отличие от землетрясений Вранча, показанных на рис. 2, *a*, где источник не меняет расстояние до пункта наблюдения при практически одинаковых значениях амплитуды (и соответственно соизмеримых амплитудах видимых пиков), в регионе антарктической станции сильные землетрясения $M \geq 6$ произошли на расстояниях 500 и 800 км, что повлияло на амплитуду пиков.

Сравнивая рис. 1, *a* и 2, *б*, видим, что во втором случае вейвлет-преобразование дает исчерпывающую картину динамики изменения частотных характеристик во времени, возможно гораздо точнее определить время начала увеличения концентрации радона, определить, что процесс увеличения начался до, а не после землетрясения. Все это указывает на то, что вейвлет-преобразование существенно более информативно по сравнению с преобразованием Фурье.

В качестве еще одного метода анализа применим фрактальный, как один из перспективных по причине его способности исследовать сигналы, который с точки зрения спектральной теории является не более чем белый шум [Федер, 1990]. Одним из преимуществ метода является также малая чувствительность к длине ряда, что позволяет применять его даже для коротких рядов.

Предполагается, что временной ряд на некоем интервале масштабов самоподобен, и, как следствие, процессы, идущие в настоящий момент, определялись предыдущими состояниями.

Используем способ, базирующийся на исследованиях Херста. В его основе лежит анализ размаха параметра (наибольшего и наименьшего значений на изучаемом отрезке) и среднеквадратичного отклонения.

Ряд $x(t)$ разделяется на набор неперекрывающихся отрезков длиной n . Для каждого разбиения считается функция $X(t, n)$:

$$X(t, n) = \sum_{k=1}^t [x(k) - \bar{x}],$$

где \bar{x} — среднее значение для каждого интервала. Далее рассчитывается размах R как разница между максимальным и минимальным значением $X(t, n)$ для каждого разбиения:

$$R = \max_{1 \leq t \leq n} X(t, n) - \min_{1 \leq t \leq n} X(t, n).$$

Далее, полученный размах R делится на стандартное отклонение S для каждого разбиения, и полученный набор величин усредняется для всех разбиений. Получаем функцию R/S . Херст экспериментально показал, что для фрактальных рядов $R/S = (\tau/2)^H$, где H — показатель Херста.

Показатель Херста может быть преобразован во фрактальную размерность D с помощью следующей формулы: $D = 2 - H$.

Известно [Федер, 1990], что фрактальная размерность кривой линии равна 1, а геометрической плоскости — 2. Таким образом, фрактальная размерность временного ряда, представляющего кривую, лежит между ли-

нией и плоскостью. Если $H=0,5$, то $D=1,5$, то обе величины характеризуют независимую случайную систему (случайные блуждания). Величина $0,5 < H \leq 1$ будет соответствовать фрактальной размерности, более близкой к линии, такой ряд дает более гладкую (персистентную или трендоустойчивую) кривую. Соответственно $0 < H \leq 0,5$ дает более высокую фрактальную размерность и более прерывистую линию, чем случайное блуждание, и, следовательно, должно характеризовать систему, более подверженную переменам. Другими словами, в зависимости от величины показателя H (а следовательно, и фрактальной размерности D) систему можно представить как стабильную либо хаотическую.

В работе [Завгородний, 2010] указывается, что величина фрактальной размерности может служить индикатором количества факторов, влияющих на систему. Так, при размерности менее 1,4 можно говорить о наличии нескольких сил,двигающих систему в одном направлении, если более 1,6, то фрактальная система становится неустойчивой и готова к переходу в новое состояние. По мере роста фрактальной размерности от 1 до 2 происходит изменение распределения сил, влияющих на полученные данные — от однонаправленного действия до компенсирующего разнонаправленного и далее до неустойчивого, когда система готова перейти в новое состояние.

Стоит заметить, что речь идет о сложной системе. В нашем случае система есть очаг будущего землетрясения и не допускает непосредственного исследования своей структуры, которая достаточно сложна. Тем не ме-

нее, для анализа доступны производимые системой сигналы, некоторые из которых опишем далее.

Рассмотрим график изменения концентрации радона и соответствующее ему изменение показателя Херста. На рис. 3 представлена запись концентрации радона в период зимовки 2009—2010 гг. (интервал измерений 120 мин), и график изменения показателя Херста, рассчитанный в скользящем временном окне длительностью 40 отсчетов (3 сут).

Начальное среднее значение показателя Херста в левой части графика находится на уровне 0,72. Это соответствует расчетным значениям самого Херста для большей части природных процессов, и может характеризовать систему как "невозбужденную". Другими словами, система пребывает в стабильном состоянии, влияющие внешние факторы равносильны. Вторая часть графика характеризуется резкими увеличениями показателя Херста, что может быть связано с нарушением устоявшейся системы в связи с более выраженным и активным действием одной из сил (либо новой силой). В свете последних публикаций [Халилов, 2008; Bogdanov et al., 2010] можно предположить влияние тектонической волны, генерируемой в очаге в результате роста напряженно-деформированного состояния породы, которое предваряет землетрясение, и следующие позже сейсмические волны самого землетрясения.

Рассмотрим другой случай — сейсмограмму с сейсмическим сигналом от мощного землетрясения в Чили (рис. 4). Здесь показаны сейсмограмма (z -компонента) за 27.02.2010 г.

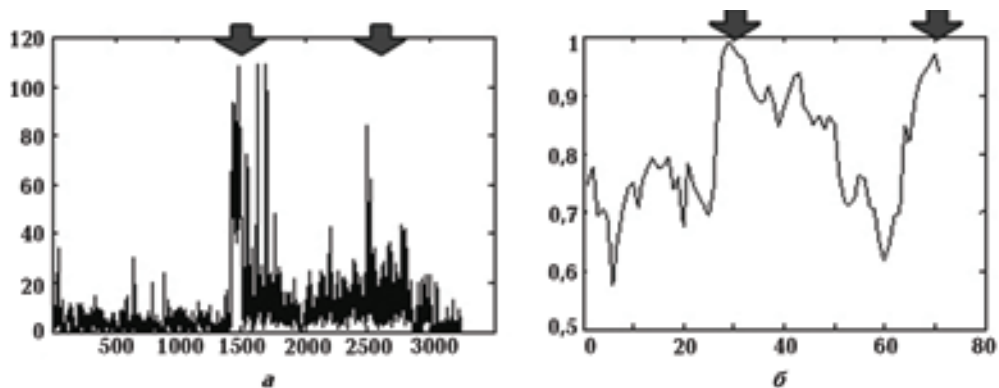


Рис. 3. Изменение концентрации радона на УАС "Академик Вернадский" в течение 2009—2010 гг., интервал измерений 120 мин: а — значение показателя Херста для радонового временного ряда, измеренного во временном окне 40 отсчетов (3 сут); б — землетрясения в регионе с $M \geq 6$, отмеченные стрелками.

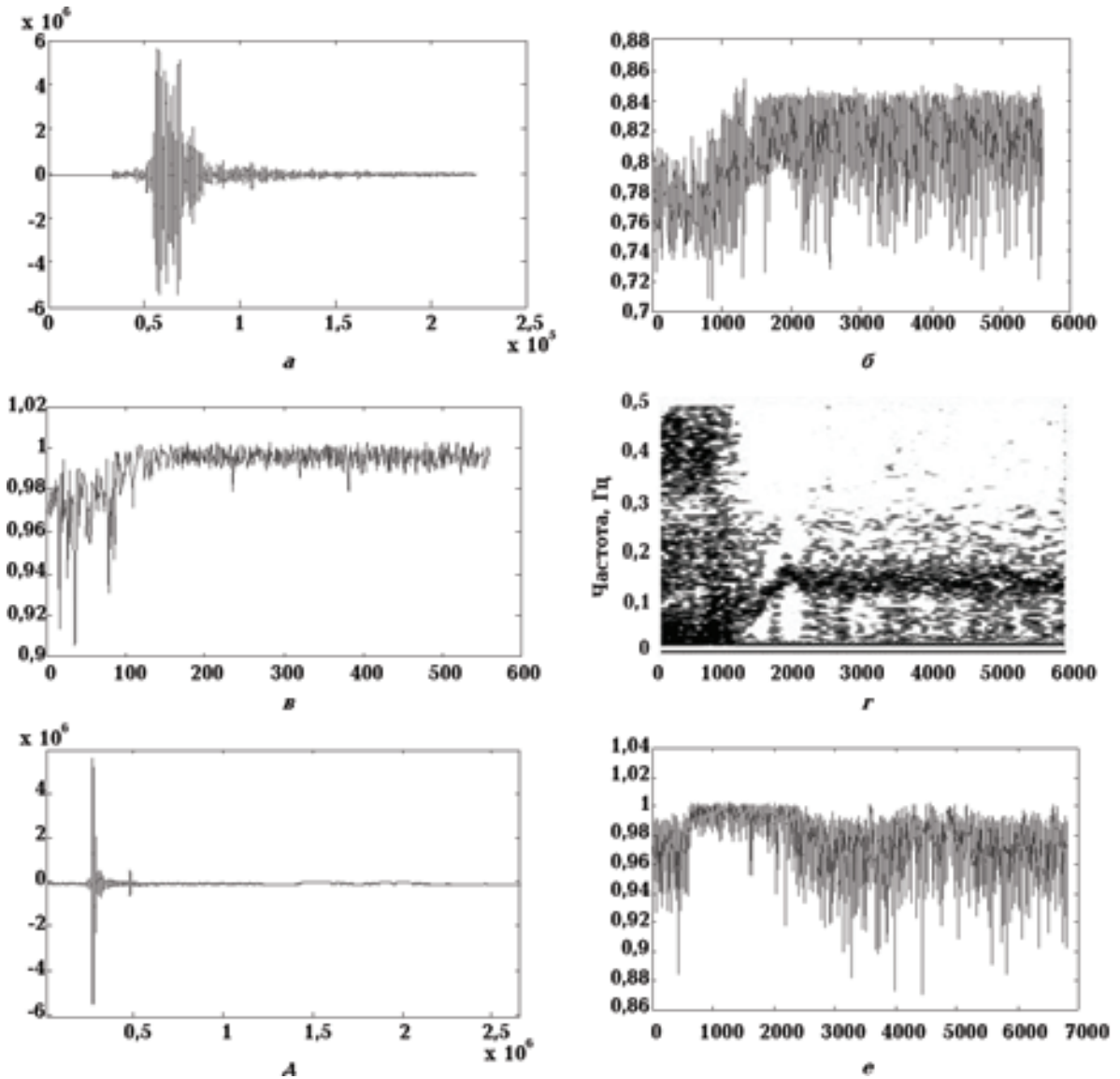


Рис. 4. Сейсмическая запись z-компоненты с сигналом от сильного землетрясения в Чили (а); значение показателя Херста для микросейсмического шума и сейсмического сигнала от сильного землетрясения в Чили, скользящее окно шириной 10 с (б); скользящее окно шириной 1 мин (в); спектр значений показателя Херста (г); сейсмическая запись в течение суток 27.02.2010 г. (д) и соответствующие ей показатели Херста, рассчитанные в скользящем окне шириной 1 мин (е).

с сигналом от землетрясения в Чили ($M = 8,8$; $t_0 = 06 : 34 : 17$ UTC) и графики изменения показателя Херста, рассчитанного в скользящем временном окне длительностью 400 отсчетов (10 с). Изменение показателя Херста происходит в более узком интервале, не превышающем значение 0,1. Картина схожа с предыдущей — наблюдается повышение показателя Херста в момент вступления сигнала (что, кстати, может быть использовано для автоматического обнаружения сигнала). Выделяется

другая особенность — в момент наличия одного только микросейсмического шума флуктуации показателя достаточно большие как по амплитуде, так и по частоте (что демонстрирует спектрограмма (рис. 4, г)), и резко уменьшаются на время сейсмического сигнала (размерность “успокаивается”, частота локализуется). На суточном графике видны еще несколько повышений показателя Херста, соответствующих сейсмическим сигналам. Как прежде, на это время амплитуда флуктуаций

уменьшается. Соотношение сигнал/шум достигает 10 и более. Такое поведение может быть связано с разными источниками, участвующими в формировании итогового шума, влияющего на сейсмический датчик. В случае одного сильного источника сигнала, естественно, его влияние преобладает над шумом. Изменение фрактальной размерности может быть объяснено наличием шума во всей частотной области, что проявляется в более изрезанном сигнале. Сигнал же более гладок за счет больших амплитуд и меньшего количества частот.

Интересен момент начала записи — есть ли переходной момент, который можно было бы использовать как предвестник? Такого не обнаружено. Можно предположить, что временной интервал, который взят для анализа (одни сутки), не соответствует периодам предполагаемых тектонических волн (часы—сутки). Для того чтобы удостовериться в своем суждении, необходимо в дальнейшем провести анализ больших объемов информации, включающих гораздо большие временные оконные интервалы для вычисления фрактальной размерности.

В данной статье проводился анализ отдельных временных рядов, а не всей системы в целом, что обусловило другой результат, нежели в работе [Завгородний, 2010].

Выводы. Основной вывод, который следует из данной работы, состоит в том, что мониторинг геофизической информации, связанной с землетрясениями, абсолютно необходим, но совершенно недостаточен для решения проблемы предсказания землетрясений. Основным инструментом для выявления предвестниковых эффектов является математическая обработка рядов случайных данных, представляющих изменение конкретного геофизического поля. При этом применение нескольких взаимодополняющих методов анализа к данным каждого конкретного геофизического метода позволяет увеличить шанс обнаружения предвестникового эффекта в случае его наличия, помогает правильно выбрать

прогностический критерий. Выбрав критерии и оценив их вероятностные характеристики, целесообразно в дальнейшем обработку информации проводить сразу по всем методам параллельно, организовав ветвление и обнаружение сигналов по мажоритарному признаку. Складывая рассчитанные вероятности тех методов, где обнаружен прогностический критерий в течение выбранного интервала времени, можно определять общий уровень текущей тревоги. Такой подход позволяет автоматизировать процесс определения текущей безопасности и прост в программной реализации. Комплекс должен быть открыт для "наращивания" новых методов анализа по мере их испытания и подключения.

Наличие аппаратного комплекса самого по себе не есть основанием успешного выполнения задачи выделения предвестниковых эффектов в геофизических полях. Чаше невозможно выделить визуально по результатам анализа данных наличие сигналов-предвестников. Поэтому, как минимум, аппаратный комплекс должен быть дополнен алгоритмической частью, основывающейся на теории и здравом смысле.

Проведенные исследования показали, что предложенные методы в ряде случаев выделяют аномалии в геофизических полях, которые могут быть предвестниками сильных землетрясений. Особое внимание следует обратить на показатель Херста, который явно указывает на исчезновение хаотичности (фрактальная размерность временного ряда стремится к единице) и переход к детерминистическому режиму непосредственно перед землетрясением.

Вместе с тем важен физический смысл происходящего, который бы позволил объяснить причины (механизмы) проявления аномалий на больших расстояниях от источников землетрясений и, следовательно, выделить их. В рамках данной статьи предполагается реакция измеряемых параметров на прохождение тектонических волн от удаленных очагов сильных землетрясений.

Список литературы

Завгородний А. Б. Современные методы исследования структурно-информационных свойств естественных систем // Электроника и связь. — 2010. — № 1. — С. 60—65.

Липеровский В. А. Физические модели связи в системе Литосфера — Атмосфера — Ионосфера // Лекции БШФФ-2006. — С. 58—65.

- Любушин А. А. Анализ данных систем геофизического и экологического мониторинга. — Москва: Наука, 2007. — 228 с.
- Лящук О. І., Русов В. Д., Ващенко В. М., Шапка В. М., Павлович В. Н. Моніторинг концентрації радону для прогнозу землетрусів у регіоні Антарктичного півострову // Тези III Міжнарод. наук. конф. "Наукові дослідження в Антарктиці", 29 травня — 2 червня, Київ, 2006 а. — С. 48.
- Лящук А. И., Ващенко В. Н., Гуков В. М., Качалин И. Г. Сейсмические наблюдения в регионе Аргентинских островов // Материалы Всеукр. наук. конф. "Мониторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища", 21—24 вересня, Київ, 2006 б. — С. 90.
- Лящук О. І., Ващенко В. М., Павлович В. М. Синхронні комплексні дослідження за геодинамічними процесами в сейсмонебезпечних регіонах Вранча та морі Скоша. // Материали VIII Міжнарод. наук. конф. "Мониторинг небезпечних геологічних процесів та екологічного стану середовища", 20—23 вересня, Київ, 2007 а. — С. 103—104.
- Лящук О. І., Савельєв В. Ю., Павлович В. М. Комплексні підходи до пошуку ймовірних провісників землетрусів в районі гір Вранча // Геодинаміка. — 2007 б. — 1, № 6. — С. 55—59.
- Лящук А. И., Русов В. Д., Павлович В. Н. Мониторинг концентрации радона как предвестник землетрясений в районе гор Вранча // Геофиз. журн. — 2008. — 30, № 2. — С. 63—74.
- Марпл С. Л. Цифровой спектральный анализ и его приложения. Пер с англ. — Москва: Мир, 1990. — 584 с.
- Соболев Г. А., Пономарев А. В. Физика землетрясений и предвестники. — Москва: Наука, 2003. — 270 с.
- Уткин В. И., Юрков А. К. Радон — надежный индикатор геодинамических процессов // Вестн. КРАУНЦ. Науки о Земле. — 2009. — Вып. 1, № 1. — С. 165—169.
- Фегер Е. Фракталы. Пер с англ. — Москва: Мир, 1991. — 254 с.
- Халилов Э. Н. Прогноз землетрясений: причины неудач и новая философия // Science Without Borders 2007/2008. — Innsbruck. Transactions of the Intern. Acad. Sci. H & E. SWB. — 2008. — 3. — P. 300—315.
- Чу Ч. Введение в вейвлеты. Пер. с англ. — Москва: Мир, 2001. — 412 с.
- Bogdanov Yu., Kvasnuk A., Kobolev V., Loyko N., Rusakov O., Pavlovich V., Shuman V. First recognition of the earth eigenmodes in radio frequency electromagnetic radiation // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 4. — С. 19—20.
- Liashchuk O. Technical and algorithmic complex of monitoring of the dangerous geodynamics phenomena // Геофиз. журн. — 2010. — 32, № 4. — С. 87—88.