Секция 4 «Моделирование геофизических процессов и полей»

ВЫЯВЛЕНИЕ АНОМАЛЬНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ИОНОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРАХ НА ОСНОВЕ МОДЕЛЬНОГО ПРЕДСТАВЛЕНИЯ СИГНАЛОВ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ foF2

DETECTION OF ANOMALOUS CHANGES IN IONOSPHERIC PARAMETERS ON THE BASIS OF MODEL PRESENTATION OF CRITICAL FREQUENCY foF2 SIGNALS

В.В. Богданов, О.В. Мандрикова,, Ю.А. Полозов

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

In the present report a new method of complicated structure signal processing is suggested. Signal modeling was carried out on the basis of combination of wavelet-transform methods and neural network ones. The suggested approach is discussed in the article on the example of processing of registered critical frequency f_0F2 data of Kamchatka peninsula.

В последние годы в прогностике хорошие результаты были показаны на основе технологий, основанных на нейронных сетях. Использование нейронных сетей здесь рассмотрение задачи прогнозирования как задачи построения предполагает отображения $F: X \to X_f$, где Χ множество предшествующих моменту прогнозирования состояний исследуемой динамической системы S, X_f - множество прогнозируемых состояний S [3]. В качестве входных сигналов используются временные ряды. Успех решения задачи прогнозирования реальных статистических данных на основе этого метода зависит от многих факторов. Показатели качества нейронных сетей отображения, во-первых, во многом построенного на основе определяются характеристиками обучающего множества $X' \subset X$. Здесь играет роль представительность имеющейся выборки данных, их зашумленность, а также способ получения обучающих векторов из общего массива имеющихся данных. Для повышения эффективности применения методов нейронных сетей с целью обработки сигналов сложных структур был разработан подход, предполагающий применение методов вейвлет-преобразования совместно с методами нейронных сетей. Процедура обучения нейронной сети выполняется для компонент сигнала, полученных после конструкции вейвлет-преобразования. Базовое применения выражение аппроксимируемой функции, например, для двухслойной нейронной сети с последовательными связями выглядит в этом случае следующим образом:

$$y(t) = j \left(\sum_{i} w_{ij} \int_{k} \sum_{l,k} \langle x_{j}, \Psi_{b_{0};l,k} \rangle \Psi_{b_{0}}^{l,k}(t) \right), \quad \Psi_{b_{0};j,k}(t) = 2^{j/2} \Psi(2^{j}t - kb_{0}) \quad - \quad \text{базисный}$$

вейвлет, $\Psi_{b_0}^{j,k}$ – соответствующий ему двойственный, j, j_i – функции активации, W_{ij} – весовые коэффициенты. Подобное представление аппроксимируемой функции может быть усложнено как путем увеличения числа слоев, изменением числа нейронов в каждом слое нейронной сети, введением перекрестных и обратных связей в структуре нейронной сети, так и заменой конструкции кратномасштабного анализа другой существующей конструкцией многомасштабного представления сигнала [2].

Данный подход был использован для обработки сигналов критической частоты foF₂[1]. С учетом сезонных особенностей сигнала, было решено произвести обучение сети отдельно для каждого сезона. Из сигнала была выделена аппроксимирующая компонента 4-го масштабного уровня дискретного вейвлет-разложения. Далее было произведено вейвлет-восстановление компоненты разложения без учета детализирующих компонент (они предполагались нулевыми), что позволило

восстановить исходную размерность сигнала. На рис.1, в качестве примера, показан результат предварительной обработки данных критической частоты foF₂ за 2001–2002 г.г. на основе конструкции вейвлет-преобразования. Черным цветом показаны исходные данные регистрации критической частоты, серым цветом показан восстановленный сигнал данных регистрации критической частоты после применения процедуры дискретного вейвлет-разложения на 4 масштабный уровень. В восстановленной компоненте амплитуда колебаний уменьшилась по сравнению с исходными данными, поскольку часть информации перешла в детализирующие компоненты разложения и общая структура сигнала упростилась.



Рис.1. Черным цветом показаны данные регистрации критической частоты (верхний график содержит данные за 2001 г., нижний – за 2002 г.), серым цветом показан восстановленный сигнал данных регистрации критической частоты после применения процедуры дискретного вейвлет-разложения на 4 масштабный уровень (верхний график содержит данные за 2001г., нижний – за 2002 г.).

Далее была построена двухслойная сеть прямой передачи сигнала с сигмоидальным и линейным слоями (рис.2). Сеть обучалась с помощью алгоритма Левенберга-Марквардта. На вход сети подавался вектор длиной 168 отсчетов, что соответствует периоду времени снятия показаний, равному одной неделе. Данный интервал времени был определен экспериментальным путем. Проверка на тестовом множестве показала хорошие результаты работы этой сети.



Рис.2. Структура нейронной сети.

На рис.3 показан результат работы сети, в качестве тестовой выборки использовались восстановленные данные критической частоты зимнего периода 1983 г., ошибка сети составила е=0,0026. Далее через обученную сеть были пропущены исходные сигналы. В этом случае сеть также показала хорошие результаты. В отдельные моменты времени наблюдалось увеличение ошибки сети, которое свидетельствовало о наличии в сигнале локальных аномальных особенностей. На рис. 4, в качестве примера, показана ошибка работы сети при подаче на ее вход сигнала критической частоты зимнего периода 1972 г. Сопоставление выявленных аномальных моментов в сигнале с данными сейсмического каталога показало, что в большинстве случаев они наблюдаются накануне сейсмических событий. Таким образом, на основе совместного применения методов нейронных сетей и конструкции вейвлетпреобразования, была построена модель ионосферного параметра, позволившая определить моменты изменения свойств сигнала и идентифицировать их на момент наличия аномалий, приуроченных к процессам подготовки сильных сейсмических событий Камчатского региона.



Рис.3. Результат работы сети при подаче на ее вход восстановленных данных регистрации критической частоты зимнего периода 1983 г. после применения процедуры дискретного вейвлет-разложения на 4 масштабный уровень (черным цветом показан восстановленный сигнал регистрации критической частоты зимнего периода 1983 г., серым цветом показан модельный сигнал).



Рис.4.Ошибка сети при подаче на ее вход сигнала критической частоты зимнего периода 1972 г.

Список литературы

- 1. Богданов В.В., Геппенер В.В., Мандрикова О.В. Моделирование временных рядов геофизических параметров на основе вейвлет-преобразования. СПб. : СПбГЭТУ «ЛЭТИ», 2006. 108 с.
- 2. Добеши И. Десять лекций по вейвлетам / пер. с английского. Ижевск : НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика». 2001. 464 с.
- 3. Корнеев В.В., Гареев А.Ф., Васютин С.В., Райх В.В. Базы данных. Интеллектуальная обработка информации. М.: Нолидж, 2001.

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ВЕРОЯТНОСТЕЙ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ ПО ГЛУБИНЕ НА ОСНОВЕ ВЕЙВЛЕТ-РАЗЛОЖЕНИЙ

ANALYSIS OF CHANGES IN DEPTH DISTRIBUTION OF PROBABILITIES OF SEISMIC EVENTS ON THE BASIS OF EXPANSION INTO WAVELETS

В.В. Богданов, О.В. Мандрикова

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

In the present paper we suggest a method of detection of high seismic periods in Kamchatka on the data of earthquake catalogue. Data processing is based on joint application of statistical methods of modeling and wavelet-transform construction. The suggested approach allowed to find anomalous characteristics in possibility variations of events in depth before strong seismic earthquakes in Kamchatka.

С целью разработки комплексных методов выделения аномалий, приуроченных к сильным землетрясениям п-ова Камчатка, были обработаны данные сейсмического каталога Камчатского региона, который ведется с 1962 г. Положение, границы, размещение очагов землетрясений в сейсмофокальном слое, изменение сейсмической активности по объему этого слоя изучаются с самого начала инструментальных сейсмических исследований на Камчатке. В данной работе этот большой массив данных использовался для того, чтобы при помощи современных автоматических методов обработки исследовать свойства сейсмофокального слоя и проанализировать изменения интенсивности событий по времени, по расположению эпицентров и по глубине. В каталоге приводятся время возникновения землетрясений, координаты эпицентров, глубины очагов, энергетический класс. Землетрясения за конкретный период времени и для выбранной части сейсмоактивной области образуют полную группу событий, а сейсмические режимы описывались в виде соответствующих законов распределения вероятностей [1]. Затем сравнивались сейсмические режимы отдельных участков региона за различные периоды времени, и анализировались реальные изменения в этих режимах, проявившиеся в локальной области за некоторый период времени. В работе анализу были подвержены изменения частот формирования землетрясений, их перераспределение по глубине. Анализ был выполнен на основе вейвлет-преобразования. В качестве исследуемых областей брались параллелепипеды с основанием $\Delta \phi \times \Delta \lambda = 1^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ и высотой H=100 км. Обработке были подвержены 14 сейсмически активных восточных областей полуострова, находящихся в интервале координат: по широте – 50° - 56° , по долготе – 157° - 163° . Было выбрано временное окно $\Delta T = 1$ год и с шагом равным одному году осуществлялось скольжение по каталогу однородных по представительному энергетическому классу (К>9) событий. Распределение вероятностей рассчитывалось в каждой анализируемой области, как в пределах временного окна, так и за весь анализируемый период с 01.01.77 г. по 31.01.97 г. С целью проведения анализа вариаций в распределениях вероятностей в каждом районе для каждой глубины было определено ее среднее значение по всем анализируемым временным окнам μ_{cp} . Далее полученные ряды распределения вероятностей сейсмических событий по глубине были представлены в виде непрерывного вейвлет-преобразования. Т.к. значения коэффициентов вейвлетпреобразования характеризуют распределение энергии процесса по масштабам, был выполнен расчет суммы вейвлет-коэффициентов по всем масштабным уровням, характеризующей распределение энергии исследуемого сигнала по глубине [2].

На основе анализа результатов обработки всего массива данных были выделены признаки возрастания сейсмической активности в различных районах полуострова, которые предшествовали потокам сильных сейсмических событий на Камчатке. За

анализируемый период были зарегистрированы три наиболее сильных потока землетрясений. В 1980 г. в четырех районах произошло 9 землетрясений энергетического класса с К≥13. В период с 1992 по 1993 г.г. в разных районах полуострова произошло 12 землетрясений энергетического класса K>13. Наиболее сильные события произошли на глубине 40 км, два с k=14,6 и одно с k=14,9. Третий, самый сильный поток землетрясений, наблюдался на Камчатке в период с 1996 по 1997 г.г. В этот период на полуострове произошло 26 землетрясений энергетического класса k>13. самым сильным из которых было Кроноцкое событие. Накануне всех трех потоков землетрясений на основе предложенной методики были выделены аномальные особенности в анализируемых районах, которые проявлялись в виде резкого увеличения суммарных значений вейвлет-коэффициентов в окрестностях разных глубин. В 1990 г. в районах с координатами 51-52 град. с.ш., 158,5-160 град. в.д.; 51-52 град. с.ш., 160-161,5 град. в.д.; 53-54 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.; 54-55 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.; 54-55 град. с.ш., 163-164,5 град. в.д.; 55-56 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д. происходит превышение среднего значения вероятности событий более чем в 1,5 раз. В 1996 г. в 8 районах полуострова в окрестности малых глубин происходит резкое увеличение вероятности событий более чем в 1,5 раз. Эти районы имеют координаты: 50-51 град. с.ш., 157-158,5 град. в.д.; 51-52 град. с.ш., 157-158,5 град. в.д.; 51-52 град. с.ш., 158,5-160 град. в.д.; 51-52 град. с.ш., 160-161,5 град. в.д.; 52-53 град. с.ш., 160-161,5 град. в.д.; 52-53 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.; 54-55 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.; 55-56 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д. На рис. 2, 4 показаны результаты расчета суммарных значений вейвлет-коэффициентов, рассчитанные в пределах временных окон $\Delta T = 1$ год для районов с координатами 54-55 град. с.ш., 161,5-163 град.в.д. и 51-52 град. с.ш., 158,5-160 град.в.д. Также на рис. 1, 3 показаны результаты расчета вероятностей по глубине, рассчитанные для этих районов за период с 1990г. по 1997 г.г. Из графиков на рис. 1, 3 видно, что в среднем большинство событий в этих районах происходит на малых глубинах. Анализ суммарных значений вейвлеткоэффициентов в районе с координатами: по широте – 54-55 град.; по долготе – 161,5-163 град (рис. 2), показывает, что в 1990 г. можно отметить увеличение суммарных значений вейвлет-коэффициентов и их смещение в окрестность глубины 20 км. В 1996 г. также наблюдается резкое увеличение их значений в окрестности малых глубин. В другом районе (рис. 4) также наблюдается увеличение суммарных значений вейвлеткоэффициентов в 1991-1992 г.г. и в 1996-1997 г.г. Таким образом, на основе методики был выполнен анализ формирования предложенной вероятностной структуры распределения сейсмических событий по глубине накануне сильных землетрясений на Камчатке и выделены периоды повышенной сейсмической активности.



Рис.1. Значения вероятностей событий по глубине, рассчитанной за период 1990-1997 г.г., для района с координатами 54-55 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.



Рис.2. Суммарные значения вейвлет-коэффициентов, рассчитанные в пределах временных окон, равных 1 году, для района с координатами 54-55 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.



Рис.3. Значения вероятностей событий по глубине, рассчитанной за период 1990-1997 г.г., для района с координатами 51-52 град. с.ш., 158,5-160 град. в.д.



Рис.4. Суммарные значения вейвлет-коэффициентов, рассчитанные в пределах временных окон, равных 1 году, для района с координатами 51-52 град. с.ш., 158,5-160 град. в.д.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта по программе Президиума РАН № 16 (№ контракта 10104-37/П-016/041-404/240507-003) и проекта ИНТАС 06-1000013-8823.

Список литературы

- 1. Богданов В.В. Вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений на примере Камчатского региона // Докл. АН. 2006. Т. 408, № 3. С. 393-397.
- 2. Добеши И. Десять лекций по вейвлетам / пер. с англ. Ижевск : НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика». 2001. 464 с.

ИЗУЧЕНИЕ ИЗМЕНЕНИЙ ДОВЕРИТЕЛЬНЫХ ИНТЕРВАЛОВ ДЛЯ ВЕРОЯТНОСТЕЙ ПОПАДАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ЗАДАННЫЕ ИНТЕРВАЛЫ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОГО КЛАССА НАКАНУНЕ КРУПНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

STUDY OF CHANGES OF CONFIDENCE INTERVALS FOR PROBABILITIES OF THE HIT OF SEISMIC EVENTS IN THE GIVEN INTERVALS OF AN ENERGETIC CLASS BEFORE STRONG EARTHQUAKES

В.В. Богданов, А.В. Павлов

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

In this report an algorithm of calculation of confidence intervals for probabilities of the hit of seismic events in the intervals of an energetic class is presented. We considered the dynamics of changes of confidence intervals for energetic class and depth interval distribution of seismic events before the Kronotskoe earthquake on December 5, 1997.

При теоретико-вероятностном рассмотрении каталога сейсмических событий каждое землетрясение рассматривается как элементарное событие ω_i в пространстве элементарных событий Ω [3]. Каждое единичное событие ω; характеризуется системой случайных непрерывных величин: энергетическим классом k, широтой ϕ , долготой λ, глубиной h, временем t. Время из системы случайных величин исключается. Сейсмичность всего региона или его выбранной части рассматривается как полная группа событий и описывается в виде распределений условных и безусловных вероятностей Р, имеющих частотное представление. Случайные события определяются как комбинации системы случайных величин k, ϕ , λ , h в множестве \tilde{F} . Это позволяет представить каталог сейсмических событий за период наблюдений как вероятностное пространство трех объектов $\{\Omega, \tilde{F}, P\}$ и дает возможность вычислять распределения вероятностей для различных случайных событий. Если закон распределения системы случайных величин задан в аналитической форме посредством функции распределения $F(\phi, \lambda, h, k)$ или ее плотности $f(\phi, \lambda, h, k)$, то по стандартным формулам можно найти законы распределения отдельных величин. В нашей постановке наиболее логичным является обратное представление задачи: по законам распределения случайных величин получить закон распределения системы. Для непрерывных величин вероятности попадания случайных событий в заданные интервалы по широте $\Delta \phi_i$, долготе $\Delta \lambda_i$, глубине Δh_m и по классу Δk_n вычисляются по формуле:

$$\begin{split} P(\Delta \phi_{i}, \Delta \lambda_{j}, \Delta h_{m}, \Delta k_{n}) &= \int_{\phi_{1}}^{\phi_{2}} d\phi \int_{\lambda_{1}}^{\lambda_{2}} d\lambda \int_{h_{1}}^{h_{2}} dh \int_{k_{1}}^{k_{2}} f(k, \phi, \lambda, h) dk = \\ F(\phi_{i}, \lambda_{j}, h_{m}, k_{n}) - F(\phi_{i-1}, \lambda_{j-1}, h_{m-1}, k_{n-1}) = P(\Delta \phi_{i}) \times P(\Delta \lambda_{j} | \Delta \phi_{i}) \times P(\Delta h_{m} | \Delta \lambda_{j}, \Delta \phi_{i}) \times \\ P(\Delta k_{n} | \Delta h_{m}, \Delta \lambda_{j}, \Delta \phi_{i}), \end{split}$$
(1)

где i, j, m и n – индексы, соответствующих интервалов случайных величин. В этом выражении приняты обозначения: $f(\phi)$ – безусловная плотность распределения событий в зависимости от ϕ ; $f(\lambda|\phi)$ – плотность распределения событий по λ при условии, что широта равна ϕ ; $f(h|\phi,\lambda)$ – плотность распределения по h при условии, что широта и долгота соответственно равны ϕ и λ ; $f(k|\lambda,\phi,h)$ – плотность распределения по k при условии, что долгота, широта и глубина соответственно равны λ , ϕ и h. Подобным образом вычисляются и безусловные законы распределения для всех случайных величин k, ϕ, λ , h, а также различные комбинации для условных



Рис.1. Распределение вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы энергетического класса.

распределения законов OT этих Обработка каталога переменных. ПО приведенной формуле дает возможность частоты вычислить возникновения сейсмических событий в том или ином заданном интервале изменения величин случайных Δ и получить значения функции распределения $F(\Delta \varphi, \Delta \lambda, \Delta h, \Delta k)$ [1].

Рассмотрим распределения вероятностей сейсмических событий, характеризующие попадания сейсмических событий в заданные интервалы энергетического класса. На рис.1 представлены сглаженные

графики распределений вероятностей сейсмических событий по интервалам энергетического класса ∆k=1 начиная с представительного класса k=9 и глубины в интервале 0≤h≤100 за период 1.1.1962 – 31.12.2006 г.г. для восьми сейсмоактивных областей, координаты которых приведены в таблице 1.

\mathbf{S}_1	Δφ=51° − 52° с.ш., λ=157° − 158,5° в.д	S_5	Δφ=53° – 54° с.ш., λ=160° – 161,5° в.д.
S_2	Δφ=51° – 52° с.ш., λ=158,5° – 160° в.д	S ₆	Δφ=53° – 54° с.ш., λ=161,5° – 163° в.д.
S ₃	Δφ=52° − 53° с.ш., λ=158,5° − 160° в.д	S ₇	Δφ=54° – 55° с.ш., λ=161,5° – 163° в.д.
S_4	Δφ=52° – 53° с.ш., λ=160° – 161,5° в.д.	S ₈	Δφ=54° – 55° с.ш., λ=163° – 164,5° в.д.



Рис.2. Доверительные интервалы для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы энергетического класса.

Таблица 1.

Разброс значений вероятностей для каждого интервала энергетического класса связан с тем, что количество землетрясений различно для каждой из рассматриваемых сейсмоактивных областей И является случайной величиной. Соответственно и вероятность сейсмического попадания события интервал В заданный энергетического класса *Д*k для каждой области будет случайной величиной. Для рассматриваемых областей с некоторой вероятностью ß можно определить интервал I_в, в который попадут вероятности событий для интервала энергетического класса ∆k [2]. Найдём такое значение є, для которого $P \left\| p^*(\Delta k) - p(\Delta k) \right\| < \varepsilon_{\beta} = \beta$, (2)

где $p^*(\Delta k)$ – среднее арифметическое вероятностей сейсмических событий,

попадающих в интервал энергетического класса Δk для областей S_i ($1 \le i \le n$), n – число рассматриваемых сейсмоактивных областей; p(Δk) – вероятность попадания сейсмического события в интервал энергетического класса Δk для сейсмоактивной области S_i. Перепишем (2) в виде:

$$P(p^{*}(\Delta k) - \varepsilon_{\beta} < p(\Delta k) < p^{*}(\Delta k) + \varepsilon_{\beta}) = \beta$$
(3)

Равенство (3) означает, что с вероятностью β неизвестное значение вероятности $p(\Delta k)$ попадает в интервал:

$$I_{\beta} = \left(p^*(\Delta k) - \varepsilon; \ p^*(\Delta k) + \varepsilon \right). \tag{4}$$

Будем считать, что распределение вероятностей $p(\Delta k)$ близко к нормальному закону. Параметрами этого закона будут математическое ожидание m и среднеквадратическое отклонение σ :

$$m = \frac{\sum_{i=1}^{n} p_i(\Delta k)}{n}$$
(5)

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (p_i(\Delta k) - m)^2}{n - 1}}.$$
(6)

Так как p(Δk) распределено по закону близкому к нормальному, то

$$P\left(\left|p^{*}(\Delta k)-p(\Delta k)\right|<\varepsilon_{\beta}\right)=2\Phi^{*}\left(\frac{\varepsilon}{\sigma}\right)-1=\beta,$$
(7)

где Φ^* - нормальная функция распределения.

Из выражения (7) получим величину отклонения от среднего:

$$\varepsilon_{\beta} = \sigma \cdot \arg \Phi^* \left(\frac{1+\beta}{2} \right), \tag{8}$$

где $\arg \Phi^*$ - функция, обратная нормальной функции распределения Φ^* . Можно обозначить

$$t_{\beta} = \arg \Phi^* \left(\frac{1+\beta}{2} \right), \tag{9}$$

тогда

$$\mathbf{e}_{\boldsymbol{\beta}} = \boldsymbol{\sigma} \cdot \mathbf{t}_{\boldsymbol{\beta}} \,. \tag{10}$$

С учётом формул (4), (5), (6) и (9) границы доверительных интервалов вычисляются в виде:

$$I_{\beta} = (m - \sigma \cdot t_{\beta}; m + \sigma \cdot t_{\beta}).$$
(11)

На рис.2 представлены доверительные интервалы для доверительной вероятности β =0.95, вычисленные для рассмотренных выше распределений вероятностей сейсмических событий по интервалам энергетического класса Δk =1 для интервала глубины 0≤h≤100км.

Рассмотрим изменение доверительных интервалов для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы энергетического класса $\Delta k=1$ и в интервалы глубины $\Delta h=1$ км накануне Кроноцкого землетрясения 5.12.1997 г., для областей S_i ($1 \le i \le n$), координаты которых указаны в таблице 1. Рассматриваемый временной интервал 1.1.1993 – 4.12.1997, предшествовавший Кроноцкому землетрясению, был разбит на периоды длительностью в 1 год. По выше описанному алгоритму для каждого интервала глубины Δh были вычислены доверительные интервалы для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы энергетического класса Δk . Для каждого временного интервала на рис.3,4,5,6,7 представлены трёхмерные диаграммы для величины ε_{β} (Δh , Δk), равной половине доверительного интервала. На рис.3 максимальное значение ε_{β} приходится на интервал глубины 40-41 км, на котором на площадях S₁ и S₂ в 1993 году произошли сейсмические события с классом 14,9 и 14,6 соответственно. Начиная с 1994 года (рис.4) происходит перестройка сейсмического режима на рассматриваемых площадях, и максимальное значение ε_{β} смещается на





Рис.3. Отклонения от среднего є(h,k) для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1993-31.12.1993 для доверительной вероятности 0,95.

Рис.4. Отклонения от среднего є(h,k) для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1994-31.12.1994 для доверительной вероятности 0,95.

малые глубины. В период 1.1.1996 – 4.12.1997 г.г. максимум ε_{β} устанавливается для интервала глубин 5-6 км (рис. 6,7). В 5.12.1997 на глубине 4 км произошло Кроноцкое



Рис.5. Отклонения от среднего є(h,k) для вероятностей попадания сейсмических событий интервалы глубины В И энергетического класса за период 1.1.1995-31.12.1995 для доверительной вероятности 0,95.



Рис.6. Отклонения от среднего є(h,k) для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1996-31.12.1996 для доверительной вероятности 0,95.

землетрясение с энергетическим классом K=14,9.

Таким образом, для общей области S_{Σ} , включающей в себя все площади S_i ($1 \le i \le n$) можно определить доверительные интервалы для распределения вероятностей сейсмических событий по интервалам энергетического класса и глубин на основе соответствующих вероятностей, вычисленных для каждой площади S_i . Величина

267



Рис.7. Отклонения от среднего є(h,k) для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1997-4.12.1997 для доверительной вероятности 0,95.

 $\varepsilon_{\beta}(\Delta h, \Delta k)$ равна половине доверительного интервала и прямо σ^2 . пропорциональна лисперсии Увеличение $\varepsilon_{\beta}(\Delta h, \Delta k)$ на каких-либо интервалах глубин *Δ*h и класса *Δ*k свидетельствует, как следует из (6), о росте дисперсии для вероятностей, характеризующих попадание сейсмических событий в эти интервалы. Таким образом, изменение величины $\varepsilon_{R}(\Delta h, \Delta k)$ свидетельствует об изменении динамики сейсмического режима области S_{Σ} . Максимум $\varepsilon_{\beta}(\Delta h, \Delta k)$ попадает в интервал энергетического класса 9-10 И расположен в интервале глубин 5-6км (рис.7). В районе этой глубины 5.12.1997 г. произошло Кроноцкое землетрясение.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта по программе Президиума РАН № 16 (№ контракта 10104-37/П-016/041-404/240507-003).

Список литературы

- 1. Богданов В.В. Вероятностная интерпретация закона повторяемости землетрясений на примере Камчатского региона // ДАН. 2006. Т. 408, № 3. С. 393-397.
- 2. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М. : Высшая школа, 1999. 576 с.
- 3. Колмогоров А.Н. Основные понятия теории вероятностей. М. : Наука, 1974. 120 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДИНАМИКИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

STATISTIC MODELS OF SEISMIC ACTIVITY DYNAMICS

С.Г. Валеев, В.А. Фасхутдинова

Ульяновский государственный технический университет

Dynamic regression modelling (DRM-approach) methodology, methods, algorithms and the software for processing of average characteristics of seismic activity (magnitude, depth of the centers and quantity of earthquakes), represented as time series are considered. The DRM-approach provides an opportunity of searching the best sets of parameters in terms of mean-square error, the analysis of the quality of time series models on the internal, mixed and external measures, diagnostics of the basic conditions observance of the least-squares method application. The results of the analysis of solar-terrestrial connections are generalized at coprocessing of solar activity series (Volf's number), position of barycenter of the Earth - Moon systems, including data on seismic activity (the World catalogue of earthquakes in 1995-2004).

Введение

В докладе рассматриваются предварительные результаты анализа глобальных данных сейсмической активности, представленных в виде временных рядов (ВР) и обработанных в рамках подхода динамического регрессионного моделирования (ДРМ-подхода) [1, 3].

Целями исследований являются: - получение моделей ВР сейсмоактивности в виде оптимальных динамических регрессий для описания систематики и прогнозирования; - оценка степени взаимосвязи между гелиоактивностью, положением барицентра системы Земля-Луна и геосейсмической активностью.

В разделе 1 вкратце рассматриваются основные положения ДРМ-подхода, в 2 – его программное обеспечение; в разделах 3, 4 и 5 – предварительные результаты обработки десятилетнего ряда данных по глобальной геосейсмической активности и анализа солнечно-земных связей.

1. Методология динамического регрессионного моделирования

При анализе временных рядов последовательно реализуются этапы: – графическое представление и описание поведения временного ряда; – выделение и удаление неслучайных составляющих временного ряда, зависящих от времени: тренда, сезонных, низко- или высокочастотных и циклических составляющих; – исследование случайной составляющей временного ряда, оставшейся после удаления перечисленных выше структур; – построение (подбор) математической модели на каждом этапе, проверка ее адекватности, диагностика нарушения условий ее применения, адаптация в случае необходимости; – прогнозирование будущего развития процесса, представленного ВР [1]. Все эти этапы реализованы в автоматизированной системе динамического регрессионного моделирования (АС ДРМ).

2. Программное обеспечение

Программный комплекс [3] имеет широкий набор процедур и функций, необходимых для детального анализа свойств ВР, моделирования, прогнозирования, а также диагностики нарушений условий применения метода наименьших квадратов (МНК) и оценки качества моделей по различным критериям.

В пакете реализован совместный спектральный анализ, предназначенный для изучения взаимосвязей между гармониками двух временных рядов [5].

3. Модели динамики геосейсмической активности

В качестве исходных данных были взяты данные по геосейсмической активности (глубина, магнитуда и количество землетрясений), полученные из Мирового Центра Данных по физике твердой Земли за 1995-2004 годы (<u>http://www.wdcb.ru/sep/data.ru.html</u>). Для формирования временного ряда они были усреднены по месяцам [4].

Моделирование сейсмической активности (глубина). На первом этапе анализа данных в рамках ДРМ-подхода проверяемая гипотеза о стационарности ряда была отвергнута с вероятностью 95%.

Конечная модель для ряда представлена суммой квадратичного тренда, периодического тренда и фильтра Калмана:

$$X(t) = 39,038 + 1,02 * t - 0,008 * t^{2} + 1,9671 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{2} + 180\right) + 5,435 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{3} - 47,762\right) + 19,464 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{4} + 79,47\right) + 6,3299 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{5} + 208,15\right) + 8,87 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{6} + 200,12\right) + 12,355 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{7} + 6,4496\right) + 7,7796 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8} + 92,47\right) + 15,322 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{10} - 37,999\right) + 18,212 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{13} + 115,07\right) + 19,205 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{24} + 186,28\right) - 0,947 * e(t-1) + z(t) + n(t),$$

где X(t)-наблюдения в момент времени t, e(t) - остаток, Z(t) - независимые случайные величины, n(t) – гауссовский белый шум; СКО = 35,701, s_{Δ} = 20,14.

Используемые для оценки точности прогноза СКО и s_{Δ} вычислялись по формулам:

CKO =
$$\sqrt{\frac{SS_e}{n_e}} = \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - y_i)^2 / (n - p)}$$

 $s_p = \sqrt{\sum_{i=1}^k D_i^2 / (k - p)},$

где n – количество наблюдений, k – объем контрольной выборки, p – число слагаемых в модели, $D = y_i - y_i$; для СКО y_i – наблюдения, y_i - значения, вычисляемые после определения МНК-оценок; для s_{Δ} y_i – наблюдаемое значение отклика на исследуемом интервале (20% от исходного), y_i – его прогноз – значения, вычисляемые по комплексной модели, построенной по 80% данных.



Рис.1. Графики наблюдений и комплексной модели

На рис.1 синим цветом представлен график данных сейсмической активности за 1995-2004 годы; красным – график комплексной модели. На оси абсцисс откладывается время (в месяцах); на оси ординат – глубина землетрясений (в километрах).



Рис.2. Прогноз по комплексной модели ряда глубины землетрясений (80%) на 2 года (20%).

На рис.2 синим цветом представлен график данных сейсмической активности за последние 2 года наблюдаемого ряда; красным – график прогноза. На оси абсцисс откладывается время (в месяцах); на оси ординат – глубина землетрясений (в километрах). Отсчет 96 соответствует декабрю 2002 года, цена деления – 2 месяца.

Моделирование сейсмической активности (магнитуда). На первом этапе анализа данных в рамках ДРМ-подхода проверяемая гипотеза о стационарности ряда была отвергнута с вероятностью 95%.

Конечная модель для ряда представлена суммой квадратичного тренда, периодического тренда и фильтра Калмана:

$$X(t) = 5,678 + 0,006^{*}t - 0,0000145^{*}t^{2} + 20,040787 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{3} + 109,81\right) + 0,051298$$

$$\cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{4} + 172,27\right) + 0,065788 \sin\left(\frac{2\pi t}{5} + 25,853\right) + 0,15895 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{10} + 34,345\right) + 0,091643 \sin\left(\frac{2\pi t}{13} + 51,507\right) + 0,247^{*}e(t-1) + z(t) + n(t);$$

CKO = 0,192,
$$S_{\Delta}$$
 = 0,15.

Рис.3. Графики наблюдений и комплексной модели

На рис.3 синим цветом представлен график данных сейсмической активности за 1995-2004 годы; красным – график комплексной модели. На оси абсцисс откладывается время (в месяцах); на оси ординат – магнитуда землетрясений (в баллах). Отсчет 5 на оси абсцисс соответствует маю 1995 года, цена деления – 5 месяцев.

Моделирование сейсмической активности (количество). На первом этапе анализа данных в рамках ДРМ-подхода проверяемая гипотеза о стационарности ряда была отвергнута с вероятностью 95%.

Конечная модель для ряда представлена суммой квадратичного тренда, периодического тренда и фильтра Калмана:

$$X(t) = 8,376 - 0,0557*t + 3,385*t^{2} + 0,59415 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{3} + 256,49\right) + 0,27946 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{4} + 268,72\right) + 0,62888 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{5} + 153,61\right) + 0,85491 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{6} + 103,97\right) + 0,57062 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{8} + 223,86\right) + 0,54102 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{9} + 263,64\right) + 1,2731 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{10} + 151,63\right) + 0,61286 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{17} + 32,487\right) + 0,71137 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{30} + 30,024\right) - 1,689*e(t-1) + z(t) + n(t);$$

CKO = 1,689, s_{Δ} = 1,81.



Рис.4. Графики наблюдений и комплексной модели

На рис.4 синим цветом представлен график данных сейсмической активности за 1995-2004 годы; красным – график комплексной модели. На оси абсцисс откладывается время (в месяцах); на оси ординат – количество землетрясений. Отсчет 5 на оси абсцисс соответствует маю 1995 года, цена деления – 5 месяцев.

4. Совместные характеристики сейсмической и солнечной активности

Ниже представлен совместный график для характеристик чисел Вольфа и глубины землетрясений [2].



Рис.5. Графики динамики чисел Вольфа и глубины землетрясений

Своего пика активности Солнце и Земля достигают где-то в период с 50 до 90 месяцев. Корреляция между рядами чисел Вольфа и глубиной землетрясений составляет порядка 0,3.

Проведен совместный спектральный анализ временных рядов геосейсмической и солнечной активности.

На рисунке представлен коспектр временных рядов чисел Вольфа и глубины землетрясений; с его помощью найдены общие гармоники для двух рядов с периодами: порядка 10 лет, 2 года, 1 год, 9 месяцев, 7 месяцев и т.д. Общие гармоники определяются из рис. ба на частотах, на которых наблюдаются наибольшие значения коспектра.



Рис.б. а) Коспектр рядов чисел Вольфа и глубины землетрясений, б) Кросс-амплитуда рядов чисел Вольфа и глубины землетрясений

Найдены значения кросс-амплитуды для этих рядов. Кросс-амплитуда может интерпретироваться как мера ковариации между соответствующими частотными компонентами двух рядов. Максимальное значение амплитуды 421 получено на частоте 0,008 (период = 120 месяцев); из чего следует, что на частоте 0,008 гармоники двух рядов имеют наибольшую разницу в своих значениях. Минимальная разница (4,93) фиксируется на частоте 0,5 (период 2 месяца).

Дополнительно найдены значения квадрата когерентности, который интерпретируется как квадрат корреляции между циклическими компонентами двух рядов соответствующей частоты. В результате анализа получена существенная корреляция между циклическими компонентами этих рядов (например, 0,7 для гармоники с периодом 1 год), что дополнительно позволяет фиксировать общие гармоники для двух рядов.

Для анализа взаимного влияния характеристик при условии сдвига временных серий друг относительно друга на некоторый временной промежуток применялся метод кросс-корреляции.



Рис.7. Сдвиг ряда глубины землетрясений относительно ряда чисел Вольфа на 2 месяца.

По рис. 7 видно, что при сдвиге ряда глубины землетрясений относительно ряда чисел Вольфа на 1 месяц значение коэффициента корреляции изменяется от 0,16 до 0,128. При дальнейшем сдвиге до 2 месяцев происходит значительное снижение зависимости между рядами.

При совместном спектральном анализе чисел Вольфа и ряда магнитуд землетрясений получены следующие результаты: выявлены общие гармоники с периодами порядка 10 лет, 1 год, 10 месяцев, 7 месяцев и т.д.; значения квадрата когерентности показывают существенную корреляцию между циклическими компонентами этих рядов (до 0,8 для гармоники с периодом 1 год).

5. Совместные характеристики сейсмической активности и координат барицентра системы Земля-Луна

Коэффициент корреляции между этими рядами равен 0,224. Построены коспектр (рис. 8а) и квадратурный спектр (рис. 8б) для глубины землетрясений и радиусавектора барицентра. По этим характеристикам видно, что два данных ряда имеют общие гармоники с периодами 1 год и 13 месяцев.

Построение кросс-амплитуды привело к следующим результатам: максимальное значение амплитуды равно 4,129 на частоте 0,083 (период 1 год), минимальное – 0,0009 на частоте 0,442 (период 2,26 месяца), что свидетельствует о заметной взаимосвязи между гармониками двух рядов с периодом 1 год.



Рис.8. Характеристики кросс-спектрального анализа рядов сейсмической активности и барицентра системы Земля-Луна: а) кросс-периодограмма, б) коспектр, в) квадратурный спектр.

Значения квадрата когерентности в целом показывают слабую связь между гармониками двух рядов. Существенная взаимосвязь (когерентность имеет значения, близкие к 0,8) наблюдается только для гармоник с периодами порядка 1 года.

Заключение

В результате обработки коротких рядов сейсмической активности Земли построены оптимальные по критерию минимума СКО, σ_{Δ} модели, описывающие динамику сейсмической активности за десятилетний период. Для ряда глубины землетрясений построена комплексная модель, включающая квадратичный тренд, полигармонический тренд и фильтр Калмана с СКО = 35,701 и σ_{Δ} = 20,14. Модель магнитуды представлена суммой квадратичного тренда, полигармонического тренда и фильтра Калмана с СКО = 0,192, σ_{Δ} = 0,15. Модель количества землетрясений построена с внутренней точностью 1,689 и σ_{Δ} = 1,81.

По результатам предварительных исследований выявлены взаимосвязи между геосейсмической и солнечной активностью и положением барицентра системы Земля-Луна. Построены совместные спектральные характеристики этих рядов, характеризующие связь между их гармоническими компонентами. При применении процедуры кросс-корреляции двух рядов обнаруживается, что вспышки на Солнце, судя по общим гармоникам для рядов гелио- и геосейсмической активности, приводят к определенным изменениям в земных процессах.

Список литературы

- 1. Валеев С.Г. Регрессионное моделирование при обработке наблюдений. М. : Наука, 1991. 273 с. (2-ое изд.: Валеев С.Г. Регрессионное моделирование при обработке данных. Казань : ФЭН, 2001. 296 с.)
- 2. Валеев С.Г., Куркина С.В. Выявление зависимостей между некоторыми гелио- и геофизическими характеристиками // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2006. № 6. С. 18-28.
- 3. Валеев С.Г., Куркина С.В. Программная реализация ДРМ-подхода для обработки и анализа временных рядов // Изв. вузов. Геодезия и аэрофотосъемка. 2006. № 5. С. 10-21.
- 4. Валеев С.Г., Куркина С.В., Фасхутдинова В.А. Модели динамики среднемесячной сейсмической и солнечной активности // Труды межд. конф. «Континуальные алгебраические логики, исчисления и нейроинформатика в науке и технике»: Информатика, системы искусственного интеллекта и моделирование технических систем. – Ульяновск : изд. УлГТУ, 2006. С. 86-88.
- 5. Валеев С.Г., Фасхутдинова В.А. Кросс-спектральный анализ временных рядов // Вестник. Ульяновск : УлГТУ, 2006. № 4. С. 30-32.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ОКРАИНЫ ТИХОГО ОКЕАНА

MODELING OF PACIFIC GEODYNAMIC PROCESSES

А.В. Викулин^{1.2}, Г.М. Водинчар^{2.3}, И.В. Мелекесцев^{1.2}, Д.Р. Акманова¹, Н.А. Осипова¹

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, ²Камчатский государственный университет, ³Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Modern scientists suppose that the Earth may be one whole "living" formation and all its phenomena are closely connected. To reveal and research the peculiarities of the geodynamic movements we made the database. It includes all known data on earthquakes and volcano eruptions of the Earth. We used the volume of the erupted products to characterize the "energy" of eruption. Not less than 80-90% of all eruptions and earthquakes occur within the Pacific margin. We collected new data on earthquakes migration for this region and revealed that volcano eruptions are also apt to migrate. It turned out that the migrational rates of the strongest earthquakes and eruptions are comparable in series of their value rates. This fact allows suggesting that the migrational waves of seismic and volcanic activity display the greater global geodynamic process. This process has different "colours" in different geophysical fields.

The data allows using the obtained space-time peculiarities of distribution for the seismic and volcanic activity as the basis for the more general geodynamic model.

Введение

Геодинамические процессы – процессы в Земле, обуславливающие глубинные и поверхностные движения масс во времени и пространстве. К числу важнейших процессов относятся: эндогенных геодинамических землетрясения. активный вулканизм, тектонические деформации, являющиеся основными источниками земной коры. Наиболее масштабные современных движений проявления геодинамических процессов "видимые невооруженным глазом" локализованы главным образом в местах взаимодействия тектонических плит. Именно в этих местах планеты происходят катастрофические землетрясения и извержения вулканов. Известно, что такие природные катастрофы присущи именно нелинейным системам [12].

Многими исследователями отмечалось, что для разных регионов имеет место корреляция между извержениями вулканов и временами сильных землетрясений с гипоцентрами, расположенными в пределах сейсмических поясов. Эти данные указывают на то, что причины, приводящие к накоплению сбрасываемых при землетрясениях напряжений и к движению изливающейся при извержениях вулканов магмы, учитывая планетарный масштаб, имеют общий генетический корень. Сейсмичность и вулканизм указывают не только на планетарность, а также и на нелинейность геодинамического процесса [6].

С целью выявления и изучения особенностей таких процессов в едином формате была составлена база, включающая все известные данные о землетрясениях и извержениях вулканов планеты. Где в качестве "энергетической" характеристики извержения был выбран объем изверженных продуктов. С помощью созданной базы данных исследовались пространственно-временные закономерности распределения сейсмического и вулканического процессов в пределах окраины Тихого океана.

Сейсмический процесс. В результате большого объёма исследований, проведенных в последние пять десятилетий, было убедительно показано существование эффекта миграции очагов землетрясений в пределах всех сейсмически активных поясов планеты. Миграция очагов землетрясений является наиболее характерным свойством сейсмического процесса, отражающим его волновую природу. Значения скоростей миграций землетрясений лежат в больших пределах: 10^{-2} см/с $\leq V \leq 1$ км/с [5]. Анализ данных о миграции землетрясений показывает: между энергией

волны (магнитудой мигрирующих землетрясений) и значением ее скорости существует прямопропорциональная зависимость, что указывает на нелинейную, солитонную природу таких волн. Такие зависимости, как известно, характерны для существенно нелинейных блоковых сред, к которым относится и геофизическая среда [6].

Ранее опубликованные данные о значениях скоростей миграции эпицентров тихоокеанских землетрясений получены для сейсмических событий магнитудного диапазона $M \le 8,0$ и составляют 250 ± 30 км/год ≈ 1 см/сек [5, 6]. Поэтому определенный интерес представляет задача определения соответствующих скоростей миграции в области больших значений магнитуд M > 8. Прогнозируемые значения скоростей миграций землетрясений с M > 8 на основании данных [6, 26] для магнитуд M = 8,5, 8,7 и 9,0 должны соответствовать значениям: $V \approx 550\pm300$, 800 ± 300 и 2000 ±500 км/год соответственно.

На основании анализа мировых баз данных [3, 4, 11, 13-23] был составлен наиболее полный список землетрясений с $M \ge 8,4\div8,5$, с глубинами очагов H < 100 км, произошедших в пределах окраины Тихого океана в 1361 – 2005 г.г. Наименьший предел временного интервала определяется первыми по времени данными о сильных землетрясениях, содержащиеся в каталогах японских [22] и южноамериканских [14] землетрясений. Исследование пространственно-временного распределения тихоокеанских землетрясений проводилось в плоскости с осями "расстояние вдоль дуги L – время t". В качестве расстояния вдоль дуги выбрана линия, совпадающая с осями глубоководных желобов, методика построения которой описана в [7]. Общая протяженность такой линии составляет около 45000 км (рис.1).



Рис.1. Расположение эпицентров тихоокеанских коровых землетрясений с М ≥ 8,4÷8,5, 1361-2005 г.г., N=46. Жирным цветом обозначена линия, совпадающая с глубоководными желобами, вдоль которой в работе определяется расстояние L.

Расположение очагов тихоокеанских землетрясений "инструментального" периода 1897-2005 г.г. с М_W≥9.0 на пространственно-временной карте представлено на рис.2.



Рис.2. Пространственно-временная карта очагов тихоокеанских землетрясений 1897-1960 г.г. с $M \ge 9,0$ и определенные по ним методом наименьших квадратов две (1,2) прямые линейные цепочки миграции.

Из данных, представленных на этом рисунке видно, что эпицентры всех землетрясений с $M_W \ge 9,0$ группируются в пределах двух прямолинейных "цепочек", скорости миграций вдоль которых составляют $V_1 \approx 700$ и $V_2 \approx 2700$ км/год, в среднем - $V_{M\ge9,0} \approx 1700\pm1000$ км/год. Аналогичная ситуация наблюдается при нанесении на пространственно-временную карту очагов тихоокеанских землетрясений 1897-1965 г.г. с $M \ge 8,7$ и землетрясений 1897-1965 г.г. с $M \ge 8,7$ и землетрясений 1897-1965 г.г. с $M \ge 8,7$ и землетрясений 1897-1965 г.г. с $M \ge 8,5\div8,6$, они тоже группируются в пределах тех же самых двух прямолинейных цепочек. При этом, средние значения скоростей миграции таких землетрясений можно принять равными: для землетрясений с $M \ge 8,7 - V_{M\ge8,7} \approx 500\pm200$ км/год, для землетрясений с $M \ge 8,5\div8,6 - V_{M\ge8,5\div8,6} \approx 350\pm90$ км/год.

Рассмотрим пространственно-временное расположение очагов тихоокеанских землетрясений с $M \ge 8,5$ "доинструментального" периода 1361-1896 г.г. Расположение эпицентров землетрясений с $M \ge 8,9$, произошедших 1361-1730 г.г., представлено на рис.3.



Рис.3. Пространственно-временная карта очагов тихоокеанских землетрясений 1361-1896 г.г. с М ≥ 8,9÷9,0 и определенная по ним линейная цепочка (3) миграции землетрясений с М = 8,9.

Видно, что в пределах прогнозируемого диапазона скоростей японские землетрясения 1703-1707 г.г. и южноамериканский двойной толчок 1730 г., с суммарной магнитудой М \approx 8,9 могут быть объединены в одну линейную цепочку, скорость миграции вдоль которой составляет V_{M≥8,9} \approx 900±80 км/год.

Расположение эпицентров землетрясений 1361-1896 г.г., с M ≥ 8,5÷8,6 на пространственно-временной карте представлено на рис.4.



Рис.4. Пространственно-временная карта очагов тихоокеанских землетрясений 1361-1896 г.г. с $M \ge 8,5\div8,6$ и определенные по ним методом наименьших квадратов пять (3-7) прямые линейные цепочки миграции.

Видно, что эпицентры всех землетрясений группируются в пределах пяти узких зон – миграционных цепочек (3-7), при этом цепочка (3) «объединяет» два землетрясения с M=8,9 и одно землетрясение 1751 г. – двойной толчок с суммарной магнитудой M=8,8. Скорость миграции вдоль такой цепочки составляет $V_{M\geq 8,8\div8,9} =$ 540±110 км/год. Остальные четыре цепочки (4-7), объединяющие эпицентры землетрясений с M≥8,5÷8,6, имеют близкие наклоны, значения которых соответствуют значениям скоростей миграций: $V_7 \approx 115\pm20$, $V_6 \approx 158\pm15$, $V_5 \approx 240\pm10$ и $V_4 \approx 247\pm80$ км/год. Среднее значение скорости миграции землетрясений с M≥8,5÷8,6, определенное по этим данным, составляет $V_{M\geq 8,5\div8,6} \approx 200\pm60$ км/год.

Магнитудные диапазоны	$V_{pacc4},$ км/год	V_{nporh} , км/год
$M \ge 9,0$	$\approx 1700 \pm 1000$	$\approx 2000 \pm 500$
$M \ge 8,9$	$\approx 900 \pm 80$	-
$M \ge 8,8$	$\approx 540\pm110$	-
$M \ge 8,7$	$\approx 500\pm 200$	$\approx 800 \pm 300$
$M \ge 8,5$	$\approx 230 \pm 40$	$\approx 550\pm300$

Таким образом, полученные в работе данные о скоростях миграции землетрясений V_{paccy} с $M \ge 8,5$ сведены в табл. 1.

Таблица 1. Рассчитанные в работе V_{paccy} и прогнозные V_{nporn} значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений магнитудного диапазона M > 8.

В этой же таблице приведены и прогнозные значения скоростей миграции $V_{прогн}$, определенные на основании ранее полученных данных [5, 6, 26]. Как видим, рассчитанные и прогнозные значения скоростей миграции землетрясений в магнитудном диапазоне $8,5 \le M \le 9,0$ совпадают, что позволяет вновь определенные значения скоростей миграций считать относящимися к солитонному решению.

Вулканический процесс. Составленная нами база включает 6226 извержений 562 вулканов планеты за последние 12 тыс. лет (9850 д.н.э. – 2005 г.г.), из них 20 извержений 13 вулканов являются подводными [8; 24; 25].

В качестве количественной характеристики величины извержения использован объем изверженного материала (W). Его значения изменяются в пределах: $10^{4-5} \div 10^{11}$ m^3 [24; 25]. В результате каждому извержению в базе было приписано порядковое число от W = 1, 2, ..., 7, соответствующее объемам извергнутого материала $10^{4-5}, 10^6, ..., 10^{11} m^3$ соответственно. По аналогии с сейсмичностью, где в качестве энергетической характеристики очага используется магнитуда [1], нами было предложено в качестве "энергетической" характеристики извержения использовать объем извергнутого материала W.

Раннее рядом авторов [2; 9; 10] было отмечено, что наиболее активным районом земного шара является окраина Тихого океана. За последние 12 тыс. лет в пределах окраины извергалось 364 (61%) вулкана и n = 5353 (86%) извержений. Из них произошло 155 извержений 81 вулкана с $W \ge 5$ (86%) и n = 55 извержений N = 41 вулкана с $W \ge 6$ (95%).

Как и землетрясения, исследования пространственно-временных закономерностей извержений проводились на плоскости с осями L – t. Общая протяженность вулканической линии L составила 45400 км, она протянулась от вулкана Бакл Айленд (Антарктика) до Десепсьон (Южные Шетландские острова).

Для исследования миграции вулканической активности были выбраны наиболее сильные извержения с $W \ge 6 \ (\ge 10^{10} \ m^3)$, происшедшие в пределах окраины Тихого океана за последние 12 тыс. лет; количество таких извержений составило 55. Было отмечено, что достаточно сильные извержения распределены неравномерно, и выделяются два продолжительных периода низкой вулканической активности. В результате, для выявления пространственно-временных закономерностей распределения вулканической активности был выбран достаточно однородный по активности временной интервал 250 д.н.э. – 2005 г.г., в пределах которого отмечено 25 извержений 22 вулканов с $W \ge 6$.

Извержения с $W \ge 6$ (N = 19, n = 21) в период с 250 д.н.э. – 1932 г.г. имеют тенденцию группироваться в пределах узких областей ($N_I = 1 \div 7$, рис. 6). Выделенные области имеют примерно одинаковые наклоны, разделены друг от друга протяженными "пустыми" коридорами и следуют друг за другом через близкие по длительности интервалы времени. Определенные методом наименьших квадратов параметры аппроксимированных отрезками прямых линий цепочек извержений, заключенных в пределах таких узких областей, приведены в табл. 2. Данные, приведенные в табл. 2, показывают, что и значения наклонов миграционных линий "а" и интервалы времен между ними ΔT близки между собой; при этом "разброс" значений не превышает 30%. Полученные данные могут рассматриваться как сильный аргумент в пользу группирования извержений вдоль выявленных нами прямолинейных миграционных линий. Равные наклоны миграционных линий и близкие временные интервалы между ними (рис. 6) позволяют предположить, что пространственно-временное распределение извержений в 250 д.н.э. – 1932 г.г., соответствует гипотезе миграции, согласно которой извержения вулканов с $W \ge 6$ мигрируют вдоль окраины океана со скоростью $V = 100 \pm 40 \text{ км/год}$.



Рис.6. Расположение Тихоокеанских вулканов (N = 25) и их извержений (n = 22) с W ≥ 6 в 250 д.н.э. – 1991 г.г. р = 1-7 – номера линий, определенных методом наименьших квадратов и величины среднеквадратических отклонений. Штриховкой обозначена "прогнозная" область.

р	k	а, км/год	Т, год	ΔT , год	ΔL , км
1	3	77	310	308	24179
2	3	69	400	401	27777
3	3	49	284	193	17900
4	3	112	220	291	23491
5	2	112	250	371	28087
6	2	220	148	224	32616
7	5	97	352		32835
		105 ± 37	280 ± 64	298 ± 62	

Таблица 2. Параметры прямолинейных цепочек миграции извержений с W ≥ 6, представленных на рис. 6.

Примечание: р – порядковый номер области на рис. 6; k – количество извержений, попадающих в пределы области; а – значение "угла наклона" области; Т – продолжительность одной миграционной области; ΔT – интервал времени между миграционными областями; ΔL – протяженность миграционной области.

Для проверки сформулированной нами гипотезы миграции были рассчитаны параметры следующей узкой области миграции, которая после последней цепочки p = 7 (табл. 2, рис. 6) должна включать в себя следующие извержения вулканов с $W \ge 6$: $\Delta T = 300 \pm 60$ лет, $a = 100 \pm 40$ км/год. Прогнозная область миграции, представлена на рис. 6 заштрихованной областью. Видно, что из четырех последних извержений с $W \ge 6$, произошедших в 1815 - 1991 г.г., три попадают в пределы "прогнозной миграционной области". Это позволяет с вероятностью не менее 0,7 - 0,8 принять нашу гипотезу о миграции вулканических извержений с $W \ge 6$ вдоль окраины Тихого океана в 250 д.н.э. -1991 г.г. в направлении от Новой Зеландии к Южной Америке.

Выводы

Получены новые данные о миграции землетрясений. Показано, что извержения вулканов имеют тенденцию мигрировать. Это подтверждает ранее высказанную идею о

том, что сейсмичность и вулканизм, рассматриваемые как процессы планетарного масштаба, взаимосвязаны. Скорости миграции наиболее сильных землетрясений и извержений по порядку величины оказались соизмеримы. Это позволяет предположить, что волны миграции сейсмической и вулканической активности являются проявлениями более общего геодинамического (нелинейного) планетарного процесса, имеющего «разные цвета» в различных геофизических полях.

Список литературы

- 1. Ананьев В.П., Потапов А.Д. Инженерная геология. М. : Высшая школа, 2002. 511 с.
- 2. Бондарчук В.Г. Основы геоморфологии. М. : Государственное учебное педагогическое издательство министерства просвещения РСФСР. 1949. 320 с.
- 3. Викулин А.В., Ким Ч.У. Курило-Камчатские землетрясения. Данные наблюдений. 1911-1952 г.г. М. : МЦДБ, 1983. 82 с.
- 4. Викулин А.В., Ким Ч.У. Курило-Камчатские землетрясения. Данные наблюдений. 1953-1961 г.г. М. : МЦДБ, 1983. 84 с.
- 5. Викулин А.В. Миграция и осцилляции сейсмической активности и волновые движения земной коры // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. І Российско-Японский семинар. Хабаровск. 26-29 сентября, 2000. – Хабаровск : ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 205-224.
- 6. Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. П.-К. : КГПУ, 2003. 150 с.
- 7. Викулин А.В., Водинчар Г.М. Спектр энергии потока сейсмичности // Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. П.-К. : ИВиС ДВО РАН, 2005. С. 167-174.
- 8. Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. М. : Наука, 1979. 339 с.
- 9. Короновский Н.В. и Якушова А.Ф. Основы геологии. М. : Высшая школа, 1991. 431 с.
- 10. Ломизе М.Г. Вулканическое кольцо Тихого океана: его прошлое, настоящее и будущее // СОЖ. 1999. № 9. С. 59-66.
- 11. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. М. : Наука, 1977. 536 с.
- 12. Пущаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. М. : Наука, 1998. № 1. С. 3-14.
- 13. Соловьёв С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на западном побережье Тихого океана. М. : Наука, 1974. 309 с.
- 14. Соловьёв С.Л., Го Ч.Н. Каталог цунами на восточном побережье Тихого океана. М. : Наука, 1975. 203 с.
- 15. Catalogue of Major Earthquakes which occurred in and near Japan (1926-1956) // Seismol. Bull. Japan Meteorolog. Agency. Suppl.1. Tokyo. 1958. 91 p.
- 16. Catalogue of Major Earthquakes which occurred in and near Japan (1957-1962) // Seismol. Bull. Japan Meteorolog. Agency. Suppl.2. Tokyo. 1966. 47 p.
- 17. Catalogue of Major Earthquakes which occurred in and near Japan (1963-1967) // Seismol. Bull. Japan Meteorolog. Agency. Suppl.3. Tokyo. 1968. 61 p.
- 18. Centennial Earthquake Catalog: (http://earthquake.usgs.gov/research/data/centennial.php)
- Duda S. J., Secular seismic energy release circum-pacific belt // Tectonophysics. 1965. 2 (5). P. 409-452.
- 20. Duda S. J. Global earthquakes 1903-1985. Hamburg F.R.Germany: NEIC. 1992. 183 p.
- 21. ISC: (http://www.isc.ac.uk/Bulletin/rectang.htm).
- 22. JMA: (http://www.jma.go.jp/jma/index.html).
- 23. NEIC: (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epicglobal.html).
- 24. Simkin T. & Siebert L. Volcanoes of the world (catalogue). Published in association with the Smithsonian Institution. 1993. 350 p.
- 25. Smithsonian Institution Global Volcanism Program_ Worldwide Holocene Volcano and Eruption Information (<u>http://www.volcano.si.edu</u>).
- 26. Vikulin A.V. Earth Rotation, Elasticity and Geodynamics: Earthquake wave Rotary Model // Earthquake Source Asymmetry, Structural Media and Rotation Effects. Berlin, New York: Springer. 2006. P. 273-289.

MODIFICATION OF CONDUCTANCE DUE TO THE ACCELERATION OF THE IONOSPHERIC MEDIUM

МОДИФИКАЦИЯ ПРОВОДИМОСТИ В НИЗКОШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЕ, ОБУСЛОВЛЕННАЯ УСКОРЕНИЕМ ПЛАЗМЫ

V.V. Denisenko^{1,2}, H.K. Biernat³, S.S. Zamay¹

¹Institute of Computational Modelling RAS SB, ²Siberian Federal University, Krasnoyarsk, ³Space Research Institute, Austrian Academy of Sciences, Graz, Austria

Предложен новый метод оценки влияния пондеромоторных сил на глобальное распределение электрических полей и токов в ионосфере Земли. Педерсеновская и холловская проводимости модифицируются для учета влияния ускорения проводящей среды с токами. Показано, что токи в слое F_2 существенно уменьшаются, если процессы длятся несколько часов. Эффект особенно важен для ночной низкоширотной ионосферы. Для количественного анализа эффекта использована Международная справочная модель ионосферы. Эта эмпирическая модель дает область с высокой каулинговской проводимостью не только в слое E, но и в слое F_2 ночной ионосферы. Анализируемый эффект уменьшает проводимость в слое F_2 на порядок, что делает проводимость ближе к наблюдаемым соотношениям между электрическими полями и токами на геомагнитном экваторе.

1. Introduction

The ionosphere is usually considered as a conductor with a given conductivity distribution when global electric fields and currents are simulated. Considering the high conductivity in the direction of the magnetic field, a two-dimensional approach is appropriate. The magnetic field lines are equipotentials and the ionospheric conductor may be represented by Pedersen and Hall conductances which are equal to integrals along magnetic field lines of the corresponding local conductivities S_{P} , S_{H} [7].

If the conductor is moving, then Ohm's law is valid in the moving frame of reference. An additional term appears in the laboratory frame of reference that is proportional to the velocity. This kind of electric field generator is subject of the dynamo theory. The motion of the medium is mainly defined by neutral winds and it is slightly disturbed by the ponderomotive force in E region of the ionosphere since the density is large there. So, this conductor moves in the magnetic field and works as a magnetohydrodynamical generator. In contrast to the E region, the medium in the F region is guided by ponderomotive force that corresponds to a division of the ionosphere into dynamo and motor regions [8].

Here, we analyze the motion of the conducting medium, whose appearance is due to the electric and magnetic fields, and estimate how the electric current is changed due to its influence. This gives a quantitative description of the ionospherical region in that dynamo is changed by motor.

The concept of defining some effective conductivity which represents a moving conducting medium is not new. It is done by [1] under the assumption of a steady-state motion. But periods of unsteady state processes are often not short. The model [2] represents a modification of the Pedersen conductivity for an electric field which is harmonic in time. Our approach differs mainly in that an unsteady process is regarded as a relaxation to a new steady state after a moment when the electric field is changed. We add an analysis of integrated conductivities which is important for large scale electric fields.

2. The Conductor Motion

Let us consider a homogeneous conductor which moves in magnetic $\stackrel{\bullet}{B}$ and electric $\stackrel{\bullet}{E}$ fields. Let us split vectors $\stackrel{\bullet}{E}$ into field-aligned components E_{\parallel} parallel to the magnetic field and the normal components $\stackrel{\bullet}{E_n}$. The Ohm's law is valid in the rest frame of reference,

$$j_{\parallel} = \boldsymbol{S}_{\parallel} \boldsymbol{E}_{\parallel}$$

$$\boldsymbol{I}_{j_{n}} = \boldsymbol{S}_{P} \boldsymbol{E}'_{n} - \boldsymbol{S}_{H} [\boldsymbol{E}'_{n} \times \boldsymbol{B}] / \boldsymbol{B}$$

$$(1)$$

$$(2)$$

$$\overset{\mathbf{L}}{E'}_{n} = \overset{\mathbf{L}}{E}_{n} + [\overset{\mathbf{L}}{u}_{n} \times \overset{\mathbf{L}}{B}], \tag{3}$$

where j is the current density, quantities s_p, s_H, s_{\parallel} are the Pedersen, Hall and field-aligned conductivities, u is the conductor velocity, r is the mass density. We use SI units. In the case of interest, the electric field and velocity are normal to the magnetic field. The equation of motion is,

$$r\frac{du_n}{dt} = [j_n \times B], \tag{4}$$

If the process under analysis covers time t_0 , it is natural to define an average values of the conductivities, which can be calculated on the base of the solution for the problem (1-3) with zero velocity at the moment t_0 , as it is done in [5],

$$< s_{p} >= s_{p} \frac{t}{t_{0}} (1 - \exp(-t_{0}/t)), < < s_{H} >= s_{H} \exp(-t_{0}/t).$$
 (5)

3. Empirical Model of the Main Ionospheric Parameters

Our calculations are based on the following empirical models: The International Reference 2001 (IRI), the Mass Spectrometer Incoherent Scatter 1990 E (MSISE), the International Geomagnetic Reference Field 1945-2010 (IGRF-10). We used Fortran software of these models from the web page of NASA's Space Physics Data Facility [10].

The concentration of the main ions O^+, O_2^+, NO^+ , and electrons, as well as their temperatures, we define by IRI. To include the height region of 80-100 km we choose the model [4] among those included to IRI. All other alternatives inside IRI are solved as a choice of standard versions. The main neutral gases N_2, O_2, O concentrations, we define by the MSISE model [9]. The model IRI demonstrates the convergence of electron, ions and neutrals temperatures, when the height decreases to 120 km. This permits to define a common temperature. We use the MSISE model to define the temperature below 120 km because it can not be done by IRI. We calculate the collision rates of the electrons and ions in accordance with [3] and [11]. Then the components of the conductivity tensor by usual formulae e.g. [8].

Typical space distributions of the values of the parameter t in dependance of of the period of acceleration t_0 are presented in [5] as well as modified values of Pedersen and Hall conductivities. Here we concentrate on the modification of their integrals along magnetic field lines, which are referred to as Pedersen and Hall conductances Σ_P, Σ_H .

4. Modification of the Ionospheric Conductance

In the previous section, the conductances Σ_P, Σ_H are defined for a magnetic field line. We identify a field line by the height *h* of its position above some point with given geomagnetic coordinates. The conductances Σ_P, Σ_H as functions of *h* are shown in Fig. 1 a, b, respectively. Midnight values above the point with geomagnetic coordinates $q = 90^\circ, j = 180^\circ$ are presented at a taken moment of universal time. Fig. 1 c presents the midnight Cowling conductance $\Sigma_C = (\Sigma_P^2 + \Sigma_H^2)/\Sigma_P$, which is important for theories of equatorial electrojets. Since the height distributions of S_P and S_H differ from each other, Σ_C is not equal to the integral of the local Cowling conductivity $\mathbf{s}_{c} = (\mathbf{s}_{p}^{2} + \mathbf{s}_{H}^{2})/\mathbf{s}_{p}$ which is sometimes used instead of Σ_{c} .



Fig.1. The height distributions of the conductances $\Sigma_P, \Sigma_H, \Sigma_C$. Midnight values above geomagnetic equator. The curves 1 present the original $\Sigma_P, \Sigma_H, \Sigma_C$ and the curves 2, 3, 4 correspond to the processes with $t_0 = 1/3, 1, 3$ hours. The ordinate *h* is the height at which the magnetic field line crosses the geomagnetic equator.

The curves marked with number 1 present the original $\Sigma_P, \Sigma_H, \Sigma_C$ and the curves 2, 3, 4 correspond to the processes with $t_0 = 1/3, 1, 3$ hours. As it is seen in Fig. 1 all three conductances decrease significantly in the night-side ionosphere. The effect under consideration in fact cancels the second conducting layer, the conductance of which for the short-term processes is larger than the conductance of the layer below 160 km. Since the Pedersen conductance below 160 km is small, its 30 times decrease above 200 km is very important.

Fig. 2 shows the difference between night conductances for short-term and long-term processes. We use a logarithmic scale for the conductances in units of Siemens. The values of Σ to neighboring contours differ $\sqrt[3]{10}$ times which is approximately twice. Conductance distributions at the base surface near the geomagnetic equator are presented. The abscissa is the geomagnetic longitude j_m and the ordinate is the height at which the magnetic field line crosses the base surface. Only the night half of the geomagnetic equator is presented. The left and the right panels of Fig. 2 present $\Sigma_P, \Sigma_H, \Sigma_C$ for short-term and long-term process of $t_0 = 3$ hours.

Fig. 2 shows that the conductances decrease one order of magnitude above 180 km in the whole night-side low-latitude ionosphere for 3 hours long processes as compared to the short-term ones. This is also shown in Fig. 1.



Fig.2. Conductance distributions above the night half of the geomagnetic equator. Left panels show conductances for a short-term process. Right panels show conductances for a long-term process, for which modifications of the conductivities are done for $t_0 = 3$ hours. Panels a, b are for $\log_{10} \Sigma_P$, panels c, d are for $\log_{10} \Sigma_H$, panels e, f are for $\log_{10} \Sigma_C$, where conductances in S units are used. The color scale is common for all panels. Common color is used for $\Sigma < 1S$ and the contours $\Sigma < 1S$ are not plotted.

The main result of the analyzed acceleration is that for the long-term processes, the night-side height distributions of the conductances become similar to the day-side ones with 30 times less scale, as it takes place in the middle-latitude ionosphere. This is precisely the property which is used practically in all models of the low-latitude ionospheric conductance. Fig. 2 shows that this is wrong for the short-term processes, but indeed, the analyzed acceleration of the medium permits to ignore the conductance of the higher layer for the long-term processes.

It is also important to note that the conductances in the night-side low-latitude ionosphere are much larger than it can be expected if one extrapolates their properties from the middle-latitudes to low latitudes.

We can summarize the results of the section as the expectation of essential modifications of the model electric fields and currents in the low-latitude ionosphere compared to the models which use less detailed conductivity models than IRI gives. Our models [6] are among the latter.

For the long-term processes the modification of the traditional models may be moderate because on one hand the IRI-2001 model gives the second night-side layer of high conductance, and on the other hand, the acceleration of the medium reduces current in such a layer.

5. Discussion

The proposed modification of the local conductivity according to formulae (5) is based on the assumption (4) that no force but the ponderomotive one accelerates the medium. The ponderomotive force above the geomagnetic equator may be vertical as well as horizontal. The vertical movement of the ionospheric medium can break pressure balance stronger than the horizontal movement. In spite of that, such a motion due to an Eastern or Western electric field is often observed above the geomagnetic equator as the fountain effect or super-fountain effect during storm time [12]. Pressure and friction are supposed to be unchanged in our model. Conversely, the original local conductivities S_P, S_H remain unchanged if the ponderomotive force is negligible. The adequateness of one of these opposite assumptions can be proved only in the frame of a more general model, because of the fact that pressure and other parameters may be changed as a result of the motion.

If we have only the simplified model of the ionosphere that is a global conductor with given conductivity and velocity distributions, it is useful to calculate the electric fields and currents twice, for given S_p , S_H and for effective $\langle S_p \rangle$, $\langle S_H \rangle$. If the results are different, a qualitative analysis of acceleration is needed. In special cases, this supports one of the alternatives. For example, a considerable reduction of the effective conductivity in the F_2 layer must be always done. In general, a quantitative simulation of the motion is necessary.

Conclusions

The IRI model gives the second high conductance layer in the night-side low-latitude ionosphere in addition to the main conductor in the E layer. It reduces the electric field and equatorial electrojets, but intensifies the night-side currents in the F_2 layer during short-term events. These currents occupy the regions which are much wider than those of the equatorial electrojets. The local conductivity is to be reduced with formulae (5) to take into account the influence of the ponderomotive force. The corresponding acceleration of the conducting medium reduces the currents in the F_2 layer. The effect is a maximum in low-latitude night-side ionosphere.

Acknowledgements

This work is supported by grant 07-05-00135 from the Russian Foundation for Basic Research, by the Programs 16.3 and 2.16 of the Russian Academy of Sciences, and by project I.2/04 from Osterreichischer Austauschdienst. It is also supported by the Austrian Fonds zur Forderung der wissenschaftlichen Forschung under project P17100-N08.

Bibliography

- 1. Akasofu, S.-I. and Chapman, S. Solar-Terrestrial Physics, Clarendon Press, Oxford, 1972.
- 2. Akasofu, S.-I. and Dewitt, R.N. Dynamo action in the ionosphere and motions of the magnetospheric plasma. III. The Pedersen conductivity, generalized to take account of acceleration of the neutral gas, Planetary and Space Science, 1965. 13, 737-744.

- 3. Banks P. Collision frequencies and energy transfer, electrons, Planetary and Space Science, 1966. 14, 1085-1103.
- 4. Danilov, A.D. and Smirnova N.V. Improving the 75 to 300 km ion composition model of the IRI, Advanced Space Research, 1995. 15, 171-177.
- Denisenko V.V., Mezentsev A.V., Zamay S.S. and Biernat H.K. The modification of conductivity due to the movement of ionospheric medium. Proceedings of the 4th International conference on Problems of Geocosmos. St. Petersburg State University. 2002. P. 164-167.
- 6. Denisenko, V.V. and Zamay S.S. Electric field in the equatorial ionosphere. Planetary and Space Science, 1992. 40, 941-952.
- 7. Gurevich, A.V., Krylov, A.L., and Tsedilina, E.E. Electric field in the Earth's magnetosphere and ionosphere, Space Science Review, 1976. 191, 59-160.
- 8. Hargreaves, J.K. The upper atmosphere and Solar-Terrestrial relations, Van Nostrand Reinold Co. Ltd, NY, 1979.
- 9. Hedin, A.E. Extension of the MSIS Thermospheric Model into the Middle and Lower Atmosphere, J. Geophys. Res., 1991. 96, 1159-1165.
- 10. Models Distribution and Staging Directory. National Space Science Data Center. NASA, <u>http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model</u>, 2006.
- 11. Stubbe, P. Frictional forces and collision frequencies between moving ion and neutral gases, J. Atmosph. Terr. Phys., 1968. 30, 1965-1985.
- 12. Tsurutani, B., Mannucci, A., Iijima, B., Abdu, M.A., Sobral, J.H.A., Gonzalez, W., Guarnieri, F., Tsuda, T., Saito, A., Yumoto, K., Fejer, B., Fuller-Rowell, T.J., Kozyra, J., Foster, J.C., Coster, A., Vasyliunas, V.M. Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields, J. Geophys. Res., 109, A08302, doi: 10.1029/2003JA010342.

ПРИМЕНЕНИЕ КОНЦЕПЦИИ СПИРАЛЬНОСТИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ТРОПИЧЕСКОГО ЦИКЛОГЕНЕЗА

APPLICATION OF THE CONCEPTION OF HELICITY FOR INVESTIGATION OF TROPICAL CYCLOGENESIS

Н.С. Ерохин¹, Г.В. Левина^{1,2}

¹Институт космических исследований РАН ²Институт механики сплошных сред УрО РАН

The paper concerns investigations of generating properties of helical convective atmospheric turbulence, which may result in a large-scale helical-vortex instability thereby contributing to tropical cyclogenesis. The main goal is to identify a way of how this may be responsible for the threshold of large-scale vortex instability in order to allow for it in numerical meteorological models for forecasting of weather. As a possible mechanism we consider the mechanism of turbulent vortex dynamo. According to modern physics small-scale helical turbulence has a number of special features and under certain conditions is capable of intensifying and sustaining large-scale vortex disturbances by means of energy transfer from small scales to large ones. The non-zero mean helicity of convection can arise in the in-homogeneous atmosphere. As theoretical and numerical investigations show there exists a threshold for the large-scale helical-vortex instability resulted from the vortex dynamo effect. The main averaged result of the vortex dynamo-effect is a generation of the positive feedback between horizontal and vertical circulations in a forming of large-scale vortex structure. A numerical approach is proposed for the diagnosis of helical-vortex instability in investigations of tropical cyclogenesis by means of regional atmospheric modeling systems.

1. Моделирование тропического циклогенеза

Настоящая работа выполнена в рамках исследовательской программы по теоретическому и экспериментальному моделированию физических механизмов, действующих на стадии зарождения тропических циклонов, И изучению климатологических условий в атмосфере и океане, благоприятствующих тропическому циклогенезу. В современных исследованиях (см., например, [6, 9]) стадию тропического циклогенеза трактуют как переход от начального тропического возмущения, представляющего собой слабоинтенсивный вихрь синоптического масштаба с максимальной завихренностью в средней тропосфере, к тропической депрессии – мезомасштабному вихрю достаточной интенсивности (со средней скоростью ветра до 17 м/с), сконцентрированному вблизи подстилающей поверхности и имеющему теплое ядро. Кроме того, хорошо известно, что не всякое тропическое возмущение или тропическая депрессия развивается в вихрь ураганной силы. Это может означать существование порогов генерации вихревой неустойчивости, соответствующих различным этапам формирования зарождающегося тропического циклона. Поэтому важнейшей задачей является изучение факторов, действующих на ранних стадиях эволюции тропического циклона, с целью определить те из них, которые могут привести к формированию урагана.

Одним из возможных механизмов генерации крупномасштабной вихревой неустойчивости является турбулентное вихревое динамо [3, 4], основанное на особых генерационных свойствах мелкомасштабной спиральной турбулентности. Согласно теоретической гипотезе о турбулентном вихревом динамо [3, 4] мелкомасштабная спиральная турбулентность при некоторых условиях способна усиливать и поддерживать крупномасштабные вихревые возмущения путем переноса энергии из мелких масштабов в крупные. При действии этого механизма возбуждение крупномасштабной вихревой неустойчивости происходит пороговым образом, что показано теоретически и подтверждено численными исследованиями модели вихревого динамо [7, 8]. Основным осредненным результатом и главным признаком действия вихревого динамо-эффекта является создание положительной обратной связи между

горизонтальной и вертикальной циркуляциями в формирующейся крупномасштабной вихревой структуре. Действие такой обратной связи должно приводить к принципиальному эффекту – взаимному усилению обеих циркуляций. Именно данный эффект может быть, прежде всего, использован в целях диагностики состояний атмосферы при тропическом циклогенезе.

Применительно к тропическим циклонам эту идею иллюстрирует р. В нем на взятый из обзорной работы [5] рисунок композиционного тропического циклона, построенный как среднее по данным для нескольких тропических циклонов, наложена схема действия указанной выше спиральной обратной связи между вертикальной V_P и горизонтальной V_T циркуляциями.



Разрез композиционного тропического циклона. Emanuel K. 2003. Tropical Cyclones. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., V. 31, P. 75-104.

Рис. 1.

Отработка данного подхода для диагностики крупномасштабной вихревой неустойчивости в атмосфере будет осуществляться на основе специальной обработки поля скорости, полученного с помощью региональных численных моделей атмосферы при использовании конкретных метеорологических данных. При этом предполагается выполнить анализ зарегистрированных в наблюдениях случаев как формирования тропических депрессий из начальных возмущений, так и процессов их полной эволюции, завершившихся возникновением урагана.

2. Диагностика спирально-вихревой неустойчивости

В статье [1] впервые предложено провести анализ спиральных характеристик поля скорости по имеющимся метеорологическим данным для предтайфунных состояний тропической атмосферы с целью обнаружения крупномасштабной спирально-вихревой неустойчивости. При этом очень важным является выбор интегральных характеристик потоков, которые позволят уверенно диагностировать возникновение спирально-вихревой неустойчивости в атмосфере. В работе [2] было проведено сравнение набора характеристик, обычно используемых при численном моделировании тропических циклонов, например, авторами [6, 9] при изучении зарождения тропического циклона Диана (1984), а также интегральных величин, примененных при моделировании спирально-вихревых эффектов в конвекции Рэлея-Бенара [7]. В исследованиях тропического циклогенеза направление, начатое работами [6, 9], представляет наибольший интерес с точки зрения возможностей обнаружения спирально-вихревой неустойчивости. Моделирование тропического циклогенеза [6,9] с помощью региональной модели атмосферы RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) было выполнено на самом высоком уровне из возможных в настоящее время настоящее время численных реализаций, с пространственным разрешением горизонтальных масштабов (2 ÷ 3) км. Такое разрешение позволило показать образование тропической депрессии – вихря с диаметром порядка 100 км – как результат последовательного усиления интенсивности и укрупнения масштабов вихревых структур от размеров кучевой облачности (несколько километров по горизонтали) до «вихревых» горячих башен, представляющих собой облачные структуры с характерными горизонтальными размерами (10 ÷ 30) км, и их дальнейшего объединения. Подобный сценарий ассоциируется с представлениями об обратном каскаде энергии в турбулентности, который предполагает передачу энергии по спектру из мелких масштабов в крупные, увеличение масштабов вихревых структур и нарастание интенсивности движения в образующихся крупномасштабных вихрях. Результаты атмосферного моделирования, проведенные в работах [6, 9], согласуются с выводами теоретических работ [3, 4], предсказавших возможность образования интенсивных крупномасштабных долгоживущих вихрей в спиральной турбулентности, образующейся, например, под действием силы Кориолиса в конвективно-неустойчивой неоднородной атмосфере.

Из результатов работы [2] следует, что при моделировании тропического циклогенеза для анализа спиральных свойств поля скорости дополнительно к стандартным характеристикам, используемым в численном моделировании атмосферных вихрей, необходимо рассчитывать кинетические энергии тангенциальной $E_T = V^2$ и полоидальной $E_P = U^2 + W^2$ циркуляций (рис. 1), где U, V и W – соответственно радиальная, тангенциальная и вертикальная составляющие вектора скорости.

3. Апробация численного подхода для диагностики спирально-вихревой неустойчивости

Как предсказывают теоретические работы [3, 4] и показывают результаты лабораторных экспериментов [8], образование крупномасштабных спиральных вихрей в термоконвективной турбулентности возможно лишь в режимах интенсивной турбулентной конвекции при числах Рэлея порядка $Ra = 10^6$ и выше, когда в жидкости появляются мелкомасштабные носители тепла. При этом необходимо исследовать взаимодействие потоков, существенно различающихся своими пространственными и временными масштабами.

Численное моделирование в таких условиях представляет собой чрезвычайно сложную задачу. С одной стороны, здесь необходимо иметь достаточно высокое пространственное разрешение, чтобы было возможно явным образом оценивать вклад мелкомасштабных турбулентных движений. С другой стороны, отношение горизонтального масштаба к вертикальному должно быть достаточно большим (порядка 10:1) для того, чтобы наглядно продемонстрировать эффект укрупнения горизонтальных масштабов формирующихся структур.

Авторами [7] предложен оригинальный численный подход для исследования крупномасштабной спирально-вихревой неустойчивости в условиях развитой термоконвективной турбулентности. Основная идея подхода состоит в применении специального форсинга – модельной силовой функции, имеющей физическую интерпретацию. Эта функция моделирует влияние мелкомасштабной спиральной турбулентности, образующейся в условиях действия двух физических факторов - вращения и внутреннего выделения тепла. Явный вид силы совпадает с тензорной структурой генерационного альфа-члена в уравнении среднего поля скорости, описывающего гидродинамический альфа-эффект в конвективной системе [8]. В отличие от общепринятых подходов к моделированию турбулентности в данном случае форсинг не генерирует турбулентность с заданными свойствами, а прикладывается к развитым конвективным течениям и воздействует на них достаточно «мягко»: форсинг

лишь создает спиральную структуру течения и инициирует положительную обратную связь между полоидальным и тороидальным компонентами векторного поля скорости.

Рассматриваемый подход позволяет детально изучить свойства спирального форсинга и возникающих в этих условиях спирально-вихревых конвективных течений на сравнительно простой для численной реализации задаче.

Подход опробован на классической задаче о конвекции Рэлея-Бенара в протяженном горизонтальном слое несжимаемой жидкости, подогреваемом снизу и вращающемся вокруг вертикальной оси [1, 7]. В разработанном подходе спиральновихревые эффекты моделируются с помощью введения в уравнение движения специальной модельной силы.

Рассмотрим конвективные течения, возбуждаемые спиральной силой f во вращающемся, подогреваемом снизу, цилиндрическом слое жидкости [1]:

$$\frac{\partial \tilde{V}}{\partial t} + \frac{1}{Pr} \stackrel{\mathbf{r}}{V} \nabla V = -\nabla p + \Delta V + RaT \stackrel{\mathbf{r}}{e} + Ta^{1/2} (\stackrel{\mathbf{r}}{e} \times \stackrel{\mathbf{r}}{V}) + Sf,$$

$$Pr \frac{\partial T}{\partial t} + \stackrel{\mathbf{r}}{V} \nabla T = \Delta T, \qquad div \stackrel{\mathbf{r}}{V} = 0,$$

$$\stackrel{\mathbf{r}}{f} = \stackrel{\mathbf{r}}{e} \cdot (rot \stackrel{\mathbf{r}}{V})_{z} - \frac{\partial (\stackrel{\mathbf{r}}{e} \times \stackrel{\mathbf{r}}{V})}{\partial z}, \quad \stackrel{\mathbf{r}}{e} = \{0, 0, 1\},$$

$$Ra = \frac{gb(T_{1} - T_{2})h^{3}}{nc}, \quad Pr = \frac{n}{c}, \quad Ta = \frac{4III_{c}^{2}h^{4}}{n^{2}}, \quad S = \frac{aIIIh^{2}}{n},$$

где V – скорость, р – давление, Т – температура, e – единичный вектор вдоль вертикальной оси; Ra, Pr и Ta – безразмерные числа Рэлея, Прандтля и Тейлора; S – безразмерный параметр, характеризующий интенсивность силы f, Ω – угловая скорость вращения слоя. Высота слоя h, характерная разность температур между торцами цилиндра (T₁ -T₂), величины h^2/v , χ/h и $\rho_0 v \chi/h^2$ выбраны в качестве единиц измерения длины, температуры, времени, скорости и давления.

В целях численной реализации поставленная задача формулируется [7] для четырех физических переменных (функция тока, завихренность, азимутальная скорость и температура) и исследуется численно с помощью метода конечных разностей. Наиболее простая численная реализация, позволяющая перейти от трехмерной задачи к двумерной, сохраняя при этом все три компоненты скорости для обеспечения ненулевой спиральности поля скорости, достигается для цилиндрической расчетной области при условии осевой симметрии. Рассматривается цилиндр в виде «шайбы», радиус которого значительно больше высоты R:h = 10:1. Все ограничивающие поверхности предполагаются непроницаемыми твердыми стенками. Тепловые граничные условия включают заданные температуры на торцах цилиндра, соответствующие подогреву снизу, а на боковой поверхности ставится условие отсутствия теплового потока.

В работах [1, 7, 8] эволюция спирально-вихревой неустойчивости прослеживалась с помощью таких интегральных характеристик течения как полная спиральность течения в расчетной области $H = \int \langle V \cdot rot V \rangle dr$ и полная кинетическая энергия течения. Кроме того, по отдельности рассчитывались кинетические энергии тороидальной (тангенциальная скорость) и полоидальной циркуляций (сумма

радиальной и вертикальной скорости), чтобы диагностировать возникновение положительной обратной связи между ними при формировании спиральных вихрей. Согласно теоретическим и численным результатам [1, 7, 8], генерация обратной связи является основным осредненным результатом и первым признаком возникновения в системе спирально-вихревой неустойчивости. Спиральная обратная связь должна обеспечить непосредственное взаимодействие между циркуляциями без привлечения каких-либо дополнительных механизмов, например, поверхностного трения, как это часто делается в современных численных моделях тропических циклонов.

Были проведены численные эксперименты при варьировании параметров задачи в диапазонах $1000 \le \text{Ra} \le 3000$, $0 \le \text{Ta} \le 1000$, $0 \le \text{S} \le 7$. Число Прандтля во всех случаях полагалось равным 1. При этом были получены спирально-вихревые режимы с различным числом структур в расчетной области (отношение радиуса к высоте было 10:1): – от одного крупномасштабного вихря, занимавшего всю область, до девяти мелких конвективных ячеек, у каждой из которых горизонтальный и вертикальный масштабы были примерно одинаковы.

Анализ интегральных данных для полученного набора спирально-вихревых течений показал [2], что эволюция пары характеристик вертикальная скорость – вертикальный компонент завихренности, повсеместно используемой при анализе атмосферных данных, также свидетельствует о развитии новой неустойчивости. Однако с помощью только этих двух величин не удается «поймать» порог неустойчивости. Это связано с тем, что в вертикальный компонент завихренности дают вклад тангенциальная и радиальная скорости, первая из которых образует тороидальное поле, а вторая входит в полоидальное поле скорости. Такое их «пересечение» не позволяет точно определить момент возникновения спиральной обратной связи между тороидальной и полоидальной циркуляцией. Кроме того, вертикальный компонент завихренности в отличие от кинетической энергии не является знакоопределенной величиной, что также затрудняет его использование для целей диагностики спирально-вихревой неустойчивости.

Применение указанного выше форсинга для численного моделирования ламинарной спиральной конвекции позволило обнаружить целый ряд качественно новых эффектов [7]. В частности, показано, как происходит генерация ненулевой средней спиральности поля течения и организуется петля положительной обратной связи между вертикальной V_P и горизонтальной V_T циркуляциями, приводящая к резкому возрастанию кинетической энергии течения. Таким образом, с помощью выполненных численных расчетов доказано, что применение модельной силы позволяет управлять как порогом возникновения вихревой неустойчивости, так и размерами образующихся конвективных структур и интенсивностью движения в них.

Важно отметить и следующий принципиальный результат выполненного анализа. Обнаружено, что одним из проявлений спирально-вихревой неустойчивости является тенденция к слиянию мелкомасштабных спиральных конвективных ячеек, сопровождающемуся укрупнением горизонтального масштаба вихревых структур, а также значительным увеличением кинетической энергии в формирующихся более крупных вихрях и существенной интенсификацией процессов теплопереноса. В качестве иллюстрации этого утверждения на рисунке 2 представлены результаты численных расчетов, наглядно показывающие динамику структурообразования и энергетику рассматриваемого процесса. При Ta = 0 и S = 0 из точечного начального вихря, расположенного в центре исследуемой области, на начальной стадии в интервале времени 0 < t < 10 формируется хорошо установившийся стационарный режим естественной конвекции, включающий девять конвективных структур. Затем при t = 10 задается S = 6 и тем самым в системе вводится спиральный форсинг. Четыре нижних панели показывают изменение структуры течения в последовательные моменты времени, а график энергии позволяет проследить, как при этом увеличивается


кинетическая энергия, причем изломы на графике соответствуют моментам слияния образовавшихся ячеек.

Рис. 2.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проекту № 07-05-00060.

Список литературы

- 1. Левина Г.В. О параметризации спиральной турбулентности для численных моделей интенсивных атмосферных вихрей // Доклады АН. 2006. Геофизика. Т. 411, № 3. С. 400-404.
- Левина Г.В., Ожгибесов А.С. Численный анализ спиральных свойств поля скорости в предтайфунных состояниях тропической атмосферы. Международная конференция "Потоки и структуры в жидкостях". Тезисы докладов. Санкт-Петербург, 2-5 июля 2007 (в печати).
- Моисеев С.С., Сагдеев Р.З., Тур А.В., Хоменко Г.А., Яновский В.В. Теория возникновения крупномасштабных структур в гидродинамической турбулентности // ЖЭТФ. 1983. Т. 85. Вып. 6(12). С. 1979-1987.
- 4. Моисеев С.С., Сагдеев Р.З., Тур А.В., Хоменко Г.А., Шукуров А.М. Физический механизм усиления вихревых возмущений в атмосфере // Доклады АН СССР. 1983. Т. 273, № 3. С. 549-553.
- 5. Emanuel K. Tropical Cyclones // Annual Review of Earth and Planetary Science. 2003. V. 31. P. 75-104.
- 6. Hendricks E.A., Montgomery M.T., Davis C.A. The role of "vortical" hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984) // J. Atmos. Sci. 2004. V. 61. P. 1209-1232.
- 7. Levina G.V., Burylov I.A. Numerical simulation of helical-vortex effects in Rayleigh-Benard convection // Nonlinear Processes in Geophysics. 2006. V. 13. P. 205-222.
- 8. Levina G.V., Moiseev S.S., Rutkevich P.B. Hydrodynamic alpha-effect in a convective system. Series: Advances in Fluid Mechanics, vol. 25. *Nonlinear Instability, Chaos and Turbulence*. Eds. L. Debnath and D.N. Riahi. 2000. Vol. 2. P. 111-161. WIT Press, Southampton, Boston.
- 9. Montgomery M.T., Nicholls M.E., Cram T.A., Saunders A.B. A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis // J. Atmos. Sci. 2006. V. 63. P. 355-386.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ КРУПНОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ВИХРЕЙ И ИХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК

MODELING OF TIME DYNAMICS OF LARGE-SCALE ATMOSPHERIC VORTEXES AND THEIR ELECTRIC CHARACTERISTICS

Н.С. Ерохин, Н.Н. Зольникова, Л.А. Михайловская

Институт космических исследований РАН

The analysis of modified small-parameteric mathematical model describing the tropical hurricane full life cycle has been performed. It has been shown that under the suitable choice of the system incoming parameters this model reproduces realistically enough the main features of the spiral vortice temporal dynamics. It is noted the possibility of this model generalization to describe the seasonal behaviour of regional large-scale cyclogenesis. The model studied may be used to analyze the solar-terrestrial relationships influence on the dynamics of crisis atmospheric phenomena like tropical cyclones. It is considered the vertical structure of thundercloud system electric parameters. The analytical approximations of some experimental data on cloud electric fields have been elaborated for the altitude range up to 16 km. On the basis of these approximations the altitude profiles of volume electric charge density and electric potential arising in the atmospheric vortices have been calculated. The small-scale structure of altitude distribution of volume electric field charge density has been obtained but the electric potential has very smooth profile. The calculations performed are necessary to the following study on the basis of electro-hydrodynamics the dynamics and the development of crisis atmospheric processes and their correlation relationships with the solar-magnetosphere activity.

Введение

В проблеме солнечно-земных связей одним из главных является вопрос о влиянии этих связей на динамику крупномасштабных вихревых процессов в атмосфере кризисного характера типа тропических ураганов (см., например, [5, 10, 13, 14]). В виду относительной малости числа региональных атмосферных кризисных событий (ТЦ) на временных интервалах порядка десятка лет для анализа статистических закономерностей, в частности, спектральных характеристик, а также корреляционных связей между солнечной активностью и интенсивностью циклогенеза необходима разработка малопараметрических моделей, описывающих временную динамику Наиболее простая формирования урагана отдельного TЦ. модель И его квазистационарной стадии, содержащая систему нелинейных уравнений лля максимальной скорости ветра и температуры поверхности океана в ТЦ, была предложена в работе [6]. Ее обобщение для полного жизненного цикла урагана проведено в работе [3], а учет конкуренции двух ТЦ в заданном регионе рассмотрен в работе [7]. В настоящем сообщении продолжен анализ полного жизненного цикла ТЦ для других исходных параметров задачи, в частности, изучен случай, когда в начальном состоянии для слабого спирального возмущения еще не выполнены условия интенсификации вихря и неустойчивость развивается позднее. Поскольку ранее, например, в работе [1] было показано, что в динамике формирования мощных спиральных вихрей типа ураганов важную роль могут играть заряженные подсистемы способствующие генерации спиральности и поддержанию наблюдаемой TΠ. неоднородной структуры вихря, необходимо развивать модели ТЦ с учетом вкладов электрических взаимодействий. Для численных расчетов и оценок этих вкладов требуются пространственные распределения объемной плотности электрического заряда и возникающих электрических полей. На данном этапе исследований, ниже используя экспериментальные данные по регистрации электрического поля в грозовой облачности, представлены результаты разработки аналитической аппроксимации измеренного электрического поля, по которым затем вычислены вертикальные профили объемной плотности электрического заряда $\rho(z)$ и электрического потенциала U(z). Оказалось, что потенциал U(z) имеет плавный профиль, однако функция $\rho(z)$

содержит сильные мелкомасштабные флуктуации, которые могут быть эффективным источником генерации средней спиральности в урагане. Отметим, что именно спиральность, определяемая формулой **v** rot **v**, способствует повышенной устойчивости возбуждаемого в атмосфере крупномасштабного вихря (см., например, работы [2, 4, 8]).

1. Временная динамика возмущений для полного жизненного цикла ТЦ

Для анализа полного жизненного цикла урагана используем следующую систему нелинейных уравнений для максимальной скорости ветра V(t) и температуры поверхности океана T(t) в ТЦ

 $dV / dt = \gamma \cdot (T - T_*) \cdot V - \sigma \cdot V^2, dT / dt = -\beta \cdot (T - T_1) \cdot V^2 + (T_f - T) / \tau.$

Выбор значений параметров γ , σ , β , τ , температур T_* , T_1 и функции $T_f(t)$ был обоснован ранее в работах [3, 6], скорость V(t) измеряется в м / сек, температура T(t) в °C, время t в сутках. Интенсификация слабых возмущений скорости начинается при температурах T выше порогового значения T_* . Полагаем $T_* = 26,5$ °C, $T_1 = 23$ °C. Чтобы учесть изменение фоновых условий для переменной равновесной температуры T_f в расчетах бралась функция $T_f(t) = T_0 + \delta T_1$ [1 + th $s_1(t)$] – δT_2 [1 + th $s_2(t)$], где δT_1 , δT_2 характерные значения изменения T_f , $s_1(t) = (t - t_1) / \tau_1$, $s_2(t) = (t - t_2) / \tau_2$. Рассмотрим случай, когда начальное значение $T_f = T_0$ ниже порогового значения T_* , затем увеличение T_f приводит к развитию неустойчивости и интенсификации слабого возмущения. Однако последующее снижение T_f ниже порогового значения, обусловленное, например, смещением T_{II} в область более холодной воды, дает затухание сильного вихря. Результаты численных расчетов, например, при выборе исходных параметров $T_0 = 25$, $\delta T_1 = 1,4$, $\delta T_2 = 1.5$, $\tau_1 = \tau_2 = 1$, $t_1 = 3$, $t_2 = 18$ и V(0) = 0.3 показаны на рис.1 типичными графиками скорости и температуры.



Рис.1. Временная динамика урагана. Полный жизненный цикл.

При интенсификации вихря достигается максимальное значение скорости ветра (для данного выбора исходных параметров) тах V = 33.79. На квазистационарной стадии ТЦ температура поверхности океана T \approx 26,6 т.е. слегка выше порогового значения T_{*}. Таким образом, использованная выше модель достаточно реалистично воспроизводит

основные особенности эволюции крупномасштабного тропического возмущения типа ТЦ за полный жизненный цикл урагана включая возникновение кризисного состояния, интенсификацию вихря, его квазистационарную фазу и стадию затухания. Выбором исходных параметров задачи можно управлять динамикой ТЦ, в частности, менять максимальную скорость ветра. начало сталии интенсификации возмушения. длительность квазистационарной фазы, время подготовки системы к развитию неустойчивости и пр. Следовательно, на основе модификации данной модели с учетом экспериментальных ланных по параметрам крупномасштабных тропических возмущений можно разработать аналитическую модель сезонного хода интенсивности регионального циклогенеза. Предварительная проработка показала, что обобщение модели путем введения эффективного источника и временной вариации входящих параметров позволяет также учесть влияние на крупномасштабный циклогенез солнечно-земных связей, других факторов, например, явления Эль-Ниньо, а, кроме того, получить тренды интенсивности крупномасштабного циклогенеза на временных интервалах порядка 11-летних циклов солнечной активности.

2. Мелкомасштабная структура электрических подсистем атмосферного вихря

Имеюшиеся экспериментальные данные (см., например. [9. 111) свидетельствуют о наличии в структуре интенсивных атмосферных вихрей заряженных подсистем и сильных электрических полей, которые необходимо учитывать при анализе динамике ТЦ, включая возбуждение спиральных движений и поддержание неоднородной структуры мощного вихря [1]. При этом для проведения численных расчетов электрогидродинамических уравнений и уравнений для генерации спиральности, необходимо знать пространственные распределения электрических полей и плотности электрического заряда. В численных исследованиях удобно использовать аналитические аппроксимации данных, полученных из наземных, самолетных и спутниковых измерений.

В указанной связи на основе ряда экспериментальных данных была выполнена оцифровка графического материала (вертикальные профили электрического поля) и разработаны аналитические аппроксимации ДЛЯ вертикальных профилей электрического поля плазменных подсистем крупномасштабного вихря в области высот до 16 км. Аналитическая аппроксимация электрического поля искалась в виде $E(z) = \sum_{n} g_{n}(z)$, где $g_{n}(z)$ локализованные в окрестности некоторых высот z_{m} функции $g_m(z) = A_m / [1 + \chi_m (z - z_m)^2]$, параметр χ_m характеризует толщину области локализации функции g_m(z), A_m ее амплитуду. Затем на основе этих аппроксимаций были выполнены расчеты вертикального профиля объемной плотности электрического заряда в вихре $\rho_q(z)$ и возникающих электрических потенциалов $\delta U(z)$ исходя из следующих формул

$$\begin{split} \delta U(z) = & \int \limits_{h}^{z} dz' \; E(z') \; , \qquad \rho_q(z) = - \; (1 \; / \; 36 \; \pi \;) \times dE \; / \; dz \; , \end{split}$$

где поле Е измеряется в keV/m, высота z в km, перепад потенциала $\delta U(z)$ в MэB, плотность электрического заряда $\rho(z)$ в нКл / м³.

В рассмотренных примерах характерные объемные плотности электрического заряда оказались в диапазоне от единиц до десятков нанокулон на кубический метр, а возникающие электрические потенциалы менялись в диапазоне от единиц до десятков МэВ в слоях с характерной толщиной δz порядка километров. В качестве иллюстрации изложенного на рис.2 представлены типичные примеры высотных профилей вертикального электрического поля E(z), возникающих электрических потенциалов $\delta U(z)$ и объемной плотности электрического заряда $\rho_q(z)$. Согласно рис.2 в средней

части заряженной области перепад электрического потенциала составил величину, порядка 200 МэВ. Обратим внимание на сильные флуктуации объемной плотности электрического заряда, представленные на рис.2в.



Таким образом, из выполненных расчетов следует, что плазмоподобная подсистема атмосферного вихря является сильно стратифицированной по высоте с характерными вертикальными размерами положительно и отрицательно заряженных, вытянутых в горизонтальной плоскости, слоев в десятки и первые сотни метров.

Настоящее исследование представляет интерес для прогнозирования опасных природных явлений типа ураганов и поиска возможностей активного воздействия на данные объекты в целях снижения наносимого ими ущерба. Кроме того, это необходимо для последующих детальных исследований по данной проблеме, включая анализ влияния заряженных плазмоподобных систем атмосферы на генерацию спиральности и формирование крупномасштабных вихревых движений, для развития методик численных расчетов энергетических и спиральных характеристик поля скорости в условиях возникновения спирально-вихревой неустойчивости атмосферы с учетом влияния электрических структур.

Заключение

К изложенному Разработка выше можно добавить следующее. физико-математических малопараметрических моделей жизненного цикла крупномасштабных вихрей типа тропических ураганов представляет интерес для ряда включая исследование особенностей крупномасштабного регионального залач. циклогенеза, развития методик его прогнозирования, для исследований роли солнечноземных связей в динамике природных атмосферных катастроф, а также при анализе влияния тропических ураганов на крупномасштабную циркуляцию атмосферы.

Корреляционные связи между солнечной активностью и кризисными процессами в нижней атмосфере была замечены сравнительно давно. Однако позднее более детальные исследования на временных интервалах большей длительности выявили их изменчивость, например, они могут ослабевать, исчезать или менять знак [12]. В частности, уменьшив в исходных данных влияние Эль-Ниньо на тропический циклогенез, удалось выявить 11-летнюю цикличность в тропическом циклогенезе северо-западной части Тихого океана и показать, что она находится в противофазе с солнечной активностью. В то же время, в северной Атлантике крупномасштабный циклогенез находится в фазе с солнечной активностью, но эта связь выражена слабее.

Вполне очевидно, что в динамике кризисных атмосферных процессов играют роль целый ряд факторов помимо прямого влияния солнечно-магнитосферной активности. Так, предварительный анализ, выполненный для тихоокеанского региона по данным спутника GOES-7 показал, что наблюдаются статистически значимые корреляции между всплесками рентгеновского излучения Солнца и средними параметрами тайфунов с характерным временем запаздывания реакции нижней атмосферы порядка нескольких суток [12]. Следовательно, наиболее эффективно солнечно-земные связи могут воздействовать на крупномасштабный циклогенез в зонах, где атмосфера чаще находится вблизи порога устойчивости, а действие других факторов заметно ослаблено. Поэтому именно здесь в первую очередь возможен триггерный запуск генерации интенсивных спиральных вихрей.

Список литературы

- 1. Артеха С.Н., Ерохин Н.С. О связи крупномасштабных вихревых атмосферных процессов с электромагнитными явлениями // Электромагнитные явления. 2005. Т. 5. № 1(14). С. 3-20.
- Ерохин Н.С., Моисеев С.С. Общие характеристики и механизмы развития природных кризисных процессов. – В сб. "Проблемы геофизики XXI века", под ред. А.В.Николаева, – М.: Наука, 2003. Т. 1. С. 160-182.
- 3. Ерохин Н.С., Зольникова Н.Н., Михайловская Л.А. О роли солнечно-земных связей в динамике крупномасштабных кризисных процессов в атмосфере // Международная байкальская молодежная научная школа по фундаментальной физике. Труды IX

конференции молодых ученых "Физические процессы в космосе и околоземной среде". – Иркутск : ИСЗФ СО РАН, 2006. С. 28-33.

- 4. Моисеев С.С., Сагдеев Р.З. Тур А.В., Хоменко Г.А., Шукуров А.М. Физический механизм усиления вихревых возмущений в атмосфере // ДАН СССР. 1983. Т. 273, № 3. С. 549-553.
- 5. Пудовкин М.И., Распопов О.И. Механизм влияния солнечной активности на нижнюю атмосферу и метеопараметры // Геомагнетизм и аэрономия. 1992. Т. 32. С. 1-22.
- 6. Ярошевич М.И., Ингель Л.Х. Тропический циклон как элемент системы океанатмосфера // Доклады АН. 2004. Т. 399, № 3. С. 397-400.
- 7. Ярошевич М.И., Ингель Л.Х. Опыт "синергетического" подхода к исследованию взаимодействия тропических циклонов // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42, № 6. С. 1-5.
- Branover H., Moiseev S.S., Golbraikh E., Eidelman A. Turbulence and Structures: Chaos, Fluctuations, and Helical Self-Organization in Nature and Laboratory. - San Diego: Academic Press. 1999. – 270 p.
- 9. Byrne G.J., Few A.A., Stewart M.F. Electric Field Measurement Within a Severe Thunderstorm Anvil // Journal of Geophysical Research. 1989. V. 94, № D5. P. 6297-6307.
- 10. Kernthaler S.C, Toumi R., Haigh J.D. Some doubts concerning a link between cosmic ray fuxes and global cloudiness. // Geophysical Research Letters. 1999. V.26. № 7. P.863–865.
- 11. Marshall T.C., Rust W.D. Electrical Structure and Updraft Speeds in Thunderstorms over the Southern Great Plains // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 1001-1015.
- Pankov V., Gusev A., Pugacheva G., Voitskovsky M., Prokhin V., Martin I. Influence of solar activity on the tropical cyclogenesis in Western Pacific, COSPAR-2006-A-01016; Session C2.1-0049-06.
- Tinsley B.A. Influence of solar wind on the global electric circuit and inferred effects on cloud microphysics, temperature, and dynamics in the troposphere // Space Science Reviews. 2000. V. 94. P. 231–258.
- 14. Tsiropoul S. Signatures of solar activity variability in meteorological parameters // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2003. V. 65. P. 469–482.

ВИРТУАЛЬНАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ РАДИАЦИОННЫХ ПОЯСОВ НА БАЗЕ VXOWARE

VIRTUAL OBSERVATORY OF RADIATION BELTS ON THE BASIS OF VXOWARE

Д.С. Коковин, Д.Ю. Мишин, М.Н. Жижин, А.В.Андреев

Геофизический центр РАН

Satellite engineers, operators, and radiation belt researchers share a common desire to understand and predict the structure and variability of Earth's radiation belts. In the radiation belt community, there is a need for improved scientific understanding of the radiation belts, more accurate dynamic and climatological models, and a mechanism for more efficient transfer of scientific understanding and models to the space technology and operational community. Currently, the resources necessary for such advancements are beyond the scope of an individual because of the lack of a centralized repository and organized support community. To allow for such advancements to take place, we propose a Virtual Radiation Belt Observatory (ViRBO). This virtual observatory will offer open access to near-real-time measurements, historical data, analysis and visualization software, and the predictions of empirical models. The proposed observatory will foster scientific discovery and provide improved tools for satellite engineers and operators. The developers of ViRBO will capitalize on modeling and data collection efforts currently underway at institutions throughout the country while at the same time supporting the goals of the electronic geophysical year [http://www.egy.org] that have been endorsed by the world-wide community.

Существующее положение

Ресурсы данных любой предметной области широко разбросаны по сети. Некоторые каталоги предоставляют возможность заносить адреса ресурсов в тематические разделы, но ссылки в них размещаются на равных правах, и не дают возможности отличить сервис данных от сайта организации эти данные предоставляющей. В тоже время, очевидна необходимость создания обобщающих ресурсов, дающих наиболее полное представление о предметной области, содержащих статьи и научные отчеты, привлекающих активных пользователей и специалистов в соответствующей области, ресурсов облегчающих доступ к существующим данным.

Некоторые организации берут на себя труд аккумулировать метаданные о существующих тематических ресурсах, некоторые даже держат большие хранилища метаданных. Но часто, такие хранилища покрывают лишь собственные ресурсы и сервисы, предоставляемые организацией. Наибольшим из существующих хранилищ метаданных на сегодняшний день можно считать Global Change Master Directory (NASA GCMG) [4], этот ресурс обладает самым обширным каталогом метаданных, но не предоставляет возможности получать данные.

Что необходимо?

Поскольку создание простого каталога-хранилища метаданных при развитии современных интернет-технологий не представляется сложной задачей, то наибольший интерес представляет обеспечение интерактивности такого ресурса. Пользователи, обращаясь к метаданным, должны не только получать информацию о поставщике или сервисе данных, но и иметь возможность сравнивать, обобщать эти данные с другими, узнавать о способах обработки и новых приложениях, делиться опытом и накопленными знаниями.

Виртуальная обсерватория должна предоставлять пользователям возможность получить данные, найти по запросу, визуализировать, сохранить в пользовательском пространстве, и при необходимости опубликовать.

Желательно, что бы пользователь, найдя метаданные по интересующему его ресурсу, мог проконсультироваться с другими пользователями или администраторами

ресурса. Что бы найденная метазапись была так же связана и с набором документов, презентаций, руководств, если таковые имеются.

Главные компоненты

Исходя из существующих требований, можно выделить несколько основных компонент, развитие которых позволяет удовлетворить эти требования в достаточной мере.

Система авторизации пользователей

Виртуальная обсерватория должна иметь систему авторизации пользователей, хранить информацию по ним, воспроизводить настройки выбранные пользователем, и сохранять результаты деятельности пользователя между сессиями. В веб-приложениях авторизация чаще всего производится через «логирование», и хранение записи о пользователе в базе данных, но существуют и другие варианты, среди которых вход в систему с использованием сертификатов, вход с использованием ролей, где персонификация отсутствует. Сопровождения работы пользователя, какой бы система авторизации не была, является одной из главных задач виртуальной обсерватории.

Хранилище метаданных

Научные метаданные разнообразны, встречаются в разных форматах, принятых в разных предметных областях. Хранилище метаданных должно учитывать возможность использования различных форматов записей и обеспечивать легкое добавление записей в новых форматах. При этом необходимо, что бы разнообразные записи обрабатывались сходным образом, и не устанавливалось предпочтение какомуто одному формату.

Отсутствие единообразия накладывает определенные сложности в организацию сквозного поиска по всем метаданным, записи одинаковые по смыслу и наполнению различны по структуре. Это осложняет контекстный поиск в смеси записей разных форматов.

Интерес представляет также и пользовательская активность вокруг той или иной записи, привычные для интернет-каталогов сортировки записей по пользовательскому интересу желательны, так же как и возможность включить такие ограничения в поисковый запрос.

Профили объектов

Все объекты виртуальной обсерватории имеют собственные характеристики. Это время создания объекта, привязка к пользователю-автору и т.д. Каждый объект может подвергаться редактированию, быть востребован пользователями в большей или меньшей степени, быть интерактивным или статическим. Всё что происходит с объектом должно сохраняться в его профиле, история изменений, статистика обращений, связность с другими объектами и т.д. поскольку основными объектами виртуальной обсерватории являются метаданные и пользователи, то и те и другие должны в достаточной степени описываться и сопровождаться этой информацией.

Хранилища объектов

Кроме метаданных и записей о пользователях виртуальная обсерватория должна предоставлять доступ к документации, рабочим материалам, выборкам из баз данных, изображениям и файлам данных. Для обеспечения этого, виртуальная обсерватория должна предоставлять возможность размещения не только ссылки на объект, но и его самого в собственном хранилище. Для работы с разными типами объектов, обсерватория должна иметь разные хранилища, по-разному обрабатывающие входящие объекты.

Веб-приложение

Основной доступ к виртуальной обсерватории должен производиться через веб, не исключается и работа с обсерваторией через предоставляемые ею сервисы. Поскольку веб-браузер наиболее доступное приложение для пользования ресурсами сети, то основным пользовательским интерфейсом должно являться веб-приложение.

Сервисы

Виртуальная обсерватория должна иметь API для обращения к ней других приложений. Основные действия, такие как поиск и заказ данных должны быть доступны через сервисы.

Источники данных

Основными объектами хранения и обработки в виртуальной обсерватории являются записи метаданных об источниках данных, а одной из задач - приблизить пользователей к этим источникам.

VxOware – приложение для виртуальных обсерваторий

В рамках проекта Virtual Radiation Belt Observatory (ViRBO) [14] создаётся приложение для виртуальных обсерваторий – VxOware. Данное приложение предполагается использовать для виртуальных обсерваторий различных предметных областей, и в ходе разработки учитываются особенности и требования о которых говорилось выше.

В состав программных компонентов VxOware входят:

1. реляционная база данных пользователей (SQL)

2. база данных XML-документов содержащая конфигурацию обсерватории, мета-описания ресурсов, результаты их наблюдений.

3. веб-приложение, обеспечивающее пользовательский интерфейс

4. веб-сервисы для загрузки, выгрузки и поиска данных

Серверная часть программного обеспечения состоит из СУБД MySQL, вебсвервера Арасhe, контейнера веб-приложений Tomcat [9], в качестве XML базы данных используется eXist [2]. Веб-приложение написано на языке Java [5], рабочий поток программируется с помощью Struts, поисковые запросы в XML базе дынных используют язык XQuery, в качестве основного формата документов используется XML [11], в интерфейсе широко применяются XSL преобразования.



Рис.1. Принципиальная схема работы с метаданными и данными

VxOware обеспечивает как развитую службу поиска, так и работу с данными, а также, информационное сопровождение метаданных.

Организация и поиск метаданных

VxOware предоставляет возможность поиска по всем хранящимся метаданным и сопровождающей информации (профилям). Приложение позволяет контекстный текстовый поиск, ограниченный отдельными элементами метаданных. Кроме того, обеспечена возможность поиска по дате и координатной привязке, в метаданных имеющих такие поля.

Устройство поискового сервиса VxOware позволяет создавать на базе его приложения являющиеся «определителями», а так же имеющие функции экспертных систем. Поисковый сервис VxOware позволяет другим приложениям делать запросы к базе метаданных. Кроме того, этот сервис имеет настраиваемый формат ответов, что серьёзно расширяет возможности его использования.

VxOware предоставляет возможность поиска по сопровождающей информации, дискуссионным веткам, ссылкам на связные записи и т.д. Это позволяет находить не только метаданные, но и сопровождающие материалы, отзывы пользователей и т.д.

При наличии в разделах большого количества записей, VxOware позволяет подключать дополнительный текстовый индекс для ускорения поиска.

Web 2.0 компоненты

Каждый объект помещаемый в VxOware имеет собственный профиль, в котором фиксируются изменения произошедшие в результате редактирования, пользовательский интерес к данному объекту (как то количество просмотров, число установленных закладок и т.д.), по объекту может быть открыта ветка обсуждений, присвоение объекту рейтинга (оценки пользователей).

Гибкость добавляемых записей позволяет создавать в VxOware самые разнообразные разделы от простых ссылок на ресурсы сети, до метаданных в научных форматах. Возможно создание разделов документации с загружаемыми файлами, изображений, текстов в формате Wiki.

Изначально запись (право на изменение) принадлежит автору, который может расширить список пользователей допущенных к редактированию. Устаревающие версии записей сохраняются и существуют всё время пока существует запись. Записи, получаемые автоматически от сервисов данных (метаданные), могут так же автоматически обновляться в соответствии с текущим состоянием сервиса.

Пользователи могут просматривать и искать записи, сохранять ссылки на них (закладки) в своём пользовательском пространстве, создавать новые записи и загружать объекты, давая им описания. Существует система внутренних сообщений между пользователями, система отслеживания обновлений, каждый пользователь может вести собственный сетевой журнал (блог).

Такая организация пространства виртуальной обсерватории приближает VxOware к «системам управления контентом» (CMS), но возможностей CMS не достаточно что бы работать с научными метаданными, и тем более с самими данными. Такие оболочки как Wiki позволяют удобно работать с документацией, создать представительский сайт, но когда речь заходит о тысячах однотипных записей, достоинства таких оболочек теряются.

Системы управления контентом нацелены на ручную обработку каждой записи, VxOware – на автоматическое обслуживание записей. CMS не работают с данными, не имеют специальных хранилищ, не позволяют визуализировать и обрабатывать данные, VxOware разрабатывается с учетом этих требований. VxOware имеет сервисы, позволяющие интегрировать это приложение с другими, CMS обычно ограничиваются выходными потоками в RSS.

Работа с сервисами данных

Данные для виртуальной обсерватории могут быть нескольких видов. При разработке VxOware учитывается необходимость работы с данными разных уровней.

Самый низкий уровень – уровень файлов. В этом случае пользователи могут самостоятельно загружать объекты и давать им описания, тем самым создаётся общий каталог записей, с которым и происходит дальнейшая работа. Пользователи могут в этом случаи загружать объекты данных к себе, просматривать их, визуализировать, при соблюдении договоренности о типе объектов, и наличии таких возможностей. Так же могут совместными усилиями пользователей создаваться и разделы записей (новостные, обсуждения и т.д.)

Следующий уровень – уровень перехода к сторонним приложениям, имеющим собственные формы заказа и поиска данных. Например, THREDDS OpenDAP сервер позволяет заказать выборку данных из него, но загрузить в него данные проблематично. В этом случае, VxOware позволяет объявить такой сервер хранилищем виртуальной обсерватории, и пользователи могут загружать свои данные на сервер, а получать их уже с существующей формы заказа.

Третий вид сервисов позволяет получать как метаданные, так и данные через API. Такой сервис можно подключить в виртуальную обсерваторию через плагин, данные полученные из него могут сохраняться в пользовательском пространстве и хранилищах виртуальной обсерватории, что позволяет проводить дальнейшую интеграцию.



Рис.2. Взаимодействие с сервисами данных

Для подключения таких сервисов в VxOware существует специально разработанный формат метаданных (OE), в который преобразуются метаданные поставляемые сервисом, или запись про него с этом формате создаёт администратор. Это позволяет использовать запись для построения формы запроса и передавать запрос сервису, а полученные данные сохранять в корзине пользователя.

В корзине данных пользователя сохраняется не только ссылка на объект, подготовленный на удаленном ресурсе в ответ на запрос, но и сам объект данных, а так же сам запрос. Это страхует пользователя в ситуации, когда данные предоставляемые сервисом меняются, обновляются, или сервис временно не работает. Полученный объект данных пользователь может пересохранить как объект обсерватории доступный другим пользователям (опубликовать).

Федеративность

Одним из важнейших достоинств VxOware является то, что виртуальные обсерватории, построенные на его базе, самоописываются. Вся обсерватория по запросу возвращает XML-документ, в котором представлена структура её разделов и

прочая информация. Каждый раздел так же описывается в определенном формате, указывая какие записи в нем хранятся, как можно организовать поиск внутри раздела, и указать желательный формат вывода результатов поиска. Пользуясь этим сервисом, виртуальные обсерватории, построенные на VxOware, способны находить друг друга в сети, и объединяться в своеобразные федерации, для возможностей поиска в разных обсерваториях через единый интерфейс.

Этим сервисом могут пользоваться любые приложения, что позволяет создавать на базе VxOware хранилища метаданных для сервисов данных. Управлять метаданными через интерфейс виртуальной обсерватории и создавать на её основе поддержку пользовательского сообщества.

Так поступают системы CLASS [13] и IDEAS-ESSE [12], храня метаданные о своих ресурсах данных на стороне виртуальных обсерваторий, а система SPIDR [8] (версия 4) включает в себя VxOware для работы с пользователями.



Рис 2. Приложения использующие VxOware для управления метаданными

ViRBO

Спутниковые операторы, инженеры и ученые в области космической физики разделяют необходимость понимания и прогнозирования структуры и изменений в радиационных поясах Земли. Им необходимы более точные динамические и климатологические модели радиационных поясов, а также механизм переноса новых научных знаний в технологию. В настоящее время информационные ресурсы по радиационным поясам, включая архивы и сервисы данных, метаданные, научные публикации и программное обеспечение – достаточно разрозненны ввиду отсутствия централизованной системы управления данными и сообществом пользователей. На роль такой системы мы предлагаем Виртуальную обсерваторию по радиационным поясам – Virtual Radiation Belt Observatory (ViRBO) [14]. Виртуальная обсерватория предоставит пользователям открытый доступ к измерениям в реальном времени, историческим архивам, программам для анализа и визуализации данных, а также к численным моделям радиационных поясов. Поддерживая работу по сбору данных и моделированию окружающей среды, проект ViRBO выполняет цели Электронного геофизического года [http://www.egy.org].

Список ресурсов данных, которые планируется сделать доступными в декабре 2007 посредством проекта ViRBO, достаточно обширен [<u>http://virbo.org/wiki/index.php/Main_Page#Data_List</u>]. В него входят как данные прямых наблюдений со спутников GOES, POES, AMPTE, SAMPEX, METOPS, HEO, GPS, LANL GEO и др., так и результаты ре-анализа (численного моделирования) радиационных поясов на основе данных наблюдений с использованием физических и эмпирических моделей AMIE, TGCM, MSM и т.д.

Именно проект Virtual Radiation Belt Observatory (ViRBO) дал основной толчок к развитию приложения VxOware, который начинался как каталог ресурсов данных по радиационным поясам.

На настоящий момент, виртуальная обсерватория на VxOware имеет разделы: Новости, Каталог ресурсов, Сервисы данных, Ссылки на сайты организаций, Программное обеспечение, Презентации, Документация, Wiki раздел, разделы представляющие разные виды данных.

HOAA Sal	eliter a	end in	lomatic	*1		search NGDC		
Virtual Radia	tion B	(IRP)	bserv	atory		comme	Vis I privacy policy	
[_	Sect	th	Observatory Sections		Recent News		
All sections 💌	Total	Mana	Teach	Henry News Parlisters Champions	<u>Top 10</u>	New user has been registered	· 4-01-2007 17:58:17	
19041	Q	F	đ	HENDIN WIND OF CERTAINS	tolar E reconitis)	User name who Country Toba Organization:	gn	
News Cate	9 B 22	4	1	Data Radiation Rel: Data and Metadata	<u>Tau 10</u>	MRBO site is updated	17:58:57	
Euloway	6 1 1 D		-		Folat 22 records)	WRRD site is ignitiated New employ is taked here:		
Eresentationa Dokumento	1 2	1 2		Padiation Gelta Sites	<u>Top 10</u>	http://apidtdingic.noss.go/Aitb http://apidtdingic.noss.go/Aitb	0	
WAN Images	2	2			Talat É recordes)	Site new on line	18 06 2006 29 09 08	
CU-NL Granulia	z	1	-	Software CoDware for visualization is takens and gets	This site is now kinds sorts on-line.			
IMAREDES	1	v			Total: 1 recond(x)	virtual Radiation Belts Observatory	37-02-2008 16:46:48	
User Yavaro Aggedinas Outel. Feditlet >> Login Peanword				Presentations Electronic copies of presentations	<u>Tap 10</u> Total 1 record(x)	Wrool Radiation Refls Consenating		
				Descenents Exionativ pagoro, noteo, documentation, ole	Tas 10			
1	Legin			Wiki Site das universite	Tap 10			
Tromand admos sankitutions					Todal 2 recorders			

305

Все свойства и возможности VxOware в полной мере реализуются в ViRBO. Проект находится на стадии развития и имеет широкие перспективы в будущем.

- Основные участники и разработчики
- PI:
- Bob Weigel (George Mason University)
- Software:
- Eric Kihn (NOAA/NGDC, ViRBO Web and API)
- Mikhail Zhizhin (GC RAS, ViRBO Web and API)
- Dmitry Kokovin (GC RAS, ViRBO Web and API)
- Jeremy Faden (Cottage Systems, ViRBO Software)
- Data:
- Dan Baker (CU/LASP, Data and metadata)
- Sebastian Boudier (Onera, Data calibration)
- Reiner Friedel (LANL, Data and metadata)
- Janet Green (NOAA/SEC, Data and metadata)
- Shri Kanekal (CU/LASP, Data and metadata)
- Paul O'Brien (Aerospace, Data and metadata)

Ссылки

[1] Content Standard for Digital Geospatial Metadata (FGDC-STD-001-1998) June 1998 <u>http://www.fgdc.gov/metadata/metadata.html</u>

- [2] eXist Open Source Native XML Database <u>http://exist.sourceforge.net/</u>
- [3] FGDC Federal Geographic Data Committee <u>http://www.fgdc.gov/</u>
- [4] GCMD Global Change Master Directory <u>http://gcmd.gsfc.nasa.gov/</u>
- [5] Java Java Technology <u>http://java.sun.com/</u>
- [6] OGC Open Geospatial Consortium, Inc. <u>http://www.opengeospatial.org/</u>

[7] SPASE - Space Physics Archive Search and Extract <u>http://www.igpp.ucla.edu/spase/</u>

[8] SPIDR - Space Physics Interactive Data Resource <u>http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/</u>

- [9] Tomcat Apache Tomcat <u>http://jakarta.apache.org/tomcat/</u>
- [10] W3C World Wide Web Consortium <u>http://www.w3.org/XML/</u>
- [11] XML Extensible Markup Language <u>http://www.xml.com/</u>
- [12] ESSE Environmental Scenario Search Engine <u>http://esse.wdcb.ru/</u>
- [13] CLASS Comprehensive Large Array-data Stewardship System
- [14] ViRBO Virtual Radiation Belt Observatory <u>http://virbo.org/</u>

АВТОМАТИЧЕСКОЕ ВЫДЕЛЕНИЕ И РАЗДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ШУМОВ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ВУЛКАНА АМБРИМ, ВАНУАТУ

AUTOMATIC DETECTION AND DISCRIMINATION OF VOLCANIC TREMORS AND TECTONIC EARTHQUAKES ON THE EXAMPLE OF AMBRUM VOLCANO, VANUATU

Д.Рулон¹, Д. Легран², М. Жижин³

¹Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre, UMR 7516 ; 5, rue Descartes 67084 Strasbourg, France

² Universidad de Chile, Departamento de Geofísica, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile ³Геофизический центр и Институт космических исследований РАН

An algorithm of automatic detection and discrimination of volcanic tremors and tectonic earthquakes is applied on data recorded on a 3-component STS-2 broad-band seismometer, installed from July to November 2000 at Ambrym Volcano, Vanuatu. The algorithm consists of detecting P waves and, if any, S waves according to a modified version (Zhizhin et al., 2006) of the Component Energy Comparison Method (CECM) proposed by Nagano et al. (1989).

The duration and maximum amplitude is also calculated automatically for each volcanic tremor, and for the tectonic earthquakes with corresponding duration and amplitude-magnitudes. During the four and half months of observation, 1959 local and regional tectonic earthquakes with epicentral distances (estimated from S-P interval time) ranging from a few kilometers to about 800 km, and 14942 volcanic tremors with duration ranging from 10 to 2000 seconds, have been detected. The Gutenberg and Richter distributions of tectonic earthquakes and volcanic tremors are examined according to their amplitude and duration, and completeness of the corresponding catalogues is studied in the general framework of the Gutenberg and Richter law. Peculiar observations about the coherence of some long duration volcanic tremors are further discussed.

Введение

Существует множество методов выделения сейсмических событий по вертикальной компоненте записи с одной станции. Эффективность выделения телесейсмических Р фаз падает с уменьшением эпицентрального расстояния для региональных и локальных землетрясений из-за меньших углов выхода Р-волн при малых расстояниях. Magotra (Magotra et al., 1987) первым обратил внимание на использования горизонтальных компонент преимущество В дополнение к одноканальному детектору и разработал метод детектирования, аналогичный управлению диаграммой направленности. В 90-е годы 3-компонентные данные нашли широкое распространение. Слабый сигнал в начале вулканического шума может быть существенно усилен при использовании трехкомпонентных записей. Видоизмененная версия метода покомпонентного сравнения энергии (Component Energy Comparison Method - CECM) Nagano et al. (1989), предложенная (Zhizhin et al., 2006), была адаптирована в данной работе для задачи разделения вулканических шумов и тектонических землетрясений. Алгоритм детектирует Р-волны и, по возможности, Sволны. Если обнаружены Р- и S-волны, то соответствующее событие относится к тектоническим событиям (которые в некоторых случаях могут вулканотектоническими). Если S-волна не была обнаружена, то событие относится к вулканическим шумам. Настоящая работа посвящена анализу сигналов конечной длительности, записанных на вулкане Амбрим, Вануату, с помощью 3-компонентного инструмента STS-2 в диапазоне частот от 3 до 9 Гц, используя автоматический детектор. Дополнительная обработка включает автоматическое определение основных параметров источника, таких как длительность и амплитудные магнитуды. Мы оцениваем распределения частота-масштаб на основе автоматического выделения и разделения вулканических шумов и тектонических землетрясений.

Методология

Видоизмененная версия метода покомпонентного сравнения энергии (Component Energy Comparison Method – CECM) Nagano et al. (1989), предложенная (Zhizhin et al., 2006), была адаптирована в данной работе для задачи разделения вулканических шумов и тектонических землетрясений. Алгоритм детектирует P-волны и, по возможности, Sволны. События-кандидаты выделяются по превышению порога отношения сигналшум (SNR) в 5 дБ, при этом короткие мы замыкаем короткие промежутки между событиями, не превышающие 20 с, с помощью оператора замыкания математической морфологии (Serra, 1982). Если P-волна детектируется вблизи подъема SNR вместе с последующей S-волной, то выделенный сигнал относится к тектоническим землетрясениям; если S-волну обнаружить не удается, то сигнал относится к вулканической сегментации по разности распределения амплитуд до и после Sвступления. Оценка длительности сигнала получается от момента подъема SNR выше порога или P-вступления (если обнаружено) до момента времени, когда SNR падает ниже того же порога.

Р- и S-детектор

В нашей задаче построить устойчивый и чувствительный Р-детектор мы испробовали несколько различных методов, включая STA/LTA, метод линейной поляризации и много-масштабный детектор с использованием вейвлет-преобразования (Anant and Dowla, 1997). Лучшие результаты были получены с помощью адаптированного метода покомпонентного сравнения энергии (Component Energy Comparison Method - CECM) предложенного Nagano et al. (1989) для автоматического детектирования и определения положения источника акустических шумов.

Если предположить, что сейсмический шум является многомерным винеровским стохастическим процессом, то кинетическая энергия, диссипировавшая в каждом канале, будет пропорциональна времени регистрации, $E_x(t) \sim t$ (Wentzell, 1981). Поэтому будет наблюдаться корреляция энергии между каналами. Детерминисткая компонента в стохастическом сигнале (в нашем случае вступление Р-волны) временно нарушит характер установившейся корреляции.

В нашей версии алгоритма СЕСМ мы коррелируем кинетическую энергию в скользящем окне T = 25 с между тремя каналами сейсмической записи. Интеграл энергии, диссипировавшей в каждом канале с дискретным временем x(i)

$$E_{x}(t) = \sum_{i=1}^{t} x^{2}(i).$$
(1)

Выбор начального момента времени t = 1 может быть произвольным, необходимо лишь чтобы он был «зафиксирован» значительно раньше t, например, на границе каждого часа. Чтобы не зависеть от направления прихода Р-волны, мы используем произведение корреляций интеграла энергии по парам каналов x-z и y-z (zобозначает вертикальную компоненту движения; x и y находятся в горизонтальной плоскости; x в направлении С-Ю; y в направлении 3-В):

$$R(t,T) = R_{xz}(t,T)R_{yz}(t,T),$$
(2)

где корреляция интеграла энергии по паре каналов х-г определяется формулой

+ 1 T

$$R_{xz}(t,T) = \frac{\sum_{i=t}^{t+1} E_x(i)E_z(i)}{\sqrt{\sum_{i=t}^{t+T} E_x^2(i)\sum_{i=t}^{t+T} E_z^2(i)}},$$
(3)

и $R_{yz}(t,T)$ определяется той же формулой с заменой *x* на *y*. Приблизительное время прихода Р-волны t_0 определяется моментом когда R(t,T) достигает локального минимума, как показано на Рис. 1. Чтобы уменьшить число ложных тревог, мы используем эмпирически заданный порог для Р-вступлений при минимуме корреляции $R(t,T) \le 0.6$.



Рис.1. Пример детектирования Р- и S-волн:

- верхний и второй ряд: вертикальная и поперечная компоненты с отметками для P- и Sвступлений, амплитуды в μ/с, поперечная компонента вычислялась согласно координатам очага по каталогу NEIC;

- третий ряд: безразмерный СЕСМ детектор Р-волн со сплошной линией для корреляции энергии между каналами, локальный минимум для грубой оценки времени вступления показан звездочкой, SNR показано пунктиром, области превышения порога SNR показаны пунктирными сегментами;

- нижний ряд: результат работы S-детектора.

Более точная оценка времени прихода Р-волны t_p получается с помощью параболы, которая аппроксимирует несколько значений R(t,T) после t_0 : за время t_p мы принимаем момент пересечения параболы с осью абсцисс. Тем самым мы определяем первый признак начала Р-волны перед статистически значимым волновым пакетом в момент t_0 .

Наш детектор S-волн основан на двух предположения: 1) плотности распределения амплитуд a(t) в полученных преобразованием Гильберта огибающих P-и S-волн $p_p(a(t))$ и $p_s(a(t))$ являются нормальными $N(\mathbf{m}_p, \mathbf{s})$ и $N(\mathbf{m}_s, \mathbf{s})$ со сравнимыми вариациями, но существенно различными средними значениями; 2) сигналы внутри P- и S-волны могут считаться квази-стационарными (Nagano *et al.*, 1989). В этих предположениях момент t_s прихода S-волны разделит отрезок времени между приходом P-волны t_p и максимумом линейной поляризации трехмерного сигнала t_{max} (который для региональных сейсмограмм находится внутри S-волны) на два статистически однородных сегмента $t_p \leq t_s \leq t_{max}$ с функцией правдоподобия

$$L(t_{s}) = \log \prod_{i=t_{p}}^{t_{s}} p_{p}(a(t_{i})) \prod_{i=t_{s}+1}^{t_{max}} p_{s}(a(t_{i})).$$
(4)

Для нормальных плотностей $p_{p}(a(t))$ и $p_{s}(a(t))$ функция правдоподобия будет

$$L(t_s) \approx -\frac{t_s - t_p}{2} \log \frac{1}{t_s - t_p} \sum_{i=1}^{t_s} [a(t_i) - \mathbf{m}_p]^2 - \frac{t_{\max} - t_s}{2} \log \frac{1}{t_{\max} - t_s} \sum_{i=t_s}^{t_{\max}} [a(t_i) - \mathbf{m}_s]^2 , \quad (5)$$

где $a(t_i) = \sqrt{x(t)^2 + y(t)^2 + z(t)^2}, \quad \mathbf{m}_p = \frac{1}{t_s - t_p} \sum_{i=1}^{t_s} a(t_i), \quad \mathbf{m}_s = \frac{1}{t_{\max} - t_s} \sum_{i=t_s}^{t_{\max}} a(t_i).$ (6)

Мы принимаем за момент прихода S-волны t_s максимум функции правдоподобия $L(t_s)$ (Рис. 2).

Выделение вулканического шума

Следуя Nagano *et al.* (1989), мы анализируем отношение сигнал-шум (SNR) во временном окне длительности T с центром в момент времени t, которое определяется по формуле

$$SNR(t) = 20\log(P_{signal}(t) / P_{noise}(t)),$$
⁽⁷⁾

где средние амплитуды сигнала и шума определяются как

$$P_{signal}(t) = \frac{1}{T} \sum_{i=t-T/2}^{t+T/2} \sqrt{x^2(i) + y^2(i) + z^2(i)}, \qquad (8)$$

$$P_{noise}(t) = \frac{1}{t} \sum_{i=t_0}^{t_0} \sqrt{x^2(i) + y^2(i) + z^2(i)}.$$
(9)

Время начала суммирования при вычислении средней амплитуды шума t_0 может быть выбрано произвольно до начала вулканического шума (мы выбираем t_0 на границе часа). Началом вулканического шума считается момент, когда отношение сигнал-шум превышает заранее определенный порог $SNR(t) > 5 \ dB$.

Для удаления возможных коротких разрывов при детектировании шума на уровне порога SNR мы используем оператор замыкания из математической морфологии (Serra, 1982). Это одномерная версия оператора, который в двумерном варианте широко используется при обработки изображений. Оператор замыкания (closing) является композицией двух основных операторов мат. морфологии, расширения (dilation) и размывания (erosion), использующих одинаковый структурный элемент – единичный отрезок длительностью 20 с. В результате замыкания любые два детектированных сигнала, отделенные друг от друга промежутком времени мене 20 с объединяются в один непрерывный сигнал.

Результаты

За четыре с половиной месяца непрерывных наблюдений на вулкане, который в этот момент находился в состоянии затишья, было выделено 1959 тектонических землетрясений с эпицентральными расстояниями (определенными по времени задержки S-P) в диапазоне от нескольких до 800 км (большинство из них с расстоянием <200 км), а также 14942 вулканических шума с длительностью от 10 до 2000 с. Далее мы анализируем распределения частота-магнитуда для тектонических землетрясений и частота-длительность для вулканических шумов. Наблюдается интересная закономерность распределения длительных вулканических шумов.

Тектонические землетрясения

Мы удалили 150 событий из 1959 автоматически детектированных по видимой ошибке детектирования фазы PgPg вместо S-волны. На Рис. 2 все множество

детектированных землетрясений показано в хронологической последовательности в соответствии с эпицентральным расстоянием, грубая оценка которого (без учета глубины) была получена простым умножением на 8 времени задержки между S- и P-волнами.



Рис.2. Детектированные землетрясения в хронологической последовательности в соответствии с эпицентральным расстоянием.

Большинство региональных землетрясений были правильно распознаны нашим методом по данным с одной станции. Среди них можно выделить три сейсмических роя, соответствующих сильным землетрясениям в районе Вануату. На Рис. 3 показано распределение числа детектированных тектонических землетрясений в зависимости от амплитудной магнитуды. Мы видим, что данные соответствуют закону Гутенберга-Рихтера и наш каталог полон для локальных магнитуд выше 2.4, что подтверждает возможность устойчивого автоматического детектирования большинства локальных и региональных событий на одной станции.



Рис.3. Распределение числа детектированных тектонических землетрясений в зависимости от амплитудной магнитуды.

Вулканические шумы

За все время наблюдений мы детектировали 14942 вулканических шума с длительностью, превышающей порог 10 с. Распределение числа шумов по

длительности показано на Рис. 4. Распределение частоты по длительности (log-log) отчетливо показывает два тренда, разбивающих все множество шумов на две части, длительных вулканических шумов (далее ДВШ) с продолжительностью > 100 с, и коротких вулканических шумов (далее КВШ) с длительностью < 100 с. Количество наблюденных ДВШ заметно превышает их ожилаемое число. полученное экстраполяцией распределения КВШ в область больших длительностей, что может быть обусловлено различием в порождающей их физике, на это у нас нет пока объяснений. Распределение числа вулканических шумов по амплитуде не имеет ярко выраженного скачка в масштабе, сравнимого с распределением по длительности. Зависимость амплитуды шума от длительности, не имеет ярко выраженной закономерности для КВШ, и постоянно для ДВШ.



Рис.4. Распределение числа вулканических шумов по длительности.

Распределение времени задержки для всего множества ЛВШ показано на Рис. 5, на котором видны четыре пика: первый с длительностью 77 +/- 17 мин, второй с длительностью 165 +/- 10 мин, третий 565 +/- 50 мин и четвертый 1065 +/- 50 мин. Отсюда можно заключить, что ДВШ могут носить регулярный характер с четырьмя различными временами возврата, отвечающими за «подзарядку» системы между шумами. Другими словами, активизация ДВШ может носить ритмический характер и зависеть от нескольких циклов (режимов).



Рис. 5. Распределение времени задержки для всего множества ЛВШ.

Наблюдение подобных шиклов И длительные задержки межли последовательными ДВШ говорят о том, что в дополнение к «пузырьковому» механизму в каждом жерле вулкана может существовать еще глубинный сложный физический процесс, который необходимо подключить для объяснения полной картины динамики вулкана. В наших наблюдениях мы использовали только одну трехкомпонентную станцию, которая не дает достаточно информации для трехмерной локализации источника ДВШ. Кроме того, движение частицы (particle motion) в трехмерной записи ДВШ сильно размыто и не может быть использовано для поляризационного анализа направления на источник. Тем не менее, мы отмечаем, что ЛВШ очень заметны на короткопериодной вертикальной записи прибора. установленного на краю кратера Бенбоу (Benbow). Наблюдаемое очень высокое отношение сигнал-шум можно интерпретировать как ре-активацию озера лавы глубинным источником ДВШ.

Заключение

Нами разработан и реализован программно алгоритм автоматического выделения и классификации сейсмических записей тектонических землетрясений и вулканических шумов по трехкомпонентной записи с одной станции вблизи вулкана. Мы применили этот алгоритм для анализа четырех с половиной месяцев непрерывной широкополосной записи вблизи вулкана Амбрим.

Несмотря на то, что данные были получены одной станцией, анализ полноты каталога землетрясений воспроизвел закон повторяемости Гутенберга-Рихтера в широком диапазоне магнитуд. В случае вулканических шумов, масштабирование для случая число событий-амплитуда также повторяет закон Гутенберга-Рихтера, что положительно характеризует качество детектирования шумов, но распределение длительностей шумов при этом имеет более сложную структуру, позволяя сделать вывод о наличии двух классов шумов – коротких < 100 с и длинных > 100 с.

Особое внимание было уделено анализу повторяемости длинных вулканических шумов, имеющей ритмический характер. Различные циклы повторяемости шумов могут быть следствием нелинейных физических процессов на дне озера лавы в кратере вулкана.

Список литературы

- 1. Carniel R., Di Cecca M., and Rouland D., 2003. Ambrym, Vanuatu (July-August 2000): Spectral and dynamical transitions on the hours-to-days timescale. J. Volcan. Geotherm. Res., 128. P. 1-13.
- Legrand D., Rouland D., Frogneux M., Carnie, IR., Charley D., Roult G. and Robin C., 2005. Interpretation of Very Long Period Tremors at Ambrym volcano, Vanuatu, as quasi-Static Displacement Field related to two distinct magmatic sources // Geophys. Res. Lett., 32, 6, L0631410.1029/2004GL021968
- 3. Nagano K., H. Niitsuma & N. Chubachi. 1989. Automatic algorithm for triaxial hodogram source location in downhole acoustic emission measurement// Geophysics, 54, 4. P. 508-513.
- 4. Serra J. Image Analysis and Mathematical Morphology, Academic Press, London, 1982.
- 5. Wentzell, 1981. A course in the theory of stochastic processes, Mc. Graw-Hill, NY.
- Zhizhin M., Rouland D., Bonnin J., Gvishiani A., and Burtsev A., 2006. Rapid estimation of earthquake source parameters from pattern analysis of waveforms recorded at a single 3component station // Bull. Seism. Soc. Am, 96, 6.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭФФЕКТОВ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ КАК ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ВО ВНЕШНЕЙ ИОНОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

NUMERICAL SIMULATIONF OF ELECTRIC FIELD EFFECTS AS EARTHQUAKE PRECURSORS IN THE OUTER IONOSPHERE OF THE EARTH

М.В. Клименко¹, А.А.Намгаладзе², В.В. Клименко³, В.В. Брюханов¹

¹Калининградский государственный технический университет ²Мурманский государственный технический университет ³Западное Отделение ИЗМИРАН

The results of the numerical calculations of the electric field effects as the earthquake precursors in the outer ionosphere of the Earth are presented. The calculations were performed using the global numerical ionosphere-plasmasphere model including the modified block of the electric potential calculation. The sources of seismic electric fields were included in the model as additional potentials at the western and eastern boundaries of the near-epicentral areas added to the usual ionospheric potential pattern. Two such areas located at mid- and low latitudes corresponding to the earthquakes in Rome and Vanimo were considered. We obtained in calculations the additional zonal electric fields of seismic origin of about 3-9 mV/m. The model results show that such electric fields produce considerable variations in the electron concentration, ion composition and heat balance of the cold plasma in the outer ionosphere of the Earth in agreement with the observations.

В данной работе представлены результаты численных расчетов эффектов восточного электрического поля, описанного в работе [9], как предвестников землетрясений во внешней ионосфере Земли. Расчеты были выполнены с использованием Глобальной Самосогласованной Модели Термосферы, Ионосферы и Протоносферы (ГСМ ТИП), разработанной в Западном отделении ИЗМИРАН [8, 14, 16, 17]. Модель дополнена новым блоком расчета электрических полей в ионосфере динамо и магнитосферного происхождения [3, 4]. В этом блоке решение трехмерного уравнения, описывающего закон сохранения полного тока в ионосфере Земли, осуществляется приведением его к двумерному интегрированием по толщине токопроводящего слоя ионосферы не по высоте, как это было в первом варианте модели, а вдоль силовых линий геомагнитного поля. Это позволило корректно описывать распределение электрического поля вблизи геомагнитного экватора.

Эффекты сильных землетрясений в верхней ионосфере, выявленные с помощью искусственного спутника Земли "Ореол-3", описаны в работе [1]. Об изменениях ионного состава, плотности и температуры тепловой плазмы, зарегистрированных на спутниковых орбитах над эпицентром будущего землетрясения сообщалось в работе [15]. О наличии вариаций параметров внешней ионосферы в преддверии землетрясений отмечалось [21], которые представили упрощенную модель диффузионного равновесия для оценки параметров распределения легких ионов в верхней ионосфере и проанализировали роль дрейфа частиц, связанного с локализованными квазистатическими электрическими полями, а также других факторов, воздействующих на распределение ионов во внешней ионосфере. В работе 20 вариации параметров внешней ионосферы в преддверии землетрясений также связывались с эффектами электрических полей как ионосферного, так и внеионосферного происхождения. Измерения электрических полей в ионосфере в периоды землетрясений представлены [5, 6, 12, 19, 22-25]. Вопросы проникновения электрического поля из литосферы в ионосферу перед землетрясениями рассматривались [13]. Электродинамические модели ионосферных предвестников землетрясений представлены в работах [10, 11].

В работах [9, 18] был проведён анализ возможных физических механизмов формирования возмущений полного электронного содержания с характерными для предвестников пространственными и временными масштабами и было высказано

предположение, что главной причиной возникновения областей повышенного полного электронного содержания в ионосфере, наблюдаемых с использованием измерений задержек сигналов спутников GPS перед сильными землетрясениями [2], является вертикальный перенос плазмы F2-области ионосферы вверх под действием зонального электрического поля, направленного на восток.

Сейсмогенные источники электрического поля в данной работе, как и в работе [7], задавались наложением дополнительных потенциалов на западной и восточной границах вблизи эпицентральных областей, расположенных в средних и низких широтах и соответствующих землетрясениям в Риме ($\Phi = 45^{\circ}$, $\Lambda = 90^{\circ}$) и Ванимо ($\Phi = -15^{\circ}$, $\Lambda = 210^{\circ}$). На восточных границах эпицентральной области в Риме задавался дополнительный потенциал, равный –10 кВ, а на западных 10 кВ. На границах эпицентральной области в Ванимо потенциал задавался в 2 раза меньше. Дополнительные сейсмогенные зональные электрические поля, полученные в расчётах, составили в окрестности Рима 5-7 мВ/м и в окрестности Ванимо 1-2 мВ/м. Результаты численных расчетов параметров внешней ионосферы Земли для условий сильных землетрясений показали, что при высказанных предположениях о параметрах сейсмогенных источников электрического поля перед землетрясениями происходят значительные изменения электронной концентрации, ионного состава и теплового баланса холодной плазмы во внешней ионосфере Земли, что согласуется с результатами наблюдений.





Зональная компонента электрического поля, мВ/м 06:00 UTЗональная компонента электрического поля, мВ/м 10:00 UT





На рис. 1 в декартовой геомагнитной системе координат долгота-широта показаны рассчитанные в модели глобальные распределения зональной компоненты электрического поля. На левой панели показаны результаты расчетов для случая землетрясения в Ванимо для 06:00 UT. На правой панели показаны результаты расчетов для случая землетрясения в Риме для 10:00 UT. Внизу показаны результаты расчетов для спокойных условий. Вверху показаны результаты расчетов зональной компоненты

электрического поля, полученные с учетом сейсмогенных источников электрического поля.

На рис. 2 в декартовой геомагнитной системе координат долгота-широта показаны изменения электронной концентрации, концентраций атомарных ионов O^+ и H^+ и ионной и электронной температур на высоте 1500 км, представленные в виде отношений значений этих параметров перед землетрясением к их невозмущенным значениям. На левой панели представлены результаты расчетов для землетрясения в Ванимо для 06:00 UT. На правой панели представлены результаты расчетов для землетрясения в которых значения параметров не меняются, то есть на которых отношение возмущенных значений к спокойным равно 1.

Из рис. 2 видно, что перед землетрясением в Ванимо на высоте 1500 км происходит рост электронной концентрации над эпицентральной и магнитносопряженной областями, простирающийся к геомагнитному экватору. Максимумы несколько смещены к полюсам относительно положительных возмущений эпицентральной и магнитно-сопряженной точек. Это связано с тем, что помимо подъема плазмы электромагнитным дрейфом в низких широтах происходит еще и её диффузионный перенос в сторону соответствующего геомагнитного полюса. Максимальный рост N_e в 06:00 UT имеет место не в эпицентральной, а в магнитносопряженной области. При этом электронная концентрация возрастает более чем в 1.5 раза. По обе стороны от области положительных возмущений по долготе формируются области понижения электронной концентрации ~10%. Аналогичная картина имеет место для землетрясения в Риме, но в этом случае положительные эффекты максимальны над эпицентральной областью и превышают фактор 2.2, а в областях понижения электронной концентрации достигают ~20%.

В распределении концентрации ионов O⁺ формируется область положительных возмущений с максимумом вблизи геомагнитного экватора, несколько смещенным в случае обоих землетрясений в северное полушарие. Максимальный рост $n(O^+)$ в случае землетрясения в Ванимо превышает фактор 5, тогда как при землетрясении в Риме этот рост не превышает фактора 2.5. По обе стороны от области положительных возмущений по долготе формируются области понижения концентрации ионов O⁺ до ~40% в случае землетрясения в Ванимо и до ~20% в случае землетрясения в Риме.

Рост концентрации ионов O^+ на высоте 1500 км связан с её увеличением в максимуме F2-слоя, описанным в работе [7], и соответствующим увеличением диффузионного поступления ионов O^+ во внешнюю ионосферу.

В распределении концентрации ионов H^+ , в отличие от рассмотренных выше распределений электронной концентрации и концентрации ионов O^+ , в случае землетрясения в Ванимо формируется область отрицательных возмущений с тремя минимумами: на геомагнитном экваторе, где падение $n(H^+)$ превышает 60% и в областях несколько смещенных от эпицентральной и магнитно-сопряженной точек в сторону полюсов, где падение $n(H^+)$ составляет ~40%. В случае землетрясения в Риме на геомагнитном экваторе формируется область отрицательных возмущений $n(H^+)$, в которой значения концентрации ионов H^+ падают на ~10%. Над эпицентральной и магнитно-сопряженной областями формируются области положительных возмущений с ростом $n(H^+)$ более, чем в 2.5 раза. А по обе стороны по долготе от этих областей формируются области отрицательных возмущений $n(H^+)$, несколько смещенные в сторону геомагнитного экватора относительно эпицентральной и магнитносопряженной точек, в которых концентрация ионов H^+ может падать в 1.5 раза.



Рис. 2

Концентрация ионов H^+ падает за счет того, что на больших высотах под действием восточного электрического поля тепловые протоны дрейфуют в сторону больших значений L-параметра, то есть из плазменных трубок меньшего объема в трубки большего объема, что и приводит к падению концентрации ионов H^+ на высоте 1500 км.

Ионная и электронная температуры во время землетрясения в Ванимо ведут себя похожим образом. На геомагнитном экваторе формируются области пониженных значений температур на ~20% для ионов и на ~10% для электронов, которые простираются до эпицентральной и магнитно-сопряженной точек. При землетрясении в Риме формируются области отрицательных возмущений в плазменных температурах, локализованные вблизи эпицентральной и магнитно-сопряженной точек, в которых значения температур падают на ~5-10%. Помимо этого в распределении ионной температуры к востоку и в сторону полюсов от этих областей формируются области повышенных на ~10% значений ионной температуры.

Поскольку концентрации электронов и ионов O^+ на высоте 1500 км в преддверии землетрясения растут, а концентрация ионов H^+ падает, то из этого следует, что в рассматриваемых условиях на высоте 1500 км ион H^+ является второстепенным ионом, а O^+ – главным. Поэтому основной вклад в температуру ионов дают ионы O^+ . А при постоянных источниках нагрева тепловых электронов и атомарных ионов их температуры падают с ростом концентрации электронов и основных атомарных ионов из-за того, что энергия источников подводится к большему числу частиц.

В работах [15, 21] отмечалось изменение ионного состава внешней ионосферы перед сильными землетрясениями. Наши расчеты показали, что учет сейсмогенных источников восточного электрического поля также приводит к изменению ионного состава внешней ионосферы, которое согласуется с наблюдениями. Кроме того, показано, что в преддверии землетрясений происходит падение плазменных температур во внешней ионосфере, что также может служить предвестником будущего землетрясения.

Список литературы

- Гальперин Ю.И., Джапаридзе Г.А., Джорджио Н.В. Эффекты сильных землетрясений в верхней ионосфере, выявленные с помощью искусственного спутника Земли "Ореол-3" // Тр. Тбил. ун-та. 1992. Т. 313. С. 57-72.
- Захаренкова И.Е. Использование измерений сигналов системы GPS для обнаружения ионосферных предвестников землетрясений // Диссертация на соискание учёной степени кандидата физико-математических наук, Калининград, РГУ им. И.Канта. 2007. – 146 с.
- 3. Клименко М.В., Клименко В.В., Брюханов В.В. Численное моделирование электрического поля и зонального тока в ионосфере Земли Постановка задачи и тестовые расчеты // Математическое моделирование. 2006. Т. 18, № 3. С. 77-92.
- 4. Клименко М.В., Клименко В.В., Брюханов В.В. Численное моделирование электрического поля и зонального тока в ионосфере Земли Динамо поле и экваториальный электроджет // Геомагнетизм и аэрономия. 2006. Т. 46, № 4. С. 485-494.
- 5. Ларкина В.И., Мигулин В.В., Сергеева Н.Г., Сенин Б.В. Сравнительный анализ электромагнитных эффектов над зонами тектонических разломов // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 4. С. 532-538.
- Молчанов В.Н. Вариации электрического и магнитного полей предвестники землетрясений // Краткосрочные предвестники землетрясений и чрезвычайных ситуаций: Матер. 2 межрегион. симпозиума. Санкт-Петербург, 27-29 сент. 2001. – СПб. : Изд. Русс. геогр. Общества. 2001. С. 32.
- 7. Намгаладзе А.А., Клименко М.В., Клименко В.В., Захаренкова И.Е. Формирование ионосферных предвестников землетрясений электрическим полем // Статья в этом сборнике. 2007.

- Намгаладзе А.А., Кореньков Ю.Н., Клименко В.В., Карпов И.В., Бессараб Ф.С., Суроткин В.А., Глущенко Т.А., Наумова Н.М. Глобальная численная модель термосферы, ионосферы и протоносферы Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 1990. Т. 30, №. 4. С. 612-619.
- 9. Намгаладзе А.А. О возможных физических механизмах формирования ионосферных предвестников землетрясений // Материалы Международной Научно-технической конференции МГТУ «Наука и образование-2007». 2007.
- Сорокин В.М., Чмырев В.М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых видов катастроф // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42, № 6. С. 821-830.
- 11. Сорокин В.М., Ященко А.К. Возмущение квазистационарного электрического поля в ионосфере над сейсмоактивными районами // Хим. физ. 2000. Т. 19, № 6. С. 71-80.
- 12. Gousheva M., Glavcheva R., Danov D., Angelov P., Hristov P. Influence of earthquakes on the electric field disturbances in the ionosphere on board of "Intercosmos-Bulgaria-1300" satellite // Докл. Бълг. AH. 2005. V.58, No. 8. P. 911-916.
- 13. Grimalsky V.V., Hayakawa M., Ivchenko V.N., Rapoport Y.G., Zadorozhnii V.I. Penetration of an electrostatic field from the lithosphere into ionosphere and its effect on the D-region before earthquakes // J. Atmos. And Sol.-Terr. Phys. 2003. V. 65, No. 4. P. 391-407.
- Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Forster M., et al.: Calculated and observed ionospheric parameters for a Magion 2 passage and EISCAT data on June 31, 1990 // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 14697-14710.
- 15. Larkina V.I. Response of the plasmasphere to earthquakes // Тез. докл. Междунар. симп. "Спутников. исслед. ионосфер. и магнитосфер. процессов". 1995. – М. : С. 32-33.
- Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Karpov I.V., Bessarab F.S., Surotkin V.A., Glushchenko T.A., Naumova N.M. Global model of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system // Pure and Applied Geophysics. 1988. V. 127, No. 2/3. P. 219-254.
- 17. Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Karpov I.V., Surotkin V.A., Naumova N.M. Numerical modelling of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system // Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics. 1991. V. 53, No. 11/12. P. 1113-1124.
- Namgaladze A.A., Shagimuratov I.I., Zakharenkova I.E., Martynenko O.V., Zolotov O.V. Possible physical mechanisms of the TEC enhancements observed before earthquakes// IUGG Abstracts. 2007.
- 19. Pong Zi-zheng, Niu Zhi-ren. Electric potential and apparent resistivity in rocks containing non-uniformly disturbed cracks// Acta seismol. Sin. 2001. V. 14, No. 3. P. 315-324.
- Rapoport Y., Grimalsky V., Hayakawa M., Ivchenko V., Juarez R.D., Koshevaya S., Gotynyan O. Change of ionospheric plasma parameters under the influence of electric field which has ionospheric origin and due to radon emanation// Phys. And Chem. Earth. 2004. V. 29, No. 4-9. P. 579-587.
- Shklyar D.R., Truhlik V. On the modification of light ion concentration profiles above seismically active regions: a qualitative consideration // J. Atmos. and Sol.-Terr. Phys. 1998. V. 60, No. 10. P. 1025-1033.
- 22. Skordas Efthimios, Kapiris Panayiotis, Bogris Nikos, Varotsos Panayiotis. Field experimentation on the detectability of co-seismic electric signals // Proc. Japan Acad. B. 2000. V. 76, No. 4. P. 51-56.
- 23. Tzanis Andreas, Vallianatos Filippov. A critical review of electric earthquake precursors// Ann. Geofis. 2001. V. 44, No. 2. P. 429-460.
- 24. Vallianatos F., Tranis A. On possible scaling laws between electric earthquake precursors (EEP) and earthquake magnitude // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26, No. 13. P. 2013-2016.
- 25. Varotsos Panayiotis. A review and analysis of electromagnetic precursory phenomena // Acta geophys. pol. 2001. V.49, No. 1. P. 1-42.

РАЗРАБОТКА ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ АДДИТИВНОГО ИСТОЧНИКА ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

NUMERICAL MODEL OF THE ADDITIVE SOURCE OF THE GEOMAGNETIC FIELD

В.В.Кузнецов

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

To account for magnetic poles drift features a numerical model of the geomagnetic field (GMF) generation is proposed. A source of the geomagnetic field generation is represented as an axisasymmetric differential current ring and four radial current rings located at the border of the inner core inside F-layer. According to the model current rings as the long-living Rossby vortexes represent the nature of global magnetic anomalies (GMA) which are the sources near-independent of the principal dipole GMF. Thus the additive source of GMF arises from a sum of five field sources. Generation of the dipole field source results from phase transition (PT) of the 1-st order (condensation-evaporation) inside F-layer including electric charges formation and their separation inside PT region, a radial electric field (EF) and a weak magnetic field generation initiated by daily rotation of charges and lastly a principal dipole GMF generation due to dynamo effects inside F-layer. Generated at the F-layer surface the dynamo-current induces a reverse-direction current at the other surface of the F-layer that results in the dipole source in the form of the differential current ring. PT reversing causes a polarity reversion of EF inside the F-layer and an inversion of GMF. The model proposed provides an explanation for features of modern and paleo drift of the magnetic poles.

Введение

В более ранних работах автором показано, что в настоящее время магнитные полюса (МП), северный (СМП) и южный (ЮМП) движутся друг навстречу другу вдоль трасс, по которым палеомагнитные полюса дрейфовали в моменты инверсий геомагнитного поля (ГМП). Была предложена модель дрейфа, согласно которой определяющую роль в дрейфе МП играют четыре глобальные магнитные аномалии (ГМА). Изменения величин источников поля: дипольного и четырех ГМА определяют направление и скорость дрейфа СМП и ЮМП.

Недавно в зарубежных статьях обсуждалась проблема увеличения скорости дрейфа СМП и роль джерков в этом ускорении. Оказалось, что особенности дрейфа ЮМП выпали из области интересов авторов. В настоящем докладе предложена и обсуждается модель дрейфа МП. Скорости и направления дрейфа МП не случайны, а следуют из модели генерации источника ГМП, разрабатываемой автором в контексте модели горячей Земли.

Модель дипольного источника ГМП

Модель основана на предположении о возможной аналогии между процессами, происходящими на границе внутреннего ядра и в атмосфере. Обратим внимание на характер распределения скорости звука по высоте - в атмосфере Земли и Р-волн, распространяющихся в области границы внутреннего ядра Земли (в F-слое), а так же на характер распределения температуры в атмосфере и F-слое (рис.1). Легко видеть их внешнюю схожесть. Но это не только внешняя сторона проблемы, на самом деле, и в том, и в другом случае, мы имеем дело с распределением скорости звука в двухфазной среде, в которой происходит образование и разделение электрически заряженных частиц, обладающих различными массами и весом.

Согласно развиваемой модели, и в том, и в другом случае мы имеем дело с двухфазными средами – «жидкость – пар», в которых происходит фазовый переход (ФП): конденсация и, обратный ему, – испарение, аналогично тому, как изменяется фазовое состояние воды в атмосфере. При конденсации плотного газообразного вещества внутреннего G-ядра, более плотного, чем вещество внешнего ядра,

образуются большие «капли», которые, поскольку они легче «пузырей», скапливаются вблизи внутренней поверхности внешнего ядра, представляющего собой конденсат вещества внутреннего ядра. Конденсация, процесс экзотермический, приводящий к выделению дополнительного тепла и повышению температуры среды. Если нет специального «канала» для отвода тепла, то в системе, после достижения в ней определенной температуры, режим конденсации изменится на преимущество испарения (рис. 2). Во время этого цикла (преимущества испарения при перегреве) кипяшие «пузыри» собираются около поверхности внутреннего ядра. Подчеркнем, что в модели горячей Земли, в отличие от ситуации в атмосфере, капли «легче» пузырей. Известно, что в области ФП происходит образование электрических зарядов и их разделение при дрейфе пузырей и капель в поле силы тяжести. При этом в F-слое образуется двойной электрический слой (ДЭС). Причем, в ситуации, когда K > J, внешняя граница F-слоя становится отрицательной, а внутренняя – положительной, когда же K < J, – наоборот, полярность ДЭС меняется – на обратную. F-слой будем в дальнейшем рассматривать как ДЭС, в котором происходит смена полярности при смене режима "работы" фазового перехода (см. рис. 3).



Рис.1. Распределение температуры и скорости звука в ионосфере и F-слое ядра Земли.



Рис.2. Слева – палеомагнитная шкала. Справа – наша модель изменений полярности поля. Зависимость явлений, связанных с «работой» фазового перехода во времени и их отражение в геомагнитном поле.



Рис.3. Токовые системы в F-слое в случае прямой (N) и обратной (R) полярности МПЗ.

Оценим напряженность электрического поля E_R в F-слое: $E_R = q/(C \ DR)$, здесь q = NeV – электрический заряд слоя, DR – толщина F-слоя, N – концентрация зарядов, e – заряд электрона. Заметим, что отношение 1/Ne – имеет смысл холловской постоянной. Обозначим её через D, а через V – объем сферического "конденсатора": $V = 4\pi R^2_G DR$, где R_G – радиус внутреннего ядра, тогда C – электрическая емкость ДЭС: $C = 4\pi \epsilon_0 R^2_G / DR$, ϵ_0 – электрическая постоянная. Получаем: $E_R = DR/(e_0 D)$.

При суточном вращении ДЭС, в соответствии с известным опытом Эйхенвальда, возникает электрический "ток" *j*_w. Магнитное поле такого "тока" на оси вращения системы: $B = \mu_0 j_W S_X / 2R_G$, где $S_X - э \phi \phi$ ективная площадь сосредоточения зарядов: $S_X \gg$ $\delta \times A$, здесь $\delta \ll DR$ – толщина слоя, по которому "течет ток" j_w (m_o – магнитная постоянная, А - высота слоя). Поле В оказывается значительно меньше геомагнитного поля, иначе, необходим механизм его усиления. Один из возможных вариантов усиления поля В, это динамо, типа ионосферного динамо. Для его реализации необходимо наличие гидродинамического переноса проводящей жидкости. В нашей модели такой перенос осуществляется за счет известного явления супервращения внутреннего ядра. Движение вещества F-слоя, реализующее этот перенос, перпендикулярно силовым индуцирует линиям магнитного поля, оно электродвижущую силу, которая вызывает электрический ток. Для любой частицы среды, на которую действует электрическое и магнитное поле, можно записать уравнение:

$$n dV/dt = eE + \varepsilon V \ \hat{B} - mn (V - U).$$

Здесь *V* –скорость заряженной частицы, *U* – скорость нейтральной атмосферы. Приравняв mv (*V* – *U*) силе Лоренца *e V* \hat{B} , можно определить скорость *V*. Вектор *U*, направленный поперек линий магнитного поля, индуцирует поле *U* \hat{B} . Это наведенное поле вызывает электрический ток $s \times U \hat{B}$, где σ - тензор проводимости:

$$\boldsymbol{\sigma} = \begin{array}{ccc} \left[\begin{array}{ccc} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} \end{array} \right] \\ \left[\begin{array}{ccc} \sigma_{xy} & \sigma_{yy} \end{array} \right] \\ \left[-\sigma_{xy} & \sigma_{yy} \end{array} \right] \, . \end{array}$$

Наведённое и поляризационное поля складываются и образуют общее электрическое поле E_t . Ток определяется следующим образом:

$$\boldsymbol{j} = \boldsymbol{\sigma}^{\boldsymbol{\prime}} \boldsymbol{\mathcal{E}}_t = \boldsymbol{\sigma}^{\boldsymbol{\prime}} \boldsymbol{\mathcal{K}} (\boldsymbol{U} \quad \boldsymbol{\mathcal{B}} - \boldsymbol{\nabla} \boldsymbol{\Phi}).$$

Этот ток течет в области экватора, в восточном направлении, образуя т.н. экваториальную токовую струю. На внутренней поверхности F-слоя Земли наводится токовая струя противоположного направления. Дипольный источник представляет собой двойное токовое кольцо, обкладками которого являются границы F-слоя (Рис. 4-а). Изменение направления ФП, иначе, смена преимущества конденсации преимуществом испарения приводит к изменению направления поля, возникающего

при разделении зарядов, смене направления токов и изменению полярности ГМП.



Рис.4. Модель генерации основного диполя ГМП – *a*; Точки – переменная часть *H* компоненты в плоскости экватора. Разложение по sin-функциям: 1 – первая и 2 – вторая гармоники -*b*. Сечение F-слоя - *c*.

Глобальные магнитные аномалии

В атмосферах больших планет обнаружена и изучена т.н. циклон антициклонная асимметрия: циклонов всегда много меньше, чем антициклонов. Это связано с тем, что антициклоны (А), это солитоны, в то время как циклоны (С), - нет. Однако, если «рождается» пара циклон-антициклон, то они оба могут быть солитонами. В атмосферах Юпитера и Сатурна наблюдается по три антициклона и одному циклону. БКПЮ тоже является антициклоном. Картина магнитных аномалий на Земле удивительно напоминает картину вихрей на Сатурне, где можно видеть даже хорошее совпадение их по широтам.

Вихри Юпитера		Вихри Сатурна		ГМА		
Большое красное пятно	22° S	Большая Берта	5° N	Сибирская (SA)	67° N	А
Малое красное пятно	19° N	Коричневое пятно	42° N	Канадская (СА)	58° N	А
Коричневый овал	14° N	Ультрафиолетовое пят	но 24° N	Бразильская	15° S	С
Белый овал	34° S	Пятно Анны	55° S	Антарктическая	55° S	А

Рис. 5 показывает расположение ГМА в F-слое и на карте, а также схему дрейфа СМП в пространстве между двумя ГМА: Канадской и Сибирской.



Рис.5. *а* – Модель глобальных магнитных аномалий как циклонов и антициклонов. Слева проекция вихрей на F-слой, стрелками показано направление гидродинамического переноса. Стрела поперек слоя – температурный градиент. Выделенная область соответствует Тихому океану. Справа размещение антициклонов («А», и пара «А-С» – солитоны). Линия вдоль экватора – гидродинамический перенос, ответвления показывают направления «рингов» (ФВХ). *b* – схема дрейфа СМП.

Дрейф полюсов

На рис. 6 (слева) показана схема дрейфа СМП по данным склонения и наклонения, зарегистрированных в Лондоне и Бостоне. Справа – схема дрейфа магнитных полюсов в периоды инверсий ГМП. На рис. 7 приведены данные наблюдений местоположений СМП (звездочки). Если СМП будет дрейфовать так, как это следует из лондонских данных, то в 2140 СМП должен остановиться и начать дрейф в обратном направлении. Как видно из рис. 8, в настоящее время возможны два варианта дрейфа: либо возвращение, либо инверсия. Решить в наше время эту проблему однозначно нет возможности, тем не менее, тенденция дрейфа СМП такова, что второй вариант – кажется предпочтительней.



Рис. 6. Склонение и наклонение на обсерваториях Лондона и Бостона (слева). Пути дрейфа магнитного полюса во время инверсий, 1-4 ГМА (справа).



Рис.7. Схема дрейфа СМП (слева – направо), начиная с 1831 г. Точка поворота – 1860.

Регистрируя изменения величин Н-компонент на обсерваториях Резольют Бей и Мыс Челюскин, находящихся на трассе дрейфа СМП (рис. 5-b и 7), можно предсказывать его местоположение (рис. 8):



Рис.8. Вариации H компоненты: 1 – на станции Резольют Бей; 2 – на станции Мыс Челюскин. 3 – разность между величинами этих компонент (*DH*) – положения СМП по шкале (*L* км, относительно 1973 г, где L = 0).

Результат численного моделирования

На рис. 9 приведен один из примеров численного моделирования источника генерации ГМП. Модули, координаты и направления центрального диполя и 4 радиальных диполей, соответствующих ГМА, – приведены справа в таблице. На рис. 9-а показан результат вычисления полного модуля ГМП с участием всех пяти диполей. На рис. 9-б – только центральный диполь.



Рис.9. Численное моделирование ГМП (9-а) как суммы центрального диполя и 4-х ГМА (параметры диполей справа). Центральный диполь без ГМА – 9-б.

Заключение

Перечислим основные положения модели генерации ГМП и дрейфа МП:

- Согласно модели горячей Земли, в области F-слоя реализуется фазовый переход (ΦΠ), в котором происходит разделение электрических зарядов и образование двойного электрического слоя (ДЭС);
- 2. Полярность ДЭС зависит от направления ФП и меняется при смене его направления;
- 3. Суточное вращение ДЭС вызывает образование небольшого по величине дипольного магнитного поля;
- 4. В области F-слоя во внешнем ядре наблюдается течение двухфазного проводящего вещества, регистрируемого как супервращение ядра Земли;
- 5. Дрейф проводящей жидкости в слабом магнитном поле вызывает возникновение электрического поля, которое является причиной образования кругового тока;
- 6. Этот ток индуцирует другой ток в обратном направлении, протекающий вдоль границы внутреннего ядра;
- 7. Эти токи формируют основной диполь ГМП, полярность ГМП меняется при смене направления ФП;
- 8. На внешней поверхности F-слоя, за счет нагрева её от внутреннего ядра и как способ сброса излишков тепла, возникают вихри Россби ГМА;
- 9. В момент инверсии дипольное поле уменьшается до нуля. В это время основными источниками ГМП являются ГМА, что и определяет направление дрейфа магнитных полюсов.

Работа выполнялась при поддержке гранта Президиума РАН № 16. Часть 3. Проект 19.2 и гранта ДВО РАН по разделу С07.

РАЗРАБОТКА НЕЙРОСЕТЕВЫХ МЕТОДОВ ИССЛЕДОВАНИЯ ПОВЕДЕНИЯ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА РАЗЛИЧНЫХ СТАДИЯХ ПОДГОТОВКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

DEVELOPMENT OF NEURONET METHODS OF STUDY OF GEOACOUSTIC EMISSION BEHAVIOR AT DIFFERENT STAGES OF PREPARATION OF SEISMIC EVENTS

М.А.Мищенко, Ю.В.Марапулец, А.В.Шадрин

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Since 1999 the Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation (IKIR) FEB RAS have been conducted the investigations of geoacoustic emission in small ponds in the frequency range 0.1 Hz...10 KHz by hydroacoustic sensors, oriented to the North, South and East. The study showed that 34 earthquakes out of 74 events with M > 4, occurred at epicentral distance up to 250 km, were preceded by anomalous increase of geoacoustic noise level in daily interval. A multi-level neuronet automated system was developed for automation of the process of distinguishing the anomalies and their further detailed analysis. The basis for the system is neural network model which is called Kokhonen map. In the course of investigation 11 map models of different dimensions were tested. In the result it was determined that Kohonen map signal with architecture [4 15] and [30 35] was reliably recognized.

Среди особенностей высокочастотной геоакустической эмиссии в период подготовки сильных землетрясений на Камчатке отмечается рост интенсивности излучения в суточном временном интервале до сейсмического события [1]. С учетом сильного затухания высокочастотных акустических колебаний, возникающих в гипоцентре, и невозможности регистрации их на больших расстояниях, природу объяснить распространением предвестников удается деформаций ИЗ очага землетрясения в виде кратковременных толчков перед его началом. В связи с высокой чувствительностью геоакустической эмиссии к состоянию горных пород [4], ее отклики заметны даже при небольших изменениях уровня деформаций, что лучше всего проявляется в килогерцовом диапазоне, где уровень помех относительно ниже [1].

За период с 1999 года по настоящее время Камчатке было зарегистрировано около сотни акустических откликов (аномалий) на большинство сейсмических событий с энергетическим классом Ks > 11, расположенных, как правило, в радиусе до 250 км. Эффективность отклика зависела не только от энергии землетрясения, его удаления и глубины, но и от угла места по отношению к направлению на зону субдукции.

Первоначально для регистрации геоакустической эмиссии использовалась аналого-цифровая система, в которой сигналы расфильтровывались в 7 частотных поддиапазонах аналоговыми фильтрами, а далее осуществлялась оцифровка и регистрация в ПЭВМ [3]. В 2006 году был создан полностью цифровой аппаратнопрограммный комплекс, который позволил исключить ошибки, обусловленные аналоговым оборудованием.

Для более детального исследования поведения геоакустической эмиссии перед сейсмическими событиями была реализована многоуровневая нейросетевая автоматизированная система, позволяющая эффективно анализировать сигналы на выходе аналогово-цифрового оборудования [2]. Структурная схема системы, состоящая из 4 уровней, представлена на рис.1.

Первый уровень состоит из моделей карт Кохонена, реализованных для анализа 5 частотных поддиапазонов (3 высокочастотных с архитектурой карт [2 4 4] и 2 низкочастотных шумовых с архитектурой [1 3 5]). Реализация второго уровня связана с необходимостью перехода от множества классов к 2 (наличие или отсутствие аномалий). Для решения этой задачи использована радиально-базисная модель

нейронной сети. На вход этой сети подаются выходные классы первого уровня, а с выхода снимаются значения 1 или 2, где 2 соответствуют классам возмущений, а 1 – тишины. Третий уровень системы анализирует сочетание классов возмущений и тишины 2-го уровня со всех пяти частотных поддиапазонов и выдает один из четырех вариантов ответа: 1 – неопределенность, 2 – тишина, 3 – мешающее шумовое воздействие, 4 – предвестниковая аномалия.



Рис.1. Структурная схема нейросетевой системы.

Далее на четвертом уровне сигналы подвергаются процедуре усреднения окном переменной ширины, задаваемой в интерфейсе программы, и в зависимости от установленных временных порогов срабатывания для мешающих шумовых воздействий и предвестниковых аномалий, принимается итоговое решение о классе явления в канале. Все полученные сведения записываются в файл отчета и выводятся в виде графиков на экран.

При переходе на цифровой аппаратно-программный комплекс регистрации геоакустической эмиссии возникли определенные трудности в адаптации нейронной сети. Анализ сигналов с цифровой и аналоговой систем показал, что хотя их формы и имели общие характерные черты, решения, которые принимала нейронная сеть, принципиально различались. Возникла необходимость в проведении дополнительных исследований реакции нейронных сетей различной архитектуры на сигналы предвестниковых аномалий. Учитывая опыт выбора модели нейронной сети первого уровня [2], было принято решение оставить карты Кохонена. При исследовании сигнала длина элементарного события была увеличена с 6 до 20 отсчетов. Для анализа использовались следующие архитектуры карт Кохонена: [2 4 4], [4 15], [20 5 3], [10 8 3], [5 9 3], [4 5 3], [30 35], [25 30], [30 12 4], [30 12 3], [2 4 4 2], [2 4 10]. В качестве обучающей выборки использовались сигналы предвестниковых аномалий, мешающих воздействий (ветер и дождь) и фоновые шумы.

Применение различных моделей нейросетей на геоакустических данных за период 2006 года показало, что для анализа сигналов наиболее эффективны архитектуры карт Кохонена размерностью [4 15] и [30 35]. При этом сеть [4 15] позволяет достаточно быстро анализировать сигналы в режиме реального времени непосредственно при регистрации, а сеть [30 35], различающая шумы спокойного периода и практически соизмеримые с ними по амплитуде сигналы предвестниковых аномалий, дает возможность дополнительного более детального изучения сигнала в лаборатории. Оказалось, что модель нейронной сети [2 4 4], которая использовалась в аналого-цифровой системе, показала далеко не лучший результат.

Пример использования различных сетей представлен на рис.2 и рис.3. На рис.2 приведен сигнал с предвестниковой аномалией, зарегистрированной 23.08.2006 года в наиболее информативном частотном поддиапазоне 1500 – 6000 Гц [4], а на рис.3 реакция карт Кохонена различной архитектуры на этот сигнал. На рисунке: А - сеть архитектуры [30 12 3], Б - [30 12 4], В - [2 4 4], Г - [30 35], Д - [4 15], Е - [4 5 3], Ж - [25 30], З - [10 8 3], И - [20 5 3], К - [2 4 10], Л - [2 4 4 2] и М - [5 9 3].



Рис.2. Аномальный сигнал геоакустической эмиссии 23.08.2006 года.


Рис.3. Реакция нейронных сетей различной архитектуры

В результате проведенного исследования для первого уровня автоматизированной нейросетевой системы была выбрана архитектура нейронной сети [4 15] позволяющая классифицировать входной сигнал на 60 уровней. Данная модель использована как для высокочастотных, так и для низкочастотных поддиапазонов. Для более детального анализа высокочастотных поддиапазонов в лабораторных условиях дополнительно выбрана архитектура сети [30 35], позволяющая классифицировать сигнал на 1050 уровней. Работа системы первого уровня для 3 высокочастотных поддиапазонов (700–1500 Гц, 1500–6000 Гц, 6000–10000 Гц) на примере акустической аномалии 23 августа 2006 года показана на рис.4. На рисунке: А - геоакустический сигнал на входе, Б - реакция нейронной сети [4 15], В - [30 35].



Рис.4. Пример выработки решения системой

328

На данном этапе исследования конструкция второго, третьего и четвертого уровня автоматизированной системы пересматривается и находится в стадии разработки. Очевидно, что эти уровни должны усложниться, и анализировать не просто информацию о наличии или отсутствии предвестника, но и о его характере, а также предоставлять возможности по распознаванию различных аномальных сигналов.

Список литературы

- 1. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 45-59.
- Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Щербина А.О. Геоакустическая система мониторинга и прогнозирования сейсмической активности на полуострове Камчатка // Сборник трудов VIII Международной конференции по мягким вычислениям и измерениям (SKM'2005). – СПб. : 2005. Т. 2. С. 159-161.
- Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Шадрин А.В., Щербина А.О. Применение нейронных сетей для оценки возмущений геоакустической эмиссии на заключительной стадии подготовки землетрясений на Камчатке // Сборник трудов IX Международной конференции по мягким вычислениям и измерениям (SKM'2006). – СПб. : 2006. Т. 1. С. 238-240.
- 4. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М. : Наука. 2003. 270 с.

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МОДЕЛИ ПЛОСКОЙ ПЕРВИЧНОЙ ЭЛЕКТРОМАГНИТНОЙ ВОЛНЫ В МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

ON THE POSSIBILITY OF APPLICATION OF THE MODEL OF FLAT ORIGINAL ELECTROMAGNETIC WAVE FOR MT RESEARCH

Ю.Ф. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

MT research is grounded on the hypothesis of flat original EM wave. It's also assumed that the original wave includes a vertical component. There are estimates and experiments which make an evidence of the mentioned wave models. However these estimates are hardly precise and the experiments are not accurate enough.

So, in winter 2006 the observations of electrotelluric field from the ice surface of the lake Baikal were made with the help of contemporary digital devices. As a result it was found out that in the middle part of the lake there are hardly any variations with the periods from the first seconds to the first minutes in the vertical electrotelluric field. This can be explained by the fact that the water mass and low-resistance sediments lying under it are to a first approximation a homogeneous medium where the length of EM wave at the short periods is commensurable with the width of the Lake Baikal. In such a homogeneous medium vertical electric currents are nealy zero. The acquired result testifies to such a model of flat wave. It is coherent with the estimates given by Berdichevsky and Vanyan. It should be mentioned that the variations with the periods of the first tens of a minute to an hour and more were revealed in the vertical component of electrotelluric field which is connected with the influence of geoelectrical heterogeneity due to the Baikal cavity. The estimates show that the length of EM wave at these periods significantly exceeds the width of the lake.

При изучении неоднородных геологических сред с помощью естественного электромагнитного поля Земли большой интерес представляют вертикальные составляющие электротеллурического и геомагнитного полей. Эти составляющие поля содержат существенную информацию о геоэлектрической неоднородности среды. В лучшей мере изучена вертикальная составляющая геомагнитного поля, которая совместно с горизонтальными успешно используется в методах магнитовариационного профилирования и зондирования. Крайне мало информации о вертикальной электротеллурической компоненте, измеряемой в Земле. Следует упомянуть ряд работ, которых проведены эксперименты с измерением вертикального в электротеллурического поля [6, 7, 9, 11, 12, 13, 14,]. К сожалению, по этим работам трудно судить о наличии вертикальных электрических токов в первичной электромагнитной волне. Существуют оценки, свидетельствующие о ничтожно малой части таких вертикальных токов. Так в бухтообразных возмущениях вклад электрического тока, перетекающего из ионосферы сквозь атмосферу, оценивается в десятые доли процента от общего тока в Земле [4]. Пульсации вертикального электрического поля ионосферного происхождения не превышает 0.1 В/м под источником и уменьшаются с удалением от него [3]. В работе [1] для активных гармоник электротеллурического поля отношение вертикальной компоненты к горизонтальным на земной поверхности (со стороны Земли) по косвенным измерениям ожидается (для однородной Земли) менее 0.001.

Эти оценки основаны на том, что удельное электрическое сопротивление нижних слоев атмосферы является весьма большим и составляет $10^{12} - 10^{14}$ Ом·м. Это не дает возможности проникновения электрических токов сквозь атмосферу. Поэтому индукционный механизм возбуждения преобладает над гальваническим. Если непроводящая атмосфера исключает связь между ионосферой и Землей, то в горизонтально-слоистой среде вертикальная компонента будет равна 0. В горизонтально- неоднородной среде в результате перераспределения индуцированных электрических токов вертикальная компонента от нуля.

В то же время существует ряд работ, в которых по экспериментальным наблюдениям в воздухе пульсации E_z имеют амплитуду от 10 до 100 В/м [10,8]. Следует отметить, что при измерении E_z в воздухе возникают трудности при выделении вариаций, связанных с ионосферно-магнитосферными процессами, так как присутствует перенос электрических зарядов ветром в приземном слое даже в ясную погоду. Поэтому, полученные результаты могут быть неточными.

Для оценки вертикальной компоненты электрического поля в первичной магнитной волне более эффективны измерения в водных акваториях, представляющих собой однородные изотропные среды. Такой эксперимент по измерению вертикальной составляющей электротеллурического поля в озере Байкал был выполнен Виноградовым П.А. [5]. По данным эксперимента отношение *Ez/E20*, для короткопериодных вариаций меняется от 1/10 до 1/65. При этом не указывается для каких конкретных периодов получены указанные отношения. Так как измерения электротеллурического поля производились с помощью аналоговой аппаратуры, то записи во времени были ограничены, а точность их была невысокой.

Поэтому мы вновь вернулись к измерениям вертикальной электрической компоненты в водной среде в связи с развитием систем наблюдений горизонтальных и вертикальных компонент электротеллурического поля вокруг южной части озера Байкал с целью контроля за геодинамическими процессами, протекающими в Байкальской рифтовой зоне. Важная роль при этих исследованиях отводится вертикальной составляющей электротеллурического поля для контроля за поведением геоэлектрической неоднородности среды.

Методика наблюдений

Регистрация электротеллурического поля производилась в зимний период 2006 г. одновременно на озере Байкал и на береговой станции в п. Тырган с резко выраженной геоэлектрической неоднородностью среды. На озере Байкал пункт наблюдений находился в его средней части (рис.1).



Рис.1. Схема расположения пунктов наблюдений на оз. Байкал. 1 – пункты наблюдений электротеллурического поля - Л-1 (2006 г.) и п. Тырган (2003-2006 гг.); 2 – геомагнитные обсерватории.

Глубина озера здесь равна 1 км. Наблюдения выполнены со льда озера в период с 02.02.06 – 10.04.06 г.г., когда его толщина была не менее 1 м. Для измерения горизонтальных составляющих электротеллурического поля использованы основные линии длиной 500 и дублирующие 250 м. Линии ориентированы вдоль и поперек оз. Байкал. Они были вморожены в лед. Для измерения вертикальной составляющей электротеллурического поля использованы составляющих электротеллурического поля вертикальной составляющей электротеллурического поля использованы вдоль и поперек оз. Байкал. Они были вморожены в лед. Для измерения вертикальной составляющей электротеллурического поля использована линия длиной 250 м, В качестве заземлений использованы свинцовые электроды, погруженные в воду на глубину 2 и 252 м. Регистрация вариаций электротеллурического поля производилась с помощью автоматизированного прибора IAE с цифровой регистрацией с дискретностью 1 секунда. Прибор размещен в углублении льда. Оно было перекрыто изоляционным материалом и сверху ледовым покрывалом. Температура в приборе поддерживалась + 4⁰ С. На дневную поверхность были выведены провода для снятия информации, которая производилась один раз в десять дней.

В пункте Тырган одновременно осуществлялась регистрация горизонтальных и вертикальной составляющих электротеллурического поля. Горизонтальные составляющие ориентированы по направлению осей геоэлектрической неоднородности среды. Для регистрации вертикальной составляющей использована скважина глубиной 44 м, затомпонированная глиной. В качестве электродов также использованы свинцовые электроды, погруженные в Землю на глубины 4 и 44 м. Регистрация электротеллурического поля производилась с дискретностью 10 с. Наряду с этим регистрировались вариации геомагнитного поля компонент H, D и Z в обсерваториях Энхалук с дискретностью 1 мин и Патроны с дискретностью 1 сек (рис.1).

Анализ наблюдений

При регистрации электрического поля Земли с помощью электродов, находящихся в воде, возможны различные приэлектродные эффекты, которые могут исказить вариации электротеллурического поля. Для проверки возможных искажений мы воспользовались данными регистрации электрического поля по основному и дублирующему каналам, ориентированным вдоль оз.Байкал. График разницы между временными рядами напряженности поля свидетельствует об отсутствии высокочастотных вариаций, индуцированных внешним источником. В поведении остаточного графика отмечаются лишь изменения напряженности электрического поля, которые могут быть связаны с внутренними источниками. Таким образом, можно полагать, что вариации индуцируемые внешним источником регистрируются с помощью электродов, помещенных в водную среду оз. Байкал без каких-либо искажений на основном и дублирующем каналах. Следовательно, с помощью данных электродов можно регистрировать индуцированные вариации электротеллурического интенсивностью в первые единицы мВ/км, что достаточно для дальнейшего поля анализа.

Обратимся к данным совместной регистрации вертикальной и горизонтальных составляющих электрического поля на оз. Байкал, приведенных в качестве примера на (рис.2). В поведении горизонтальных составляющих электротеллурического поля проявились короткопериодные колебания (T=30-40 сек). Интенсивность продольного электротеллурического поля больше поперечного в несколько раз. Это, по-видимому, связано с поляризацией поля из-за влияния геоэлектрической неоднородности, создаваемой вытянутой впадиной озера. Следует отметить, что данные вариации не выражены в вертикальной составляющей поля.

Рассмотрим сопоставление составляющих электротеллурического поля, зарегистрированных одновременно на оз. Байкал и в п. Тырган. Графики на рис.3 приведены с дискретностью 10 с. С такой дискретностью осуществляется регистрация поля в п. Тырган. На рис.3 видно, что вариации с периодами в первые минуты хорошо





Рис.2. Графики напряженности электротеллурического поля. а и б – продольные горизонтальные составляющие поля для линии – 500 и 250 м; в и г – поперечные горизонтальные составляющие поля длиной – 500 и 250 м; д – вертикальная составляющая поля для линии – 250 м. Время наблюдений: 13.03.06 г. (01 ч : 01 м : 00 с – 01 ч : 06 м : 00 с).



Рис.3. Сопоставление графиков напряженности электротеллурического поля на оз. Байкал (а) и в п.Тырган (б). 1 и 2 – продольные и поперечные составляющие поля для линий – 250 м. Z – вертикальные составляющие поля для линии – 250 м на озере (а) и 40 м в п. Тырган (б). Время наблюдений: 11.03.06 г. (1ч : 26м : 25с – 1ч ; 59м : 45с).

в п. Тырган. В вертикальной составляющей поля на оз. Байкал данные вариации отсутствуют. В то же время на обоих пунктах как в горизонтальных, так и в вертикальных составляющих поля проявилась длиннопериодная вариация. Полупериод этой вариации в вертикальной компоненте на оз. Байкал равен примерно 10 мин. Это свидетельствует о зависимости интенсивности вариаций вертикального поля от их периода. Оценки показывают, что на 03. Байкал отношение вертикальной составляющей поля к горизонтальным в зависимости от периода выглядит следующим образом. На периодах от первых секунд до первых десятков секунд это соотношение составляет тысячные и сотые доли единицы. При увеличении периодов до первых минут данное соотношение не превышает 0.1 и только на периодах от первых десятков минут до 1 часа оно возрастает до 0.5-1.

Таким образом, выполненный анализ свидетельствует, что в средней части озера вариации с периодами от первых секунд до первых минут практически отсутствуют в вертикальном электротеллурическом поле. Это можно объяснить тем, что водная толща и подстилающие ее низкоомные осадки в первым приближении представляют собой однородную среду, в которой длина электромагнитной волны на коротких периодах соизмерима с шириной оз. Байкал. В такой однородной среде вертикальные электрические токи близки к нулю. Полученный результат свидетельствует в пользу модели плоской волны. Он согласуется с приближенными оценками, приводимыми в работах [1, 4].

Появление в вертикальной компоненте электротеллурического поля вариаций с периодами от первых десятков минут до часа и возможно более связано, по-видимому, с влиянием геоэлектрической неоднородности за счет бортов Байкальской впадины. Оценки показывают, что длина электромагнитной волны на указанных периодах существенно превышает ширину оз. Байкал.

Представление о поведении низкочастотного электрического поля дают графики среднечасовых значений напряженности. Анализ показывает, что графики различаются между собой на основных и дублирующих линиях. Это обусловлено тем, что длиннопериодные вариации поля с периодом более 1 суток могут быть связаны с влиянием внутренних электрических источников за счет электрохимических, электрокинетических, биоэлектрических и других эффектов.

Список литературы

- 1. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Дмитриев В.И. О возможности пренебрежения вертикальными токами при магнитотеллурическом зондировании // Физика Земли. 1971. № 5. С. 69-78.
- 2. Бердичевский М.М., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного электрического поля Земли. М. : Недра, 1981. 327 с.
- 3. Ваньян Л.Л., Бутковская А.И. Магнитотеллурические зондирования слоистых сред. М. : Недра, 1980. С. 227.
- 4. Ваньян Л.Л. Электромагнитные зондирования. М. : Научный мир, 1997. 218 с.
- 5. Виноградов П.А. Измерение вертикальной составляющей электротеллурического поля в оз. Байкал // Известия Академии наук СССР. Серия геофизическая, 1959. № 1. С. 83-86.
- 6. Владимиров Н.П., Ан В.А., Вишнев В.С., Краснобаева А.Г. и др. Характеристика вертикальных компонент земных токов на Тукейском прогностическом массиве // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975а. № 3. С. 91-94.
- 7. Владимиров Н.П., Ан В.А., Краснобаева А.Г. и др. Характеристика вертикальных земных токов на Жукейском кристаллическом массиве // Изв. АН СССР Физика Земли. 1975б. № 3. С. 91-94.
- 8. Красногорская Н.В., Ремизов В.П. О некоторых результатах измерения вариаций электрического поля // ДАН СССР. 1973. Т. 212. № 2. С. 345-348.
- 9. Подловилин Е.С., Габлин Н.С., Карюгин П.Ф., Кораблев Л.В. Вертикальное теллурическое профилирование в глубоких скважинах. VI Всесоюзная школа-семинар по электромагнитным зондированиям. Тезисы докладов. М.: 1981. С. 34.
- 10. Тверской П.Н. Атмосферное электричество. Л. : Гидрометиздат, 1949. С. 60, 61, 68.
- 11. Чантладзе И.К. Исследования структуры поля геомагнитных пульсаций на кристаллических массивах. Автореф. Канд. дис. М. : 1975.
- 12. Четаев Д.Н., Моргунов В.А., Чантладзе И.К., Шаманин С.В., Алексеев Б.М., Папушина Л.Б. Некоторые экспериментальные результаты исследования естественного электромагнитного поля Земли в диапазоне 0.1–0.01 Гц. «Тезисы докладов на XI Всесоюзной конференции по распространению радиоволн», ч.Ш. Казань : 1975.
- 13. Benderitter J., Burear J., Dupis A., Geinlean B. Enregistrement de la composante du champ tellurique, normale a la surface du sol. C.r. Acad. Sci. 1970. 271. V. 9. P. 498-500.
- 14. Jones F.W., Geldart L.P. Vertical telluric currents at separated locations // Earth and Planet, Sci, Lett. 1967. 2. V.3. P. 174-176.

МОДЕЛЬ МАССОПЕРЕНОСА РАДОНА (²²²Rn) В ПРИЗЕМНУЮ АТМОСФЕРУ С КОЭФФИЦИЕНТОМ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ КАК ЛИНЕЙНОЙ ФУНКЦИИ ОТ ВЫСОТЫ

MODEL FOR MASS TRANSFER OF RADON (²²²Rn) INTO THE SURFACE LAYER OF THE ATMOSPHERE WITH COEFFICIENT OF TURBULENT DIFFUSION AS LINEAR FUNCTION FROM HEIGHT

Р.И. Паровик¹, И.А. Ильин², П.П. Фирстов³

¹Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ²Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга, ³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

The paper presents a generalized one-dimensional model for mass transfer of radon 222Rn emanation from alluvium deposits into the surface layer of the atmosphere depending on coefficient of turbulent diffusion as linear function from height. Analytical and the numerical solutions for this model, curves of distribution of radon-emanation concentration in the top part of alluvium deposits and in the surface layer of the atmosphere were constructed.

Введение

Моделированием процессов массопереноса радона занимаются сравнительно давно. Актуальность таких исследований возникла еще в начале XX века и была связана с поиском радиоактивных руд [1]. Первые модели массопереноса радона были выдвинуты еще Рэлеем, но в связи со всплеском работ в последние десятилетия в приложениях математической физики данное направление получило стремительное развитие.

Особенно широкое развитие в этом направлении наблюдается в сейсмологии. С целью поиска предвестников сильных землетрясений южной Камчатки на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне в течение последних десяти лет в функционируют сеть станций мониторинга объемной активности (OA Rn) [7,8]: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВИС ДВО РАН) и Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН (ИКИР ДВО РАН). Мониторинг OA Rn позволит выявить скрытые закономерности распределения радона в данном регионе и позволит понять связь между напряженностью электрического поля, геоакустической эмиссией и сейсмическими событиями на Камчатке.

В данной работе рассмотрена модель распределения концентрации радона из грунта на дневную поверхность с учетом коэффициента турбулентной диффузии как линейной функции от высоты. В работе также проводится анализ точных и численных решений представленной модели. Работа имеет теоретическое значение результаты, которого могут быть использованы для выявления закономерностей в наблюдаемом процессе, обработки экспериментальных данных и в решении обратных задач.

Модель массопереноса радона в приземный слой атмосферы с учетом зависимости коэффициента турбулентной диффузии от высоты по линейному закону.

Приземный слой атмосферы – небольшой слой атмосферы высотой порядка 10-100 метров и толщиной пограничного слоя порядка 1 километра, в котором коэффициент турбулентной диффузии растет при любых условиях с высотой. Приземный слой атмосферы образуется при взаимодействии горизонтального ветра с подстилающей земной поверхностью. Гидродинамические течения, которые образуются при таком взаимодействии, обычно характеризуются большими числами Рейнольдса. Такие течения в дальнейшем переходят в турбулентное состояние, поэтому говорят о турбулентном приземном слое. Наличие турбулентного перемешивания приводит к изменению электрического состояния в нижних слоях атмосферы [9, 10]: меняются распределения электрической проводимости, электрического поля, плотности электрического тока и электрического заряда. В приземной атмосфере данный процесс может порождать турбулентный электродный эффект [2], суть которого заключается в помещении электрода в ионизированную среду, которая приводит к зависимости электрических характеристик от расстояния до поверхности электрода вблизи него. В атмосферном электричестве электродом считают поверхность земли, а радон выступает в роли естественного ионизатора.

В свою очередь, напряженность электрического поля атмосферы является индикатором на сейсмические события [9]. Поэтому задача о нахождении распределения концентрации аэроионов, в нашем случае радона, в приземной атмосфере наиболее актуальна для данного региона.

В работах [4, 5] рассматривалась модель массопереноса радона в приземную атмосферу с постоянным коэффициентом диффузии. В реальных условиях значения коэффициента турбулентной диффузии колеблются в зависимости от скорости ветра, шероховатости земной поверхности, термической устойчивости, высоты [3]. Поэтому для простоты будем полагать, что коэффициент турбулентной диффузии зависит только от высоты *z*.

Рассмотрим задачу о массопереносе радона в приземный слой атмосферы под действием диффузии с краевыми условиями:

$$\begin{cases} D \frac{\partial^2 N_1(z,t)}{\partial z^2} - I h N_1(z,t) - h \frac{\partial N_1(z,t)}{\partial t} + Q = 0 \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) \frac{\partial N_2(z,t)}{\partial z} \right) - I N_2(z,t) = 0 \end{cases}$$

$$(1)$$

$$I. \quad z = 0 \quad N_1(0,t) = N_2(0,t), h D \frac{\partial N_1(z,t)}{\partial z} \bigg|_{z=0} = A \frac{\partial N_2(z,t)}{\partial z} \bigg|_{z=0}$$

$$2. \quad z \to +\infty \quad N_1(+\infty,t) = 0, z \to -\infty \quad N_2(-\infty,t) = N_{\infty}$$

$$3. \quad t = 0 \quad N_1(z,0) = N_{\infty}$$

Во втором уравнении системы (1) коэффициент турбулентной диффузии зависит от пространственной координаты *z*. Вид зависимости данного коэффициента можно определить эмпирически. Коэффициент турбулентной диффузии также можно попытаться восстановить, решая соответствующую обратную задачу при наличии необходимых экспериментальных данных.

Так как на данном этапе работы нам не известны эмпирические параметры в связи с отсутствием соответствующего эксперимента, то мы ограничиваемся линейным законом распределения концентрации радона в приземном слое атмосферы в зависимости от высоты. Данная возможность была предложена еще немецким ученым Прандтлем [3] и поэтому заслуживает внимательного рассмотрения и для задачи (1).

В приземном слое атмосферы будем считать коэффициент турбулентной диффузии, зависящей от высоты по следующему закону: A(z) = A+bz, где A-коэффициент турбулентной диффузии в приземной атмосфере, а параметр b имеет смысл скорости роста турбулентной диффузии с высотой. Решения системы уравнений (1) запишутся в виде:

$$N_{1}(z,t) = N_{\infty}\left(1 - \frac{j \cdot e^{-SZ}}{(j-r)}\right), N_{2}(z,t) = \frac{N_{\infty}r \cdot e^{-\frac{2(q-j)}{b}}}{r-j}$$
(2)

Здесь для простоты положили:

$$\frac{\sqrt{h^2 + 4lhD} - h}{2D} = s, \frac{h^2 - h\sqrt{h^2 + 4lhD}}{2} = r, \frac{2\sqrt{lA}}{b} = x, j = \sqrt{lA}, q = \sqrt{l(A+bz)}$$

Данные решения (2) описывают распределение концентрации радона в грунте и в приземном слое атмосферы с коэффициентом турбулентной диффузии как линейной функции от высоты *z*.

Численный анализ модели массопереноса радона в приземный слой атмосферы с учетом зависимости коэффициента турбулентной диффузии от высоты по линейному закону

В реальных условиях в большинстве случаев невозможно точными методами найти решения задачи, когда ее параметры непостоянны. В таких случаях задействуют численные методы для решения поставленной задачи. Численный анализ дает возможность получить алгоритм решения, который можно будет реализовать на ЭВМ. В данной работе численные решения были получены конечноразностными методами [6]. В численном моделировании мы использовали равномерную по времени и пространству разностную сетку, по которой строили трехточечную неявную разностную схему второго порядка точности. Неявная разностная схема эквивалентна алгебраической системе уравнений, которая имеет трехдиагональный вид. Такие системы проще всего решать методом прогонки [6] с некоторыми условиями устойчивости для прогоночных формул. Устойчивость численных решений проверялась методом малых возмущений исходных данных. Данный метод показал, что малые изменения исходных данных влекут малые изменения численных решений.

Используем разностную схему, сводим задачу (1) к алгебраической системе с краевыми условиями вида:

$$\begin{cases} Hu_{N-1}^{k+1} - Ku_{N}^{k+1} + Lu_{N+1}^{k+1} = 0 \\ Mu_{i-1}^{k+1} - Pu_{i}^{k+1} + M \cdot u_{i+1}^{k+1} = f_{i}^{k}, i = 0, 1, ..., M - 1, M, M + 1, ..., N - 1; k = 0, 1, ..., L \\ K = 2(A + bih) + bh + h^{2}I, H = a + bhi, L = H + bh. \end{cases}$$
(3)

Устойчивость прогоночных формул выражается условиями: $_{K>0,L>0,H>0,P>2M,K>H+L}$. Вид решения задачи (3) будет иметь вид:

$$\begin{aligned} u_{N}^{k+1} &= p_{N} u_{N+1}^{k+1} + q_{N}, p_{N} = \frac{-L}{Hp_{N-1} - K}, q_{N} = \frac{-Hq_{N-1}}{Hp_{N-1} - K} \\ u_{M}^{k+1} &= p_{M} u_{M+1}^{k+1} + q_{M}, p_{M} = \frac{-A}{hD(p_{i} - 1) - A}, q_{M} = \frac{hDq_{i}}{hD(p_{i} - 1) - A} \\ u_{i}^{k+1} &= p_{i} u_{i+1}^{k+1} + q_{i}, p_{i} = \frac{M}{P - Mp_{i-1}}, q_{i} = \frac{f_{i}^{k} + Mq_{i-1}}{P - Mp_{i-1}} \\ q_{0} &= j_{0}, p_{0} = 0, i = 0, 1, ..., M - 1, M, M + 1, ..., N - 1; k = 0, 1, ..., L \end{aligned}$$

$$(4)$$

Анализ решений и графическая визуализация процессов массопереноса радона в приземный слой атмосферы

Сетка строилась следующим образом: шаг по временной и пространственной координате принимался равномерным, причем по пространству бралось 20 точек, а по времени две точки. Шаг по пространству составлял h = 100 см, по времени t = 3600 с.

Для реализации численного алгоритма с учетом условий на прогоночные формулы принимались следующие параметры: коэффициент диффузии в D=5×10⁻⁴ cM²/c и коэффициент пористости h = 0.25 для элювиально-делювиальных слабо увлажненных отложений [4, 5]; фоновая объемная активность радона, N_∞ =10⁻² Бк/см³ принята согласно наблюдениям в районе Паратунского грабена на Камчатке [7,8]; интенсивность эманирования радона Q=0.00756 Бк/(см³·c); постоянная распада радона $l = 2.1 \times 10^{-6} \text{ c}^{-1}$; скорость конвективного переноса v = 10^{-3} см/c; коэффициент турбулентной диффузии в атмосфере 1000 см²/c [4, 5]; время

фиксировалось t = 3600 с. Результат расчетов численных и точных решений, рассмотренных ранее моделей, представлен в таблице [4, 5]. В данной таблице также представлена модель турбулентной диффузии как линейной функции от высоты по закону A(z)=A+bz, (b=2700 см/c). По данным в таблице видно, что значения концентрации радона уменьшаются по мере его переноса к дневной поверхности. В приземной атмосфере происходит резкий спад с высотой концентрации радона за счет турбулентной диффузии. Данный механизм массопереноса радона естественен и заложен в наших моделях. Хочется отметить, что при линейной зависимости коэффициента турбулентной диффузии от высоты значения концентрации радона меньше на порядок в грунте и на поверхности, чем значения концентрации радона при постоянном коэффициенте диффузии. Это можно объяснить тем, что коэффициент турбулентной диффузии линейно возрастает и, как правило, по этой причине на порядок или на порядки снижается концентрация радона в грунте, на поверхности и в приземной атмосфере. Анализ численных и точных решений показывает, что численный метод решения достаточно хорошо аппроксимирует точные решения в грунте. В приземной атмосфере значения при численном решении несколько больше, чем значения при точном решении. Это связано с точностью численного алгоритма.

Таблица. Расчет изменения с глубиной OA Rn относительно рыхлых отложений для диффузионной и диффузионно-конвективной и с непостоянным коэффициентом турбулентной диффузии моделей.

	N _{Rn} /N _{Rn} _∞						
Приземный слой атмосферы	Диффузия А(z)=А		Диффузия + конвекция A(z)=A		Диффузия + турбулентность A(z)=A+bz b=2700 см/с		
	численное решение k=1	точное решение k=1	численное решение k=1	точное решение k=1	численное решение k=1	точное решение k=1	
	0	0	0	0	0	0	
	$0.3 \cdot 10^{-7}$	$5.34 \cdot 10^{-4}$	$0.4 \cdot 10^{-7}$	$2.38 \cdot 10^{-4}$	$0.21 \cdot 10^{-8}$	$0.56736627 \cdot 10^{-8}$	
	$0.7 \cdot 10^{-7}$	$5.37 \cdot 10^{-4}$	$0.8 \cdot 10^{-7}$	$2.39 \cdot 10^{-4}$	$0.23 \cdot 10^{-8}$	0.56736630·10 ⁻⁸	
	$1.1 \cdot 10^{-7}$	$5.39 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-7}$	$2.40 \cdot 10^{-4}$	$0.25 \cdot 10^{-8}$	$0.56736635 \cdot 10^{-8}$	
	$1.5 \cdot 10^{-7}$	$5.41 \cdot 10^{-4}$	$1.6 \cdot 10^{-7}$	$2.41 \cdot 10^{-4}$	$0.28 \cdot 10^{-8}$	$0.56736638 \cdot 10^{-8}$	
	$1.9 \cdot 10^{-7}$	$5.44 \cdot 10^{-4}$	$2.0 \cdot 10^{-7}$	$2.42 \cdot 10^{-4}$	$0.30 \cdot 10^{-8}$	$0.56736640 \cdot 10^{-8}$	
	$2.3 \cdot 10^{-7}$	$5.46 \cdot 10^{-4}$	$2.4 \cdot 10^{-7}$	$2.43 \cdot 10^{-4}$	$0.33 \cdot 10^{-8}$	$0.56736643 \cdot 10^{-8}$	
	$2.7 \cdot 10^{-7}$	$5.49 \cdot 10^{-4}$	$2.9 \cdot 10^{-7}$	$2.44 \cdot 10^{-4}$	$0.36 \cdot 10^{-8}$	$0.56736645 \cdot 10^{-8}$	
	$3.1 \cdot 10^{-7}$	$5.51 \cdot 10^{-4}$	3.3.10-7	$2.45 \cdot 10^{-4}$	$0.40 \cdot 10^{-8}$	$0.56736648 \cdot 10^{-8}$	
Граница	3.4·10 ⁻⁷	5.77·10 ⁻⁴	3.7·10 ⁻⁷	1.35·10 ⁻⁴	0.44·10 ⁻⁸	0.57·10 ⁻⁸	
Грунт	0.311	0.209	0.332	0.267	0.018	0.020	
	0.525	0.403	0.554	0.481	0.039	0.041	
	0.673	0.572	0.703	0.645	0.057	0.061	
	0.776	0.709	0.802	0.768	0.083	0.080	
	0.847	0.813	0.869	0.856	0.098	0.099	
	0.898	0.886	0.915	0.914	0.116	0.118	
	0.933	0.935	0.946	0.952	0.131	0.136	
	0.960	0.965	0.969	0.974	0.150	0.154	
	0.981	0.982	0.985	0.987	0.176	0.172	

Для более наглядного представления процесса массопереноса радона на дневную поверхность под действием диффузии с линейной зависимостью турбулентной диффузии от высоты был построен отдельный график численного и точного решения, а также различные реализации кривых концентраций при различных параметрах b. По рис.1. видно, что процесс массопереноса радона имеет линейный характер: концентрация уменьшается непрерывно по мере переноса радона к земной поверхности. На рис.2. показаны изменения значений концентрации радона в приземной атмосфере в зависимости от скорости b. Данные кривые подтверждают тот факт, что при росте коэффициента турбулентной диффузии концентрация непрерывно падает с высотой.



радона в приземную атмосферу с коэффициентом турбулентной диффузии **A(z)=A+bz:1** – точное решение, 2 – численное решение.



 $b=2700 \text{ cm}^2/\text{c}, 2-b=3000 \text{ cm}^2/\text{c}, 3-b=3300 \text{ cm}^2$

Список литературы

1. Граммаков А.Г. Эманационный метод поисков, исследования и разведки радиоактивных объектов. – Л. : 1934. – 115 с. (Тр. ЦНИГРИ: Вып.7).

 $/c, 4-b=3600 \text{ cm}^2/c$

- 2. Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М.. Теория электродного эффекта в атмосфере. Таганрог : ТРГУ, 1998. 122 с.
- 3. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л. : Гидрометеоиздат, 1976. 639 с.
- 4. Паровик Р.И., Ильин И.А., Фирстов П.П. Математическая диффузионная модель массопереноса радона (OA ²²²Rn) в грунте и его эксхаляции в приземном слое атмосферы // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле, 2006 № 1. (вып.7). С. 110-114.
- 5. Паровик Р.И., Ильин И.А., Фирстов П.П. Модель массопереноса радона (OA ²²²Rn) в приземном слое атмосферы // Вестник КРАУНЦ. Серия Науки о Земле, 2006 № 2. (вып.8). С. 128-133.
- 6. Самарский А.А. Введение в теорию разностных схем. М. : Наука, 1971. 550 с.
- 7. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (²²²Rn) на Паратунской гидротермальной системе в 1997-1998 г.г. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33-43.
- 8. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 г.г. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С. 33-43.
- 9. Фирстов П.П., Пономарев Е.А, Чернева Н.В., Бузевич А.В. Подпочвенный радон и градиент потенциала атмосферного электрического поля в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона в 1998-2005 г.г. (Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле, 2006. № 1. (вып.7.). С. 102-109.
- 10. Челмерс Дж. А. Атмосферное электричество. М. : Мир, 1974. 419 с.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЗОН ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

MODELING OF GEOACOUSTIC EMISSION ZONES

А.С. Пережогин, Б.М. Шевцов, Р.Н. Сагитова, Г.М. Водинчар

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Modeling of geoacoustic emission zones was considered. Stress-strain state was calculated. The results were collated with observed data of geoacoustic emission.

При проведении геоакустических наблюдений на Камчатке регистрируются предвестники землетрясений в килогерцовом диапазоне частот за сотни километров от эпицентров [2, 4, 5]. В работе предлагается модель формирования зон геоакустической эмиссии, объясняющая особенности этих наблюдений, которые выражаются в том, что фоновый уровень акустических сигналов соответствует уровню приливных относительных деформаций 10^{-8} , а в период подготовки землетрясений происходит повышение деформаций и интенсивности геоакустической эмиссии примерно за день до события на один-два порядка [4, 5].

Для описания механизма очага землетрясений была использована математическая модель простой сосредоточенной силы в упругом полупространстве [3]. В данной работе выполнены расчеты полей напряжений и деформаций для произвольно ориентированной простой силы и рассмотрено формирование пространственных зон геоакустической эмиссии с различными уровнями деформаций в районе наблюдений. Модельные расчеты позволили определить особенности зон и расстояния, на которых возможна регистрация геоакустических сигналов для реальных сейсмических событий.

Будем рассматривать земную кору как однородное, изотропное и упругое полупространство. Решение задачи Миндлина для сосредоточенной силы в упругом полупространстве может быть использовано при моделировании зон дилатансии [1]. Миндлином найдены аналитические выражения для напряжений и деформаций в случае, когда сила действует под углом к границе полупространства. Ниже будем рассматривать единственную от нуля вблизи свободной поверхности недиагональную компоненту тензора напряжений:

$$t_{xy} = \frac{F_x y}{8p(1-n)} \left(-\frac{1-2n}{R_1^3} + \frac{1-2n}{R_2^3} - \frac{3x^2}{R_1^5} - \frac{3x^2(3-4n)}{R_2^5} - \frac{4(1-n)(1-2n)}{R_2(R_2+z+c)^2} \times \left(1 - \frac{x^2(3R_2+z+c)}{R_2^2(R_2+z+c)} \right) - \frac{6cz}{R_2^5} \left(1 - \frac{5x^2}{R_2^2} \right) \right) + \frac{F_z xy}{8p(1-n)} \left(-\frac{3(z-c)}{R_1^5} - \frac{3(3-4n)(z-c)}{R_2^5} + \frac{4(1-n)(1-2n)}{R_2(R_2+z+c)} \left(\frac{1}{R_2+z+c} + \frac{1}{R_2} \right) - \frac{30cz(z+c)}{R_2^7} \right)$$
(1)

где *v* – коэффициент Пуассона, *c* – глубина приложения силы, F_x – проекция силы на ось OX, F_z – проекция силы на ось OZ, $R_1 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z - c)^2)}$, $R_2 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z + c)^2)}$, которая отвечает за сдвиговые деформации. Диагональные компоненты тензора напряжений описывают сжатия и растяжения. По отношению к первым прочность пород значительно выше, поэтому сжатия можно не рассматривать.

Рассмотрим зоны относительных сдвиговых деформаций для землетрясений, перед которыми геоакустические сигналы уверенно регистрировались в пунктах наблюдения. Выберем параметры упругой среды аналогично работе [1]: коэффициент Пуассона v = 0.25, модуль Юнга — 8.7е10 Па. Результаты вычислений по формуле (1) модуля недиагональной компоненты тензора напряжений τ_{xy} представлены на рисунке 2, на

которых штриховкой показаны пространственные зоны по уровням относительных сдвиговых деформаций: 10⁻⁸-10⁻⁷, 10⁻⁷-10⁻⁶, 10⁻⁶-10⁻⁵ и 10⁻⁵-10⁻⁴.



Рис.2. Зоны относительных сдвиговых деформаций. 🗮 - землетрясение, ▲ и ■ – пункты наблюдений.

Зоны относительных сдвиговых деформаций по уровню больше 10^{-8} , который выше фоновых, для сейсмических событий с К > 12 простираются на расстояния до 200 км. Однако столь простая модель не может дать описание всех особенностей распространения деформаций. Так, например, геоакустические эффекты наблюдались у событий с К = 13 и на удалении до 600 км от эпицентров [4, 5]. Это может быть связано с пространственной неоднородностью сейсмического полигона или распространением тектонических волн. Кроме того, может сказываться влияние верхних осадочных пород, существенно отличающихся по своим физическим свойствам от базальтов, параметры которых были использованы в данной работе.

При всей простоте модель может объяснить парадоксальные случаи отсутствия геоакустических эффектов в близких пунктах наблюдений, которые располагаются недалеко от оси симметрии зон. Один из примеров ослабления геоакустических эффектов в зависимости от положения пунктов наблюдений представлен на рис. 3. Данное явление долго не находило объяснения, пока не были выполнены эти деформационные расчеты.



Рис.3. Зоны относительных сдвиговых деформаций. 🛦 и 🖬 – пункты наблюдений.

Согласно свойствам сдвиговых источников в упругой среде, максимум углового распределения их акустического излучения совпадает с вектором смещения. В рамках модели Миндлина были проведены расчеты векторов смещений. Затем было найдено отклонение направлений векторов смещений от направлений радиус-векторов точек пространства, рис. 4. Расчеты показывают, насколько пеленг акустических сигналов отклоняется от направления на источник деформаций. При анализе наблюдений геоакустической эмиссии [2,4] установлено, что отклонение пеленга акустического сигнала от направления на источник деформаций меняется в пределах от 2 до 54 градусов (среднее значение 27.8°). Свойство пеленга акустического сигнала позволяет осуществлять локацию областей подготовки землетрясений [5].



Рис.4. Области отклонения пеленга акустических сигналов от направления на источник деформаций. ▲ и ■ – пункты наблюдений.

Список литературы

- Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности: Сб. науч. тр. – М. : ГЕОС, 2002. (Вычислительная сейсмология, вып. 32), С. 81-97.
- Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Руленко А.Н., Шевцов Б.М. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Доклады академии наук. 2006. Т. 407. С. 669-672.
- 3. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
- 4. Касахара К. Механика землетрясения. М. : Мир, 1975.
- 5. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
- 6. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 45-59.
- Mindlin R., Cheng D. The unit force in elastic half-space // J. Appl. Phys. 1950. Vol. 20, No 9. P. 118-133.

КОМПЛЕКСНАЯ МОДЕЛЬ СВЯЗИ ЛИТОСФЕРА-АТМОСФЕРА-ИОНОСФЕРА

COMPLEX MODEL OF LITHOSPHERE-ATMOSPHERE-IONOSPHERE COUPLING

С.А. Пулинец

Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН)

The Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling (LAIC) model created recently is able to explain simultaneously the thermal anomalies observed in the boundary layer (BL) of atmosphere and ionospheric anomalies observed in all layers of the ionosphere before strong earthquakes by common physical mechanism, having as a principle source the air ionization by increased radon release over active tectonic faults. We name these anomalies as thermal and ionospheric branches of the model. But these branches are not independent; they interact and provide the energy one to another for self-development. Electric properties of the large ion clusters change the chemical potential (work function of evaporation) what makes the clusters more stable and this permits to attach more water molecules and consequently to release more latent heat. The thermal energy released during the process of water molecules attachment to ions creates the upward convective flux which is the source of the additional electric field generation and amplification. The intermediate products of this interaction between branches are increased concentration of the aerosols in the boundary layer and formation of so called earthquake clouds. All the parts of the presented model are supported by satellite and ground based measurements of atmospheric and ionospheric parameters of major recent earthquakes.

1. Выбор базовых составляющих модели

Факт наличия аномальных вариаций космической плазмы, предваряющих время можно землетрясение. в настоящее считать доказанным И хорошо документированным [14]. Что касается природы сейсмо-ионосферных связей во всех их проявлениях, начиная от поверхности земли, через процессы в атмосфере к ионосферным вариациям, то тут существует масса различных вариантов, разработанных разными авторами. Однако все идеи можно разбить на две основные группы: акустическая гипотеза, предлагающая в качестве источника возмущений в ионосфере акустикогравитационные волны, возбуждаемые механическими колебаниями у поверхности земли, и электромагнитная гипотеза, предлагающая в качестве источника возмущений электромагнитные (электрические) поля, возбуждаемые у поверхности земли и затем проникающие (или индуцирующие поля) в ионосферу (Рис. 1 [20]). Попробуем по рецепту Микельанджело рассматривать всю эту массу гипотез как некую глыбу мрамора, и будем в процессе обсуждения отсекать все ненужное, чтобы приблизиться к истине.

Принимая во внимание, что сейсмический толчок вызывает колебания воздуха и факт усиления этих колебаний с высотой из-за экспоненциального падения давления, вполне естественно, что долгое время преобладающей была гипотеза возбуждения вариаций в ионосфере с помощью акустико-гравитационных волн. Эту идею даже зарегистрировали как открытие [5]. В качестве источников возмущения в различных моделях предлагались микросейсмы перед главным толчком, выбросы газа или термальные волны. Однако проблема состояла в том, что возмущения, наблюдаемые в ионосфере после землетрясения, были на несколько порядков меньше, чем перед землетрясениями, хотя никаких экспериментальных доказательств каких-либо механических колебаний атмосферы перед землетрясением не было получено. Защитники гипотезы акустико-гравитационных волн утверждали, что колебания, вызываемые сейсмическим толчком – короткопериодные, и неэффективны с точки зрения возбуждения акустико-гравитационных волн. Проблема разрешилась после разрушительного цунами, возникшего в результате землетрясения на Суматре 26 декабря 2004 г. Гигантская длиннопериодная волна, обогнувшая весь земной шар, возбудила в ионосфере

возмущения порядка всего 0.16 ТЕС [10], в то время как перед землетрясением наблюдались аномальные вариации в несколько десятков единиц ТЕС [17]. Оценки



Рис.1. Схематическое представление существующих моделей сейсмо-ионосферных связей [20]. показывают, что гипотеза акустико-гравитационных волн «не дотягивает» до реальности около 5 порядков величины, и поэтому правая часть рисунка 1 может быть исключена из

рассмотрения.

Обратимся к левой части Рис. 1. Модели этого класса предполагают воздействие на ионосферу аномального электрического поля, проникающего с поверхности земли. Существуют разные варианты механизмов генерации этого поля, которые можно свести к двум основным: стрикционный механизм, и генерация электрического поля в атмосфере в результате ионизации воздуха радоном. Из моделей первого типа наиболее цитируемой является модель [7], где предлагается формирование поверхностного положительного заряда за счет «дырочной» проводимости, возникающей в земной коре под воздействием напряжения. Ее недостатками являются: а) модель может объяснить только один знак аномального электрического поля – отрицательные вариации, хотя имеется большое количество ссылок, где приводятся примеры больших положительных электрических полей, регистрируемых перед землетрясением [4]; б) для генерации «дырочной» проводимости необходимы специальные виды пород вулканического происхождения или граниты, что не всегда имеет место; в) модель не может объяснить возникновение аномалий, когда эпицентр землетрясения находится в океане.

Таким образом, вполне естественным путем мы пришли к единственному возможному варианту модели, развиваемому в течение последних 15 лет.

2. Естественная радиоактивность и электричество приземной атмосферы

Установлено [8], что основным источником ионизации в приповерхностном слое атмосферы является естественная радиоактивность Земли, при этом основной вклад в ионизацию вносит радон и его дочерние продукты. В результате распада радон испускает энергичные α -частицы (~ 5.8 МэВ). Учитывая, что потенциал ионизации атмосферных газов лежит в пределах 15-30 эВ, одна α -частица может породить порядка 5·10⁵ ионэлектронных пар. Первичные ионы вступают в химические реакции, образуя новые соединения. Из-за высокой поляризации молекул водяного пара они присоединяются к вновь образованным ионам (реакция гидратации), что приводит к образованию более тяжелых ионов и ионных кластеров. К одному иону может присоединиться более 100 молекул воды. Основными ионами, образуемыми в результате ионизации, химических

реакций и гидратации являются: NO_{2}^{-} (H₂O)_n, NO_{3}^{-} (H₂O)_n, NO_{3}^{-} (HNO₃)_n(H₂O)_m , $O_{2}^{+}(H_{2}O)$, NO⁺·(H₂O)_n, H⁺·(H₂O)_m и H₃O⁺·(H₂O)_n [15]. Водная оболочка предохраняет ионы от рекомбинации благодаря высокому дипольному моменту. Известно [1, 9], что концентрация радона повышена в областях тектонической активности. в особенности вблизи активных тектонических разломов. При повышении уровня ионизации повышается химический потенциал (энергия связи) молекул воды, в результате чего ионы становятся более стабильными и растет количество больших ионов. С точки зрения атмосферного электричества основным качеством тяжелых ионных кластеров является их малая подвижность, что приводит к резкому падению проводимости приземного слоя атмосферы, уменьшению вертикального тока хорошей погоды, и в результате, увеличению разности потенциалов между землей и ионосферой в глобальной электрической цепи. В ионосфере образуются локальные неоднородности повышенного электрического потенциала, и, соответственно, горизонтальные градиенты электрического поля, приводящие к образованию крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации и вариациям температуры плазмы [3]. Пространственные размеры неоднородностей определяются размером области подготовки землетрясения, связанным с магнитудой *M* землетрясения соотношением $R = 10^{0.43M}$ [2].

3. Тепловые и атмосферные эффекты ионизации

Процесс гидратации ионов, образуемых в результате ионизации радоном, эквивалентен конденсации молекул воды на ионах, в результате чего выделяется скрытая теплота испарения Q=40.683 кДж/моль (при температуре кипения). Теплота на одну молекулу $U_0 = Q/N_A = 0.422$ эВ где $N_A = 6.022 \cdot 10^{23}$ 1/моль (число Авогадро). Ионный кластер растете до некоторой *m_{max}*. Количество выделенной энергии при этом будет равно: *w* = $m_{max}U_0$. Если источник ионизации производит ионы со скоростью dN/dt, то тепло, выделяемое в атмосферу может быть выражено как $P_a = w x dN/dt$. При этом атмосфера играет роль практически неисчерпаемого резервуара энергии, запасенной в водяном паре. Лабораторные эксперименты показывают, что коэффициент усиления этого процесса: количество выделенной энергии/количество энергии, затраченной на ионизацию превышает величину 10⁸. Не удивительно, что процесс подготовки землетрясения сопровождается повышением температуры воздуха и понижением влажности [16], а инфракрасные спектрометры, установленные на спутниках дистанционного зондирования, регистрируют крупномасштабные тепловые аномалии над областями подготовки землетрясений [12]. Это открывает новые возможности трассирования радоновой активности по данным спутников дистанционного зондирования.



Рис.2. Пример линейных облаков (обведено овалом) зарегистрированных 22 декабря 2004 г. [6].

Повышение приповерхностной температуры воздуха приводит к образованию восходящих конвективных потоков над областями активных тектонических разломов. Вертикальные потоки теплового воздуха поднимают ионные кластеры на высоты образования облаков. В результате образуются линейные облачные структуры, фактически повторяющие форму разлома [6]. Фактически этот поток, несущий заряженные ионы, представляет собой плоский токовый слой. В результате воздействия силы Лоренца облака могут быть повернуты относительно разлома, являющегося их источником. Пример облаков такого типа, зарегистрированных перед землетрясением на Суматре (М9.06 26.12.2004) приведен на Рис. 2. Конвективный поток может служить дополнительным источником усиления аномального электрического поля над тектоническим разломом [11, 19].

4. Апробация модели и разработка практических приложений



Рис.3. Схематическое представление комплексной модели связи Литосфера-Атмосфера-Ионосфера.

На Рис. З представлена схема модели, из которой видно, что ее можно условно разделить на 2 ветви – атмосферную (тепловые эффекты) и ионосферную (электромагнитные эффекты), причем они взаимодействуют на разных уровнях. Примером такого взаимодействия может служить дополнительный механизм генерации аномального электрического поля за счет тепловой конвекции. Многообразие проявлений связи Литосфера-Атмосфера-Ионосфера позволяет измерять одновременно большое количество параметров атмосферы и ионосферной плазмы, причем целенаправленно, принимая во внимание оценки параметров, полученные в рамках развития модели. Примером многопараметрического анализа может служить публикация [16], где одновременно анализируются метеорологические параметры (температура и влажность), потоки скрытой теплоты испарения, распределение поверхностной температуры и тепловые аномалии с помощью методов дистанционного зондирования, и ионосферные аномалии в период сильного (М7.8) землетрясения в Мексике вблизи города Колима 22 января 2003 г. В качестве основных параметров, которые можно рекомендовать для мониторинга процесса подготовки сильного землетрясения, мы предлагаем использовать вариации концентрации радона, наличие аэрозолей (если существует возможность, измерение высотного профиля), вертикальное электрическое поле (на наш взгляд, более информативным параметром может оказаться вертикальный ток в атмосфере), температура и влажность воздуха, форма и положение облаков над тектоническими разломами, пространственное распределение электронной концентрации в ионосфере над областью подготовки сильного землетрясения, измеряемое различными методами (вертикальное зондирование, спутниковая ионосферная томография, полное электронное содержание, зондовые измерения на борту ИСЗ), вариации температуры электронов и ионов в ионосфере, массовый состав ионов в ионосфере. К сожалению, по разным причинам пока не удается провести измерения полного набора параметров, указанных выше, но даже несколько независимых параметров, измеряемых одновременно, позволяют установить, что модель работает. В качестве примера в дополнение к Рис. 2, где показаны линейные облака над Суматрой 22 декабря 2004 на Рис. 4 и 5 показано наличие для того же самого дня наличие тепловой аномалии, измеренной с помощью спутников NOAA [13], и аномальных вариаций полного электронного содержания, рассчитанного по данным сети приемников системы GPS в регионе землетрясения [17].



Рис.4. Сплошная кривая – вариации уходящего потока инфракрасного излучения по данным спутника NOAA в период октябрь-декабрь 2004 г., штриховая кривая – средний поток за 4 года для тех же месяцев + о.



Рис.5. Верхняя панель – индекс региональной ионосферной изменчивости [18] по данным сети станций GPS, нижняя панель – геомагнитный Dst индекс.

Показанный на Рис. 5 индекс региональной изменчивости ионосферы является одним из примеров разработанных нами практических приложений для автоматического выделения ионосферных вариаций, связанных с подготовкой землетрясения [18]. Он использует эффект повышенной изменчивости ионосферы над областью подготовки сильного землетрясения, связанный с локальными изменениями атмосферного электричества и параметров глобальной электрической цепи. При этом даже вариации во время сильных геомагнитных возмущений иногда оказываются ниже, чем перед землетрясением.

5. Заключение

Разработанная комплексная модель связи Литосфера-Атмосфера-Ионосфера позволяет в рамках единого физического механизма, связанного с процессами ионизации атмосферы радоном, выделяемым над активными тектоническими областями, объяснить

ряд физических процессов в атмосфере и ионосфере, наблюдаемых в период подготовки сильного землетрясения. Результаты исследования могут быть использованы для разработки практических приложений, целью которых является краткосрочный прогноз разрушительных землетрясений.

Список литературы

- 1. Беляев А.А. Особенности радоновых прогнозных признаков землетрясений // Геохимия. 2001. № 12. С.1355-1360.
- 2. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М. : ИФЗ РАН, 1991. 217 с.
- 3. Пулинец С.А., Легенька А.Д. Пространственно-временные характеристики крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации, наблюдаемых в области *F* ионосферы перед сильными землетрясениями // Косм. иссл. 2003. Т. 41, № 3. С. 240-249.
- 4. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
- 5. Таранцев А.В., Бирфельд Я.Г. Явление воздействия сейсмичности Земли через акустические волны на ионосферу. Сб. кратких описаний открытий, ЦНИИПИ, открытие. 1973. № 128.
- 6. Doda L., Pulinets S., Earthquake clouds and physical mechanism of their formation, AGU Fall Meeting, Eos Trans. AGU, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T31A-0426, 2006.
- 7. Freund F., Charge generation and propagation in igneous rocks // J. of Geodynamics, 2002. 33, 543–570.
- Hoppel W.A., Anderson R.V., Willet J.C., Atmospheric Electricity in the Planetary Boundary Layer, <u>The Earth's Electrical Environment</u>, National Academic Press, Washington, 1986. 149-165.
- 9. King C.-Y. Gas geochemistry applied to earthquake prediction. An overview // J. Geophys. Res. 1996. 91, 12, 269-12, 281.
- 10. Liu J.-Y. et al., Ionospheric GPS total electron content (TEC) disturbances triggered by the 26 December 2004 Indian Ocean tsunami, JGR, 111, A05303, doi:10.1029/2005JA011200, 2006.
- 11. Morozov N. The influence of convective current generator on the global current, Nonlinear Processes in Geophysics, 2006. V.13. P. 243-246.
- 12. Ouzounov D., Bryant N., Logan T., Pulinets S., Taylor P., Satellite thermal IR phenomena associated with some of the major earthquakes in 1999-2003, Physics and Chemistry of the Earth. 2006. V.31. P. 154-163.
- 13. Ouzounov D. et al. Outgoing long wave radiation variability from IR satellite data prior to major earthquakes // Tectonophysics. 2007. V. 431. P. 211-220.
- 14. Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., Ionospheric Precursors of Earthquakes, Springer, Berlin, Germany. 2004. 315 p.
- 15. Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnykh L.A., The physical nature of the thermal anomalies observed before strong earthquakes // Physics and Chemistry of the Earth. 2006. V.31, P.143-153.
- Pulinets S.A., Ouzounov D., Ciraolo L., Singh R., Cervone G., Leyva A., Dunajecka M., Karelin A., Boyarchuk K.A., Kotsarenko A, Thermal, atmospheric and ionospheric anomalies around the time of the Colima M7.8 earthquake of 21 January 2003 // Annales Geophysicae. 2006. V. 24. P. 835-849.
- Pulinets S., Kotsarenko A., Ciraolo L. GPS TEC variations before the Sumatra M9 earthquake of Dec. 26 2004 as a possible short-term precursors // International Journal of Remote Sensing, in press.
- Pulinets S.A., Kotsarenko A.N., Perez-Enriquez R., Ciraolo L., Pulinets I.A. New Ionosphere variability Index and its Anomaly Variation Related to Major Earthquakes Occurred in California, USA and Mexico, Proceedings of the 6th International Conference "PROBLEMS OF GEOCOSMOS", St. Petersburg, Petrodvorets May 23-27, 2006. 2006. 375-379.
- 19. Sorokin V.M., Yaschenko A.K., Chmyrev V.M., and Hayakawa M., DC electric field amplification in the mid-latitude ionosphere over seismically active faults, Natural Hazards and Earth System Sciences. 2005. V. 5. P. 661-666.
- 20. Uyeda S., Overview of some developing aspects in earthquake science and prediction, EMSE Workshop, 3-4 Nov. 2005. Puerto Vallarta, Mexico. 2005.

БИБЛИОТЕКА КЛАССОВ И АЛГОРИТМОВ ДЛЯ ОБРАБОТКИ РЯДОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

LIBRARY OF CLASSES AND ALGORITHMS FOR GEOPHYSICAL OBSERVATION SERIES PROCESSING

С.Э. Смирнов¹, А.В. Поляруш²

¹Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН, ²Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга

In IKIR a long series of geophysical observations are stored as a bank of data composed of a set of text files of a certain format. In order to use this data service classes were developed to solve the following tasks:

- I application of uniform presentation of geophysical data in computing environment;
- I determination of procedures to handle the groups of geophysical original data;
- I determination of procedures to separate the data from the mass for the further processing;
- I realization of algorithms for mathematical processing of geophysical data;
- I transformation of data from one format to another one.

The developed class system represents the original data on the required level of abstraction to perform mathematical modeling of geophysical processes.

We offer the developed procedure for a wide discussion and revision in order to form a bank of algorithms for geophysical data processing.

В данной работе была продолжена создание иерархической системы классов [1] низкоуровневой обработки данных.

Исходные требования к разрабатываемым классам были следующие: не зависимость от операционной системы (Unix, Windows), не зависимость от типа компиляторов (т.е. стандартный C++).

Имена файлов архива формируется следующим образом:

Расшифровка имени файла ikggmmdd.abb (в файле 1 сутки)

ik - символы "ik"

gg - год

mm - месяц

dd - день

а - номер станции

bb - индентификатор канала

Расшифровка имени файла ikggmm.abb (в файле 1 месяц)

ik - символы "ik"

gg - год

mm - месяц

а - номер станции

bb - индентификатор канала

Номера станций:

- 1 Паратунка (лаборатория ГФП)
- 2 Карымшина (лаборатория ГФП)
- 3 Карымшина (лаборатория АИ)
- 4 ст. Забайкальское (Хабаровск)
- 5 Магадан

6 - Сахалин

7 – Микижа

Сами данные представлены в виде наборов строк:

2007.05.30 00:12:00 14.8 32.0 0.00 4.33 200.0 990.0

Первые 2 столбца представляют дату и время по UT, далее записаны сами значения. Соответственно базовый класс данных класс даты и массив данных одной стрики:

class MGDData { private: public: MGDData(); SDate date; // класс даты int Count; // всего каналов в файле double x[MaxChan]; ~MGDData(); };

Таким образом все геофизические данные имеют привязку к мировому времени. Поскольку в стандартный набор классов C++ не входит класс работы с датой, был разработан такой класс, арифметическими и булевыми операциями:

```
class SDate
ł
MYDATE d_year, /* Year (calendar year) */
          /* Month (1--12) */
d mon.
           /* Day of month (1--31) */
d_mday,
            /* Hour (0--23) */
d hour,
           /* Minutes */
d min,
           /* Seconds */
d sec.
d msec,
           /* милисекунды */
double JD; // юлианская дата
...
public:
bool operator == (const SDate& D); // проверка на равенство
bool operator != (const SDate& D); // проверка на неравенство
bool operator > (const SDate& D) // проверка (больше)
bool operator >= (const SDate& D); // проверка (больше или равно)
bool operator < (const SDate& D) // проверка (меньше)
bool operator <= (const SDate& D); // проверка (меньше или равно)
friend SDate operator + ( SDate&, Sdate&); // сложение дат
friend SDate operator + (SDate&, const double&); // прибавить Юлианскую дату
friend SDate operator + (SDate&, const long&); // прибавить секунды
friend SDate operator - (SDate&, const double&); // SDate-JD
friend SDate operator - (SDate&, const long&);
                                               // Sdate-sec
};
```

Следующим шагом было создание класса чтения данных из файлов в массив MGDData.

class MGDReadData // фрагмент объявления класса { bool ret; // флаг ошибки char sError[100]; // сообщение о последней ошибке public: long Count; // количество считанных записей bool ReadData(MGDData& dan); }; Этот класс абстрагируется от разбиения данных на отдельные файлы, их местоположения. В программе заполнение массива выполняется всего в несколько строк:

```
for(;;)
{
if(!RD.ReadData(dan) // заполнение массива MGDData dan[]
{
RD.SetLastError(sError); // диагностика ошибки
break;
}
}
```

Наиболее востребованная операция над данными – это выборка данных. Для этой процедуры был разработан класс ChoiseData. Главный метод этого класса – выборка от начальной даты до конечной с заданным интервалом:

```
if(!ChD.RunDist(d_start,d_end))
{
    ChD.SetLastError(str);
    cout << str << endl;
}</pre>
```

Для доступа к данным этот класс обращается к классу MGDReadData. Метод вывода результата работы в файл позволяет использовать различные форматы представления файлов.

Для работы с данными произвольного объема был разработан класс MGDDataFile. Его особенностью является то, что данные не загружаются целиком в оперативную память, а считываются последовательно из файла данных. Поэтому объем данных ограничиваются только объемом носителя.

Для этого класса были реализованы арифметические операции с самим классом, арифметические операции с константой, операции с потоком ввода/вывода. А так же разработаны методы обработки данных:

<pre>bool Dispersion();</pre>	- вычисление дисперсии;
<pre>bool Smooth();</pre>	- сглаживание рядов данных;
bool DFT()	- дискретное преобразование Фурье;
bool IDFT()	- обратное дискретное преобразование Фурье

В результате была создана библиотека методов первичной обработки данных. Достигнут высокий уровень абстрагирования от рутинной работы с файловой системой и форматами данных, что позволяет быстро приступить непосредственно к математическому моделированию физических процессов представленных банками данных.

Список литературы

1. Смирнов С.Э. Основные классы С++ информационного комплекса геофизической обсерватории Паратунка // Судовое оборудование, судовождение, безопасность мореплавания и жизнедеятельности. КамчатГТУ. 2005. С. 81-86.

LITHOSPHERIC ELECTROSTATIC FIELD PENETRATION: INFLUENCE OF THE ATMOSPHERIC AND IONOSPHERIC CONDUCTIVITY

ПРОНИКНОВЕНИЕ ЛИТОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРОСТАТИЧЕСКОГО ПОЛЯ: ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ И ИОНОСФЕРНОЙ ПРОВОДИМОСТИ

M. Horn¹, M.Y. Boudjada², H.K. Biernat^{1,2,3}, V.V. Denisenko⁴, H. Lammer², K. Schwingenschuh², G. Prattes⁵

¹Institute of Physics, Department of Geophysics, Astrophysics and Meteorology (IGAM), Karl-Franzens-University Graz, Austria,

²Space Research Institute, Austrian Academy of Science, Graz, Austria,

³Institute of Physics, Department of Theoretical Physics, Karl-Franzens-University Graz,

Austria.

⁴Institute of Computational Modelling RAS SB, Krasnoyarsk, Academgorodok, Russia,

⁵Communication Networks and Satellite Communications Institute, Technical University Graz, Austria

Классический подход к расчету проникновения электростатического поля с поверхности земли в ионосферу заключается в рассмотрении измененного уравнения Пуассона, которое имеет следующий вид: $\nabla \cdot (\mathbf{s} \cdot \vec{\nabla} \Phi) = \Psi_{source}$, где \mathbf{s} , Φ , и Ψ_{source} - электрическая проводимость, потенциал электрического поля и составляющая внешнего источника, соответственно. Параметры проникновения сильно зависят от тензора проводимости €. В упрощенном случае составляющая источника не учитывается ($\Psi_{source} = 0$), и предполагается, что наклонение составляет 90°, это дает простое уравнение тензора проводимости. На основе этих предположений мы пытаемся рассчитать проникновение электростатического поля вплоть до орбитальных высот спутника DEMETER (примерно 700 км). Для этой цели необходимо следующее: распределение проводимости должно покрывать большой диапазон высот (от 0 км до примерно 1000 км над поверхностью Земли), и должны быть определены условия верхней границы для распространения электрического поля.

Introduction

Theoretical investigations of the electric field penetration from the Earth's surface into the ionosphere are generally based on the approach of Park and Dejnakarintra (1973). Up to now, several authors investigated this problem using some modified kind of their model (Pulinets et al., 1998; Grimalsky et al., 2003). The general conclusion is that electric fields can effectively penetrate into the ionosphere and disturb the ionospheric plasma under certain circumstances. The field penetration is more effectively at night and the field intensity value critically depends on the characteristic source dimension, which could be described by the earthquake preparation area (Dobrovolsky et al., 1979). Pulinets et al. (2003) concluded that the electric field effectively penetrates into the ionosphere when the source area is greater than 100 to 200 km. This corresponds to a magnitude greater than 4.6 to 5.3, which is some kind of threshold value for the ionospheric sensibility. Grimalsky et al. (2003) estimated a critical value for the ground electrostatic field of the order of 1 to 3 kV/m. This value was also discussed in the frame of insitu measurements (Vershinin et al., 1999). Pulinets and Boyarchuk (2004) collected some general characteristics of electromagnetic phenomena. Seismically induced anomalous variations in the ionosphere appear on the average up to 5 days prior to the earthquake. Thus it is possible to use them as short-term precursors. Today it is widely accepted, that pre-seismic effects are theoretically possible and that they can propagate to ionospheric heights. Several authors have already considered satellite observations (e.g., Jason et al., 2002). In-situ observations of ionospheric plasma parameters showed characteristic variations in the critical frequency foF2 (Silina et al., 2001), the total electron content (Liu et al., 2004), the ion temperature (Sharma et al., 2006) or the local ion and electron density (Parrot et al., 2006). In the following, we also concentrate to the DEMETER mission (Cussac et al., 2006). In this connection it is important to

understand how electromagnetic fields from lithospheric origin penetrate into higher altitudes of the atmosphere. Particular interest is given to the electromagnetic emissions which occur at the orbital altitude of the DEMETER micro-satellite. The most significant results concerning the penetration of an electrostatic field into the ionosphere are related to the upper boundary condition (Grimalsky et al., 2003). The physical background is described as following: The electrostatic field should be calculated in a region [0, z'], where the altitude z' belongs to some region within the ionosphere. The value of the ionospheric conductivity increases by many orders of magnitude with increasing altitude. In this paper the electrostatic field up to some region $z = z_{up}$, where $z_{up} \ge z'$, is considered. The boundary $z = z_{up}$ separates the region below (with finite conductivity), from the region above (with nearly infinite conductivity). A boundary condition for the layer z = z' is used.

Model Calculation

For calculations, a cylindrical coordinate system (f, r, z) with origin in the epicenter and z-axis directed upward is used. The distribution of the electrostatic field potential Φ can in general be determined from the modified Laplace equation $\nabla \cdot \left(\hat{s} \cdot \nabla \Phi \right) = 0$

$$-\frac{\partial}{\partial x} \left[\mathbf{s}(z) \frac{\partial}{\partial x} \Phi(x, z) \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[\mathbf{s}(z) \frac{\partial}{\partial z} \Phi(x, z) \right] = 0, \tag{1}$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \Phi(x, z) | z = 0 = -E_0(x), \tag{2}$$

$$\left\{\frac{\partial}{\partial x}\left[\sum_{p}\frac{\partial}{\partial x}\Phi(x,z)\right]-\boldsymbol{s}(z)\frac{\partial}{\partial z}\Phi(x,z)\right\}|z=z_{2}=0.$$
(3)



Fig.1: Vertical electrostatic field on the Earth's surface: (a) Gaussian-like distribution, (b) $CosH^{-1}$ -like distribution. Spatial parameters are the same as in Pulinets et al. (1998).

Equations (2) and (3) are the lower and upper boundary conditions, respectively. Two different distributions for the vertical electrostatic field on ground are assumed (Figure 1)

$$E_0(x) = -E_0 \exp\left[-\left(x/(a/2)\right)^2\right],$$
(4)

$$E_0(x) = \frac{-E_0}{\cosh[x/(a/2)]}.$$
(5)

where *a* is the characteristic source parameter and \overline{E}_0 is the initial value of the electrostatic field on the Earth's surface. The exponential case is the same as that used by Pulinets et al. (1998). Both values are in agreement with estimations of the electrostatic source in connection with an earthquake preparation process.

The conductivity is assumed to be isotropic in the altitude $0 \le z \le z_2$ where $z_2 = 90km$ is the upper altitude range. The general form of the conductivity is $s(z) = \overline{s} \exp[z/h]$. Different models of the conductivity are used, as shown in Table 1.



Table 1: Various models of the isotropic atmospheric conductivity

Fig.2: Isotropic atmospheric conductivity.

In each case, the integrated conductivity $\sum p$ is assumed to be $\sum p = 10$ S in day-time and in auroral zone and $\sum p = 0.1$ S in night-time. The general solution of equation (1) is

$$\Phi(x,z) = \int_0^\infty \cos[kx] \cdot \left(Ae^{I_{1z}} + Be^{I_{2z}}\right) \cdot dk,$$
(6)

where A and B are found from the boundary conditions (2) and (3),

$$I_{1,2} = -\frac{1}{2h} \mathbf{m} \sqrt{\left(\frac{1}{2h}\right)^2} + k^2,$$

$$A = \frac{1}{pl_1} \cdot \left(\int_0^\infty E_0(x) \cos[kx] \cdot dx - l_2 B\right)$$

$$B = -\frac{1}{pl_1} \cdot \left(\frac{l_2}{l_1} - \frac{e^{l_{222}} \left(\sum_{p} k^2 + \mathbf{s}(z) l_2\right)}{e^{l_{122}} \left(\sum_{p} k^2 + \mathbf{s}(z) l_1\right)}\right)^{-1} \int_0^\infty E_0(x) \cos[kx] \cdot dx$$

The components of the electrostatic field are given by

$$E_{x}(x) = \frac{\partial}{\partial x} \Phi(x,z) |_{z=z2} \qquad E_{y}(x) = -\frac{\partial}{\partial y} \Phi(x,z) |_{z=z2} \qquad E_{z}(x) = -\frac{\partial}{\partial y} \Phi(x,z) |_{z=z2}$$
(7)
Our results obtained for night-time conditions $\left(\sum_{p} = 0,15\right)$ are given in Figure 3.

Fig.3: Components of the electrostatic field at z = 90 km: (a) Horizontal component Ex, (b) Vertical component Ez. Solid and dashed lines corresponds to an Gaussian-like and a CosH⁻¹-like distribution on the Earth's surface.

Discussion

A similar model calculation was done by Pulinets et al. (1998). They started from the same basic equation (1), with a Gaussian-like vertical electrostatic field distribution as lower boundary condition (equation (4)). They used $\overline{E}_0 = -65 \text{ V/m}$ and a = 800 km. For the conductivity distribution they used the same as given in Table 1 for the altitude range $0 \le z \le 65 \text{ km}$. For the altitude region $65 \le z \le 90 \text{ km}$ they added another exponential-like distribution. In general, there are three important remarks concerning their model:

- They estimated the maximum value of the Ex-component in the range of mV/m (10^{-3}) for Altitudes $\ge 90 km$. In our calculations, the maximum is lower, namely 10^{-5} .
- The formula of the horizontal electrostatic field given by Pulinets et al. (1998) is puzzling voncerning the term k^n .
- The spatial parameter a = 800 km used by Pulients et al. (1998), seems to be doubtful. The spatial size of the so-called earthquake preparation area is in the range of 200 km (Pulinets and Boyarchuk 2004).

As a fact, we obtained a weaker penetration of the horizontal electrostatic field into the ionosphere. Results are at least one order of magnitude lower than those of Pulinets et al. (1998).

Because the conductivity along geomagnetic field lines is much greater than the conductivities perpendicular to the field lines, and because of the assumption, that geomagnetic field lines are parallel in the upper ionosphere, the electric field intensity will not change significantly in higher altitudes. This is taken into account in the effective upper boundary condition (equation (3)). Thus, the electric field at the altitude z = 90 km can be used to calculate effects in higher regions.

References

- 1. Cussac T., Clair M.A., Ultré-Guerard P., Buisson F., Lassale-Balier et al. Planetary and Space Science, 2006. Vol. 54.
- 2. Dejnakarintra M., Park C.G. // Journal of Geophysical Research. 1974. Vol. 79.
- Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Miachkin V.I. Pure and Applied Geophysics. 1979. Vol. 117, No. 5.
- 4. Grimalsky V.V., Hayakawa M., Ivchenko V.N., Rapoport Yu.G., Zadorozhnii V.I. // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2003. Vol. 65.
- 5. Holtzworth et al., 1985.
- Jason S.J., Pulinets S.A., Da Silva Curiel A., Liddle D. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A. 2002. Vol. 361.
- 7. Liu J.Y., Chuo Y.J., Shan S.J., Tsai Y.B., Chen Y.I., Pulinets S.A., Yu S.B. Annales Geophysicae. 2004. Vol. 22.
- 8. Molchanov O.A., Hayakawa M., Rafalsky V.A. In: Hayakawa, M., Fujinawa, Y., Eds., Electromagnaetic Pehonema Related to Earthquake Prediction. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo. 1994.
- 9. Park C.G., Dejnakarintra. // Journal of Geophysical Research. M. : 1973. Vol. 84.
- 10. Parrot M., Berthelier J.J., Lebreton J.P., Sauvaud J.A., Santolik O., Blecki J. // Physics and Chemistry of the Earth. 2006. Vol. 31.
- 11. Pulinets S.A., Boyarchuk K. Ionospheric Precursors of Earthquakes. Berlin Heidelberg New York, Springer. 2004.
- 12. Pulinets S.A., Legen'ka A.D., Gaivoronskaya T.V., Depuev V.Kh. // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2003. Vol. 65.
- Pulinets S.A., Kim V.P., Hegai V.V., Depuev V.Kh. // Geophysical Research Letters. 1998. Vol. 25, No. 22.
- 14. Sharma D.K., Ra, J., Chan, R., Israi. M. // Atmósfera. 2006. Vol. 19, No. 1.
- 15. Silina A.S., Liperovskaya E.V., Liperovsky V.A., Meister C.V. Natural Hazards and Earth System Sciences. 2001. Vol. 1.
- 16. Vershinin E.F., Buzevich A.V., Yumoto K., Saita K., Tanaka Y. In: Hayakawa, M., Ed., Atmopsheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo. 1999.