

**Российская академия наук
Дальневосточное отделение**

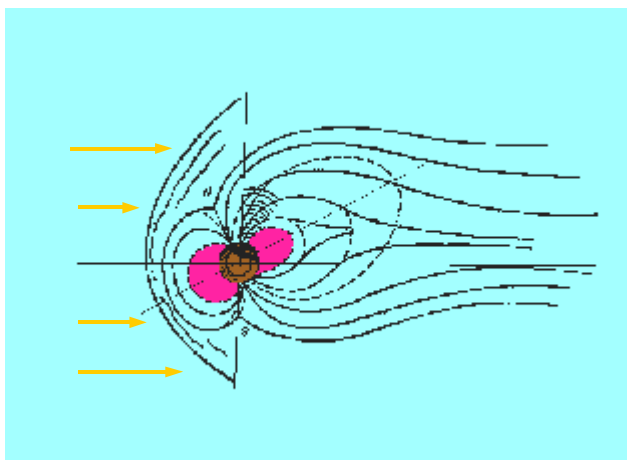
**Институт космofизических исследований и
распространения радиоволн**



СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ И ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

**Сборник докладов
IV международной конференции**

**14-17 августа 2007 года
с.Паратунка Камчатской обл.**



**Петропавловск-Камчатский
2007**

**Russian Academy of Sciences
Far Eastern Branch**

**Institute of Cosmophysical Research and Radio
Wave Propagation**



**SOLAR-TERRESTRIAL RELATIONS AND
PRECURSORS OF EARTHQUAKES**

**Collection of the reports
of IV International Conference**

14–17 August 2007, v. Paratunka,
Kamchatka region

**Petropavlovsk-Kamchatsky
2007**

УДК 551.509.336 + 550.344.37

Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений : IV междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 14–17 авг. 2007 г. : сб. докл. – Петропавловск-Камч.: ИКИР ДВО РАН, 2007. – 499 с.
ISBN 5-7442-1446-1

В сборнике опубликованы труды IV международной конференции «Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений».

Доклады отражают результаты исследований в области физики атмосферы, ионосферы и магнитосферы, включая дальние области токового слоя хвоста магнитосферы; механизмов трансформации энергии солнечного ветра в энергию магнитосферно-ионосферных процессов, воздействия процессов в земной коре на нижнюю и верхнюю атмосферу Земли, сейсмoeлектромагнитных, сейсмoeлектрических и сейсмoакустических эффектов в различных частотных диапазонах в земной коре, атмосфере и ионосфере Земли. Представлены современные методы сбора, обработки, передачи и обмена геофизической информации, а также организация работ по мониторингу сейсмической активности.

Ключевые слова: атмосфера, ионосфера, магнитосфера, электромагнитное поле, солнечная активность, магнитная буря, моделирование, электромагнитное излучение, геоакустическая эмиссия, сейсмическое событие, предвестники землетрясений.

Solar-terrestrial relations and precursors of earthquakes : coll. of the reports of IV Intern. conf., v. Paratunka Kamchatka region, 14–17 August 2007 / ed. by B.M. Shevtsov. – Petropavlovsk-Kamchatsky : IKIR FEB RAS, 2007. – 499 p.
ISBN 5-7442-1446-1

The reports are presented on subject parts devoted to research results in the sphere of physics of atmosphere, ionosphere and magnetosphere, including far regions of current layer of magnetosphere tail; mechanisms of the energy of solar wind transformation to the energy of magnetosphere-ionosphere processes, the influence of the processes in the Earth crust on low and upper atmosphere, seismoelectromagnetic, seismoelectric and seismoacoustic effects in different frequency ranges in Earth crust, atmosphere and ionosphere, and modern methods of the collection, processing, transformation and exchange of geophysical information, and organization of. monitoring system for seismic activity.

Key words: atmosphere, ionosphere, magnetosphere, electromagnetic field, solar activity, magnetic storm, analog simulation, electromagnetic emission, geoacoustic emission, seismic event, precursors of earthquakes.

Ответственный редактор д-р физ.-мат. наук Б. М. Шевцов

Конференция проведена при финансовой поддержке ДВО РАН (проект 07-III-Г-02-017) и РФФИ (грант 07-05-06053)

Секция 1 «Влияние солнечной активности на геосферные процессы»

**РАЗРЫВНАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ ТОНКОГО АНИЗОТРОПНОГО
ТОКОВОГО СЛОЯ**

TEARING INSTABILITY OF THIN ANISOTROPIC CURRENT SHEET

Л.М.Зелёный¹, А.В.Артемьев^{1,2}, В.Ю.Попов^{1,2}, Х.В.Малова^{1,3}

¹Институт космических исследований РАН

²Физический факультет МГУ им. Ломоносова

³Научно-исследовательский институт ядерной физики им. Скобелева МГУ

In this work we investigate a possibility of the generation of tearing mode instability in thin anisotropic current sheet. We show that wide “windows” of instability exist in the parametric space. Also in this work the problem of the influence trapped plasma on tearing instability is studied.

В данной работе анализируется возможность возникновения разрывной (тиринг) неустойчивости в токовых слоях магнитосферы Земли. Данная неустойчивость представляет собой волну $\vec{A} = A(z)\exp(-i\omega t + ikx)$, распространяющуюся перпендикулярно току, поддерживающему существование слоя. При развитии тиринг неустойчивости в центральной области токового слоя происходит пересоединение силовых линий магнитного поля (Рисунок 1). Существование данного типа неустойчивости обеспечивается за счёт механизма Ландау, отвечающего за передачу энергии от частиц к волнам, за счёт совпадения фазовой скорости волны и скорости движения группы (резонансных) частиц.

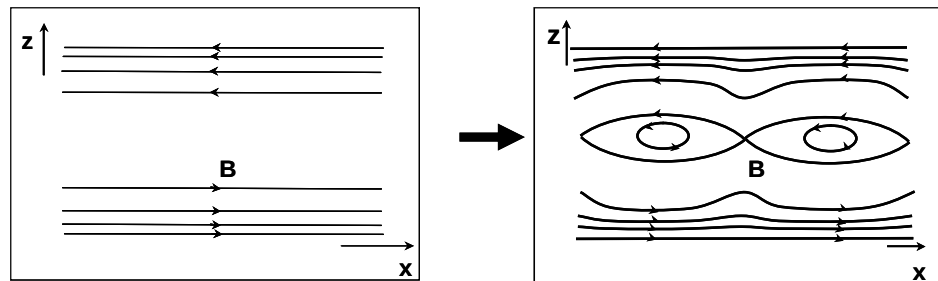


Рис.1. Результат развития в токовом слое тиринг неустойчивости.

Изначально данную неустойчивость рассматривали для модели изотропного токового слоя [2]. Её развитие обеспечивалось наличием в центре токового слоя популяции незамагниченных резонансных электронов. Но данная модель не предусматривала наличия нормальной компоненты магнитного поля B_z , которая всегда присутствует в магнитосфере Земли и является остаточным полем магнитного диполя нашей планеты. В присутствии поля B_z электроны оказываются замагниченными данным полем, и популяция резонансных электронов пропадает даже при очень малых значениях B_z . Но в токовом слое остается ионная компонента, для которой нормальное поле не является достаточно большим, чтобы исключить резонансное взаимодействие с волной неустойчивости. Такая неустойчивость называется ионной тиринг модой. В результате долгой дискуссии установилось мнение, что развитие и ионной тиринг моды для изотропного токового слоя [1] в присутствии поля B_z также невозможно [3]. Это связано с тем, что замагниченные электроны крайне чувствительны к возмущению магнитного поля dB_z . При изменении поля B_z меняется и плотность замагниченных электронов $dn_e \sim dB_z$. Так как в токовых слоях сохраняется квазинейтральность, то движение электронов сопровождается движением тяжёлых ионов. Энергия, необходимая на это

движение, превосходит ту энергию, что выигрывается токовым слоем от «слипания» токовых нитей.

Ситуация, сложившаяся для изотропных токовых слоёв, в корне отличается от той, что наблюдается при изучении тиринг неустойчивости в модели анизотропного тонкого токового слоя АТТС [7]. Для АТТС характерны сильные электронные и ионные токи в центре слоя, способствующие увеличению «свободной» энергии $W_j \sim \partial j_y / \partial A_0$ (A_0 - невозмущённый вектор потенциал). В связи с этим существуют такие параметры $e = v_D / v_T$, $b_n = B_z / B_0$ и $t = T_i / T_e$, для которых суммарная энергия, выигрываемая АТТС за счёт пересоединения, превышает ту энергию, которую необходимо затратить на возмущение магнитного поля и движение замагниченных электронов. Выше были введены основные параметры изучаемой модели токового слоя через скорость дрейфа ионов в источниках v_D , их тепловую скорость v_T , величину магнитного поля токового слоя на его границе $B_0 = B_x(L)$, температуру ионов T_i и электронов T_e . Толщина токового слоя связана с ионным гирорадиусом соотношением $L = e^{1/3} r_i$.

Модель анизотропного тонкого токового слоя

В рассматриваемой модели токовый слой формируется двумя потоками ионов из источников, в которых задано распределение частиц по скоростям $f_i \sim \exp\left(-(\mathbf{v}_\perp - \mathbf{v}_D)^2 v_{Ti}^{-2} - v_{\parallel}^2 v_{Ti}^{-2}\right)$. Толщина такого токового слоя не превышает ионный гирорадиус $L \leq r_i$. Электронная компонента токового слоя рассматривается в полужидкостном приближении [7]. Далее функция распределения f_i записывается в интегралах движения: w – безразмерная полная энергия частиц, $I_z \sim \int v_z dz$ – безразмерный адиабатический инвариант,

$$f_i \sim \exp\left(-e^{-2/3} \left\{ \left(\sqrt{w - I_z} - e^{-2/3} \right)^2 + I_z \right\}\right).$$

Учитывая теорему о сохранении фазового объёма, функция распределения ионов, записанная в интегралах движения, строится от краёв токового слоя к его центральной области.

Вывод общего энергетического соотношения для тиринг неустойчивости

Тиринг неустойчивость представляет собой возмущение векторного и скалярного потенциалов в виде волны, распространяющейся вдоль оси Ox ,

$$\begin{cases} \mathbf{A}_1 = \mathbf{A}_1(z) \exp\{-i\omega t + ikx\} \\ j_1 = j_1(z) \exp\{-i\omega t + ikx\} \end{cases}.$$

Для анализа возможности возникновения неустойчивости в токовом слое можно использовать энергетическое соотношение $dW + g \left(\partial W^{res} / \partial w \right) = 0$. Здесь dW – возмущение энергии в результате взаимодействия токового слоя с волной, g – инкремент неустойчивости ($g = \text{Im } w$), W^{res} – энергия резонансного взаимодействия частиц с волной. Если $dW < 0$, то $g > 0$ и возмущение будет возрастать. Токовые слои, для которых $dW < 0$, называются неустойчивыми. Для того, чтобы получить энергетические соотношения dW для анизотропного тонкого токового слоя, воспользуемся балансом энергий: $\partial_t \int (\mathbf{B}_1^2 + \mathbf{E}_1^2) dt = -8p \int (\mathbf{j}_1 \mathbf{E}_1) dt$. Далее запишем возмущённую функцию распределения $f_{1s} = (\partial f_{0s} / \partial A_0) A_1 + \mathcal{F}_{1s}$, здесь $\mathcal{F}_{1s}$ возмущение функции распределения частиц сорта $s = e, i$, вызванное возмущением скалярного потенциала j_1 и резонансным взаимодействием частиц с волной возмущения. Теперь для $\mathbf{j}_1$ можно записать следующее соотношение:

$$\mathbf{j}_1 = \sum_s \int \mathbf{v} f_{1s} d^3v = A_1 \sum_s e_s \left(\partial \int \mathbf{v} f_{0s} d^3v / \partial A_0 \right) + \sum_s e_s \int \mathbf{v} f_{1s} d^3v$$

Учтём, что $\int \mathbf{v} f_{0s} d^3v = \mathbf{j} = j_y \mathbf{e}_y$. Таким образом, ток $\mathbf{j}_1$ принимает вид:

$$(\mathbf{j}_1 \mathbf{E}_1) = -\partial_t \left(2^{-1} A_1^2 (\partial j_y / \partial A_0) \right) + \sum_s \int (\mathbf{v} \mathbf{E}_1) \mathbf{v} f_{1s} d^3v$$

Так как для электронов в нашей модели специально не вычисляется функция распределения (они рассматриваются в полужидкостном приближении), то мы можем выбрать $f_{0e} = F_{0e}(H_{0e}, P_y)$. Для такой функции распределения было показано [2], что имеет место следующее соотношение:

$$\partial_t \mathbf{v} f_{1e} / (\partial f_{0e} / \partial j_0) = -(\mathbf{E}_1 \mathbf{v}) \quad (1)$$

Функция распределения ионов f_{0i} выражена в используемой модели через адиабатический инвариант I_z и полную энергию частиц $w + j$. Поэтому использовать для неё соотношение (1) некорректно. Для f_{0i} получим соотношение, играющее ту же роль, что и (1). Для этого воспользуемся следующим соотношением $(L_0 + L_1)(f_0 + f_1) = 0$. Здесь $L_0 = \partial_t + \mathbf{v} \partial_r + (e/m_i c)(c\mathbf{E}_0 + [\mathbf{v} \times \mathbf{B}_0]) \partial_v$ и $L_1 = (e/m_i c)(c\mathbf{E}_1 + [\mathbf{v} \times \mathbf{B}_1]) \partial_v$. Учитывая, что $L_1 f_1 \ll 1$, получаем равенство:

$$L_0 \left((\partial f_{0i} / \partial A_0) A_1 + \mathbf{v} f_{1i} \right) = -(e/m_i c)(\mathbf{E}_1 + [\mathbf{v} \times \mathbf{B}_1]) \partial_v f_{0i}$$

Распишем подробно $\partial_v f_{0i}$ (учитывая, что $f_{0i} = f_{0i}(w, I_z(v_y, v_z))$):

$$\partial_v f_{0i} = -(m_i/T_i) \mathbf{v} \partial_w f_{0i} + \partial_{I_z} f_{0i} (\partial I_z / \partial v_y) \mathbf{e}_y + \partial_{I_z} f_{0i} (\partial I_z / \partial v_z) \mathbf{e}_z$$

Учитывая вид адиабатического инварианта I_z [7], получим:

$$\begin{cases} \partial I_z / \partial v_y = (m v_y / e) (\partial I_z / \partial j) + (m c / e) (\partial I_z / \partial A) \\ \partial I_z / \partial v_z = (m v_z / e) (\partial I_z / \partial j) \end{cases}$$

Переписывая вид $\partial_v f_{0i}$ и подставляя его в уравнение $L_0 f_1 + L_1 f_0 = 0$, получаем (учитывая, что $L_0 = d/dt$ и $\int v_x f_{0i} d^3v = 0$, $h_i = w + e j / T_i$):

$$(T_i / 2 m_i) \int (d f_{0i} / d h_i)^{-1} (d \tilde{f}_{1i}^2 / d t) d^3v = - \int (\mathbf{E}_1 \mathbf{v}) \tilde{f}_{1i} d^3v.$$

Таким образом, получаем:

$$(\mathbf{j}_1 \mathbf{E}_1) = -\partial_t \left(A_1^2 \partial j_y / \partial A_0 \right) + 2^{-1} e \partial_t \int \left\{ (d f_{0e} / d j)^{-1} \tilde{f}_{1e}^2 + (d f_{0i} / d h_i)^{-1} \tilde{f}_{1i}^2 \right\} d^3v.$$

Так как электроны полностью замагничены, то возмущение их плотности напрямую связано с возмущением нормальной компоненты магнитного поля. Учитывая этот факт и рассматривая возмущение скалярного потенциала, как решение уравнения $\Delta j_1 = -4 p e (n_{1i} - n_{1e})$, получим следующую оценку:

$$e j_1 / T_e \approx B_{1z}(z) / B_z$$

Теперь оценим вклад возмущённого скалярного потенциала в общую энергию возмущения, пользуясь оценкой $\partial_z j \sim k j \sim r_i^{-1} j$:

$$r_i^{-1} j = B_{1z} (r_i^{-1} T_e / e B_z) = B_{1z} (T_e / T_i) (v_{Ti} / c) (B_0 / B_z) \ll k A_{1y}$$

Теперь, используя соотношение $w \ll c k$, получаем, что $E_1 = -(i w / c) A_1 - \nabla j_1 \ll B_1$.

Таким образом, энергия неустойчивости выглядит следующим образом:

$$dW = \int \left\{ (\partial_z A_1)^2 + k^2 A_1^2 + (4 p / c) (\partial j_y / \partial A_0) A_1^2 + 4 p e \int \left\{ \mathbf{v} f_{1e}^2 (\partial f_{0e} / \partial j_0) + \mathbf{v} f_{1i}^2 (\partial f_{0i} / \partial w) \right\} d^3v \right\} dt.$$

Теперь используем следующее соотношение:

$$f_{1s} = (\partial f_{0s} / \partial j_0) j_1 + f'_{0s} Y_s.$$

Здесь $Y_s = W^{res}(w=0)$ остаточная энергия резонансного взаимодействия волны возмущения с частицами [4]. Учитывая, что для возмущённых функций распределения $\langle f_{1s} \rangle_s = 0$, где $\langle \dots \rangle = (\int \dots dx dz) / (\int dx dz)$, получаем в окончательном виде энергетический функционал:

$$dW = \int \left\{ (\partial_z A_1)^2 + k^2 A_1^2 + (4p/c) (\partial j_y / \partial A_0) A_1^2 \right\} dt + \\ + \int \left\{ 4pe \int (\partial f_{0e} / \partial j_0) j_1^2 d^3 v + 4pe \int f'_{0e} \langle H_{1e} \rangle_e^2 d^3 v + 4pe \int f'_{0i} \langle H_{1i} \rangle_i^2 d^3 v \right\} dt.$$

Так как мы ищем области параметров с отрицательным значением суммарной энергии dW , то, приравнявая к нулю первую вариацию функционала $dW(A_{1y})$ по функции A_{1y} , получим уравнение на возмущённый вектор потенциал.

Численные результаты

Решением уравнения $dW(A_{1y})/dA_{1y} = 0$ будет функция возмущённого вектор потенциала, минимизирующая функционал $dW(A_{1y})$. Сам функционал $dW(A_{1y})$ можно разбить на сумму слагаемых: $W_b = \int \left\{ (\partial_z A_1)^2 + k^2 A_1^2 \right\} dt$, $W_j = \int (4p/c) (\partial j_y / \partial A_0) A_1^2 dt$, $W_e = \int 4pe \int (\partial f_{0e} / \partial j_0) j_1^2 d^3 v dt$, $W_H = 4pe \int \left\{ \int f'_{0e} \langle H_{1e} \rangle_e^2 d^3 v + \int f'_{0i} \langle H_{1i} \rangle_i^2 d^3 v \right\} dt$. Вводя нормировочный множитель $8p/B_0^2$, можно рассмотреть вклад каждого из слагаемых в общий энергетический баланс (Рисунок 2). Как видно из графиков, положительный стабилизирующий вклад в суммарную энергию для длинноволнового возмущения ($kr_i < 0.2$) в основном вносят энергия возмущённого магнитного поля W_b и энергия взаимодействия частиц с волной W_H . Для возмущения с волновыми числами $kr_i \approx 0.7$ ($kL \sim 1$) развитие тиринг неустойчивости ограничивает энергия сжимаемости электронов W_e .

Для того, чтобы определить возможность развития тиринг неустойчивости для различных токовых слоёв, обратимся к рисунку 3. На нём показаны графики суммарной энергии для нескольких токовых слоёв с различными толщинами и значениями нормального магнитного поля $b_n = B_z/B_0$. Как видно из рисунка, для токовых слоёв с фиксированным значением параметра b_n роль управляющего параметра тиринг неустойчивости играет толщина токового слоя. Для наиболее тонких токовых слоёв существуют области отрицательной суммарной энергии $dW < 0$. Что касается параметра b_n , то его изменение в рамках токовых слоёв с одинаковой толщиной приводит к изменению области значений волнового числа kr_i , для которой $dW < 0$.

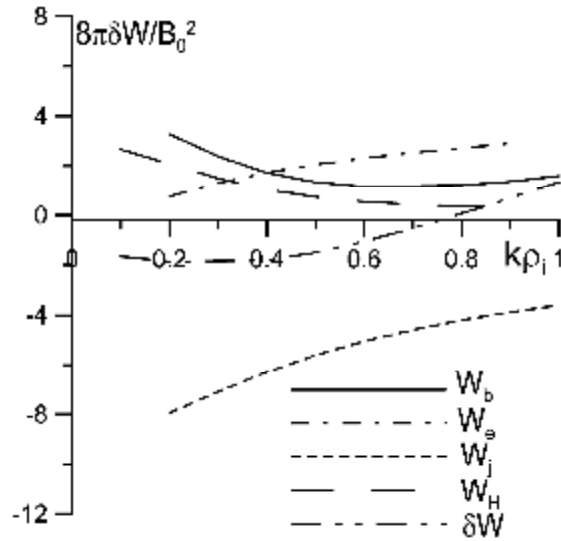


Рис.2. Графики компонент возмущённой энергии и суммарной энергии тиринг неустойчивости как функции волнового числа kr_i .

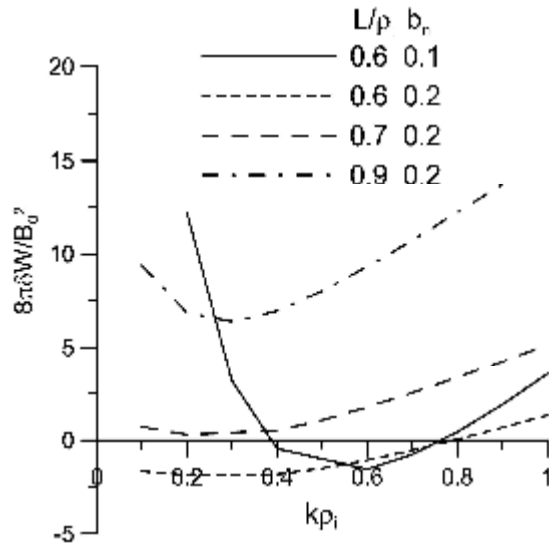


Рис.3. Графики суммарных энергий тиринг неустойчивости как функции волнового числа kr_i для токовых слоёв с $T_e = T_i/3$.

Так как при развитии тиринг неустойчивости возможно существование пакета волн с различными волновыми числами kr_i , то есть смысл рассмотреть суммарную область неустойчивости в пространстве параметров $e \times b_n$. Под суммарной областью неустойчивости мы понимаем совокупность всех областей неустойчивости для различных волновых чисел из диапазона $k \in [r_i^{-1}(B_z/B_0), L/r_i^2]$ (Рисунок 4). Как видно из Рисунка 4, наиболее подвержены тиринг неустойчивости тонкие токовые слои ($e \ll 1$).

Таким образом, в данном разделе показано, что для анизотропных тонких токовых слоёв возможно развитие тиринг неустойчивости.

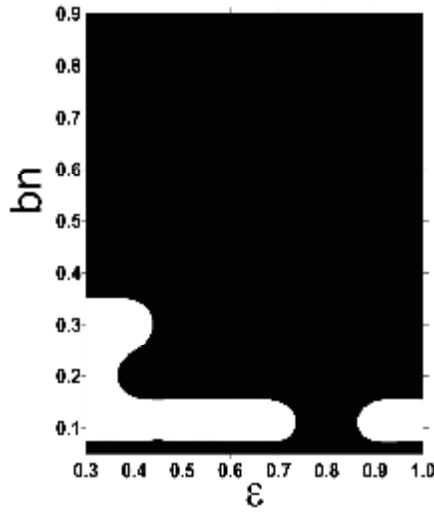


Рис.4. Суммарная область неустойчивости для токовых слоёв с $T_e = T_i/3$.

Учёт влияния захваченных частиц

Как было показано выше, функция распределения ионов записывается через интегралы движения следующим образом $f_i \sim \exp\left(-e^{-2/3}\left\{\left(\sqrt{w-I_z}-e^{-2/3}\right)^2+I_z\right\}\right)$. Если для какого-либо элемента фазового объёма ($\vec{v} \times \vec{z}$) $I_z > w$, то частицы в этом элементе считаются захваченными и для них задаётся функция распределения [5]:

$$f_{trap} \sim k \exp\left(-e^{-2/3}\left\{w+e^{-4/3}\right\}\right)$$

Здесь коэффициент k определяет пропорциональное соотношение между пролётными и захваченными частицами в токовом слое. Влияние захваченных ионов на структуру токового слоя для рассматриваемой модели изучалось ранее [6]. Было показано, что при скапливании в токовом слое захваченных частиц происходит его старение (разрушение профиля плотности тока). Похожий результат представлен на рисунке 5.

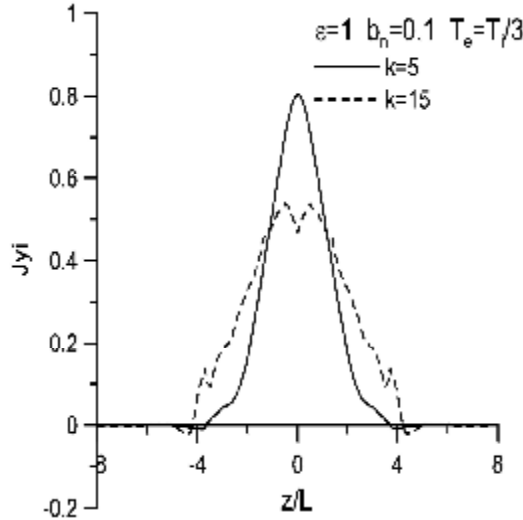


Рис.5. Безразмерная плотность ионного тока для двух токовых слоёв с различными значениями показателя k .

Как видно из рисунка, при увеличении величины коэффициента k происходит расширения профиля плотности ионного тока и образование провала в центре. Данное явление приведёт к уменьшению величины $F(z) = \partial j_y / \partial A_0$ в центре токового слоя. Соотношение $\partial j_y / \partial A_0$ является с точностью до коэффициента плотностью свободной энергии, которую токовый слой выигрывает при слипании его токовых нитей в центральной области ($z \sim 0$).

Для того, чтобы оценить для каких токовых слоёв возможно развитие тиринг неустойчивости в присутствии захваченных частиц, обратимся к рисунку 6.

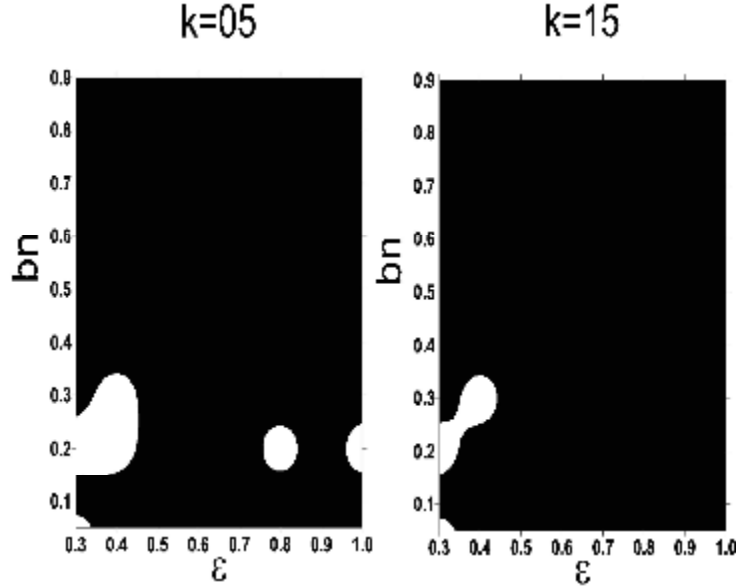


Рис.6. Области тиринг неустойчивости (белый) в пространстве параметров $e \times b_n$ для различных значений коэффициента k и всех длин волн из диапазона $b_n < 2pr_i/l < 2$.

Из рисунка видно, что при увеличении количества захваченных частиц уменьшается область тиринг неустойчивости. Это вызвано тем, что для больших значений коэффициента k уменьшается центральный градиент тока $F(z) = \partial j_y / \partial A_0$ и вместе с ним, уменьшается свободная энергия тиринг неустойчивости. Этот эффект не столь существенен, так как тиринг неустойчивость в основном развивается в тонких токовых слоях ($e \ll 1$), а для таких токовых слоёв профиль тока не сильно подвержен изменению с ростом коэффициента k . Но при переходе от токового слоя без захваченных частиц ($k = 0$) к токовому слою с ненулевым значением коэффициента k разница в областях присутствия тиринг неустойчивости существенна. Для того, чтобы в этом убедиться, вернёмся к рисунку 3, на котором представлена такая же параметрическая область существования тиринг неустойчивости, что и на рисунке 4, но для токовых слоёв без захваченных частиц ($k = 0$).

Выводы

В данной работе исследуется вопрос существования тиринг неустойчивости для модели анизотропного тонкого токового слоя. Было показано, что при использовании полного энергетического соотношения с учётом резонансного взаимодействия частиц с волной возмущения в пространстве параметров $e \times b_n$ существуют области с отрицательными значениями суммарной энергии $dW < 0$. Это означает, что для таких токовых слоёв энергия, выигрываемая от слипания токовых нитей, превосходит энергию, которую необходимо затратить на возмущение магнитного поля и изменение траекторий частиц. Для таких токовых слоёв возможно развитие тиринг неустойчивости.

При этом было показано, что развитие тиринг неустойчивости наиболее вероятно для тонких токовых слоёв ($e \ll 1$). Область значений нормальной компоненты магнитного поля для токовых слоёв с $dW < 0$ находится в пределах $0.05 < b_n < 0.4$.

Сама возможность существования тиринг неустойчивости обеспечена наличием сильных градиентов плотности тока в центре ТС. Данное обстоятельство позволяет говорить о ином, нежели у токового слоя Харриса, распределении скоростей частиц по пространству. То есть, если для токового слоя Харриса выполнялось соотношение

$$j_y(z)/n_0(z) = \text{const}, \quad \text{то для рассматриваемой модели анизотропного ТТС}$$

$$\max_{-L < z < L} j_y(z)/n_0(z) = j_y(0)/n_0(0).$$

Проведя исследование возможности развития тиринг неустойчивости в токовых слоях с захваченными частицами, можно сделать следующие выводы. Для тонких токовых слоёв ($e \ll 1$) появление популяции захваченных частиц не столь существенно влияет на возможность развития тиринг неустойчивости, как для токовых слоёв с толщиной $L \sim r_i$. Но в любом случае, наличие захваченных частиц препятствует развитию тиринг неустойчивости за счёт уменьшения градиента плотности тока в центре токового слоя.

Список литературы

1. Harris E.G. On a plasma sheath separating regions of oppositely directed magnetic fields // Nuovo Chimento. 1962. Vol. 23. P. 115-119.
2. Laval G., Pellat R., Vuillemin M. Instabilités électromagnétiques des plasmas sans collisions in: Plasma Physics and Controlled Fusion Research. 1966. Vol. II. P. 259-276. International Atomic Energy Agency. Vienna.
3. Pellat R., Coroniti F.V., Pritchett P.L. Does ion tearing exist? // Geophys. Res. Lett. 1991. Vol. 18. P. 143-146.
4. Schindler K., Pfirsch D., Wöbig H. Stability of two-dimensional collision-free plasmas // Plasma Physics. 1973. Vol. 15. P. 1165-1184.
5. Sitnov M.I., Zelenyi L.M., Malova H.V., Sharma A.S. Thin current sheet embedded within a thicker plasma sheet: self-consistent kinetic theory // J. Geophys. Res. 2000. V.105. N A6. P. 13029-13044.
6. Zelenyi L.M., Delcourt D.C., Malova H.V., Sharma A.S. 2002. "Aging" of the magnetotail thin current sheets // Geophys. Res. Lett. Vol. 29. N 12. P. 49-1 – 49-4.
7. Zelenyi L.M., Malova H.V., Popov V.Yu., Delcourt D., Sharma A.S. Nonlinear equilibrium structure of thin currents sheets: influence of electron pressure anisotropy // Nonlinear Processes in Geophysics. 2004. Vol. 11. P. 1-9.

ВЛИЯНИЕ НОРМАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА РАЗВИТИЕ СИММЕТРИЧНОЙ КИНК-МОДЫ

INFLUENCE OF THE NORMAL COMPONENT OF MAGNETIC FIELD ON DEVELOPMENT OF SAUSAGE INSTABILITY

А.В.Артемов^{1,2}, Л.М.Зелёный¹, В.Ю.Попов^{1,2}, Х.В.Малова^{1,3}

¹*Институт космических исследований РАН*

²*Физический факультет МГУ им. Ломоносова*

³*Научно-исследовательский институт ядерной физики им. Скобелева МГУ*

In this work we show that the polarization of the perturbed vector potential can influence the sausage instability in the current sheet with nonzero normal component of the magnetic field. Development of sausage instability in isotropic and anisotropic current sheets is discussed on term of the generalized energy principle.

Вопрос существования кинк и sausage неустойчивостей (Рисунок 1) в токовом слое, описываемом изотропной моделью Харриса [3] с нулевой нормальной компонентой магнитного поля B_z , ранее рассматривался как в гидродинамическом приближении [2], так и с использованием уравнений Власова-Максвелла в линейном приближении [5, 1]. Предполагалось, что возмущённый вектор-потенциал $\mathbf{A}(z, y) = \mathbf{A}(z) \exp(-itw + iky)$ имеет две компоненты $\mathbf{A} = A_y \mathbf{e}_y + A_z \mathbf{e}_z$, связанные соотношением $\text{div} \mathbf{A} = 0$. Развитие неустойчивости обеспечивалось механизмом Ландау, при котором энергия частиц передавалась волновому возмущению. Взаимодействующими с волной частицами являлись как электроны, так и ионы. В центре токового слоя действие на них со стороны малого магнитного поля $B_x \sim B_0 z$ оказывается пренебрежимо мало, вследствие чего в этой области их траектории можно считать прямолинейными $y = v_y t$. Если при этом скорости частиц сопоставимы с фазовой скоростью волны $v_y \sim w/k$, то такие частицы оказываются резонансными, т.е. именно они участвуют в энергетическом обмене с волновым возмущением и отвечают за развитие неустойчивости.

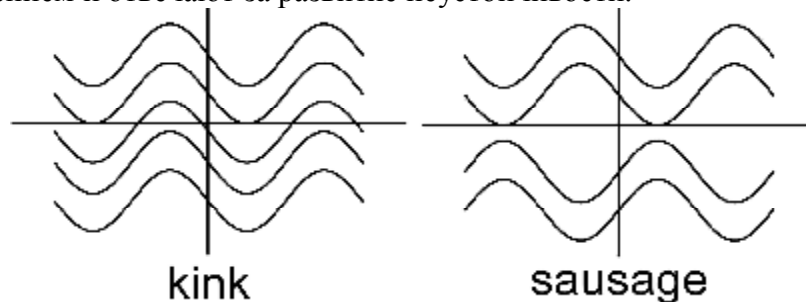


Рис.1. Силовые линии магнитного поля для симметричной (sausage) и асимметричной кинк мод.

Для данного типа неустойчивости могут существовать две моды: симметричная и несимметричная. Симметричная мода называется sausage ($A(z) = A(-z)$), несимметричная – kink-модой ($A(z) = -A(-z)$). Для токового слоя Харриса, в отсутствие нормальной компоненты магнитного поля B_z , проводилось моделирование обоих типов неустойчивостей, например, в работах [4, 8, 11]. Было показано, что, в отличие от разрывной неустойчивости [7], kink и sausage неустойчивости могут существовать и развиваться в токовом слое Харриса в широком диапазоне параметров.

В данной работе проводится анализ механизмов, влияющих на развитие sausage неустойчивости в токовом слое Харриса, если в системе учесть наличие нормальной компоненты магнитного поля B_z . В работе будут затронуты также вопросы

существования и развития sausage неустойчивости для модели анизотропного тонкого токового слоя (АТТС) [10].

Токовый слой Харриса. В токовом слое Харриса функции распределения частиц по скоростям заданы в виде смещённого теплового распределения Максвелла $f_j = n_0 \cosh^{-1}(z/L) \exp\left\{-\left[v_x^2 + (v_y - u_j)^2 + v_z^2\right]v_{Tj}^{-2}\right\}$, где $u_j = (2cT_j)/(eB_0L)$ – скорость дрейфа частиц сорта $j = e, i$. Параметр T_j обозначает температуру частиц, v_{Tj} – среднюю тепловую скорость, величина B_0 обозначает магнитное поле B_x на бесконечности, L обозначает толщину токового слоя. Введём безразмерный параметр $e = L/r_i$, где $r_i = (m_i v_{Ti} c)/(eB_0)$. Будем рассматривать возмущение векторного потенциала следующего вида $\mathbf{A}_1 = \mathbf{A}_1(z) \exp(-i\omega t +iky)$ и пренебрежем возмущением скалярного потенциала. В этом случае возмущение функции распределения частиц сорта $j = e, i$ примет вид:

$$f_{1j} = -\left(q_j/m_j c\right) \int_{-\infty}^t \left(i\omega \mathbf{A}_1 + [\mathbf{v} \times \text{rot } \mathbf{A}_1]\right) \partial_v f_j dt \quad (1)$$

Для токового слоя Харриса произведение $(i\omega \mathbf{A}_1 + [\mathbf{v} \times \text{rot } \mathbf{A}_1]) \partial_v f_j$ можно записать в виде:

$$(i\omega \mathbf{A}_1 + [\mathbf{v} \times \text{rot } \mathbf{A}_1]) \partial_v f_j = -\left(m_j/T_j\right) \left(i\omega \mathbf{A}_1 \mathbf{v} + u_j \hat{\mathbf{E}}_0 \mathbf{A}_{1y} - u_j (ikv_z \mathbf{A}_{1z} + ikv_x \mathbf{A}_{1x} + ikv_y \mathbf{A}_{1y})\right) \quad (2)$$

Здесь введено обозначение: $\hat{\mathbf{E}}_0 = d/dt$. Интегрируя по времени и учитывая отсутствие электронного вклада в резонансное взаимодействие, получаем возмущённую функцию распределения ионов $f_{1i} = (e/T_i c) \left\{u_i \mathbf{A}_{1y} - \mathbf{A}_1 \mathbf{v} (ku_i - w)/(kv_y - w)\right\} f_i$ и электронов

$f_{1e} = -(e/T_e c) u_e \mathbf{A}_{1y} f_e$. Таким образом, возмущённые токи равны

$$j_{1a} = d_{ay} j_y \mathbf{A}_{1y} \sum_j \left(u_j q_j / T_j c\right) - \left(e^2 / T_i c\right) \int v_a^2 (ku_i - w)/(kv_y - w) f_i \mathbf{A}_{1a} d^3 v,$$

где $a = x, y, z$. Теперь, считая, что $w^2/k^2 c^2 \ll 1$, получаем уравнения для возмущённого вектор-потенциала:

$$\partial_z^2 \mathbf{A}_{1a}(z) - k^2 \mathbf{A}_{1a} = \sum_j \left(u_j q_j / T_j c\right) d_{ay} j_y \mathbf{A}_{1y} - \left(e^2 / T_i c\right) \int v_a^2 (ku_i - w)/(kv_y - w) f_i \mathbf{A}_{1a} d^3 v \quad (3)$$

Как видно из уравнений (3), в выражение для каждой компоненты возмущённого вектор-потенциала входит только одна компонента $\mathbf{A}_{1a}$. Это означает, что все компоненты вектор-потенциала линейно независимы. Учитывая нормировку $\text{div} \mathbf{A} = 0$, получаем, что в системе может независимо распространяться возмущение с двумя различными поляризациями: $\mathbf{A}_1 = \{0, \mathbf{A}_{1y}, \mathbf{A}_{1z}\}$ и $\mathbf{A}_1 = \{\mathbf{A}_{1x}, 0, 0\}$. Поляризация $\mathbf{A}_1 = \{0, \mathbf{A}_{1y}, \mathbf{A}_{1z}\}$ рассматривалась в работах [5, 1]. При таком типе поляризации возмущёнными оказываются следующие компоненты полей: $E_{1y} = -(i\omega/c) \mathbf{A}_{1y}$, $B_{1x} = -\partial_z \mathbf{A}_{1y} - k^2 \int_{-\infty}^z \mathbf{A}_{1y} dz$.

При этом влияние магнитного поля B_z на систему будет заключаться в следующем: будучи замагниченными этим полем, электроны не смогут участвовать в резонансном взаимодействии с волной неустойчивости. При этом развитие неустойчивости будет обеспечиваться взаимодействием ионов, для которых поле $B_z \ll B_0$ слишком мало, чтобы существенно изменить их траектории в центральной области токового слоя. Наше рассмотрение аналогично оценке из работы [5], но отличается от нее тем, что ток $j^{res} \sim \int v_a^2 (ku_j - w)/(kv_y - w) f_e d^3 v$ не принят во внимание. На рисунке 2 проведено сравнение полученных результатов с работой [5]. Как видно из рисунка, в случае поляризации возмущения $\mathbf{A}_1 = \{0, \mathbf{A}_{1y}, \mathbf{A}_{1z}\}$, полученные результаты для модели токового

слоя Харриса с $B_z = 0$ и для изотропной модели с $B_z \neq 0$ не сильно различаются между собой.

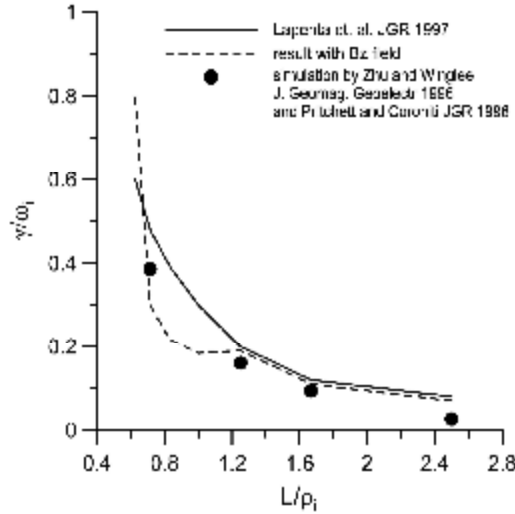


Рис.2. Инкремент неустойчивости как функция относительной толщины токового слоя. Сплошной линией показаны результаты для слоя Харриса [5], пунктирной - для слоя Харриса с $B_z \neq 0$, точками нанесены результаты моделирования [11].

Теперь рассмотрим поляризацию возмущения $\mathbf{A}_1 = \{A_{1x}, 0, 0\}$. Для этого случая возмущёнными оказываются компоненты поля $E_{1x} = -i(\omega/c)A_{1x}$, $B_{1y} = \partial_z A_{1x}$ и $B_{1z} = -ikA_{1x}$. Так как электроны замагничены полем B_z , то возмущение этого поля должно менять распределение электронов в пространстве. В этом случае необходимо учитывать возмущение скалярного потенциала $\Delta j_1 = 4p e d n$. Чтобы получить уравнение для возмущённого вектор потенциала A_{1x} с учётом возмущения j_1 , воспользуемся энергетическим балансом $\partial_t \int (\mathbf{B}_1^2 + \mathbf{E}_1^2) dt = -8p \int (\mathbf{j}_1 \mathbf{E}_1) dt$. Теперь учтём, что возмущённая плотность тока равна $\mathbf{j}_1 = e \int \mathbf{v} (f_{1i} + f_{1e}) d^3 v$, где

$$f_{1i} = (\partial f_{1i} / \partial A_0) A_{1y} + f_{1i}^{res}, \quad f_{1e} = (\partial f_{1e} / \partial A_0) A_{1y} + f_{1e}^{\#} \quad (4)$$

Здесь возмущение функции распределения $f_{1e}^{\#}$ вызвано возмущением скалярного потенциала (при изменении концентрации электронов), а f_{1i}^{res} отвечает за резонансное взаимодействие ионов с волной неустойчивости. При записи равенств (4) мы пренебрегли возмущением ионной функции распределения, вызванной возмущением скалярного потенциала, что для ионов справедливо в силу их слабой замагниченности. Далее воспользуемся соотношением $d f_{1e}^{\#} / dt = -(\mathbf{v} \mathbf{E}_1) (\partial f_{0e} / \partial H_{0e})$ (H_{0e} - полная невозмущённая энергия электронов), полученным в работе [6]. Учитывая замагниченность электронов ($n_{1e}/n_0 = B_{1z}/B_0$) и пренебрегая возмущением энергии электрического поля $\int \mathbf{E}_1^2 dt$, получаем следующее энергетическое соотношение:

$$\partial_t \int \left(|\partial_z A_{1x}|^2 + k^2 |A_{1x}|^2 - 4p/c j_i^{res} |A_{1x}|^2 + (T_e n_0 / B_z^2) k^2 |A_{1x}|^2 \right) dt = 0 \quad (5)$$

Здесь также было учтено, что $\int f_{1e} d^3 v = n_{1e}$. Найдём вариацию уравнения (5) по вектор-потенциалу A_{1x} для нахождения собственных векторов уравнения (5):

$$\partial_z^2 A_{1x} - k^2 \left(1 + T_e n_0 / B_z^2 \right) A_{1x} + A_{1x} \left(4p e^2 / T_i c^2 \right) \int v_x^2 (k v_j - w) / (k v_y - w) f_i d^3 v = 0 \quad (6)$$

Перепишем уравнение (6) в интегральном виде, учитывая, что $d/dt \approx (\partial/\partial t + v_y \partial/\partial y)$ в центральной области токового слоя:

$$\partial_z^2 A_{1x}(z, t) - \left[k^2 (1 + T_e n_0 / B_z^2) + e^2 U_i \right] A_{1x}(z, t) - e^2 U_i \mathcal{J}_x(z, t) L^{-2} \cosh^{-2}(z/L) = 0 \quad (7)$$

Здесь введены следующие обозначения:

$$\begin{aligned} \mathcal{J}_x &= \int_0^t A_{1x}(t') \Gamma(t-t') dt' - A_{1x}(t=0) g(t) \\ \Gamma(t-t') &= ikL/\sqrt{p} \int (v_y - u_i)/v_{Ti} \exp\left(-i(v_y/v_{Ti})kLw_i(t-t') - (v_y - u_i)^2/v_{Ti}^2\right) d(v_y/v_{Ti}) \\ g(t) &= 1/\sqrt{p} \int \exp\left(-i(v_y/v_{Ti})kLw_i(t-t') - (u_i - v_y)^2/v_{Ti}^2\right) d(v_y/v_{Ti}) \end{aligned} \quad (8)$$

U_i обозначает функцию, равную единице в центральной области токового слоя и нулю вне её, $w_i = v_{Ti}/r_i$. Уравнение (7) в момент времени $t=0$ можно переписать в виде $\partial_z^2 A_{1x} - U(z) A_{1x} = 0$, где $U(z) = k^2 (1 + T_e n_0 / B_z^2) > 0$. Уравнение такого типа не имеет дискретного спектра решений. Поэтому sausage-возмущение с рассматриваемой поляризацией не может существовать в токовых слоях с симметричным распределением частиц по скоростям в направлении X ($j_x = 0$). Решение уравнения (8) показывает, что зависимость от времени амплитуды $y_x = \int A_{1x} dz$ является убывающей, что противоположно поведению функции $y_y = \int A_{1y} dz$ при поляризации $\mathbf{A}_1 = \{0, A_{1y}, A_{1z}\}$ (Рисунок 3), то есть у поляризации $\mathbf{A}_1 = \{A_{1x}, 0, 0\}$ будут отрицательный инкремент.

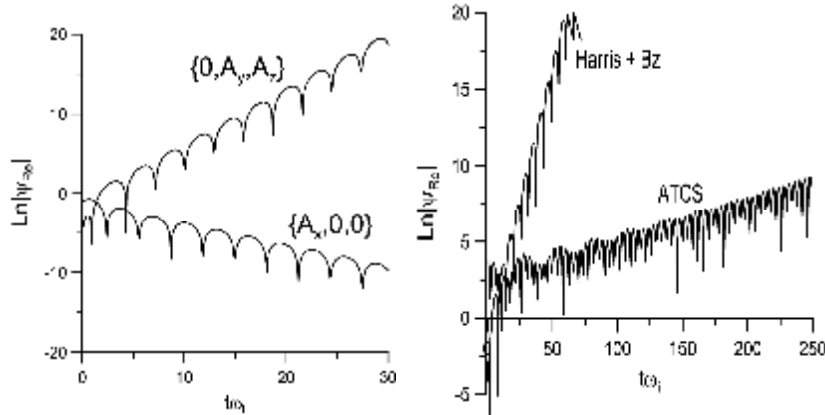


Рис.3. Слева амплитуды возмущённых вектор потенциалов $y_x = \int A_{1x} dz$ и $y_y = \int A_{1y} dz$ для двух типов поляризации в токовом слое Харриса с $B_z \neq 0$. Справа амплитуды возмущённых вектор потенциалов $y = \int A_{1y} dz$ для токового слоя Харриса с $B_z \neq 0$ и АТТС.

Анизотропный тонкий токовый слой

Следует отметить, что учет ненулевой нормальной компоненты магнитного поля в модели Харриса, общепринятый в исследованиях устойчивости, превращает ее в несамосогласованную модель и делает результаты многих ранее опубликованных работ некорректными, т. к. при $B_z \neq 0$ за конечное время $t \sim m_i c / e B_z$ устанавливается новое распределение – анизотропный токовый слой, который уже имеет детерминированную толщину $L \leq r_i$ [9]. Для более адекватного подхода рассмотрим устойчивость самосогласованной модели АТТС [10]. В рассматриваемой модели уравнение для компоненты возмущённого вектор-потенциала A_{1y} принимает вид:

$$\partial_z^2 A_{1y} = (k^2 + \Theta(\partial j_y / \partial A_0)) A_{1y} - \Theta J^{res}(t) \quad (9)$$

Здесь $J^{res} = iU_i \int_0^t F(t-t') A_{1y}(t') dt + A_{1y}(t) \dot{F}(t)$, и $\Theta = (T_i n_0 8\pi) / (B_0^2 m^{-2/3})$, $k = kL$,

$z = z/L$. Параметр e определяет анизотропию источников ионов ($e = v_D / v_{Ti}$, v_D – скорость дрейфа ионов в источниках) и связан с толщиной токового слоя соотношением $L = e^{1/3} r_i$. Функции под интегралом равны $F(t) = \partial \dot{f}_2 / \partial A_0$ и $\dot{F}(t) = \partial \dot{f}_1 / \partial A_0$, где:

$$\dot{f}_n = \int_{-\infty}^{\infty} w^n \exp(-iwt) \dot{f}(w) dw, \quad \dot{f}(w) = n_0^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} f_i dv_z dv_x \quad (10)$$

$A_0(z)$ является Y компонентой невозмущённого вектор потенциала. Уравнение (10) выводится аналогично уравнению (4), но так как функция распределения ионов для АТТС определяется сложнее, чем для токового слоя Харриса, часть интегралов и производных берётся не аналитически, а численно.

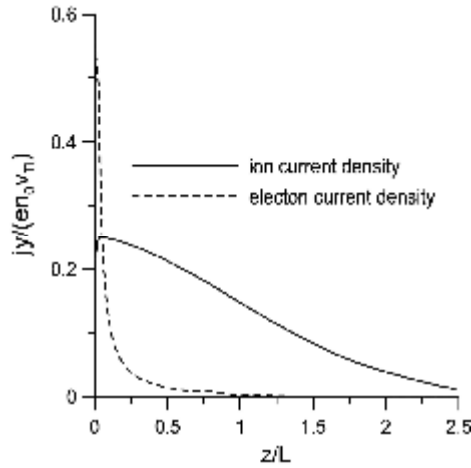


Рис.4. Профили электронной и ионной плотности токов для АТТС.

В отличие от токового слоя Харриса, в АТТС профили электронного и ионного токов не совпадают (Рисунок 4), вследствие чего в свободную энергию $\partial j_y / \partial A_0$ значительный вклад вносят именно электронные токи, с более резкими градиентами в центре токового слоя. Резонансный ток J^{res} , напротив, обеспечен только ионной популяцией. В силу этого соотношение $\|J^{res} (\partial j_y / \partial A_0)^{-1} A_{1y}^{-1}\|$ для АТТС мало по сравнению с аналогичным соотношением для токового слоя Харриса, что может способствовать возникновению различий в значениях собственных частот ω sausage неустойчивости (Рисунок 3).

Выводы

В данной работе проведён анализ развития sausage неустойчивости для токового слоя Харриса в присутствии нормальной компоненты магнитного поля. Численно показано, что для поляризации $\mathbf{A}_1 = \{A_x, 0, 0\}$ инкремент $g \sim \partial_t \ln |y| < 0$ отрицателен, а для поляризации $\mathbf{A}_1 = \{0, A_y, A_z\}$ значение инкремента положительно.

Для АТТС при поляризации $\mathbf{A}_1 = \{0, A_y, A_z\}$ инкремент неустойчивости положителен, но его величина меньше инкремента неустойчивости для токового слоя Харриса. Этот эффект вызван сильным вкладом электронов в плотность тока в центральной области токового слоя для АТТС, в результате чего, именно $j_y^{(elect)}$ даёт наибольший вклад в адиабатическую часть возмущённого тока $j^{ad} = (\partial j_y / \partial A_0) A_{1y}$. Так как

резонансное взаимодействие с волной неустойчивости обеспечивает только ионная компонента, то отношение $\|J^{res}/j^{ad}\|$ для АТТС получается много меньше, чем аналогичное соотношение для изотропных токовых слоёв, а именно это отношение определяет величину инкремента $g = \text{Im} w$.

Эта работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 05-02-17003, 06-02-72561, и грантом Научных школ НШ-5359.2006.2.

Список литературы

1. Buchner J. and Kuska J.-P. Sausage mode instability of thin current sheets as a cause of magnetospheric substorms // *Ann. Geophys.* 1999. Vol.17. P. 604-612.
2. Daughton W. Two-fluid theory of the drift kink instability // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104, N. A12. P. 28,701-28,707.
3. Harris E.G. On a plasma sheath separating regions of oppositely directed magnetic fields // *Nuovo Chimento.* 1962. 23, 115-119.
4. Karimabadi H., Pritchett P.L., Daughton W. and Krauss-Varban D., 2003. Ion-ion kink instability in the magnetotail: 2. Three-dimensional full particle and hybrid simulations and comparison with observations // *J. Geophys. Res.*, vol. 108, N. A11, 1401, doi: 10.1029/2003JA010109
5. Lapenta G. and Brackbill J.U., A kinetic theory for the drift-kink instability // *J. Geophys. Res.* 1997. Vol. 102, N A12. P. 27,099-27,108.
6. Laval G., R. Pellat, M. Vuillemin. Instabilites electromagnetiques des plasmas sans collisions in: *Plasma Physics and Controlled Fusion Research.* 1966.vol.II, p. 259-276, International Atomic Energy Agency, Vienna.
7. Pellat, R., Coroniti, F. V. and Pritchett, P. L., Does ion tearing exist? // *Geophys. Res. Lett.* 1991. V.18. P. 143–146.
8. Pritchett P.L., Coroniti F.V. and Decyk V.K., Three-dimensional stability of thin quasi-neutral current sheets. *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101, N. A12. P. 27,413-27,429.
9. Zelenyi L. M., M.I. Sitnov, H. V. Malova, and A.S. Sharma. Thin and superthin ion current sheets. Quasi-adiabatic and nonadiabatic models // *Nonlinear Processes in Geophysics.* 2000. Vol. 7, 127-139.
10. Zelenyi L. M., H. V. Malova, V. Yu. Popov, D. Delcourt, and A.S. Sharma, Nonlinear equilibrium structure of thin currents sheets: influence of electron pressure anisotropy // *Nonlinear Processes in Geophysics.* 2004. Vol. 11, 1-9.
11. Zhu Z. and Winglee R.M., Tearing instability, flux ropes, and the kinetic current sheet kink instability in the Earth's magnetotail: A three-dimensional perspective from particle simulations // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101, N. A3, P. 4885-4897.

ИЗМЕНЕНИЯ В ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ ИОНОСФЕРЕ ВО ВРЕМЯ СИЛЬНЫХ МАГНИТНЫХ БУРЬ

CHANGES IN THE EQUATORIAL IONOSPHERE DURING STRONG GEOMAGNETIC STORMS

Э.И. Астафьева¹, П.В. Татаринов¹, К.С. Паламарчук²

¹*Институт солнечно-земной физики СО РАН,*

²*Department of Mineral Resources Engineering, Technical University of Crete, 73100, Chania, Crete, Greece.*

Ionosphere response to the strongest geomagnetic storms on September 7-8, 2002 and November 20-21, 2003 was analyzed using the data of global ionosphere maps, altimeter data from the Jason-1 and TOPEX satellites and the data of GPS receivers on board CHAMP and SAC-C satellites. It is shown that after the interplanetary magnetic field turns southward and intensifies, the crests of the equatorial ionization anomaly (EIA) travel poleward and TEC value within the EIA area increases significantly (up to 120-180 TEC units). GPS data from SAC-C satellite show that during the main phase of geomagnetic storms TEC value from the altitude of 705 km up to the GPS satellite orbit is 2-3 times higher than during undisturbed conditions. These effects of dayside ionospheric uplift occur owing to the «super-fountain effect» [9] and last few hours while the enhanced interplanetary electric field impinge on the magnetopause.

1. Введение

Исследованию отклика ионосферы на геомагнитные возмущения посвящено немало работ [2, 3, 4, 7, 10]. Основное внимание исследователей было сосредоточено на ионосфере средних и высоких широт, поэтому наши знания о развитии ионосферной бури в области экваториальной аномалии (ЭА) все еще недостаточны [2]. Между тем, процессы в ЭА представляют огромный интерес для геофизики, т.к. служат индикатором взаимодействий солнечного ветра, магнитосферы и ионосферы.

Во время главной фазы магнитных бурь, когда вектор B_z межпланетного магнитного поля (ММП) приобретает южное направление, проникающие в низкоширотную ионосферу межпланетные электрические поля приводят к усилению электрических полей восточного направления [2, 7, 9]. Усиленный таким образом электродинамический дрейф ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) приводит к подъему ионосферной плазмы до высот 800-1000 км над экватором. Дрейфуя вдоль магнитных силовых линий, наклон которых увеличивается по мере удаления от геомагнитного экватора, эта плазма достигает значений магнитной широты $\pm 30^\circ$ (дневной «супер-фонтан-эффект» [9, 10]). Фотоионизация нижней F-области ионосферы производит «новую» плазму, которая возмещает поднятую вверх под действием ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$) дрейфа, что приводит к увеличению полного электронного содержания (ПЭС) [9].

Явление «супер-фонтан-эффекта» было впервые подтверждено экспериментально для магнитной бури 5-6 ноября 2001 г. в [9]. Одновременно с повышением ионизации во время магнитных бурь наблюдалось также значительное (до 10°) смещение гребней ЭА в полярном направлении [3, 7, 9, 10].

Однако к настоящему времени проведено недостаточно исследований, в которых описанные явления были зарегистрированы одновременно. Целью данной работы является анализ отклика ионосферы на магнитные бури 7-8 сентября 2002 г. и 20-21 ноября 2003 г. с одновременным использованием данных спутниковых высотомеров TOPEX и Jason-1, GPS-измерений ПЭС на ИСЗ CHAMP и SAC-C, а также данных глобальных ионосферных карт ПЭС.

1. Методы обработки данных

Глобальные ионосферные карты (GIM) содержат данные вертикального ПЭС с пространственным разрешением 2.5° по широте и 5° по долготе («ячейка» GIM). Временное разрешение составляет 2 часа. Технология вычисления карт по данным глобальной сети станций GPS и подробно описана в работах [6, 8].

Двухчастотные спутниковые высотомеры TOPEX и Jason-1 предоставляют 1-с измерения вертикального ПЭС от водной поверхности на Земле до высоты 1330 км [5, http://www.aviso.oceanobs.com/html/missions/welcome_uk.html]. Параметры орбиты приведены в Таблице 1. Основное назначение высотомеров - измерение высоты поверхности океана, данные при пролетах над сушей не могут быть использованы для восстановления ПЭС. Данные высотомеров оказывают неоценимую помощь при наблюдениях в тех местах, где наземных средств наблюдения за ионосферой недостаточно, например, над океанами.

CHAMP является проектом геофизической обсерватории GFZ в Потсдаме (<http://op.gfz-potsdam.de/champ>), спутник перемещается практически на высоте главного максимума ионосферы (Таблица 1) в меридиональном направлении, что позволяет оценить вклад ПЭС верхней ионосферы во всем диапазоне широт. Метод определения ПЭС по данным бортового приемника GPS описан в [1].

SAC-C является совместным проектом США, Аргентины, Бразилии, Дании, Италии и Франции (<http://www.gsfc.nasa.gov/gsfcservice/gallery/factsheets/spacesci/sac-c.html>). Высота орбиты спутника составляет 705 км (Таблица 1), поэтому GPS данные SAC-C позволяют оценить ПЭС в интервале высот от 705 км до 20200 км.

Таблица 1. Параметры орбит спутников TOPEX, Jason-1, CHAMP, SAC-C.

Спутник	Высота орбиты, км	Наклонение орбиты	Период обращения, мин
TOPEX	1336	66°	112
Jason-1	1330	66°	112
CHAMP	430÷350*	87°	91
SAC-C	705	98°	99

* - высота орбиты спутника CHAMP менялась с 430 км в 2001 году до 350 км в 2005 году

3. Отклик ионосферы на геомагнитные возмущения 7-8 сентября 2002 г. и 20-21 ноября 2003 г.

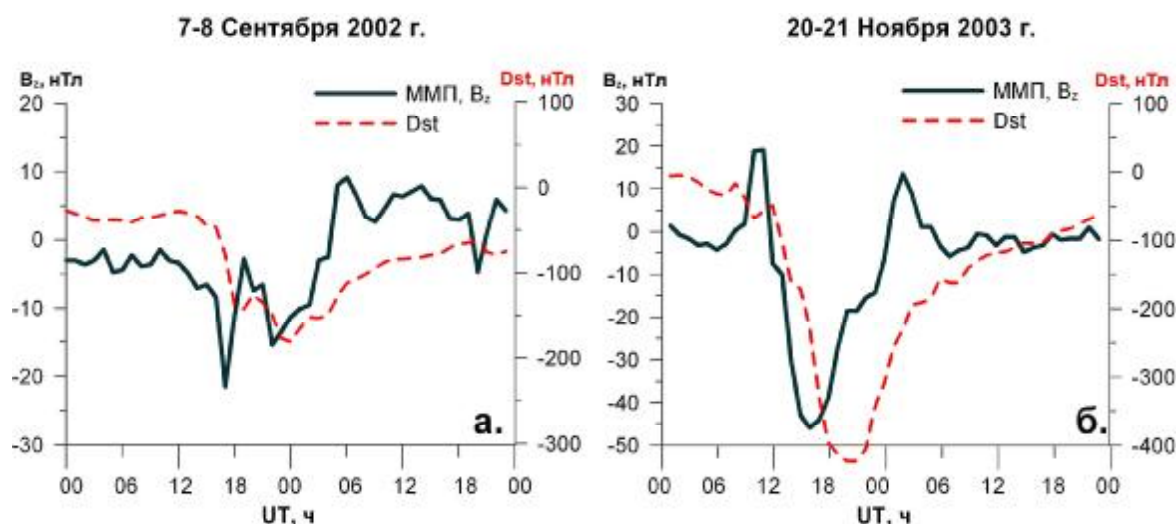


Рис.1. Изменения вектора B_z ММП (в координатах GSM) и индекса геомагнитной активности Dst во время магнитных бурь: а) 7-8 сентября 2002г.; б) 20-21 ноября 2003 г.

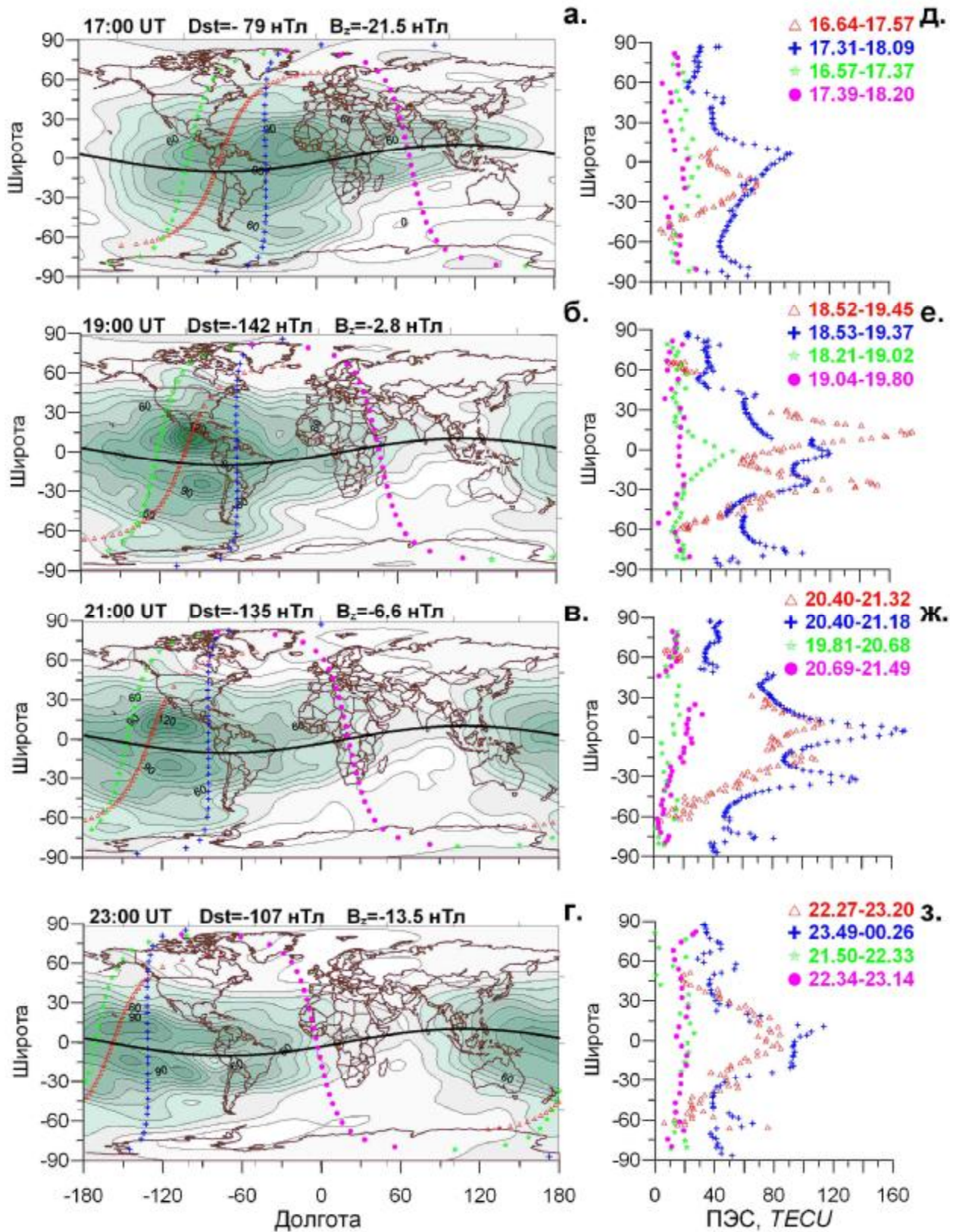


Рис.2. Изменения ПЭС 7-8 сентября 2002г. с 17:00 до 23:00 UT по данным GIM (а-г) и по данным измерений ПЭС на спутниковом высотометре Jason-1 (треугольники) и на спутниках CHAMP (крестики) SAC-C (звездочки и кружочки). Траектории пролетов спутников обозначены на панелях а-г.

Z-компонента вектора ММП во время магнитной бури 7-8 сентября характеризуется резкими скачкообразными изменениями от -22 до -2 нТл с 17 до 19 UT, и затем до -15 нТл к 22 UT (рис. 1а). Минимальное значение индекса Dst составляет 181 нТл к 00 UT 8

сентября. Изменение направления вектора B_z ММП, а также увеличение его абсолютного значения с 5 нТл в 12 UT до -46 нТл в 15 UT 20 ноября вызвало сильнейшую магнитную бурю с последующим уменьшением индекса геомагнитной активности Dst до -422 нТл в 20:00 UT (рис.16).

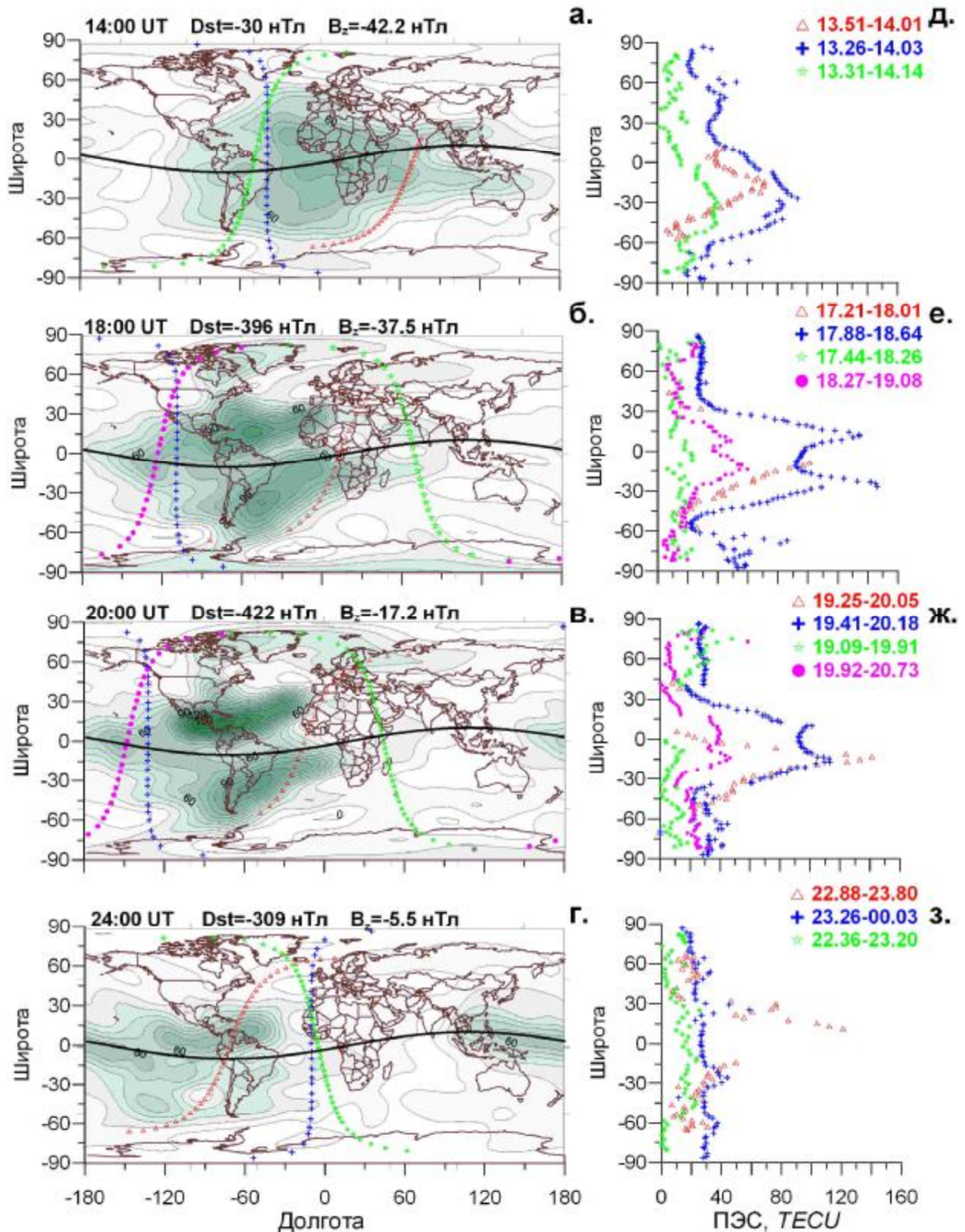


Рис.3. Изменения ПЭС 20 ноября 2003 г. с 14:00 до 24:00 UT по данным GIM (а-г) и по данным измерений ПЭС (д-з) на спутниковом высотометре TOPEX (треугольники), на спутниках CHAMP (крестики) и SAC-C (звездочки и кружочки).

На рис. 2, 3 а-г представлены глобальные карты вертикального ПЭС, на рис.2, 3 д-з

показаны значения ПЭС, измеренные с помощью CHAMP и SAC-C. Кроме того, для магнитной бури 2002 г. представлены измерения ПЭС, полученные с высотомера Jason-1; для магнитной бури 20-21 ноября 2003 г. – с высотомера TOPEX.

После резких изменений направления и величины вектора B_z ММП значение вертикального ПЭС над экватором возросло до 90-100 TECU к 17 UT 7 сентября 2002 г. (рис. 2 а, д) и до 80-90 TECU к 14 UT 20 ноября 2003 г. (рис. 3 а, д.). Дальнейшее уменьшение значения B_z привело к формированию двух гребней ЭА и их смещению в сторону полюсов от геомагнитного экватора. Одновременно с этим, значение ПЭС в гребнях увеличилось до 120-140 TECU по данным GIM (рис. 2б, 3б) и до 150-180 TECU по данным спутниковых измерений, траектории которых проходили вблизи центров гребней ЭА (рис. 2б,е и 3б,е). Особое внимание следует обратить на данные измерений спутника SAC-C (рис. 2 е, ж и 3 е, ж): значение ПЭС выше 705 км увеличилось до 45-50 TECU к 18 UT 7 сентября 2002 г. (рис. 2е) и до 50-60 TECU к 19 UT 20 ноября 2003 г (рис. 3е) при пролетах над экваториальной областью, что в 2-3 раза больше, чем в спокойных условиях.

На рис. 2 и 3 видно, что, несмотря на то, что характер изменений в ПЭС одинаков, для магнитной бури 20-21 ноября 2003 г. характерны более высокие значения ПЭС в гребнях ЭА, и большее расстояние их смещения от геомагнитного экватора. Этот процесс продолжается несколько часов; затем наступает стадия восстановления области ЭА.

На восстановительной стадии магнитной бури наблюдается смещение гребней ЭА ближе к геомагнитному экватору (до $\pm 15^\circ$ геомагнитной широты, что соответствует положению гребней в магнитоспокойных условиях), а также уменьшение ПЭС (рис. 2 г, з и рис.3 г,з).

4. Заключение

Использование данных спутниковых высотометров TOPEX и Jason-1, GPS-измерений ПЭС на ИСЗ CHAMP и SAC-C, а также данных глобальных ионосферных карт ПЭС позволило нам получить «трехмерную» визуализацию процесса перераспределения ионосферной плазмы – по широте, долготе и высоте.

Наиболее важным результатом анализа данных для магнитных бурь 7-8 сентября 2002 г. и 20-21 ноября 2003 г. является заметное увеличение ПЭС по измерениям спутника SAC-C, означающее подъем ионосферной плазмы выше 705 км вследствие дневного «супер-фонтан-эффекта». Кроме того, после резких изменений B_z ММП происходит увеличение ПЭС в гребнях ЭА. При этом гребни ЭА смещаются в сторону полюсов на расстояние порядка 5-10 градусов широты. Эти результаты согласуются с данными предыдущих исследований [3, 7, 10] и представляют ясно выраженное и убедительное экспериментальное подтверждение модели «супер-фонтан эффекта» [9].

Следует отметить, что карты GIM в целом хорошо отражают глобальную динамику ионосферной плазмы во время магнитных бурь. Однако, в моменты наиболее резких и глубоких изменений в магнитосфере и ионосфере в экваториальной области наблюдаются заметные отличия значений вертикального ПЭС, вычисленных по GIM от данных спутников CHAMP, SAC-C и спутниковых высотометров TOPEX Jason-1.

Благодарности

Авторы благодарны проф. Э.Л. Афраймовичу за интерес к работе и ценные замечания. Авторы благодарят сотрудников лаборатории CODE (<http://www.aiub.unibe.ch/ionosphere.html>) за глобальные ионосферные карты вертикального ПЭС.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 07-05-00127).

Список литературы

1. Афраймович Э.Л., Татаринцев П.В. Восстановление полного электронного содержания по данным двухчастотного GPS-приемника, установленного на борту низкоорбитального искусственного спутника Земли // Электронный журнал «Исследовано в России», 2005, <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2005/042.pdf>.
2. Abdu M.A., Sobral J.H.A., E.R. de Paula, Batista I.S. Magnetospheric disturbance effects on the Equatorial Ionization Anomaly: an overview // J. Atm. Terr. Phys. 1991. Vol.53, N8. 757-771.
3. Astafyeva E.I., Afraimovich E.L., Kosogorov E.A. Dynamics of total electron content distribution during strong geomagnetic storms // Advances in Space Research. 2007. DOI:10.1016/j.asr.2007.03.006 (Article in press)
4. Foster, J.C and Rideout, W. Midlatitude TEC enhancements during the October 2003 superstorm // Geophys. Res. Letters. 2005. V.32, 12, DOI 10.29/2004GL02719.
5. Fu, L.L., E.J. Christensen, C.A. Yamarone Jr., M. Lefebvre, Y. Menard, M. Dorrer and P. Escuder. TOPEX/Poseidon mission overview // J. Geophys. Res. 1994. V.99. P. 24396-24381.
6. Mannucci, A.J., Wilson, B.D., Yuan, D.N., Ho, C.M., Lindqwister, U.J. and Runge T.F. A global mapping technique for GPS-driven ionospheric TEC measurements // Radio Science. 1998.V.33. P.565-582.
7. Mannucci, A.J., Tsurutani, B.T., Iijima, B.A., Komjathy, A, Saito, A., Gonzalez, W.D., Guarnieri, F.L., Kozyra, J.U. and Skoug, R. Dayside global ionospheric response to the major interplanetary events of October 29-30, 2003 "Halloween Storms"// Geophys. Res. Letters. 2005. V.32, 12, DOI 10.29/2004GL021467.
8. Schaer, S., Beutler, G., Rothacher, M. Mapping and predicting the ionosphere // Proceedings of the IGS AC Workshop, Darmstadt, Germany, February 9-11, 307-320, 1998.
9. Tsurutani, B., Mannucci A., Iijima, B., Abdu, M.A., Sobral, J.H.A., Gonzalez, W., Guarneri, F., Tsuda, T. et al. Global dayside ionospheric uplift and enhancement associated with interplanetary electric fields // J. Geophys. Res. 2004. V.109, A08302.
10. Zhao B., Wan W., Liu L. Responses of equatorial anomaly to the October-November 2003 superstorms // Ann. Geophys. 2005. V.23. P.693-706.

27-ДНЕВНЫЕ ВАРИАЦИИ ГЛОБАЛЬНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ ВО ВРЕМЯ 23-ГО ЦИКЛА СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

27-DAY VARIATIONS OF GLOBAL ELECTRON CONTENT DURING 23rd CYCLE OF SOLAR ACTIVITY

Э.Л. Афраимович¹, Э.И. Астафьева¹, И.В. Живетьев², Ю.В. Ясюкевич¹

¹Институт солнечно-земной физики СО РАН,

²Институт космических исследований и распространения радиоволн, ДВО РАН

Global electron content (GEC) equals the total number of electrons in the near space, it is a new method of study the relation between solar activity and the ionosphere. In our paper we analyzed data for the period 1996-2006 and we found that the value of GEC changes follows variations of sunspot number and solar radiation UV and radio emission at 10.7-cm wavelength, showing 11-year and 27-day periodicities. 27-day variations of GEC are very similar to the ones of the index F10.7 and UV, but GEC undergoes a lagging of about of 2 days as compared to the values of the F10.7 index and UV. 27-day variations of GEC decrease from 8% to 3.5% as solar activity varies from its minimum to its maximum. These changes of relative amplitude of 27-day GEC variations agree well with the characteristics of active areas on the Sun.

1. Введение

Ионосфера Земли является важной частью околоземного космического пространства, состояние которого определяется потоками солнечного излучения на различных длинах волн [1, 6, 7]. Начиная с классической работы [11] неоднократно предпринимались попытки восстановления характеристик солнечного излучения по данным наблюдений за состоянием ионосферы [9]. Необходимость решения этой проблемы по-прежнему актуальна.

В настоящее время мониторинг ионосферы осуществляется различными средствами наземного и спутникового радиозондирования [3]; чаще всего при этом определяются локальные характеристики ионосферы, которым присущи существенные глобальные отличия. Это затрудняет использование ионосферных данных для получения количественных характеристик солнечного излучения.

В ИСЗФ СО РАН предложен новый подход к решению проблем восстановления характеристик солнечного излучения путем определения глобального электронного содержания (ГЭС), равного полному количеству электронов в околоземном космическом пространстве, ограниченном высотой орбиты ИСЗ радионавигационной системы GPS (около 20200км) [2, 10]. Преимуществом такого подхода является то, что локальные особенности характеристик ионосферы нивелируются, в итоге выявляются закономерности, характеризующие динамику глобального электронного содержания.

2. Метод определения глобального электронного содержания

Метод определения глобального электронного содержания основан на использовании разработанной в нескольких лабораториях (JPLG, США; CODG, Швейцария, и др.) технологии построения глобальных ионосферных карт. Глобальные карты полного электронного содержания (ПЭС), Global Ionospheric Maps – GIM, рассчитываются по данным международной сети приемников GPS [15, 18] в различных научных центрах. Пространственный диапазон карт GIM, представленных в сети Интернет [[ftp://cddisa.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/ionex/](http://cddisa.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/ionex/)] в стандартном формате IONEX, от 0° до 360° по долготе и от -90° до 90° по широте; размер элементарной ячейки GIM - 5° по долготе и 2.5° по широте. Для каждого момента времени с двухчасовым временным разрешением из файлов IONEX известны значения вертикального ПЭС $I_{i,j}$, где индексы i, j отмечают координаты (широту и долготу) ячейки GIM.

Глобальное электронное содержание $G(t)$ вычисляется путем суммирования по всем ячейкам GIM значений ПЭС для каждой ячейки, умноженных на площадь ячейки GIM S_{ij} [2, 10]

$$G = \sum S_{i,j} \cdot I_{i,j} \quad (1)$$

Для удобства анализа динамики ГЭС авторами [2] предложена единица измерений GECU = 10^{32} электронов.

Точность оценки ГЭС на один-два порядка выше точности определения ПЭС в одной ячейке GIM (СКО определения ПЭС в GIM-ячейке составляет от 10% до 20% [15, 18]), поскольку усреднение независимых значений ПЭС осуществляется по всему земному шару с общим количеством ячеек GIM, равным 5184. Это позволяет обнаружить колебания и тренды ГЭС весьма незначительной амплитуды, что невозможно при анализе ПЭС в отдельно взятой ячейке GIM.

3. Цикл солнечной активности

В качестве характеристики солнечной активности используется суммарная по всему солнечному диску величина потока УФ излучения Солнца $U(t)$ в диапазоне 0.1–50 нм, измеренные на космической станции SEM/SOHO [14; http://www.usc.edu/dept/space_science/semdatafolder/].

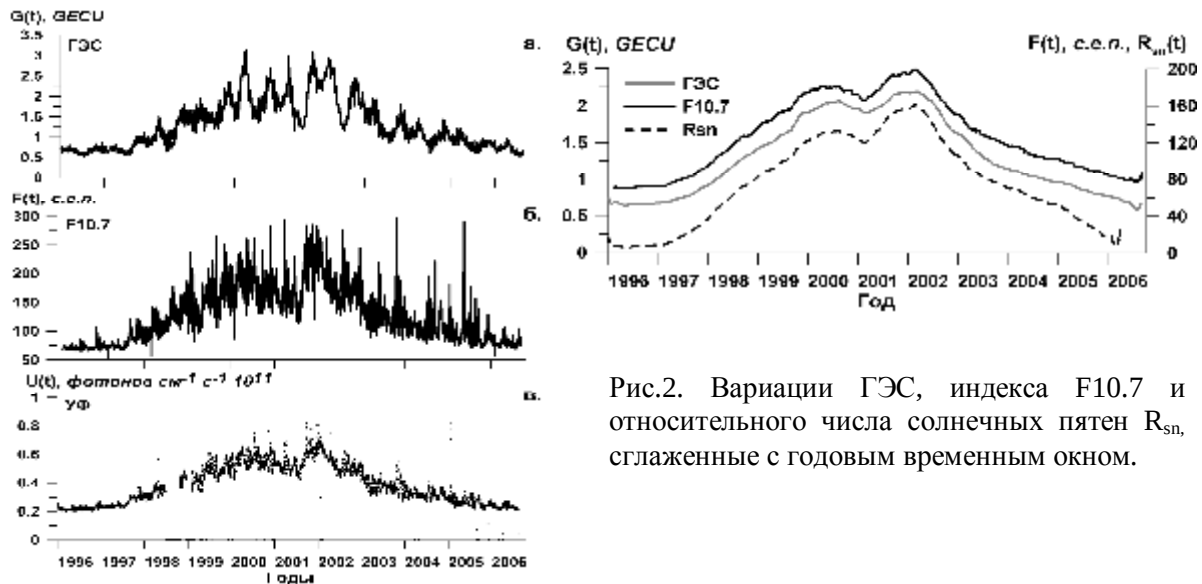


Рис.1. Вариации ГЭС, индекса солнечной активности F10.7 и потока УФ излучения в течение 23-го цикла солнечной активности.

Величины ГЭС и УФ линейно зависимы с незначительным СКО ~20%. Разброс регрессионной зависимости ГЭС и F10.7 существенно выше (СКО ~50%). Сравнение вариаций ГЭС с вариациями индекса солнечной активности F10.7 (рис. 1.а, б), показало, что зависимость $G(t)$ находится в хорошем согласии с $F(t)$. Особенно хорошо это видно при сравнении зависимостей $G(t)$ и $F(t)$, сглаженных с годовым временным окном (рис. 2; черная и серая кривые, соответственно). Там же для сравнения представлена сглаженная с годовым окном временная зависимость относительного числа солнечных пятен $R_{sn}(t)$ (пунктирная кривая), которая демонстрирует хорошее согласие как с $G(t)$, так и с $F(t)$.

4. 27-дневные вариации

Одним из важных факторов влияния солнечного излучения на состояние ионосферы является 27-дневная цикличность, обусловленная вращением Солнца. Изучению этого фактора посвящено немало работ [1, 5, 6, 12, 13]. Однако 27-дневная модуляция ионосферных параметров, измеренных в одном пункте, маскируется множеством других факторов, что затрудняет получение достоверных количественных характеристик влияния 27-дневной вариации УФ излучения Солнца на ионосферу.

На рис. 3 представлена динамика абсолютной амплитуды вариаций, полученной с помощью фильтрации исходных рядов в диапазоне периодов 20-40 дней. На рисунке изображены вариации абсолютной амплитуды ГЭС $dG(t)$, серые кривые; индекса солнечной активности F10.7 $dF(t)$, черные кривые, и величины потока солнечного УФ излучения $dU(t)$, пунктирные кривые, за период с 1.06.2003 г. по 18.05.2004 г., включающего в себя промежуток времени, когда были зарегистрированы сильные гелиосферные возмущения октября-ноября 2003 г. [4].

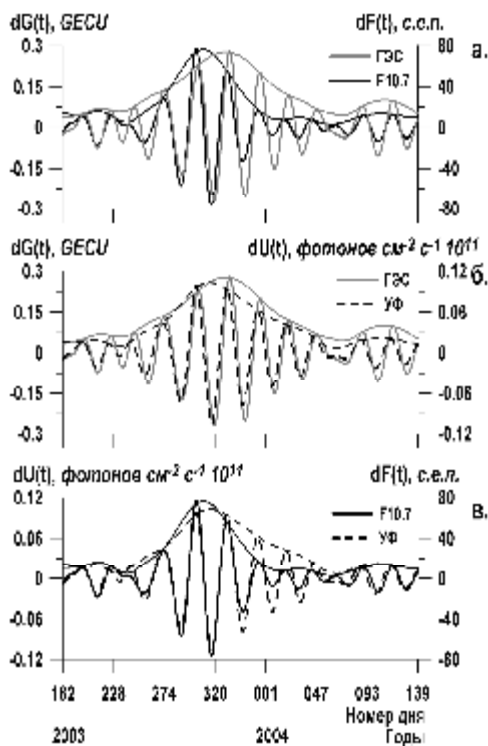


Рис.3. Отфильтрованные в диапазоне периодов 20-40 дней вариации ГЭС и индекса F10.7, ГЭС и УФ, F10.7 и УФ для периода с 1.06.2003 г. по 18.05.2004 г.

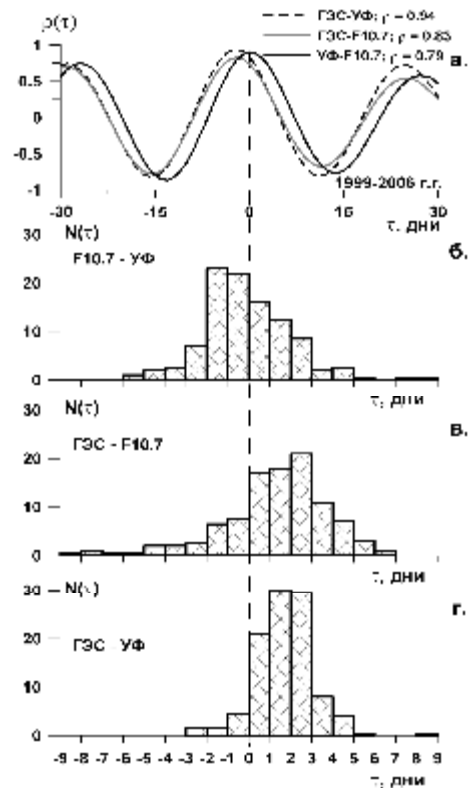


Рис.4. Корреляционная функция отфильтрованных в диапазоне периодов 20-40 дней вариаций ГЭС, УФ и F10.7. Гистограммы относительного запаздывания 27-дневных вариаций.

Корреляционный анализ данных для периода с 1999–2006 г.г. выявил высокую степень подобия 27-дневных вариаций рядов $G(t)$, $F(t)$ и $U(t)$, полученных путем фильтрации исходных рядов в диапазоне периодов 20-40 дней. Коэффициент корреляции между ГЭС и УФ достигает 0.94, коэффициенты корреляции между рядами ГЭС и F10.7, а также между F10.7 и УФ несколько ниже – 0.83 и 0.79 соответственно.

Рассмотрим более детально гистограммы относительного запаздывания 27-дневных вариаций $N(\tau)$ между рядами $dG(t)$, $dF(t)$ и $dU(t)$, полученные для $N=102$ оборотов Солнца (рис. 4, б-г). Наиболее вероятное и среднее значения запаздывания $\tau=2$ дня, определенные

по гистограммам рис. 4в и 4г, близки к значению запаздывания максимума корреляционных функций $\rho(\tau)$ рис. 4а. Однако разброс τ между рядами $dG(t)$ и $dF(t)$ существенно больше разброса между $dG(t)$ и $dU(t)$, что вполне согласуется с выводом о более тесной корреляции рядов ГЭС и УФ, чем ГЭС и F10.7 (см. выше).

Таким образом, 27-дневные вариации ГЭС запаздывают в среднем на 2 дня по сравнению с соответствующими вариациями F10.7 и УФ. Известно, что реакция ионосферы на изменения потока УФ излучения определяется постоянными времени ионизации и рекомбинации порядка часа [1, 6]. Запаздывание 27-дневных вариаций ГЭС относительно соответствующих изменений потока F10.7 и УФ может быть обусловлено существенно большими постоянными времени, характерными для термосферы, поскольку вариации ГЭС обусловлены не только изменениями солнечного ионизирующего излучения, но и процессами в термосфере. С увеличением потока солнечного излучения, который ионизирует ионосферу и нагревает термосферу, увеличивается температура и общая плотность атмосферы, изменяются скорость и направление нейтрального ветра [3]. Необходимо также учитывать, что временные масштабы изменений электронного содержания в плазмосфере Земли меняются в диапазоне от 2 до 5 дней [7]. Детальный анализ факторов, отвечающих за обнаруженную задержку 27-дневных вариаций, представляет собой довольно сложную задачу и выходит за рамки данной работы.

Весьма важной является оценка зависимости огибающей амплитуды 27-дневных вариаций $G27(t)$ на протяжении цикла солнечной активности. На рис. 5б представлены временные зависимости $G27(t)$ (серые кривые) и $F27(t)$ (черные кривые) в течение 23-го цикла солнечной активности (1996-2006г.г.), сглаженные с временным окном 365 дней. Для сравнения на рис. 5а показаны сглаженные зависимости F10.7 (черная кривая), и суточное значение относительного числа солнечных пятен R_{sn} (пунктирная кривая) для периода с 1996 по 2006г.г. Максимальное отклонение относительной амплитуды $G27(t)$ 27-дневных вариаций ГЭС, сглаженных с временным окном 365 дней, меняется от 8% на подъеме и спаде солнечной активности до 2% в периоды максимума и минимума. Вместе с тем амплитуда 27-дневных вариаций в периоды подъема и спада солнечной активности индекса F10.7 достигает 12-14% (рис. 5б).

Такая закономерность обусловлена особенностями активных образований на поверхности Солнца, число которых возрастает с увеличением солнечной активности [8, 16]. При этом уменьшается амплитуда 27-дневной модуляции потока ультрафиолетового излучения. В течение периода роста и особенно спада солнечной активности на поверхности Солнца образуются «вмороженные» интенсивные активные образования, которые могут существовать в течение нескольких оборотов Солнца [5, 8, 16]. При высоком уровне солнечной активности на поверхности Солнца образуется и постоянно перемещается большое количество активных образований. Несмотря на то, что при этом средняя амплитуда модуляции функции $U(t)$ увеличивается, относительная амплитуда 27-дневных вариаций, наоборот, уменьшается. В период низкой солнечной активности, когда количество активных образований минимально (стремится к нулю), наблюдается минимальный уровень 27-дневной модуляции.

На рис. 6 изображены огибающие 27-дневных вариаций ГЭС, которые являются касательными к максимумам 27-дневных вариаций $dG(t)$, $dF(t)$ и $dU(t)$, показанных на рис. 3. Горизонтальной пунктирной линией показан уровень 0.5 от максимумов огибающих 27-дневных вариаций, стрелками изображены интервалы времени DT , в течение которых значение огибающей превышало уровень 0.5. Значения DT могут быть использованы для того, чтобы оценить время жизни «вмороженных» активных образований на Солнце, которые излучают в разных диапазонах длин волн. На рис. 6 видно, что интенсивность 27-дневных вариаций F10.7, УФ и ГЭС начала возрастать практически синхронно, с разницей в несколько дней. Уменьшение интенсивности

вариаций $dG(t)$ и $dU(t)$ происходило также синхронно, но с задержкой около 30 дней относительно вариаций $dF(t)$. Установленное запаздывание может быть связано с различием в происхождении и в пространственно-временных характеристиках излучения Солнца в УФ и радио диапазонах [17].

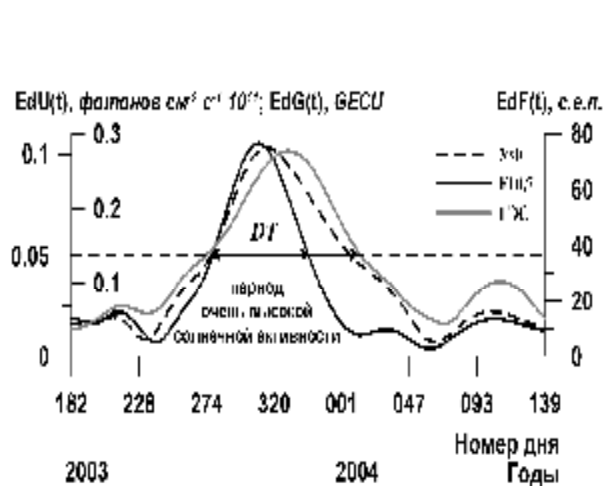


Рис. 6. Огибающая 27-дневных вариаций ГЭС, индекса F10.7 и УФ в период с 1.06.2003 г. по 18.05.2004 г.

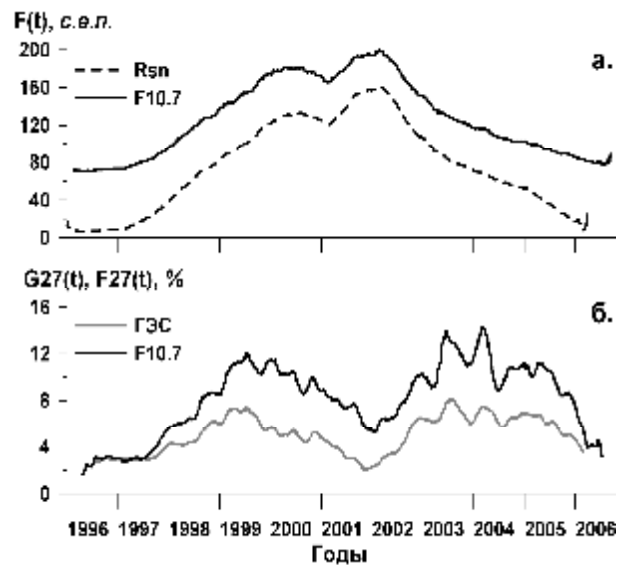


Рис. 5. Сглаженные с годовым временным окном зависимости индекса F10.7, числа солнечных пятен R_{sp} , зависимости огибающей 27-дневных вариаций ГЭС и F10.7.

5. Заключение

В настоящей работе показано, что:

1. В течение 23-го цикла солнечной активности уровень глобального электронного содержания менялся в пределах 0.5–3.2 GECU, в соответствии с динамикой УФ излучения Солнца и индекса F10.7.

2. 27-дневные вариации глобального электронного содержания запаздывают в среднем на 2 дня относительно вариаций F10.7 и УФ. Вместе с тем, 27-вариации ГЭС и УФ очень схожи между собой (коэффициент корреляции больше 0.9). Установлено, что относительная амплитуда 27-дневных вариаций уменьшается с 8%, в периоды роста и спада солнечной активности, до 2% в периоды максимума и минимума солнечной активности, что в целом соответствует динамике активных образований на Солнце в течение 11-летнего цикла активности.

Наши результаты представляют интерес для развития ионосферных моделей, а также для решения задач восстановления характеристик солнечного излучения по данным наблюдений за ионосферой. Кроме того, полученные данные могут быть полезны для изучения процессов в верхней атмосфере, которые связаны с УФ излучением Солнца.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ N 06-05-39026, 07-05-00127, интеграционного гранта СО РАН-ДВО РАН-НАН Украины N 3.24, а также при частичной поддержке проекта INTAS N 06-100013-8823.

Список литературы

1. Акасофу С. И., Чепмен С. Солнечно-земная физика. – М.: Мир, 1975. Т.1. – 512 с.
2. Афраймович Э.Л., Астафьева Э.И., Живетьев И.В. Солнечная активность и глобальное электронное содержание // ДАН. 2006. 409, № 3, С. 399-402.
3. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. – М.: Наука. 1988. – 499 с.

4. Веселовский И. С. и др. Солнечные и гелиосферные явления в октябре-ноябре 2003 г.: причины и следствия // Космические исследования. Т. 42. №5. С. 453-508. 2004.
5. Витинский Ю.И., Копецкий М., Куклин Г.В. Статистика пятнообразовательной деятельности Солнца. – М.: Наука, 1986. – 296 с.
6. Иванов-Холодный Г.С., Никольский Г.М. Солнце и ионосфера. – Москва: Наука.1969. – 456 с.
7. Кринберг И.А., Тащилин А.В. Ионосфера и плазмосфера. – М. Наука, 1984. – 189 с.
8. Мордвинов А.В., Плюснина Л.А. Когерентные структуры в динамике крупномасштабного магнитного поля Солнца // Астрономический журнал. 2001.Т. 78, N8, С. 753-760.
9. Нусинов А.А. Ионосфера как природный детектор для исследования долговременных изменений потоков солнечного геоэффективного излучения // Геомагнетизм и аэронавтика. 2004.Т. 44, N6, С. 779-786.
10. Afraimovich E.L., Astafyeva, E.I., Oinats, A.V., Yasukevich, Yu.V., Zhivetiev, I.V.: Global electron content as a new index of solar activity. Comparison with IRI modeling results // IRI news. 2006. 13, N1, October 2006, A5.
11. Beynon, W.J.G., Brown, G.M. Region E and solar activity // J. Atm. Phys. 1959. V.15, P.168-174.
12. Jakowski, N., Fichtelmann, B., Jungstand, A. Solar activity control of Ionospheric and thermospheric processes // J. Atmos. Terr. Phys. 1991. V.53, P.1125-1130.
13. Jakowski, N., Heise, S., Wehrenpfennig, A., Schluter, S., Reimer R. GPS/GLONASS-based TEC measurements as a contributor for space weather // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. 2002. V.64(5-6), P.729-735.
14. Judge, D. L., D. R. McMullin, H. S. Ogawa, D. Hovestadt, et al./ First Solar EUV Irradiances Obtained from SOHO by the Cielas/Sem // Solar Physics. 1998. V.177, P.161-173.
15. Mannucci, A.J., Wilson, B.D., Yuan, D.N., Ho, C.M., Lindqwister, U.J., Runge, T.F. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric TEC measurements // Radio Sci. 1998. V.33(3), P.565-582.
16. Mordvinov, A.V., Willson, R.C. Effect of large-scale magnetic fields on total solar irradiance. Solar Physics. 2003. V.215. P.5-16.
17. Nusinov, A.A. and V.V. Katyushina. Lyman-alpha line intensity as a solar activity index in the far ultraviolet range // Solar Physics. 1994. V.152. P.201-206.
18. Schaer, S., Beutler, G., Rothacher, M. Mapping and predicting the ionosphere // Proceedings of the IGS AC Workshop. Darmstadt, Germany. February 9-11. 1998. P.307-320.

**СБОИ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ GPS, ОБУСЛОВЛЕННЫЕ МОЩНЫМ
РАДИОИЗЛУЧЕНИЕМ СОЛНЦА ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНОЙ ВСПЫШКИ
6 ДЕКАБРЯ 2006 Г.**

**GPS PERFORMANCE QUALITY PRODUCED BY A SOLAR RADIO BURST
DURING STRONG SOLAR FLARE ON DECEMBER 6, 2006**

Э.Л. Афраймович, Г.Я. Смольков, Н.С. Гаврилюк.

Институт солнечно-земной физики СО РАН

We investigate the GPS performance quality on December 6, 2006, during a solar flare X6.5 over North and South America, produced by a solar radio burst with unprecedented density of radioemission flux. According the data from the Owens Valley Solar Array (OVSA) during the time interval 19:30 – 19:40 UT the level of solar radio noise in L range exceed 10^5 s.f.u. (background noise is 10^2 s.f.u.) The solar radio burst caused radio interference across the sunlit hemisphere of the earth, including wideband noise at the GPS L1 and L2 frequencies. The software complex GLOBDET developed at the ISTP allows us to estimate the relative density $P(t)$ of failures during measurements of the phase difference L1-L2. For the given i receiving GPS station and each observed j satellite, the dependence $P_{ij}(t)$ is determined as a ratio of the number of the phase failures to the total number of observations. We prove that the high relative density $P(t)$ of phase slips is caused by the influence of additive interferences caused by wideband solar radio noise emission.

1. Введение

5 и 6 декабря 2006 года после длительного (порядка 15 месяцев) интервала низкого уровня солнечной активности (характерного для эпохи минимума солнечного цикла) в активной области NOAA 10930, появившейся на восточном лимбе солнечного диска 4 декабря, имела место беспрецедентная по числу и мощности серия вспышек. Только 6 декабря 2006 г. с 01:30 до 23:45 UT было зарегистрировано около 70 различных событий, в т.ч. 38 рентгеновских вспышек: 18 балла **C**, 4 балла **M**, 15 балла **B** и 1 балла **X**. В интервале с 18:29 до 19:00 UT произошла вспышка класса X6.5, необыкновенно заинтриговавшая не только астрономов и радиоастрономов, но и гораздо более широкий круг ученых и инженеров.

В 18:42 UT зарегистрировано начало радиовсплеска II типа – индикатора ударной волны. Около 19:30 UT начался мощный выброс корональной массы, сопровождаемый мощным радиоизлучением в диапазоне 1-10 и более МГц, который был зарегистрирован на космической станции WIND WAVES (http://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/daily_movies/2006/12/06/c2eit_waves4laptop.html). С 18:44 UT зарегистрирован протяженный радиовсплеск IV типа, сопровождавший вспышку балла более M5. В рентгеновском и ультрафиолетовом (УФ) диапазонах эта вспышка была далеко не самой мощной, однако последовавшее за вспышкой широкополосное солнечное радиоизлучение превысило по мощности радиовсплески всех известных до сих пор вспышек как минимум на 2-3 порядка. Это привело к фатальным сбоям в работе широкополосных спутниковых радиосистем, в том числе навигационной системы GPS. На отдельных приемных станциях GPS были отмечены сбои функционирования [6], а на специализированных приемниках-мониторах ионосферных мерцаний в L диапазоне зарегистрированы глубокие замирания сигнала, обусловленные интерференцией сигнала и широкополосного радиоизлучения Солнца [6].

Целью настоящей работы является анализ отклика полного электронного содержания (ПЭС) в ионосфере и фазовых сбоев по данным глобальной сети наземных приемников GPS.

2. Общие сведения об эксперименте

В качестве индекса солнечной активности мы использовали данные о потоке УФ излучения Солнца $U(t)$ в диапазоне 0.1–50 нм, измеренные на космической станции SEM/SOHO [http://www.usc.edu/dept/space_science/semdatafolder/] и усредненные по всему солнечному диску. Данные о рентгеновском излучении представлены на сайте <http://www.sel.noaa.gov/ftpmenu/lists/xray.html>.

На Рис.1а показаны зависимости изменения потока УФ излучения, а на Рис. 1б – потока рентгеновского излучения в диапазонах 0.1-0.8 нм (толстая кривая) и 0.05- 0.4 нм (тонкая кривая). Форма и совпадение по времени этих зависимостей являются типичными для солнечной вспышки класса X.

С большим запаздыванием (около 40 мин) вслед за вспышкой X6,5 последовала мощная вспышка в радиодиапазоне. Согласно данным радиоспектрографа Owens Valley Solar Array (OVSA), приведенным в [6], в интервале времени 19:30 –19:40 UT уровень радишума в диапазоне GPS превзошел 10^5 s.f.u., в отдельные моменты до 10^6 s.f.u., при фоновом значении не более 100 s.f.u. (Рис.3в).

Для анализа отклика ПЭС и фазовых сбоев были использованы доступные по сети Интернет 30-с данные глобальной сети приемных станций GPS (всего около 750 станций) в формате RINEX. Координаты станций можно получить по электронному адресу <http://lox.ucsd.edu/cgi-bin/al-lCoords.cgi?>.

3. Отклик полного электронного содержания на солнечную вспышку в УФ диапазоне

Для анализа отклика ионосферы на данную вспышку мы использовали разработанный в [1, 3, 4] метод детектирования ионосферных эффектов солнечных вспышек по данным международной сети двухчастотных многоканальных приемников навигационной системы GPS, который позволяет существенно улучшить чувствительность и пространственно-временное разрешение наблюдений по сравнению с известными радиофизическими методами. Метод основан на эффекте одновременного изменения ПЭС (во время вспышки) во всей освещенной Солнцем ионосфере Земли. Для выявления отклика ионосферы на солнечные вспышки применялся предложенный в [3] принцип когерентного суммирования временных производных приращений ПЭС $dI/dt(t)$, измеренных одновременно для всей совокупности n лучей «приемник-ИСЗ», на всех выбранных для анализа станциях глобальной сети GPS. Вследствие статистической независимости фоновых флуктуаций на разнесенных лучах, отношение средней интегральной амплитуды отклика к амплитуде фоновых флуктуаций увеличивалось за счет когерентной обработки, как $\sqrt{n}$, где n – количество независимых разнесенных лучей.

На Рис.1в черной кривой представлен интегральный отклик ПЭС $\langle dI/dt(t) \rangle$ на резкое увеличение потока УФ излучения. Эта зависимость получена по данным глобальной сети GPS на освещенной стороне Земли (200-300 E; -80+80 N) в результате суммирования $n=1106$ приращений $dI/dt(t)$. Ясно выраженный отклик совпадает по времени с моментом резкого возрастания потока УФ и рентгеновского излучения (вертикальный пунктир). Как и ожидалось, на ночной стороне Земли (0-120 E; -80+80 N; $n=297$ лучей) ПЭС не реагирует на вспышку (Рис.1в, толстая серая кривая). Полученные оценки согласуются с результатами, полученными ранее [1, 3, 4].

4. Статистика фазовых сбоев GPS во время вспышки 6 декабря 2006 г.

Ряды ПЭС, определенные по разности фаз L1-L2 на двух частотах GPS по известной методике [2, 5], необходимы нам для подтверждения факта сбоя разности фаз L1-L2. Результатом первичной обработки RINEX-файлов является количество сбоев фазы в выбранный единичный интервал времени $dT=5$ мин, а также соответствующее количество наблюдений, необходимое для нормировки данных. Эти данные для каждого ИСЗ GPS затем усреднялись по всем выбранным станциям, что поз-

волило вычислить среднюю плотность наблюдений $M(t)$ и среднюю плотность сбоев $S(t)$ для всех n лучей. В середине наблюдаемого пролета ИСЗ плотность наблюдений $M(t)$ в среднем равна 10 ± 1 (30-с отсчетов); в начале и в конце пролета она может уменьшаться из-за того, что интервалы времени наблюдения данного ИСЗ под углами места больше заданного на различных станциях не совпадают. Далее мы вычисляли среднюю относительную плотность сбоев $P(t) = S(t)/M(t), \%$ и определяли максимальное значение $P_{\max}, \%$.

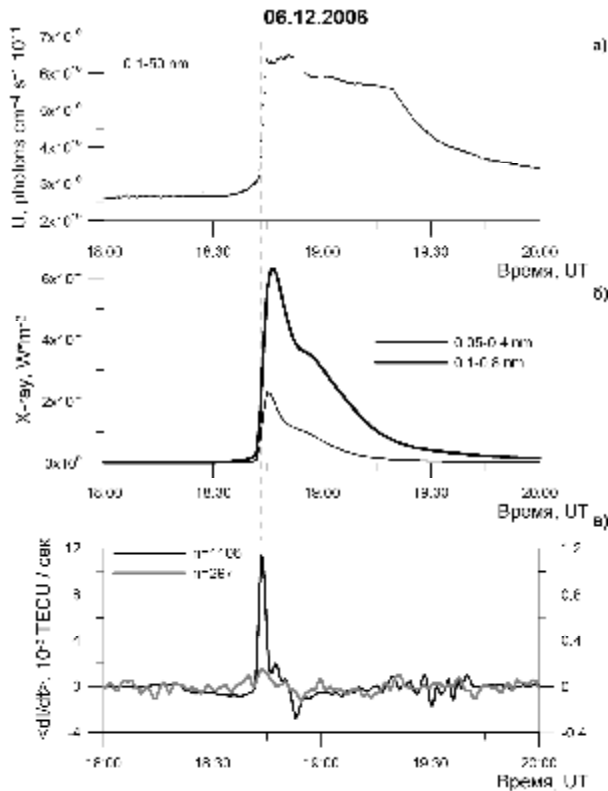


Рис.1. Солнечная вспышка X6.5 6 декабря 2006 г. а) – УФ диапазон; б) – рентгеновский диапазон; в) – производная изменения ПЭС на освещенной и темной сторонах Земли (черная и серая кривые соответственно).

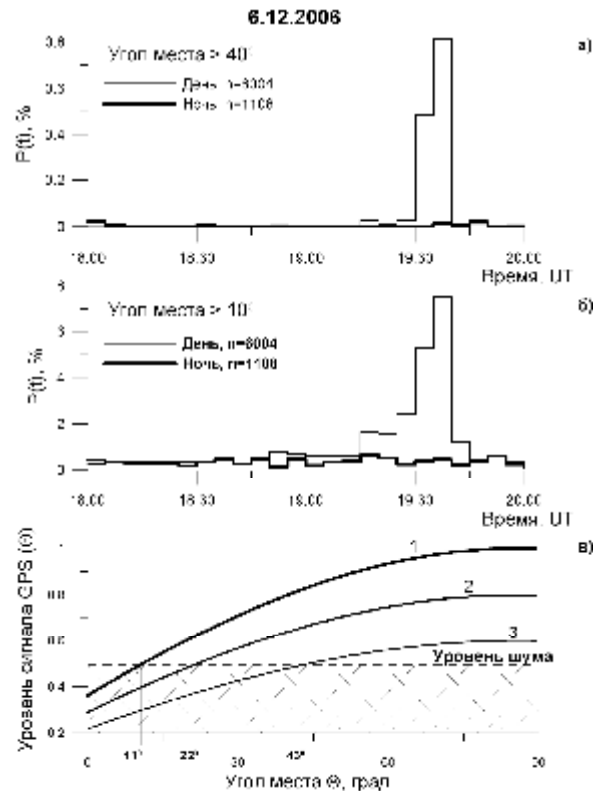


Рис.2. Относительная плотность фазовых сбоев $P(t)$ для углов места $> 10^\circ$ (б) и $> 40^\circ$ (а) на освещенной и темной сторонах Земли (тонкая и толстая кривые соответственно). Соотношение сигнал/шум для различных углов места и мощности передатчика ИСЗ GPS – в).

На рис.2б представлены зависимости $P(t)$ во время вспышки 6 декабря 2006 г. для дневной стороны Земли, полученные для $n=6004$ лучей, для всех наблюдаемых в данном интервале времени ИСЗ при ограничении угла места $> 10^\circ$. Значительное превышение фонового уровня $P(t) \sim 0.2-0.3\%$, характерного для слабовозмущенной ионосферы [2, 4] (планетарный индекс геомагнитной активности $K_p \sim 4$), наблюдается в интервале времени, соответствующем резкому увеличению потока радиоизлучения Солнца в диапазоне частот GPS (Рис.3в). Максимальное значение средней относительной плотности сбоев $P_{\max}=7.5\%$ в 20-30 раз превышает фоновое значение $P(t)$. В то же время средняя плотность сбоев на ночной стороне Земли ($n=1108$) не превысила фонового значения.

Еще более серьезные свидетельства ухудшения качества функционирования GPS получены при оценке средней относительной плотности сбоев для отдельных ИСЗ GPS. На Рис.3а и 3б зависимости $P(t)$ даны для всех наблюдаемых ИСЗ с номерами PRN в интервале времени 19:00-20:00 UT. Как можно убедиться, максимальные значения $P_{\max}$ могут достигать 40% (PRN24 и PRN28), в то время как для других ИСЗ (PRN04 и PRN17)

значения $P_{\max} = 9.0\%$ и $P_{\max} = 5.9\%$ лишь ненамного превышают величину $P_{\max} = 7.5\%$, полученную для всех ИСЗ. Это различие качественно свидетельствует о том, что эффективная мощность передатчиков отдельных ИСЗ GPS отличалась более, чем в 2-5 раз. К сожалению, временное разрешение представления зависимости $P(t)$, $dT=5$ мин, оказалось недостаточным, чтобы отобразить тонкую временную структуры потока радиоизлучения (Рис.3в), полученного с разрешением не хуже 1 с. Тем не менее, можно отметить совпадение формы всплеска фазовых сбоев с огибающей потока радиоизлучения.

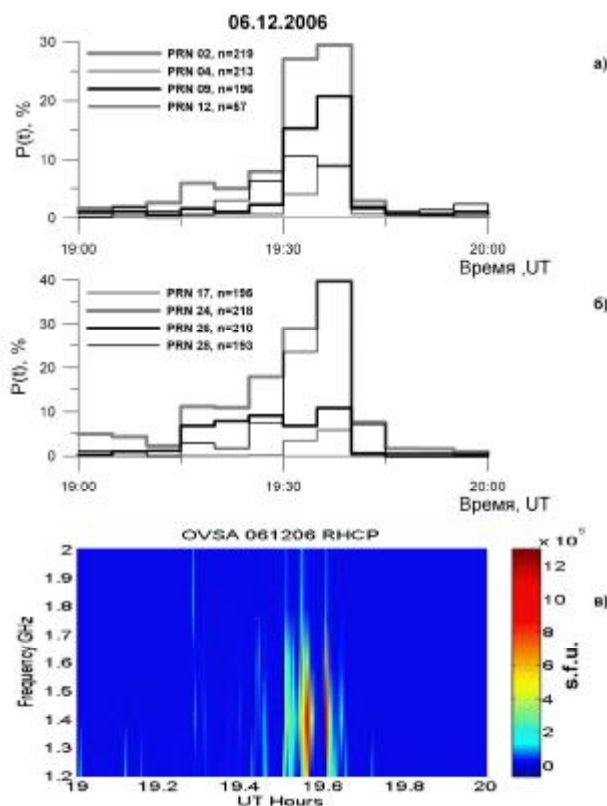


Рис.3. Относительная плотность фазовых сбоев для различных спутников GPS во время вспышки 6 декабря 2006 г. – а), б). Спектр радиоизлучения в диапазоне 1.2-2.0 ГГц, зарегистрированный на солнечном спектрографе OVSA – в).

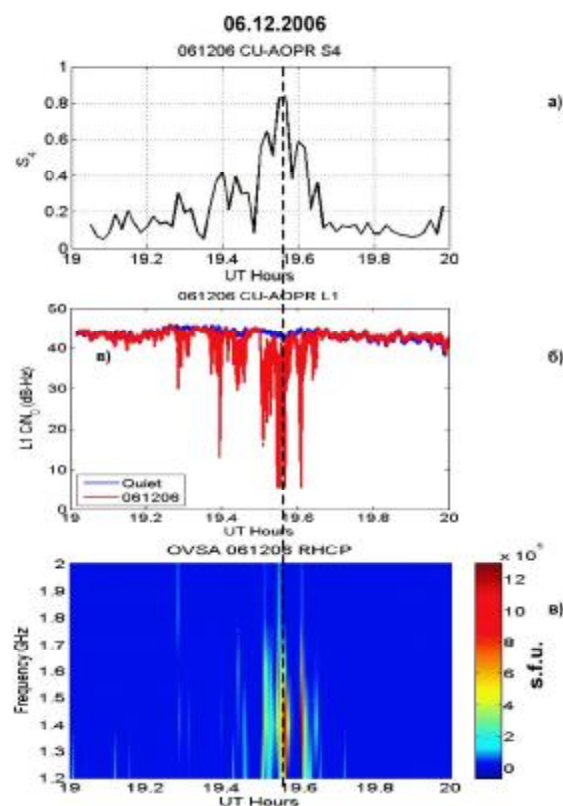


Рис.4. Отношение сигнал/шум на основной частоте GPS L1 и индекс мерцаний S4 по данным специализированного приемника GPS, предназначенного для мониторинга мерцаний сигналов GPS (из статьи Cerruti et al., 2006 [6]).

Аналогичное соотношение для средней плотности фазовых сбоев GPS на дневной и ночной стороне получено и при ограничении угла места $> 40^\circ$. Однако для высоких углов места луча на ИСЗ вероятность сбоев оказалась на порядок ниже, чем для низких углов (Рис.2а). Все статистические результаты нашего исследования представлены в Таблице.

Таблица. Максимальные значения плотности фазовых сбоев для различных ИСЗ.

№	Дневная сторона	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Ночная сторона	10
PRN		02	04	09	12	17	24	26	28	Все PRN		Все PRN
N_{los}	200-300 E; -80 +80 N	219	213	196	57	195	218	210	193	6004	0-200 E; -80 +80 N	1108
$P_{\max}, \%$		29,5	9,0	20,0	10,6	5,9	39,8	10,8	39,4	7,5		0,9

На Рис.2в дана качественная иллюстрация механизма фазовых сбоев в системе GPS во время вспышки. Символами 1, 2, 3 обозначены зависимости уровня сигнала GPS от угла места луча на ИСЗ с передатчиками различной эффективной мощности. Монотонное уменьшение уровня сигнала связано с увеличением расстояния между ИСЗ и приемником. В обычных условиях в результате корреляционной обработки широкополосного сигнала в приемнике уровень аддитивного шума на ~40 дБ ниже уровня сигнала, так что на графике его невозможно различить. Во время мощного всплеска радиоизлучения Солнца уровень шума (отмечен на Рис.2в горизонтальным пунктиром) при низких углах места оказался сравним с уровнем сигнала (Рис.4б), что привело к срыву сопровождения фазы (фазовому сбою) сигнала GPS. Естественно, что для ИСЗ с наиболее высокой эффективной мощностью сигнала (кривая 1) это условие выполнилось при достаточно низких углах места (11°), для менее мощного сигнала 2 при 22°. Для наиболее слабого сигнала 3 сбои начались для высоких углов места 43°, в результате навигация по этому ИСЗ во время вспышки оказалась практически невозможной.

Наши результаты и выводы хорошо согласуются с калиброванными данными измерений амплитуды с помощью нескольких приемников GPS, предназначенных для определения характеристик мерцаний сигналов GPS [6], обусловленных рассеянием на ионосферных неоднородностях [8]. Заимствованные из [6] данные, полученные для одной из станций, расположенной в освещенной зоне, представлены на Рис.4. Высокое временное разрешение измерений (частота 50 Гц) позволило установить, что моменты резкого уменьшения отношения сигнал/шум $L1\ C/N$ на основной частоте GPS $L1$ (вплоть до фатальной величины - 30 дБ), Рис.4б, с высокой степенью точностью синхронны с импульсами мощного радиоизлучения (Рис.4в, вертикальный пунктир). Для сравнения на Рис.4б дана зависимость C/N для этого же ИСЗ, но за предыдущий день. В этом случае отношение C/N за весь интервал наблюдения практически не отличается от уровня 40 дБ-Гц, соответствующего стандарту GPS.

В момент вспышки отмечалось увеличение индекса мерцаний $S4$ [8] до очень высокого значения порядка 1.0 (Рис.4а). Однако эти данные вовсе не относятся к самому эффекту мерцаний сигналов GPS, значение $S4$ для которых обычно не превышает 0.1-0.2 [7]. В полосу приемника попал широкополосный шум солнечного радиоизлучения большой мощности, который значительно превысил уровень сигнала.

5. Заключение

В докладе сообщается о существенном ухудшении качества функционирования GPS над территорией Северной и Южной Америки во время солнечной вспышки 6 декабря 2006 г., сопровождающейся беспрецедентно высоким уровнем потока солнечного радиоизлучения. Согласно данным радиогелиографа Owens Valley Solar Array (OVSA) в интервале времени 19:30 –19:40 UT уровень шума в диапазоне GPS превзошел 10^5 s.f.u. при фоновом значении не более 100 s.f.u.

Программный комплекс ГЛОБДЕТ, разработанный в ИСЗФ, позволил оценить интегральный отклик полного электронного содержания на вспышку в УФ диапазоне (типичный для вспышек данного класса) и среднее по всей подсолнечной территории значение плотности фазовых сбоев в системе GPS. Мы показали, что неожиданно высокий уровень плотности сбоев (для отдельных ИСЗ до 40 %) вызван аддитивной интерференцией сигнала GPS и широкополосным радиоизлучением Солнца.

Полученная в нашей работе статистика фазовых сбоев для всей освещенной стороны Земли дает более надежное подтверждение эффекта подавления работы приемников GPS во время вспышки 6 декабря 2006 г., чем данные [6], полученные на нескольких станциях GPS.

Благодарности

Работа поддержана Сибирским отделением РАН; Программой фундаментальных исследований Президиума РАН № 30 «Солнечная активность и физические процессы в системе Солнце–Земля»; Министерством образования и науки РФ (НШ 00-15-96710/НШ-477.2003.2//РИ-112/001/0-45); РФФИ (05-07-90209).

Авторы выражают глубокую благодарность доктору Д. Гэри за предоставление копии радиоспектрограммы, полученной 6 декабря 2006 г. во время вспышки X 6.5 в обсерватории Owens Valley Solar Array Технологического университета штата Нью-Джерси.

Список литературы

1. Афраймович Э.Л., Алтынцев А.Т., Косоголов Е.А., Ларина Н.С., Леонович Л.А. Детектирование ионосферного отклика солнечных вспышек по данным глобальной сети GPS // Геомагнетизм и аэрон. 2001. Т. 41. N 2. С. 208-214.
2. Афраймович Э.Л., Лесюта О.С., Ушаков И.И. Геомагнитные возмущения и функционирование навигационной системы GPS // Геомагнетизм и аэрономия. 2002. Т. 42. N 2. С. 220-227.
3. Afraimovich E.L. GPS global detection of the ionospheric response to solar flares // Radio Sci. 2000. V. 35. P. 1417-1424.
4. Afraimovich E.L., Altyntsev A.T., Kosogorov E.A., Larina N.S. and Leonovich L.A. Ionospheric effects of the solar flares of September 23, 1998 and July 29, 1999 as deduced from global GPS network data // J. Atm. Solar-Terr. Phys. 2001. V. 63. N 17. P. 1841-1849.
5. Afraimovich, E.L., Lesyuta O.S., Ushakov I.I. and Voeykov S.V. Geomagnetic storms and the occurrence of phase slips in the reception of GPS signals // Annals of Geophys. 2002. V. 45. N 1. P. 55-71.
6. A.P. Cerruti, P.M. Kintner, D.E. Gary, L.J. Lanzerotti, E.R. de Paula, H.B. Vo, Observed Solar Radio Burst Effects on GPS/WAAS Carrier-to-Noise Ration // Space Weather. V.4, S10006, doi:10.1029/2006SW000254, 2006, <http://gps.ece.cornell.edu/>.
7. Kintner P.M., H. Kil, and E. de Paula. Fading time scales associated with GPS signals and potential consequences // Radio Science. 2001. V. 36. №4. P. 731-743.
8. Yeh K. C, and Liu C. H. Radio wave scintillations in the ionosphere // Proceedings of the IEEE. 1982. V. 70, No. 4. P. 324-360.

**ПРИМЕНЕНИЕ ВАРИАЦИОННЫХ МЕТОДОВ НЕРАВНОВЕСНОЙ
ТЕРМОДИНАМИКИ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ДИССИПАТИВНОЙ СИСТЕМЫ
МГД-УРАВНЕНИЙ В ПРИБЛИЖЕНИИ ВЕДУЩЕГО ЦЕНТРА**

**APPLICATION OF VARIATION METHODS OF NONEQUILIBRIUM
THERMODYNAMICS TO OBTAIN A DISSIPATIVE SYSTEM OF MGD-
EQUATIONS IN APPROXIMATION OF LEADING CENTER**

В.В. Богданов

Институт космofизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

The questions on the principles of the least dispersion of Onsager's energy and the least production of Prigogin's entropy, uniting by Dyarmati, to one variational principle are considered in this research. This method of the approach allows us to receive a theoretical model (the hydrodynamical system of equations) which describes the dynamics of collisionless plasma which is near equilibrium state in drift approximation. This system of equations is full self-accorded and in contrast to Vlasov's equation and following from it (or postulated on the basis of known laws) the equations of hydrodynamics besides takes into consideration the fluctuational interaction of local currents with electric and magnetic fields in the limits of the exactness of approximation drift. The calculation of fluctuations is ensured by the introduction to the expression for the pressure of additional member responsible for its non-equilibrium part that is analogously to postulating of Langevin source by description of Brown particles in hydrodynamics. On the basis of energy conservation law of a charged particle in drift approximation a constitutive equation for parallel component of pressure tensor with zero right member was obtained. Considering it and an additional dissipative member in motion equation the obtained fluctuation-dissipative system advantageously differs from invertible approximation of Chew, Goldberger, Low.

Известно, что электромагнитные явления в плазме значительно проще описывать на языке полей, выражая электрический ток через ротор магнитного поля (уравнение Максвелла). Но, как отметил Альвен, подход, в котором игнорируется корпускулярный аспект электрического тока, не позволяет в полной мере описывать многие процессы в космической плазме [1]. Действительно, опираясь на понятие непрерывности, невозможно в механике сплошных сред учесть флуктуации гидродинамических функций, формирующихся за счет молекулярной структуры среды. В свою очередь, на гидродинамическом уровне описания учет корпускулярной структуры приводит к уравнению Ланжевена, в котором параметры среды описываются случайными источниками. Эти источники ответственны за флуктуации плотности, скорости, температуры и, являясь неустраняемыми свойствами среды, не могут быть исключены. В свою очередь, «бесстолкновительная» модель плазмы, основанная на уравнениях Власова, в принципе не содержит флуктуации, т.к. именно столкновения приводят к флуктуациям и, как следствие, к диссипации. Поэтому для анализа на основе уравнений Власова такого явления как «бесстолкновительное» затухание Ландау, прибегают к двум, вообще говоря, противоположным подходам. В первом, чисто математическом, для устранения возникающих резонансов, в уравнении Власова, линеаризованном относительно малых возмущений, используется способ адиабатического включения поля и выбирается направление обхода по правилу Ландау. Во втором, более физическом подходе, в уравнение Власова вводится малый диссипативный член, определяющий взаимодействие заряженных частиц через некоторую частоту «столкновений». При этом исходное «бездиссипативное» уравнение искусственно «портится». В конечных результатах эта частота устремляется к нулю, и в результате получается аналогичный первому способу коэффициент «бесстолкновительного» затухания Ландау. Поэтому для описания физики бесстолкновительной плазмы, находящейся в сильном магнитном поле, представляет определенный интерес возможность учета дрейфового приближения в уравнении движения. Действительно, являясь одночастичным, т.е. изначально учитывающим

корпускулярную структуру, оно одновременно допускает и флуктуации в пределах точности этого приближения $\frac{T_L}{H} \left| \frac{dH}{dt} \right| \ll 1$, где T_L – период ларморовского вращения.

С учетом сказанного, ясно, что учет молекулярной структуры сплошной среды должен приводить к возникновению в ней диссипации. В свою очередь, вариационный принцип Дьярмати, объединяющий принципы Онсагера и Пригожина [6], позволяет в рамках Лагранжевого формализма получить уравнение движения с учетом диссипации для замагниченной плазмы (давление анизотропно) в том приближении, в котором записываются термодинамические силы X_i и потоки J_i . В работе [3] на основе дрейфового приближения [4] и приближения двух адиабатических инвариантов Чу, Гольдбергера, Лоу (ЧГЛ) [11] была получена система уравнений, которая учитывает диссипативное взаимодействие дрейфовых токов с электромагнитными полями. В этой системе уравнения состояния для параллельной и перпендикулярных составляющих тензора давления постулируются. Однако на основе уравнения сохранения энергии заряженной частицы в дрейфовом приближении [9] и уравнения неразрывности можно получить уравнение для параллельной составляющей давления с ненулевой правой частью.

Для описания неравновесных термодинамических процессов в сплошных средах в линейном приближении венгерским физиком Дьярмати был сформулирован вариационный принцип, объединяющий принцип наименьшего рассеяния энергии Онсагера и принцип наименьшего производства энтропии Пригожина. Для получения уравнения движения, учитывающего диссипацию, введем, следуя [6], потенциалы

рассеяния $\Psi = \frac{1}{2} \sum_{i,k=1}^n L_{ik} X_i X_k$ и $\Phi = \frac{1}{2} \sum_{i,k} R_{ik} J_i J_k$, а так же функцию производства энтропии

$s = \sum_{i=1}^n J_i X_i$, выраженные через термодинамические силы X_i (градиенты температуры,

давления, потенциала, напряженности поля и так далее), и потоки J_i , соответствующие наблюдаемым процессам переноса. Если теперь построить функцию $L = \Psi + \Phi - \sigma$, то, как показано в [6], термодинамические неравновесные процессы вблизи устойчивого состояния развиваются так, что интеграл от L по объему, занимаемому исследуемой средой, минимален

$$\int_U L dU = \int_U [\Psi + \Phi - \sigma] dU = \min.$$

В такой формулировке принцип Дьярмати аналогичен принципу Гамильтона в механике и вариация этого интеграла равна нулю. Следуя общим положениям работ [6,7,8] представим тензорное давление положительно заряженных частиц ионизованного газа в виде суммы двух частей. Одна часть $\mathbf{\hat{P}}$ зависит от состояния и соответствует равновесной части, другая часть $\mathbf{\hat{P}}_d$ – от скорости изменения этого состояния и соответствует неравновесной части, то есть

$$\mathbf{\hat{P}}_i = \mathbf{\hat{P}}^i + \mathbf{\hat{P}}_d^i, \quad (1)$$

индекс «i» обозначает ионную составляющую равновесной и неравновесной частей тензора давления плазмы. Из общих положений о виде явной зависимости давления $\mathbf{\hat{P}}_d^i$ следует, что оно должно зависеть от макроскопической скорости среды $\mathbf{\hat{V}}_i$ и от физических причин, вызывающих появление неравновесной части давления (например, для вязких сред с броуновскими частицами это учитывается введением соответствующих коэффициентов вязкости и случайного ланжевеновского источника). В нашем случае вязкость в обычном понимании отсутствует, и неравновесная часть уравнения должна быть пропорциональна потокам заряженных частиц, что также соответствует общей

концепции о передаче давления посредством электромагнитного взаимодействия, а также учитывает дискретность ионизованной среды (её атомно-молекулярную структуру [7,8]). При таком подходе ионная составляющая тензора давления $\dot{\mathbf{P}}_d^i$ подобна ланжевенскому источнику. Согласно сказанному, представим неравновесную часть давления в виде

$$\dot{\mathbf{P}}_d^i = -m_i (\dot{\mathbf{V}}_k^i \cdot \dot{\mathbf{J}}_n^i) \dot{\mathbf{I}}, \quad (2)$$

где $\dot{\mathbf{I}}$ – единичный тензор, а для равновесной части выпишем стандартное представление этой части давления [8]

$$(\mathbf{P}^i)_{kn} = p_{\parallel} \mathbf{e}_k \mathbf{e}_n + p_{\perp} (\delta_{kn} - \mathbf{e}_k \mathbf{e}_n), \quad \mathbf{e}_1 = \dot{\mathbf{H}} / H. \quad (3)$$

В (2) пространственная неоднородность и концентрация n учитывается в явном виде потока $\dot{\mathbf{J}}^i$.

Представим принцип Дьярмати в виде [6]

$$\delta \int_U (\sigma_d - \Psi_d) dU = 0, \quad (4)$$

где $\sigma_d = \sum_{j=1}^f J_j X_j$ и $\Psi_d = \frac{1}{2} \sum_{j,k=1}^f L_{jk} X_j X_k$. Интеграл в (4) берется по всему объему U ,

занимаемому плазмой. Так как в бесстолкновительной плазме отсутствуют химические реакции и источники гибели и рождения частиц, а взаимодействие токов приводит к диссипативным явлениям, то согласно общим принципам построения σ_d и Ψ_d [6] имеем для положительной компоненты плазмы

$$\sigma_d^i = -\dot{\mathbf{P}}_d^i : (\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{V}}^i), \quad \Psi_d^i = \frac{1}{2} m_i (\dot{\mathbf{V}}^i \cdot \dot{\mathbf{J}}^i) (\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{V}}^i) = -\frac{1}{2} \dot{\mathbf{P}}_d^i : (\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{V}}^i)$$

С учетом значений σ_d и Ψ_d на основе (4) получаем

$$\delta \int_U \left(-\dot{\mathbf{P}}_d^i : \dot{\mathbf{V}} \dot{\mathbf{V}}^i + \frac{1}{2} \dot{\mathbf{P}}_d^i : \dot{\mathbf{V}} \dot{\mathbf{V}}^i \right) dU = -\frac{1}{2} \delta \int_U \dot{\mathbf{P}}_d^i : (\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{V}}^i) dU = 0 \quad (5)$$

Для вычисления подинтегрального выражения воспользуемся уравнением баланса поступательной кинетической энергии [6]

$$\rho_i \frac{d}{dt} \frac{(\dot{\mathbf{V}}^i \cdot \dot{\mathbf{V}}^i)}{2} + \dot{\mathbf{V}} \cdot (\dot{\mathbf{P}}_{\Sigma}^i \cdot \dot{\mathbf{V}}^i) = \rho_i (\dot{\mathbf{V}}^i \cdot \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}^i) + \dot{\mathbf{P}}_{\Sigma}^i : (\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{V}}^i), \quad (6)$$

где $\dot{\mathbf{P}}_{\Sigma}^i$ – полное давление, определяемое (1), $\dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}^i$ – внешние и внутренние силы на единицу массы, ρ_i – плотность ионной компоненты. Если теперь выразить $\dot{\mathbf{P}}_d^i : (\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{V}}^i)$ в (5) на основе (6), то получим

$$-\frac{1}{2} \delta \int_U \dot{\mathbf{V}}^i \left(\rho_i \frac{d\dot{\mathbf{V}}^i}{dt} + \text{Div} \dot{\mathbf{P}}^i - m_i \dot{\mathbf{V}}^i \dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{J}}^i - \rho_i \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}^i \right) dU = -\delta \int_U L_i dU = 0,$$

$$L_i = \frac{1}{2} \dot{\mathbf{V}}^i \left(\rho_i \frac{d\dot{\mathbf{V}}^i}{dt} + \text{Div} \dot{\mathbf{P}}^i - m_i \dot{\mathbf{V}}^i \dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{J}}^i - \rho_i \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}^i \right) - \text{плотность лагранжиана},$$

которая удовлетворяет общему уравнению

$$\frac{\partial L}{\partial \dot{\mathbf{V}}_{\beta}} - \sum_{\alpha=1}^3 \frac{\partial}{\partial x_{\alpha}} \frac{\partial L}{\partial (\partial \dot{\mathbf{V}}_{\beta} / \partial x_{\alpha})} = 0, \quad (7)$$

справедливому и для электронной компоненты.

Подставив значение L_i в уравнение (7) и произведя дифференцирование, получим уравнение движения для ионной компоненты «i»

$$\rho_i \frac{d\dot{\mathbf{V}}^i}{dt} = -\text{Div} \dot{\mathbf{P}}^i + \rho_i \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}^i + 2m_i (\dot{\mathbf{V}}^i \cdot \dot{\mathbf{V}} \dot{\mathbf{J}}^i), \quad (8)$$

где оператор Div обозначает тензорную дивергенцию.

Повторив аналогичные выкладки для отрицательной компоненты плазмы, находящейся вблизи термодинамического равновесия ($T_e \approx T_i$), подобное уравнение можно получить и для электронной компоненты «е». Сложив полученное уравнение для электронов с (8) и положив $n_e \approx n_i = n$, $\dot{\mathbf{V}}_e \approx \dot{\mathbf{V}}_i = \dot{\mathbf{V}}$ и $\dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}^i \approx \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}^e = \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}}$, и учтя, что $m_e + m_i = m_i(1 + m_e/m_i) \approx m_i = m$ и $\rho_i \approx \rho$, получаем уравнение движения

$$\rho \frac{d\dot{\mathbf{V}}}{dt} = -\text{Div} \dot{\mathbf{P}} + \rho \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}} + 2m\dot{\mathbf{V}} \left[\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{J}}^i + \frac{m_e}{m_i} \frac{\partial}{\partial t} (n_e - n_i) \right], \quad (9)$$

где $\dot{\mathbf{P}} = \dot{\mathbf{P}}^e + \dot{\mathbf{P}}^i = \dot{\mathbf{P}}_{\perp}^{e,i} + \dot{\mathbf{P}}_{\parallel}^{e,i}$. При выводе (9) предполагали выполнение условия квазинейтральности и $1 \gg m_e/m_i$, т.е. $m \approx m_i$.

В работах [3,4,10] подробно описаны вычисления $\dot{\mathbf{V}} \cdot \dot{\mathbf{J}}^i$ от потоков $\dot{\mathbf{J}}^i$ в (9), представленных в дрейфовом приближении. Уравнение (9) в предположении квазинейтральности ($n_e = n_i$) и бесконечной проводимости вдоль силовой линии значительно упрощается ($\dot{\mathbf{E}}_{\parallel} = 0$). Кроме того, если рассматривать замкнутую аксиально-симметричную систему, то неоднородность в распределении плазмы вдоль траектории дрейфа может отсутствовать и интенсивность тока $j_{\parallel}$, пропорциональная этой неоднородности, стремится к нулю. Окончательно вместо (9) получим упрощенное, но не изменяющее физической сути, уравнение

$$\frac{d\dot{\mathbf{V}}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \text{Div} \dot{\mathbf{P}} + \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}} + \frac{2\dot{\mathbf{V}}}{n\mu H} \left[\frac{v_{\perp}^2}{ev_{\parallel}^2} (\dot{\mathbf{F}}_{\text{м}} \dot{\mathbf{j}}_{\parallel}) + \frac{1}{e} (\dot{\mathbf{F}}_{\text{ц}} \dot{\mathbf{j}}_{\perp}) \right] = -\frac{1}{\rho} \text{Div} \dot{\mathbf{P}} + \dot{\mathbf{F}}_{\text{вн}} + \dot{\mathbf{f}}_{\text{дис}}(\dot{\mathbf{F}}, \dot{\mathbf{j}}), \quad (10)$$

где $\dot{\mathbf{F}}_{\text{м}} = -\mu \dot{\mathbf{V}} H$ – магнитная сила; $\dot{\mathbf{F}}_{\text{ц}} = \frac{mv_{\parallel}^2}{R^2} \dot{\mathbf{R}} = 2 \frac{\varepsilon_{\parallel}}{H} \dot{\mathbf{V}}_{\perp} H$ – сила, действующая на частицу

в неоднородном магнитном поле (центробежная), $\dot{\mathbf{j}}_{\text{м}} = -\frac{nc}{H} \mu \text{rot} \dot{\mathbf{H}}$ – ток намагничивания;

$\dot{\mathbf{j}}_{\text{ц}} = \frac{ncmv_{\parallel}^2}{H^2 R^2} [\dot{\mathbf{R}}, \dot{\mathbf{H}}]$ – ток центробежного дрейфа [11].

Уравнение (10) отличается от обычно используемых уравнений движения, наличием третьего члена в правой части, который описывает диссипативное взаимодействие дрейфовых токов с силами $e\dot{\mathbf{E}}$, $\dot{\mathbf{F}}_{\text{м}}$, $\dot{\mathbf{F}}_{\text{ц}}$. Эта дополнительная часть явно учитывает замагниченность физически бесконечно малого элемента сплошной среды, так как кроме зависимости от дрейфовых токов $\dot{\mathbf{j}}_{\text{гр}}$, $\dot{\mathbf{j}}_{\parallel}$, $\dot{\mathbf{j}}_{\perp}$ и $\dot{\mathbf{j}}_{\text{м}}$, она пропорциональна $1/\mu$. Причем следует отметить, что в случае аксиально-симметричной плазменной системы, в ней постоянно протекают токи $\dot{\mathbf{j}}_{\text{м}}$ и $\dot{\mathbf{j}}_{\text{ц}}$. Однако, они не приводят к нарушению вмерзности, так как $\dot{\mathbf{j}}_{\text{м}}$ и $\dot{\mathbf{j}}_{\text{ц}}$ направлены по азимуту и $\dot{\mathbf{F}}_{\text{м}} \perp \dot{\mathbf{j}}_{\text{ц}}$, $\dot{\mathbf{F}}_{\text{ц}} \perp \dot{\mathbf{j}}_{\text{м}}$. В то же время возникновение флуктуаций может привести к появлению азимутальной неоднородности и, как следствие, к совпадению направления составляющих $\dot{\mathbf{F}}_{\text{м}}$ и $\dot{\mathbf{j}}_{\text{ц}}$, $\dot{\mathbf{F}}_{\text{ц}}$ и $\dot{\mathbf{j}}_{\text{м}}$.

Для того чтобы получить полную систему гидродинамических уравнений в дрейфовом приближении, необходимо к уравнению движения (10) добавить уравнения Максвелла, и для замыкания системы добавить два уравнения состояния для параллельной $p_{\parallel}$ и перпендикулярной $p_{\perp}$ составляющих тензора давления, как это делается в приближении двух адиабатических инвариантов ЧГЛ [12]. Если одно уравнение для $p_{\perp}$ является следствием применимости дрейфового приближения и соответствует постоянству первого адиабатического инварианта ($d\mu/dt = 0$), то второе уравнение можно получить на основе закона сохранения энергии в дрейфовом приближении [9]

$$\frac{d\tilde{\epsilon}}{dt} = e(\mathbf{E} \cdot \mathbf{V}) + \mu \frac{\partial H}{\partial t}, \quad (11)$$

где $\tilde{\epsilon} = \epsilon_{\parallel} + \epsilon_{\perp} = (mv_{\parallel}^2/2) + (mv_{\perp}^2/2)$ – средняя энергия частиц, $\dot{\mathbf{V}}$ – дрейфовая скорость. Из (11) получаем

$$\frac{d\epsilon_{\parallel}}{dt} = e(\mathbf{E} \cdot \mathbf{V}) + \mu \frac{\partial H}{\partial t} - \frac{d\epsilon_{\perp}}{dt} = e(\mathbf{E} \cdot \mathbf{V}) - \mu(\mathbf{V}_{\text{др}} \cdot \mathbf{V})H. \quad (11')$$

Так как

$$\frac{d(n\epsilon_{\parallel})}{dt} = \epsilon_{\parallel} \frac{dn}{dt} + n \frac{d\epsilon_{\parallel}}{dt}$$

и справедливо $p_{\parallel} = 2n\epsilon_{\parallel}$, $p_{\perp} = n\epsilon_{\perp}$ и $\mathbf{H} = -n\text{div}\dot{\mathbf{V}}$, то из (11') и последнего выражения и

получаем
$$\frac{dp_{\parallel}}{dt} = 2ne(\mathbf{E} \cdot \mathbf{V}) - \frac{2p_{\perp}}{H}(\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})H - p_{\parallel}\text{div}\dot{\mathbf{V}} \quad \text{или}$$

$$\frac{dp_{\parallel}}{dt} + p_{\parallel}\text{div}\dot{\mathbf{V}} = 2ne(\mathbf{E} \cdot \mathbf{V}) - \frac{2p_{\perp}}{H}(\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})H. \quad (12)$$

Соотношение (12) представляет собой субстанциональное уравнение баланса в дрейфовом приближении для составляющей тензора давления $p_{\parallel}$ с ненулевой правой частью (наличие источника). Умножим левую часть (4.3.2) на (H^2/ρ^3) и, учтя, что $\rho\text{div}\dot{\mathbf{V}}_{\text{др}} = -(dp/dt)$, получим после преобразований

$$\frac{H^2}{\rho^3} \left(\frac{dp_{\parallel}}{dt} - \frac{p_{\parallel}}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} \right) = \frac{H^2}{\rho^3} \frac{dp_{\parallel}}{dt} + \frac{p_{\parallel}H^2}{\rho^2} \frac{d}{dt} \left(\frac{1}{\rho} \right) = \frac{H^2}{\rho^3} \frac{dp_{\parallel}}{dt} + p_{\parallel} \frac{d}{dt} \left(\frac{H^2}{\rho^3} \right) = \frac{d}{dt} \left(\frac{p_{\parallel}H^2}{\rho^3} \right).$$

Теперь умножив правую часть (12) на (H^2/ρ^3) , приравняем это произведение последнему выражению. Окончательно получаем

$$\frac{d}{dt} \left(\frac{p_{\parallel}H^2}{\rho^3} \right) = \frac{H^2}{\rho^3} \left[2ne(\mathbf{E} \cdot \mathbf{V}) - \frac{2p_{\perp}}{H}(\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})H \right]. \quad (13)$$

$$\text{Условие } \frac{d}{dt} \left(\frac{p_{\perp}}{\rho H} \right) = 0 \quad (14)$$

эквивалентно условию сохранения первого адиабатического инварианта (т.к. $\bar{v}_{\perp}^2 \approx p_{\perp}/\rho$, где $\bar{v}_{\perp}$ – перпендикулярная компонента средней скорости частицы). Выражения (14) и (13) составляют два уравнения состояния для параллельной $p_{\parallel}$ и перпендикулярной $p_{\perp}$ составляющих тензора давления, которыми замыкается диссипативная система уравнений в дрейфовом приближении.

Выпишем полную систему уравнений приближения ведущего центра с учетом $f_{\text{дис}}$ и в приближении идеальной проводимости $\mathbf{E} = \frac{1}{c}[\dot{\mathbf{V}}, \mathbf{H}]$:

$$\begin{aligned} \frac{d\dot{\mathbf{V}}}{dt} &= -\frac{1}{nm} \text{Div} \mathbf{P} + \mathbf{F}_{\text{вн}} + f_{\text{дис}}(\mathbf{F}, \mathbf{j}), \quad \frac{\partial n}{\partial t} = -\mathbf{V}(n\mathbf{V}), \quad \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} = \text{rot}[\dot{\mathbf{V}}, \mathbf{H}], \\ \frac{d}{dt} \left(\frac{p_{\perp}}{\rho H} \right) &= 0, \quad \frac{d}{dt} \left(\frac{p_{\parallel}H^2}{\rho^3} \right) = \frac{H^2}{\rho^3} \left[2ne(\mathbf{E} \cdot \mathbf{V}) - \frac{2p_{\perp}}{H}(\mathbf{V} \cdot \mathbf{V})H \right], \end{aligned} \quad (15)$$

где $-(P)_{kn} = p_{\parallel} \mathbf{e}_k \mathbf{e}_n + p_{\perp} (\delta_{kn} - \mathbf{e}_k \mathbf{e}_n)$, $\mathbf{F}_{\text{вн}} = \frac{1}{H} [-p_{\perp} \dot{\mathbf{V}}_{\parallel} H + (p_{\parallel} - p_{\perp}) \dot{\mathbf{V}}_{\perp} H]$,

$$f_{\text{дис}} = \frac{c\dot{\mathbf{V}}}{enH^3} \left[2 \frac{p_{\perp}}{R^2} (\mathbf{V} H [\mathbf{R}, \mathbf{H}]) - p_{\parallel} (\text{rot} \mathbf{H} \cdot \mathbf{V}_{\perp} H) \right].$$

Правые части для функций $\dot{F}_{\text{вн}}$ и $\dot{f}_{\text{дис}}$ выражены через явные значения дрейфовых токов с выделением компонент тензора давления $p_{\perp}$ и $p_{\parallel}$. В системе (15) неизвестными величинами являются $p_{\perp}$, $p_{\parallel}$, $\dot{N}$, n и $\dot{V} = \dot{V}_{\phi} + \dot{V}_R$.

Получение теоретических моделей, описывающих движение непрерывных систем, является важным разделом механики сплошных сред. Построение этих моделей базируется, как на использовании экспериментальных данных, так и на применении общеизвестных принципов механики, термодинамики, физики и в их основе лежит поиск дополнительных соотношений между параметрами, описывающими состояние рассматриваемой непрерывной среды. Известно, что основные уравнения механики, электродинамики, гидродинамики и так далее выводятся на основе вариационного уравнения Лагранжа. Соответствующий анализ показывает, что с помощью вариационных принципов возможно построение любых физических моделей, описывающих как обратимые, так и необратимые процессы. Поэтому применение принципов Пригожина и Онсагера, объединенных Дьярмати, для получения уравнения движения замагниченной плазмы на гидродинамическом уровне описания представляется достаточно перспективным. И здесь необходимо отметить следующее.

Возможность учета структуры физически бесконечно малого элемента плазмы в данной работе достигалась, с одной стороны, применением вариационных методов Пригожина и Онсагера, объединенных Дьярмати и позволяющих получить полностью самосогласованное уравнение с точностью выбранного приближения. С другой стороны, выбранное дрейфовое приближение, являясь одночастичным, изначально учитывает дискретность рассматриваемой ионизованной среды («атомно-молекулярную» структуру). Кроме того, оно допускает малые возмущения в пределах своей точности, то есть в пределах постоянства первого адиабатического инварианта μ .

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта ИНТАС 06-1000013-8823.

Список литературы

1. Альвен Х. Космическая плазма. – М.: Мир, 1983. – 216 с.
2. Баранов В.Б., Краснобаев К.В. Гидродинамическая теория космической плазмы. – М.: Наука, 1977. – 336 с.
3. Богданов В.В. Учет диссипации в приближении двух адиабатических инвариантов Чу, Гольдбергера, Лоу. Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Труды III Международной конференции. Часть 2. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 35-42.
4. Богданов В.В. Применение вариационных методов неравновесной термодинамики для описания бесстолкновительной плазмы в дрейфовом приближении. Препринт № 01. – Петропавловск-Камчатский: ИКИР ДВО РАН, 2002. – 36 с.
5. Боголюбов Н.Н., Митропольский Ю.А. Асимптотические методы в теории нелинейных колебаний. – М.: Наука, 1974. – 504 с.
6. Дьярмати И. Неравновесная термодинамика. – М.: Наука, 1974. – 304 с.
7. Климонтович Ю.Л. Статистическая физика. – М.: Наука, 1982. – 608 с.
8. Климонтович Ю.Л. Статистическая теория открытых систем. М.: Янус-К, 1999. – 438 с.
9. Морозов А.И., Соловьев Л.С. Движение заряженных частиц в электромагнитных полях. Вопросы теории плазмы. Вып. 2. – М.: Атомиздат. 1963. С.177-261.
10. Плетнев В.Д., Скуридин Г.А. Феноменологическое описание неравновесной магнитосферной плазмы в адиабатическом приближении // Космич. исслед. 1980. Т. XVIII, вып.6. С. 851-875.
11. Франк-Каменецкий Д.А. Лекции по физике плазмы. – М.: Атомиздат, 1968. – 288 с.
12. Чу Г., Гольдбергер М., Лоу Ф. Уравнение Больцмана и гидромагнитные уравнения для одной жидкости без столкновений / Проблемы современной физики». 1957. вып. 7.

ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОЙ ТОПОЛОГИИ МЕЖПЛАНЕТНОГО МАГНИТНОГО ПОЛЯ НА СВОЙСТВА УСКОРИТЕЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ДАЛЬНИХ ОБЛАСТЯХ ХВОСТА МАГНИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

INFLUENCE OF GLOBAL TYPOLOGY OF INTERPLANETARY MAGNETIC FIELD ON THE PROPERTIES OF ACCELERATING PROCESSES IN THE FAR REGIONS OF THE EARTH MAGNETOSPHERE TAIL

Е.Е. Григоренко¹, Л.М. Зеленый¹, А.О. Федоров², Ж.-А. Сово²

¹*Институт космических исследований РАН*

²*Centre d'Etude des Recherches Rayonnements, Toulouse, France*

We present results of statistical study of high-speed ion beams (beamlets) observed by the Interball-1 satellite in the boundary region of the plasma sheet of the geomagnetic tail of the Earth's magnetosphere. Beamlets result from nonlinear acceleration processes occurring in the current sheet in the distant regions of the geomagnetic tail. They propagate toward the Earth along the magnetic field lines and are detected in the boundary region of the plasma sheet and near the high-latitude boundary of the plasma sheet in the auroral region in the form of short (with a duration typical observed by one spacecraft of ~1–2 min) bursts of high-energy (with energies of about several tens of keV) ions. The size of the latitudinal zones where the beamlets are localized in the tail was determined using the epoch superposition method. The relationship between the frequency of beamlet generation in the boundary region of the plasma sheet and the prehistory of the direction of the interplanetary magnetic field (the magnitude of a clock angle) is investigated. It is established that this direction exerts a global effect on the beamlet generation frequency; moreover, it was found that the beamlet generation frequency in the midnight local time sector of the tail and at the flanks depends differently on the direction of the interplanetary magnetic field. In the midnight sector, the beamlets are observed at almost all directions of the interplanetary field, whereas the frequency of their generation at the flanks is maximal only when the interplanetary magnetic field has a large azimuthal component.

1. Введение

Геомагнитный хвост земной магнитосферы с момента его открытия в конце 60-х годов привлекает внимание исследователей как один из наиболее сложных и интересных объектов в космической физике. Он образуется на ночной стороне Земли в результате вытягивания силовых линий магнитного поля Земли потоком плазмы солнечного ветра (СВ), непрерывно движущимся от Солнца. В геомагнитном хвосте происходит накопление энергии, поступающей в магнитосферу из СВ. Эта энергия высвобождается либо взрывообразным образом, вызывая магнитные суббури, либо порциями посредством ускорения сравнительно небольшого количества частиц. В последнем случае хвост может в течение длительного времени находиться в квазистационарном режиме. Проявлениями таких ускорительных процессов, происходящих в дальних областях хвоста (на расстояниях $\sim 100R_E$ от Земли, где R_E – радиус Земли), являются локализованные пучки высокоэнергичных (с энергией порядка нескольких десятков кэВ) ионов (бимлеты), движущиеся к Земле вдоль силовых линий магнитного поля в пограничном плазменном слое (ППС) [3, 7] (Рис.1).

Первоначально считалось, что бимлеты являются короткоживущими плазменными структурами, т.к. время их наблюдения на одном КА обычно не превышало 2 мин. Однако многоточечные наблюдения, выполненные спутниками Cluster, позволили установить, что короткое время наблюдения бимлетов в большинстве случаев связано с движениями границы ППС, обусловленными «болтанием» хвоста, т.н. флэппингом, в то время как время существования бимлетов составляет обычно 5–10 минут, а в отдельных случаях достигает 20 мин [4].

Согласно теории, бимлеты генерируются в результате неадиабатического ускорения ионов в токовом слое (ТС) дальних областей хвоста (в областях с малой величиной нормальной компоненты магнитного поля B_z) [6]. Причем, ускорение частиц в

области обращения знака магнитного поля носит резонансный характер [1, 2]. То есть, в зависимости от локальных условий в ТС частицы, поступающие в него из мантии или из ионосферы, могут либо испытать сильное рассеяние и быть захвачены в ТС, либо выйти из него практически без рассеяния и, двигаясь по Спайсеровским орбитам, сформировать пучки (бимлеты), быстро движущиеся к Земле в ППС [1] (Рис. 2).

Однако до сих пор неясно, является ли появление бимлетов в ППС следствием высвобождения избыточной энергии, поступившей извне, т.е. связано с какой-то определенной предысторией в межпланетной среде (в частности с каким-либо определенным направлением межпланетного магнитного поля (ММП)) или же это постоянное явление, происходящее в хвосте независимо от внешних условий. В данной работе мы попытаемся выяснить статистически влияние направления ММП на частоту появления бимлетов в ППС.

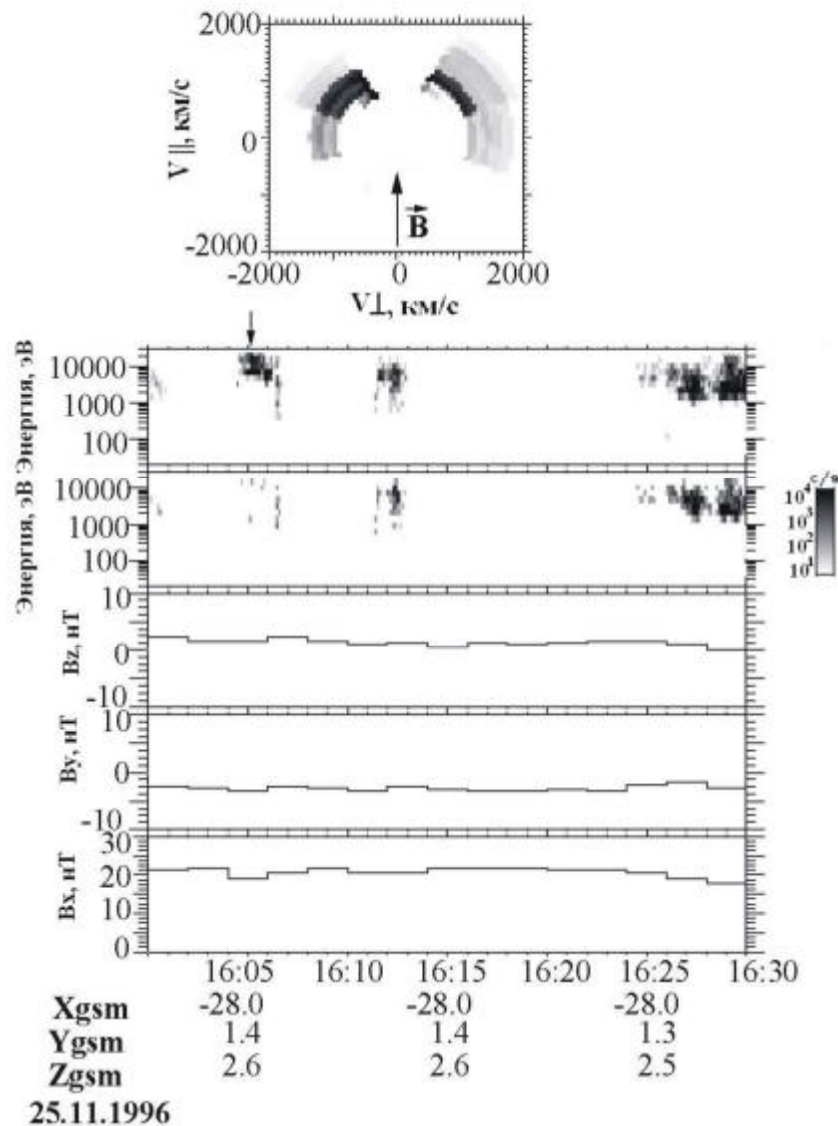


Рис.1. Экспериментальное наблюдение бимлета спутником Интербол-1 в ППС геомагнитного хвоста. Сверху вниз: функция распределения ионов по скоростям в плоскости $(V_{\perp}, V_{\parallel})$, измеренная в момент времени показанный стрелкой; спектрограммы ионов, движущихся к Земле и от Земли, компоненты магнитного поля в системе координат GSM.

2. Экспериментальные данные

Интербол-1, запущенный 3 августа 1995, был предназначен для исследования чрезвычайно важных и интересных, с точки зрения физики плазмы, пограничных слоев магнитосферы Земли, в том числе ППС. Его орбита, с первоначальным апогеем $30R_E$, перигеем 800км и наклоном 63° позволяла спутнику долгое время находиться в высокоширотных областях хвоста и в ППС. В данной работе мы проанализировали 70 пересечений ППС Интерболом-1 на расстоянии $X \sim -25R_E$ от Земли. Мы использовали данные измерений российских приборов: магнитного поля с магнитометра МИФ [5] и плазменных параметров, полученных с помощью ионного спектрометра КОРАЛЛ [9]. Ионный спектрометр КОРАЛЛ позволял производить измерения трехмерной функции распределения (без массового разрешения) за время ~ 2 мин (которое определялось периодом вращения аппарата вокруг своей оси). Также использовались данные по ММП с американского спутника Wind, которые были получены из Интернета (<http://cdaweb.gsfc.nasa.gov>). При использовании измерений с Wind мы учитывали время распространения СВ от точки, где находился Wind до мест нахождения КА Интербол-1.

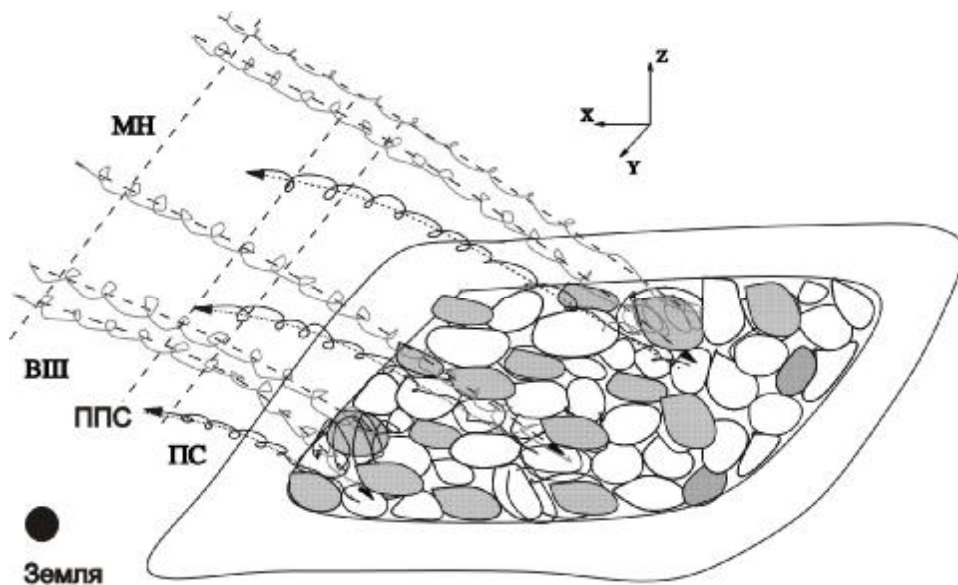


Рис.2. Схематическое изображение локализованного резонансного ускорения бимлетов в токовом слое (ТС) геомагнитного хвоста. Ионы, поступающие в ТС из мантии (МН), ускоряются в ТС и либо испытывают сильное рассеяние и захватываются в ТС (серые овалы), либо инжектируются в ППС практически без рассеяния (белые овалы).

3. Изучение влияния ММП на частоту появления и локализацию бимлетов в геомагнитном хвосте

Для статистического анализа пространственных распределений бимлетов в хвосте мы, прежде всего, выбрали интервалы, когда спутник Интербол-1 пересекал полуночный сектор геомагнитного хвоста ($|Y_{GSM}| \leq 7R_E$) и в спокойные геомагнитные интервалы (индекс $AE < 100$ нТ). В результате было выбрано 42 пересечения ППС в хвосте магнитосферы, удовлетворяющие этим условиям.

На рисунке 3 показаны спектрограммы, полученные методом наложения эпох, примененного ко всем выбранным пересечениям ППС в хвосте, имевшим место при южном (рис.3А) и северном направлениях ММП (рис.3Б). Имеются ввиду средние направления ММП, усредненные за час до каждого пересечения границы ППС. Спектрограммы построены в координатах dZ-Энергия, где dZ – расстояние между спутником и границей ПС (вдоль направления Z_{GSM}). Граница ПС определялась отдельно для каждого пересечения ППС согласно следующим критериям: 1) ионная температура $T_i > 1$ кэВ; 2) счет во всех 5 полярных каналах прибора КОРАЛЛ должен быть примерно одинаков (различия в счете не должны превышать 30%). Определив, таким образом,

границу ПС в каждом конкретном пролете, мы присваивали ей $dZ=0$, в результате, области с $dZ>0$ соответствует высокоширотная часть хвоста, а области с $dZ<0$ – внутренняя часть ПС. Верхние спектрограммы соответствуют данным, полученным с детектора, смотрящего в хвост, а нижние – данным с детектора, смотрящего на Солнце. На обеих верхних спектрограммах со стороны высокоширотной области четко видны движущиеся из хвоста бимлеты. Таким образом, статистически можно оценить размер области (вдоль направления Z_{GSM}), в пределах которой локализованы бимлеты. Он составляет $0.5 R_E$ для периодов южного ММП и – $0.15 R_E$ для периодов северного ММП.

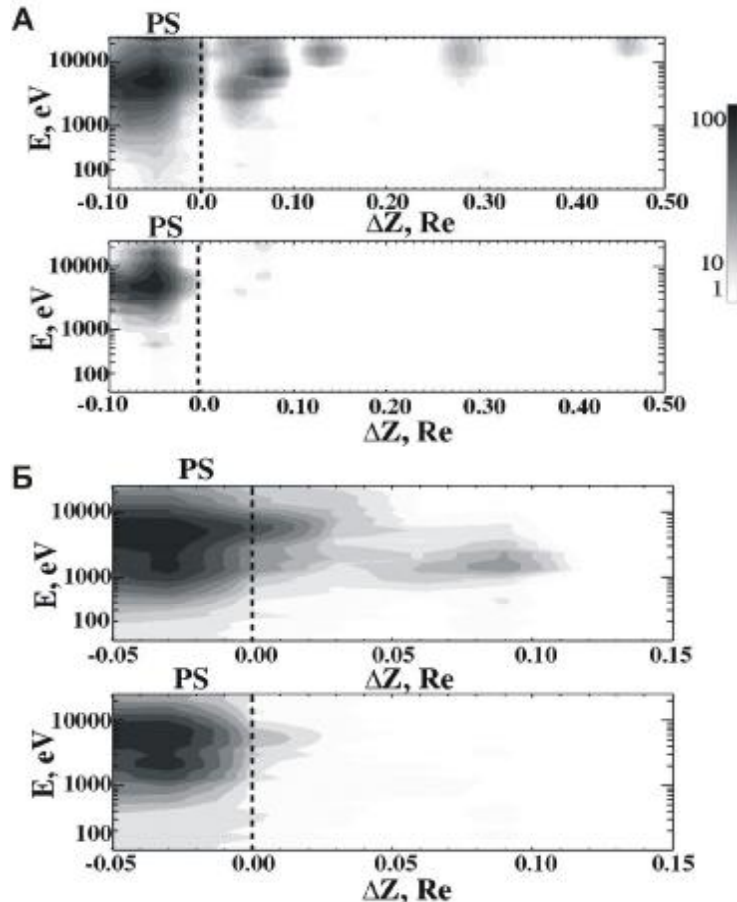


Рис.3. Ионные спектрограммы, построенные в координатах dZ -Энергия (где dZ – расстояние между спутником и границей ПС вдоль направления Z_{GSM}) полученные методом наложения эпох, примененного ко всем пересечениям ППС спутником Интербол-1 в геомагнитном хвосте во время интервалов южного ММП (А) и северного ММП (Б). Верхняя спектрограмма в каждой паре получена для ионов, движущихся к Земле, нижняя – для ионов, движущихся от Земли.

Для того чтобы выяснить, зависит ли частота появления бимлетов от предыстории направления ММП, мы использовали 70 пересечений ППС Интербол-1 (504 случаев наблюдений бимлетов) независимо от координаты Y и от уровня геомагнитной активности. Каждое пересечение ППС сканировалось с интервалом dt_i равным 10 минут и, независимо от того, наблюдались ли в это время бимлеты или нет, для каждого 10-минутного интервала определялось среднее направление ММП, усредненное за 1.5 часа до начала очередного dt_i . На Рис. 4 показаны распределения частоты наблюдения бимлетов в зависимости от определенного таким образом среднего направления ММП. Частота наблюдения бимлетов определялась следующим образом. Весь диапазон направлений ММП (рассматривалась ориентация ММП в плоскости YZ) разбивался на 30° интервалы (12 интервалов). Для каждого интервала определялось полное время (в часах) наблюдения данных направлений ММП (соответствующих этому интервалу) путем сложения соответствующих 10-минутных интервалов (независимо от того, наблюдались в этих интервалах бимлеты или нет). Затем определялось число бимлетов, которым

предшествовали направления ММП из данного интервала, и затем это число бимлетов делилось на полное время наблюдения ММП из данного интервала. Радиальный размер каждого сектора диаграммы пропорционален величине частоты появления бимлета при данном направлении ММП. Такие операции были выполнены отдельно для утреннего ($Y_{GSM} \leq -7R_E$), полуденного ($|Y|_{GSM} < 7R_E$) и вечернего ($Y_{GSM} \geq 7R_E$) секторов хвоста. Из рисунка видно, что в полуденном секторе хвоста частота появления бимлетов менее всего зависит от направления ММП: бимлеты наблюдаются при любых направлениях ММП, хотя при строго северном ММП частота их появления значительно меньше, чем при южном. Для флангов картина распределения частоты бимлетов несколько иная. В отличие от полуденного сектора, на флангах при сильном северном ММП бимлетов нет совсем. На вечернем фланге бимлетов не наблюдалось даже при сильном южном ММП. Зато при увеличении B_Y компонента ММП частота появления бимлетов на флангах возрастает, особенно четко это видно на утреннем фланге ($Y_{GSM} \leq -7R_E$).

Важно отметить, что мы пробовали и другие интервалы усреднения, а именно, 2ч, 1ч, 30мин, 15мин (соответствующие диаграммы не представлены), и обнаружили, что распределения сохраняют вид, показанный на рисунке 4 при усреднениях за периоды не менее 1 часа. Зависимость от направления ММП начинает смазываться при усреднениях за меньшие интервалы времени – за 30мин и за 15 мин. Таким образом, существует по-видимому, интегральный эффект влияния ММП на процессы, связанные с генерацией бимлетов.

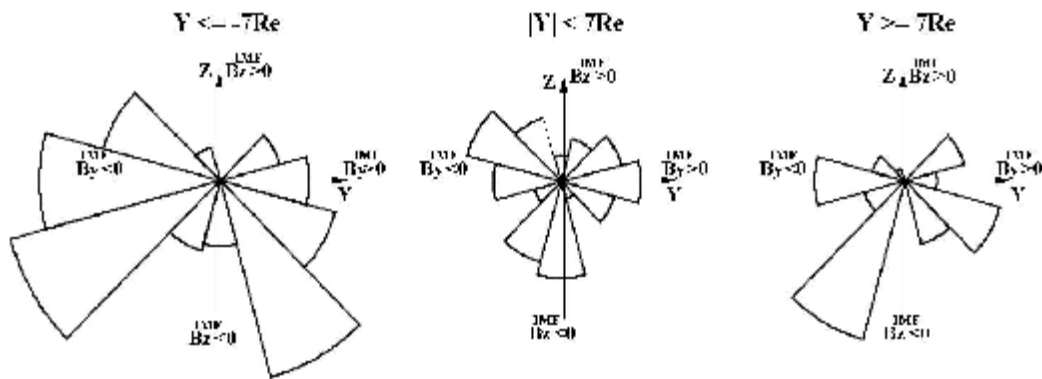


Рис.4. Распределения частоты наблюдения бимлетов в хвосте в зависимости от среднего направления ММП (часового угла в плоскости YZ_{GSM}). Диаграммы построены для трех секторов хвоста: утреннего, $Y_{GSM} \leq -7R_E$ (левый рисунок), полуденного, $|Y_{GSM}| < 7R_E$ (центральный рисунок) и вечернего, $Y_{GSM} \geq 7R_E$ (правый рисунок).

4. Выводы

1. Высокоскоростные пучки ионов (бимлеты) локализованы вблизи границы ПС, в области, размер которой вдоль направления Z_{GSM} зависит от среднего направления ММП и составляет для интервалов южного ММП $\sim 0.5 R_E$ и для периодов северного ММП лишь $\sim 0.15 R_E$.

Малый размер области локализации бимлетов при северном ММП, возможно, обусловлен отсутствием в эти периоды в ТС пространственно-протяженной области с малой величиной магнитного поля, которая имеет место в «вытянутой» магнитной конфигурации хвоста. Поэтому в периоды северного ММП неадиабатическое ускорение частиц и генерация бимлетов (в тех редких случаях, когда они наблюдаются) происходит в пространственно-локализованной области вблизи сепаратрисы, разделяющей замкнутые и открытые силовые линии магнитного поля. В результате вблизи Земли бимлеты также будут локализованы вблизи узкой области, примыкающей к границе ПС. Напротив, при южном ММП возрастает вероятность возникновения «вытянутой» магнитной

конфигурацией хвоста с протяженной областью слабого магнитного поля, в которой возможно возникновение резонансных источников ускорения бимлетов. В результате, в периоды южного ММП бимлеты вблизи Земли будут локализованы в более широкой (вдоль Z_{GSM}) области.

2. Частота появления бимлетов в хвосте зависит от предыстории межпланетных условий, в частности, от среднего направления ММП, усредненного как минимум за 1 час до наблюдения бимлета. Причем, эта зависимость выглядит по-разному для полуночного сектора хвоста и для его флангов:

- В полуночном секторе бимлеты наблюдаются практически при всех направлениях ММП. При сильном северном поле частота их появления значительно меньше, чем при других направлениях ММП.
- При сильно северном ММП бимлетов на флангах не наблюдается. Возможно, это связано с тем, что при северном ММП электрическое поле утро-вечер, в котором ускоряются бимлеты, мало.
- Наибольшая частота появления бимлетов на флангах наблюдается, когда ММП имеет существенный B_Y компонент. Это может быть связано с формированием благоприятных условий для ускорения ионов в токовом слое на флангах. В частности, существуют указания на эффективное проникновение ионов СВ в хвост магнитосферы через фланги, особенно в присутствии в ММП B_Y компоненты [8].

В целом, наши результаты подтверждают модель резонансного ускорения плазмы в пространственно локализованных областях ТС, которые существуют в дальних областях геомагнитного хвоста даже при самых спокойных условиях. Бимлеты не обязательно связаны с пересоединением (то есть со сменой знака B_Z в ТС) – возможен и чисто неадиабатический механизм в областях со слабым квазистационарным $B_Z > 0$.

Благодарности

Работа была поддержана грантами РФФИ №№ 06-02-72561; 07-02-00319, грантом ведущих научных школ при Президенте РФ № НШ-5359.2006.2, INTAS Nr. 06-1000017-8943.

Список литературы

1. Ashour-Abdalla M., J.P. Berchem, J. Buchner, L.M. Zelenyi, Shaping of the magnetotail from the mantle: global and local structuring // J. Geophys. Res. 1993. 98. 5651.
2. Buchner J, L.M. Zelenyi, Regular and chaotic charged particle motion in magnetotail-like field reversals, 1. Basic theory of trapped motion // J. Geophys. Res. 1989. 94, 11,821.
3. Grigorenko E.E., A.O. Fedorov, L.M. Zelenyi. Statistical study of transient plasma structures in magnetotail lobes and plasma sheet boundary layer: Interball-1 observations // Ann. Geophysicae. 2002. 20,329.
4. E.E. Grigorenko, J.-A. Sauvaud, L.M. Zelenyi, Spatial-Temporal characteristics of ion beamlets in the plasma sheet boundary layer of magnetotail // J. Geophys. Res. 2007. 112, A05218, doi:10.1029/2006JA011986.
5. Klimov S., S. Romanov, E. Amata, J. Blecki, J. Buchner et al.. ASPI experiment: measurements of fields and waves onboard the Interball-1 spacecraft // Annal. Geophysicae, 1997. 15, 514.
6. Lyons L.R., T.W. Speiser, Evidence for current-sheet acceleration in the geomagnetic tail, // J. Geophys. Res. 1982. 87, 2276.
7. Parks G., L.J. Chen, M. McCarthy, D. Larson et al., New observations of ion beams in the plasma sheet boundary layer // *Geophys. Res. Lett.* 1998. 25, No. 17. P. 3285-3288.
8. Rostoker G., Phenomenology and physics of magnetospheric substorms // J. Geophys. Res. 1996. 101, 12, 955.
9. Yermolaev Yu.I., A.O. Fedorov, O.L. Vaisberg et al., Ion distribution dynamics near the Earth's bow shock: first measurements with the 2-D ion energy spectrometer CORALL on the Interball-Tail satellite // Annal. Geophysicae. 1997. 15, 533.

НЕЛИНЕЙНЫЕ ЭФФЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ НЕАДИАБАТИЧЕСКИ УСКОРЕННЫХ ИОННЫХ ПУЧКОВ В МАГНИТОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

NON-LINEAR EFFECTS OF FORMATION OF NON-ADIABATIC ACCELERATED ION BEAMS IN THE EARTH MAGNETOSPHERE

М.С. Долгоносов¹, Л.М. Зеленый¹, В. Перумян²

¹*Институт космических исследований РАН*

²*Университет Калифорнии, г. Лос Анжелес, США*

We investigate the nonlinear influence of the cross-tail currents carried by beamlets (substructures of PSBL ion beams) on the topology of the magnetic field, and, correspondingly, on the dispersion properties of these substructures self-consistently generated in this field. We found that some of the peculiarities of beamlet shapes found recently in CLUSTER data could be explained by taking into account the nonlinearity of the system. This model explains the steepening of local beamlets dispersion in comparison with the global dispersion of the enveloping VDIS structure. At the same time we found that velocity filter effects operating during beamlets propagation towards the Earth prevent the sign's reversal of this local dispersion.

Введение

Как известно, процессы, протекающие вблизи сепаратрисы, играют очень важную роль в динамике многих процессов. В геомагнитном хвосте роль сепаратрисы играет Пограничная область Плазменного Слоя (ППС), разделяющая открытые и закрытые силовые линии магнитного поля Земли. Одним из интересных процессов, изучаемых в ППС, являются когерентные и пространственно локализованные пучки ионов - бимлеты, обладающие сложным пространственно - временным поведением [4-7,11,12,15,].

В работе [10] была предложена модель формирования ионных пучков (названных в англоязычной литературе VDIS), основанная на неадиабатическом механизме ускорения в скрещенных электромагнитных полях. При таком ускорении частица, попавшая в токовый слой с малой, поперечной к слою, компонентой магнитного поля B_n , “проворачивается” в слое на половину своей ларморовской орбиты (напоминаем, что движение частицы вблизи слоя уже не подчиняется стандартному приближению ведущего центра), т.е. смещается поперек слоя на расстояние $2\rho_i$ (ρ_i – ларморовский радиус частицы в поле B_n), после чего вылетает из токового слоя. Поскольку в магнитосфере всегда существует поле E_y , направленное с утренней стороны на вечернюю, возникшее за счет движения магнитосферы относительно солнечного ветра, частица при таком смещении приобретает

$$\text{дополнительную энергию } \Delta W = 2r_i E_y = \frac{m_i}{2} V_c^2 = \frac{m_i c^2}{2} \left(\frac{E_y}{B_n} \right)^2.$$

Данные спутника AUREOL-3 [16] показали, что часто регистрируемые в ППС ионные пучки состоят из мелкомасштабных субструктур (как по энергиям, так и по широте наблюдения), названные бимлетами. Теоретическая модель формирования бимлетов, представленная в работе [3], описывает динамику ионов, как неадиабатическое (в смысле сохранения классического инварианта – магнитного момента частицы μ) ускорение в центре токового слоя в присутствии электрического поля, которую можно охарактеризовать приближенным (т.н. квазиадиабатическим) интегралом движения $I_z = \frac{1}{2p} \oint dz$, дающим возможность приближенно проинтегрировать уравнения движения частицы [3]. Отличительной чертой данного механизма ускорения является объяснение детерминистического хаоса, возникающего в системе. Хаос возникает из-за скачков инварианта I_z при пересечении токового слоя, что может приводить к захвату частиц в токовом слое и их перемешиванию в фазовом пространстве. Для определенного набора

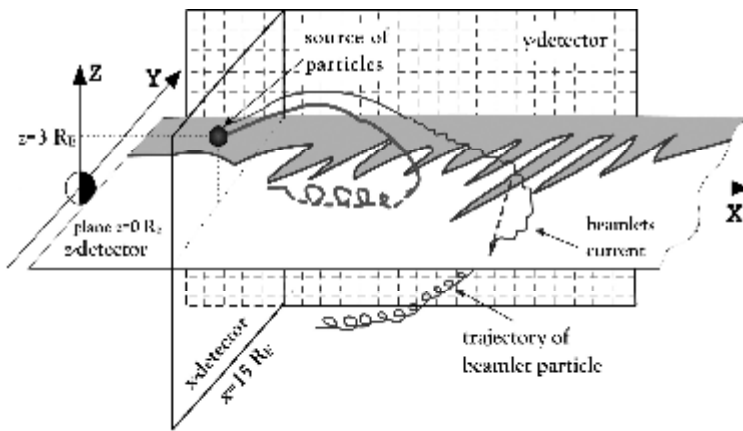


Рис.1. Схематичная модель численного эксперимента, показывающая относительное расположение виртуальных детекторов и источника частиц.

Запуск мульти-спутникового космического эксперимента Cluster привел к многочисленным многоточечным наблюдениям бимлетов в ППС [8-9, 14]. В частности, в этих работах на основе наблюдений бимлетов при входе и выходе из ППС, было показано, что в то время, как средняя дисперсия ионного пучка в ППС и его субструктур (бимлетов) достаточно хорошо соответствует результатам моделирования, представленных в работе [1], локальная дисперсия отдельного бимлета отличается, а иногда значительно, от "средней" дисперсии VDIS. Обе группы авторов сделали вывод, что для объяснения данного явления необходимо учитывать различие во временах полета частиц различных энергий от источника в токовом слое, в котором прошло ускорение, до места наблюдения – местонахождения спутника. Независимо друг от друга, они также предположили, что бимлеты являются результатом некоррелированных импульсивных инъекций в дальней области геомагнитного хвоста.

В этой статье, мы предлагаем альтернативную гипотезу, объясняющую причину образования различных дисперсий: «средней» дисперсии VDIS и дисперсий ее субструктур-бимлетов. Мы сделаем первый шаг к исследованию бимлетов в рамках самосогласованной модели, учитывающей вклад токов частиц. Стоит отметить, что компьютерное моделирование динамики частиц проводилось для всей популяции частиц, но во время взаимодействия частиц с токовым слоем геомагнитный хвост выбирал группу частиц,двигающихся вдоль линий магнитного поля и, в то же время, вносящих основной вклад в ток поперек хвоста. После нескольких повторений, наша система, сходится к неравновесному квазистойчивому состоянию, поскольку нет никаких существенных различий между последующими повторениями. Хотя такой подход составляет только начальный этап перехода системы к динамической самосогласованности, однако результаты, полученные даже от первой итерации, довольно ясно иллюстрируют влияние нелинейных эффектов на формирование дисперсионной структуры бимлетов.

Описание схемы моделирования.

Наше исследование основано на численном моделировании динамики ионной популяции в рамках глобальной 2-мерной аналитической модели магнитосферного хвоста, представленной в работе [17]. Согласно работе [17], магнитное поле задавалось аналитическими формулами:

параметров (основным регулирующим параметром здесь является величина компоненты магнитного поля, перпендикулярная токовому слою) возможно существование областей “регулярного” ускорения. Внутри этих областей происходит компенсация скачков инварианта I_z иона при входе и выходе из токового слоя, что ведет к формированию бимлетов, т.е. почти когерентных высокоэнергичных ионных пучков.

$$B_x = A_z F(x) \tanh(zF(x)),$$

$$B_z = A_z \frac{dF(x)}{dx} \left[\frac{1}{F(x)} - z \tanh(zF(x)) \right],$$

$$F(x) = \frac{1}{L} \left(\frac{x}{x_L} \right)^{-q},$$

где $q=0.4$, $A_z=55$, $x_L=45 R_E$, $L=3 R_E$, $R_E=6380$ км - радиус Земли. В центре токового слоя, т.е. при $z=0$, $B_z = -A_z \frac{q}{x}$. Частицы ускоряются под действием постоянного и однородного во всей области моделирования электрического поля, направленного «утро-вечер» ($E_y=0.1$ мВ/м) и соответствующего электрическому полю, существующему в хвосте магнитосферы в результате проникновения внутрь нее межпланетного электрического поля, связанного с относительным движением Земли и потока солнечного ветра. Источник протонов с функцией распределения $f_0 \approx \exp((v_{\parallel} - u)^2 + v_{\perp}^2)/v_{th}^2$, где $0.5m_i v_{th}^2 = 0.3$ кэВ, $u = 200$ км/с располагался в северной мантии ($x=15 R_E$, $z=3 R_E$, см. Рис. 1). При этом основная группа частиц должна попадать во все характерные области, внутри которых можно ожидать «регулярного» ускорения, причем число таких областей должно быть хотя бы больше 5. Частицы из источника выпускались одновременно, и их общее число равнялось $N=70\,000$. Их траектория вычислялась методом Рунге-Кутты 4 порядка. Информация об их движении собиралась на виртуальных детекторах (плоскости $x=\text{const}$ и $y=\text{const}$, расположенные эквидистантно, $\Delta x=5 R_E$, $\Delta y=0.25 R_E$), на которых отмечалась точка пересечения, энергия частицы и время, прошедшее с момента запуска. На Рис. 1 схематично показано положение одного из таких детекторов, $x=15 R_E$. Чтобы отразить конечную ширину геомагнитного хвоста, ионы удалялись из области моделирования, как только они достигали $y < -40 R_E$. Схема численного эксперимента представлена на рис. 1.

Наше исследование состояло из двух этапов. Вначале, в рамках заданного начального магнитного поля были вычислены траектории ионов и получен ток, текущий поперек хвоста магнитосферы и созданный этими частицами. Затем область моделирования была разбита на ячейки размером $0.275 R_E \times 0.8 R_E$ в плоскости X-Z. Мы

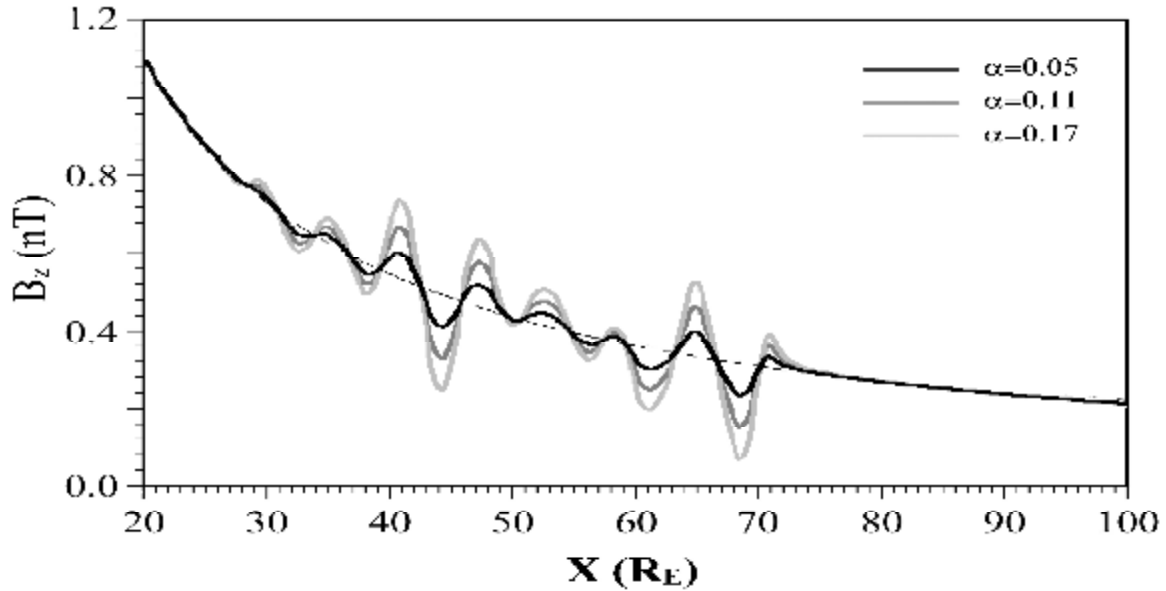


Рис.2. Первоначальный профиль магнитного поля B_z и его последующие возмущения для $\alpha=0.05$, 0.11 , 0.17 .

предположили, что ток, текущий в ячейке, представляет собой бесконечно длинный провод радиуса $0.5 R_E$ (центры ячейки и провода совпадают), внутри которого плотность

тока равна плотности тока в ячейках области моделирования, а в центре провода ток равен нулю. Это позволило нам воспользоваться законом Био-Савара с тем, чтобы вычислить возмущение начального магнитного поля в результате неадиабатического движения ионов в токовом слое. Перекрытие проводов соседних ячеек приводило к сглаживанию конечного профиля магнитного поля.

На следующем шаге «возмущение» магнитного поля, полученное из токов частиц, прибавлялось к начальному магнитному полю. Степенью нелинейности являлся свободный параметр α , который, по сути, является среднеквадратичным отклонением нового магнитного поля от первоначального профиля магнитного поля при $z=0$. На Рис.2 показано, что токи бимлетов изменяют первоначальное магнитное поле так, что вместо монотонного уменьшения $B_z(x)$ получается намного более сложная, практически гармоническая структура. Так как условия резонансного неадиабатического ускорения очень чувствительны к локальной величине $B_z(x')$, можно ожидать существенных модификаций дисперсионной структуры бимлетов, в то время как «средняя» дисперсия VDIS, определяемая усредненным профилем $B_z(x)$, может остаться относительно неизменной.

Результаты моделирования и обсуждение

Основная цель нашего исследования состоит в том, чтобы понять, как токи, созданные бимлетами, влияют на их собственные дисперсионные свойства. На Рис. 3 представлены результаты моделирования динамики частиц с 4 различными значениями параметра нелинейности α : а) $\alpha=0$, б) $\alpha=0.05$, в) $\alpha=0.11$, д) $\alpha=0.17$. Рис. 3а является

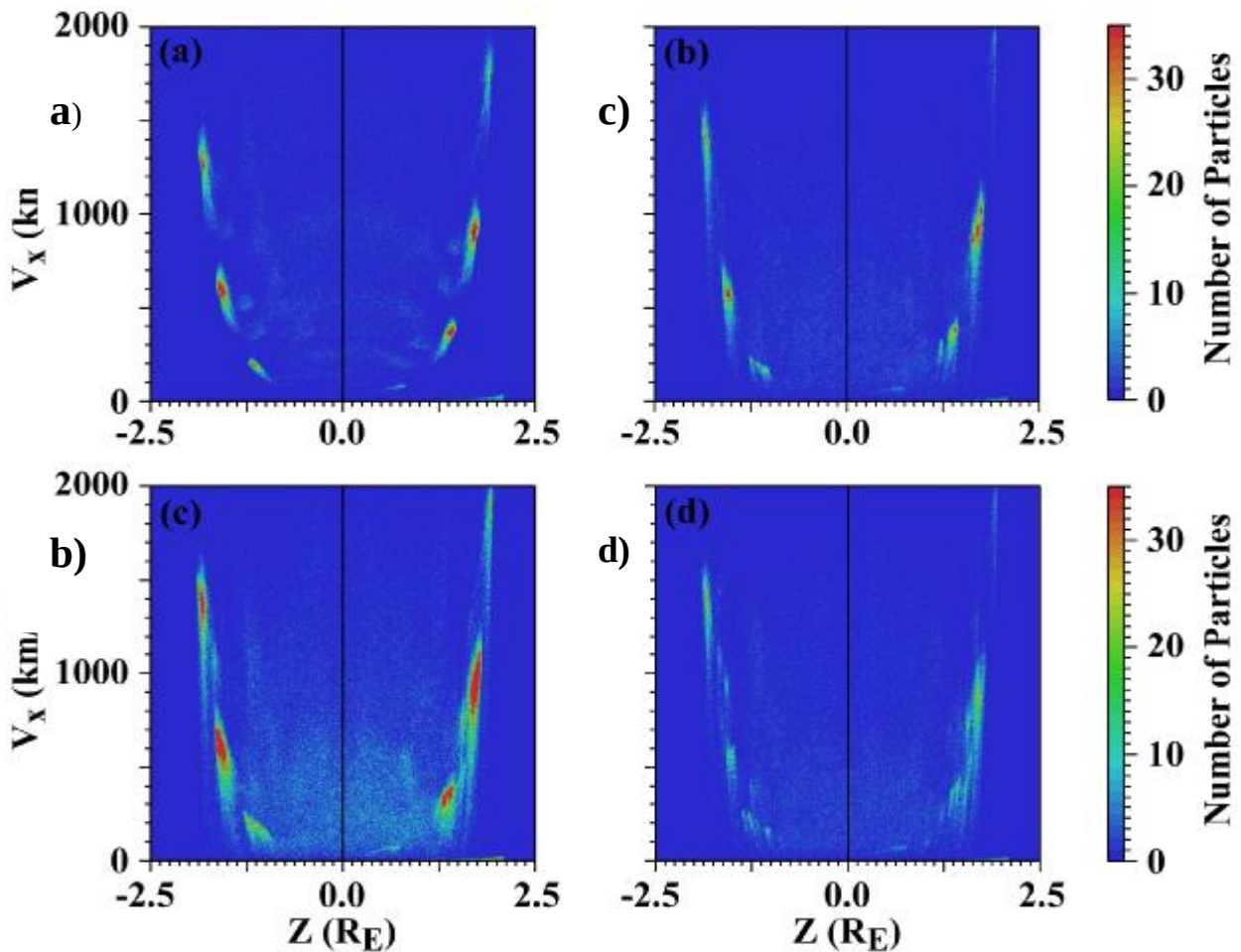


Рис.3. Спектрограммы распределения частиц, полученные в результате моделирования на виртуальном детекторе, расположенном в точке $x_D=10 R_E$ для 4 значений параметра $\alpha=0, 0.05, 0.11, 0.17$.

результатом генерации бимлетов в невозмущенной конфигурации магнитного поля. Данный результат идентичен результатам моделирования, полученным в работе в [2]. Он показывает, что бимлеты – результат естественного неадиабатического ускорения ионов в токовом слое в модели магнитного поля с монотонно уменьшением $B_z(x)$ (как в нашем случае, так и при использовании модели магнитного поля Tsyanenko-89 [2]). Однако, в нелинейных случаях (Рис.3b, c и d), форма и дисперсия каждого отдельного бимлета отличается от невозмущенного случая. Бимлеты удлинняются, приобретают низкоэнергичные «хвосты», формируя, таким образом, более крутую энергетическую дисперсию, чем средний профиль VDIS.

Результаты, полученные в этом исследовании и представленные на Рис.3, довольно хорошо согласуются с экспериментальными данными (Рис. 3 в работе [8]; Рис. 7 в работе [14]). Так же отчетливо видно, что укрупнение энергетической дисперсии бимлетов не зависит от степени нелинейности, и все характерные нелинейные эффекты, описанные выше, проявляются во всех 3 возмущенных случаях.

Вычисление модификации профиля магнитного поля, состоявшее из запуска частиц, вычисление тока и возмущения магнитного поля, как описано выше, было выполнено несколько раз. Получившиеся серии бимлетов практически ничем не отличались от представленных на Рис.3. Единственное различие заключалось в изменении местоположения источника бимлетов в токовом слое, которое носило периодический характер. К сожалению, ограничения, налагаемые на размер публикации, не позволили нам включить в эту статью результаты последующих итераций. Однако они дают хороший признак динамического характера нелинейного влияния потоков частиц на равновесие геомагнитного хвоста. Этот результат совпадает с результатами, полученными на основе другой численной схемы, опубликованной в работе [13]. Можно предположить, что геомагнитный хвост находится в квазистатическом состоянии, внутри которого, возможно, постоянно существуют нелинейные возмущения магнитного поля, подобные представленным на Рис.2, которые распространяются к Земле с некоторой фазовой скоростью.

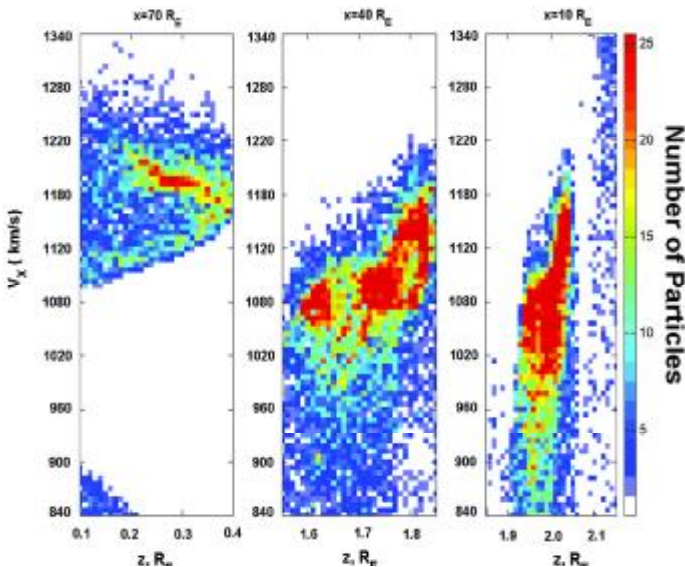


Рис.4. Спектрограмма отдельного бимлета в северном полушарии, полученная на различных расстояниях ($x=70$, 40 и $10 R_E$) при $\alpha=0.05$. Этот рисунок демонстрирует «вращение» бимлета (изменение его дисперсии) по мере движения к Земле.

Так как возмущение профиля магнитного поля приводит к появлению интервалов, внутри которых $dB_z(x)/dx > 0$ (см. Рис. 2), можно ожидать, что бимлеты, генерируемые внутри этих интервалов, должны были бы иметь противоположную локальную дисперсию по отношению к бимлетам, сформировавшимся на участках, где $dB_z(x)/dx < 0$). Удивительно, но в результатах нашего моделирования мы никогда не регистрировали бимлеты с отрицательной дисперсией около Земли, независимо от значения параметра нелинейности или числа итераций, менявших профиль магнитного поля. Этот результат можно объяснить процессом, который иллюстрирован на Рис.4, на котором показан один и тот же бимлет из

северного полушария в его эволюции по мере полета к Земле для $\alpha=0.05$ на 3 различных расстояниях: $70 R_E$, $40 R_E$ и $10 R_E$. Обратите внимание, что в области формирования (см.

Рис.2) этого бимлета $dB_z(x)/dx > 0$. Рис.4 иллюстрирует влияние фильтрации частиц по скоростям, приводящее к вращению бимлета против часовой стрелки (в южном полушарии бимлет вращается по часовой стрелке) по мере приближения к Земле. Этот эффект, проявляющийся во время распространения бимлета к Земле, может маскировать формирование бимлетов с отрицательной дисперсией. Более детальное объяснение формирования "отрицательной" дисперсии бимлетов является темой последующих публикаций.

Работа поддержана грантами INTAS Nr.03-51-3738, РФФИ № 04-02-17371, НШ-5359.2006.2.

Список литературы

1. Ashour-Abdalla, M., L.M. Zelenyi, J.M. Bosqued, and R.A. Kovrazhkin. Precipitation of fast ion beams from the plasma sheet boundary layer // *Geophys. Res.Lett.* 1992. 19, No.6, 617.
2. Ashour-Abdalla, M., J. P. Berchem, J. Buchner, L.M. Zelenyi. Shaping of the magnetotail from the mantle: global and local structuring // *J. Geophys. Res.* 1993. 98, 5651.
3. Buechner J., L.M. Zelenyi .Regular and chaotic charged particle motion in magnetotaillike field reversals // *J. Geophys. Res.* 1989. 94, No.A9, 11812.
4. DeCoster, R. J., and L. A. Frank. Observation pertaining to the dynamics of the plasma sheet // *J. Geophys. Res.* 1979. 84, 5099.
5. Eastman, T.E., L.A. Frank, W.K. Paterson, and W. Lennartsson. The plasma sheet boundary layer // *J. Geophys. Res.* 1984. 89, 1553.
6. Forbes, T. G., E. W. Hones, Jr., S. J. Bame, J. R. Asbrige, G. Paschmann, N. Sckopke, C. T. Russell. Evidence for the tailward retreat of a magnetic neutral line in the magnetotail during substorm recovery // *Geophys. Res. Lett.* 1981. 8, 261.
7. Lui, A. T. Y., T. E. Eastman, D. J. Williams, and L. A. Frank (1983), Observations of ions streaming during substorms // *J. Geophys. Res.*, 88, 7753.
8. Keiling, A., et al. New properties of energy-dispersed ions in the plasma sheet boundary layer observed by Cluster // *J. Geophys. Res.*, 2004a. 109, A05215, doi: 10.1029/2003JA010277.
9. Keiling, A., H. Reme, I. Dandouras, J.M. Bosqued, G.K. Parks, M. McCarthy, L. Kistler, E. Amata, B. Klecker, A. Korth, and R. Lundin. Transient ion beamlet injections into spatially separated PSBL flux tubes observed by Cluster-CIS // *Geophys. Res. Lett.* 2004b, 31, L12804, doi:10.1029/2004GL020192.
10. Lyons, L.R. and T.W. Speiser. Evidence for current sheet acceleration in the geomagnetic tail // *J. Geophys. Res.* 1982. 87, 2276.
11. Parks, G. K., C. S. Lin, K. A. Anderson, R. P. Lin, and H. Reme. ISEE-1 and 2 particle observations of outer plasma sheet boundary // *J. Geophys. Res.* 1979, 84, 6471.
12. Parks, G.K., R.M. Song, S.L. Spencer, McCarthy M.P. Budetta, G., et al. Ion beams observed in the near-Earth plasma sheet region on May 10, 1996 // *Geophys. Res. Lett.* 1997. 24, 8, 975.
13. Peromian V. and L.M. Zelenyi. Large-scale modeling of magnetotail dynamics // *Space Sci. Rev.* 2004b. 95, 15.
14. Sauvaud, J.-A., and R. A. Kovrazhkin. Two types of energy-dispersed ion structures at the plasma sheet boundary // *J. Geophys. Res.* 2004. 109, A12213, doi:10.1029/2003JA010333.
15. Takahashi, K., and E. W. Hones, Jr. ISEE-1 and 2 observations of ion distribution at the plasma sheet-tail lobe boundary // *J. Geophys. Res.* 1988, 93, 8558.
16. Zelenyi L.M., R.A.Kovrazkin, J.M.Bosqued .Velocity-Dispersed ion beams in the Nightside Auroral Zone: AUREOL 3 Observations // *J. Geophys. Res.*(1990. 95, No.A8, 12119.
17. Zwingmann, W. Self-consistent magnetotail theory: Equilibrium structures including arbitrary variation along the tail axis // *J. Geophys. Res.* 1983. 88, 9101.

ВАРИАЦИИ ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЛАЗМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ В МАГНИТОАКТИВНЫЕ ПЕРИОДЫ

VARIATIONS OF PHYSICAL CHARACTERISTICS OF EARTH PLASMOSPHERE IN MAGNETOACTIVE PERIODS

Г.А. Котова, М.И. Везигин, В.В. Безруких

Институт космических исследований РАН

Thermal plasma measurements on INTERBALL 2 and its subsatellite MAGION 5 (1995-2001) are used to deduce proton temperature and density distributions in the Earth's plasmasphere. It is shown that inside the plasmasphere the density decreases only during strong magnetic storms. Alternatively, at least on the night side, small storms often result in density increase inside the plasmasphere, while plasmapause approaches the Earth. A study of the temperature behavior during moderate magnetic storm development revealed that in the inner plasmasphere ($L < 2.8$) night time ion temperature was depressed in the storm main phase, but exceeded quiet time values in the storm recovery phase. Low temperatures during storm main phase are possibly connected to reverse fluxes from the ionosphere to plasmasphere at late dusk or night. The enhanced temperature in the recovery phase of a storm is naturally explained by interaction of cold plasmaspheric plasma with the energetic ring current particles.

Proton temperatures in the plasmasphere are compared along the magnetic field lines to electron and ion temperatures measured by DMSP satellites in the upper (~ 840 km) ionosphere.

The work was partially supported by Programs P16/2 and OFN 16 of Russian Academy of Sciences.

Введение

Несмотря на многолетнюю историю исследования плазмосферы Земли, изменения ее параметров во время развития геомагнитной бури исследованы плохо. И в экспериментальных и в теоретических работах исследовалось скорее движение границы плазмосферы – плазмопаузы во время бури и зависимость параметров плазмосферной плазмы от индекса магнитной активности – Кр или фазы солнечного цикла [напр., 3, 8]. Принято считать, что плотность холодной плазмы в плазмосфере падает во время развития главной фазы бури и затем постепенно восстанавливается.

Измерения температуры плазмы в плазмосфере проводились гораздо реже, чем измерения плотности, и массив экспериментальных данных по тепловой структуре плазмосферы весьма ограничен. Наиболее подробно изучена динамика температуры утреннего и вечернего секторов плазмосферы по данным масс-спектрометра с тормозящим потенциалом RIMS, работавшего на спутнике DE-1. Надежной зависимости температуры от индексов геомагнитной активности не выявлено, что, вероятно, связано с достаточно быстрой реакцией температуры (от нескольких минут до часа) на внезапное включение или выключение источника тепла [4].

В настоящей работе будут рассмотрены изменения плотности и температуры холодной плазмы в плазмосфере Земли во время развития магнитных бурь по данным космического аппарата ИНТЕРБОЛ-2 (1996г.) и его субспутника МАГИОН-5 (1999-2000г.г.).

Экспериментальные данные

На борту космического аппарата ИНТЕРБОЛ-2 для измерения тепловой плазмы был установлен экспериментальный комплекс Альфа-3, включающий модуляционный анализатор ПЛ-19. Энергетические спектры в диапазоне 0-25 эВ измерялись в течение 2с один раз за 15с или 280с в зависимости от телеметрической моды. Небольшой период околополярной орбиты спутника (6 часов) – весьма удобен для анализа влияния магнитной активности на динамику характеристик плазмосферы.

Субспутник ИНТЕРБОЛ'а-2 МАГИОН-5 начал свою активную работу только после окончания работы основного аппарата. Данные по тепловой плазме были получены

с помощью анализатора с тормозящим потенциалом ПЛ-48. Энергетические спектры измерялись в течение 0.4с каждые 8с. К сожалению, данные имеются в основном только с нисходящей части орбиты 1 раз за сутки.

Ранее аналогичные данные по тепловой плазме, полученные на космическом аппарате ИНТЕРБОЛ-1 с помощью прибора ПЛ-48 сравнивались с данными масс-спектрометра с тормозящим потенциалом RIMS, работавшего на космическом аппарате DE-1 [7] Хорошее согласие данных подтверждает надежность измерений на космических аппаратах проекта ИНТЕРБОЛ.

Изменение плотности и температуры протонов плазмосферы во время развития магнитных бурь

При развитии магнитной бури в магнитосфере Земли изменения параметров плазмосферы наблюдаются в первую очередь в околополуденном секторе [6-8].

На рис.1 показаны распределения плотности и температуры протонов, полученные на ИНТЕРБОЛ'е-2 при последовательных, через ~ 6 часов, пролетах спутника через плазмосферу во время развития небольшой магнитной бури. Первые два пересечения плазмосферы происходили при почти спокойных геомагнитных условиях, третий же раз спутник пересекал плазмосферу на главной фазе бури при минимальном значении Dst – индекса. В этом пролете наблюдалась чрезвычайно низкая температура ионов в глубине плазмосферы, однако концентрация практически не изменилась. Через 6 часов, на следующем пролете, на фазе восстановления температура ионов в ночной плазмосфере была даже выше значений, зарегистрированных ранее при спокойных условиях, и только на следующем витке регистрировалась температура, характерная для спокойных условий.

Следует подчеркнуть, что на различных пролетах спутника через плазмосферу измерения проводились в различных коротящих с Землей областях плазмосферы, разнесенных по долготе приблизительно на 90°. Нельзя сказать, что одна и та же плазма сначала охлаждалась, а затем нагревалась.

На рис. 2 показана последовательность распределений плотности и температуры протонов в зависимости от параметра L, измеренных один раз в сутки при входе спутника МАГИОН-5 в ночную плазмосферу во время развития небольшой магнитной бури. Во время развития возмущения с ростом величин Kp и AE-индексов плазмопауза приближается к Земле до $L \sim 3.1$, но обращает на себя внимание тот факт, что плотность во внутренней плазмосфере при $L < 2.8$ не уменьшается, а скорее возрастает. Небольшие узкие провалы плотности 26 сентября при $L=2.8$ и 27 сентября при $L=2.6$, вероятно, связаны с развитием узкой струи поляризационного джета на ионосферных высотах. Температура во внутренней плазмосфере минимальна при минимуме Dst-вариации и повышается на фазе восстановления бури.

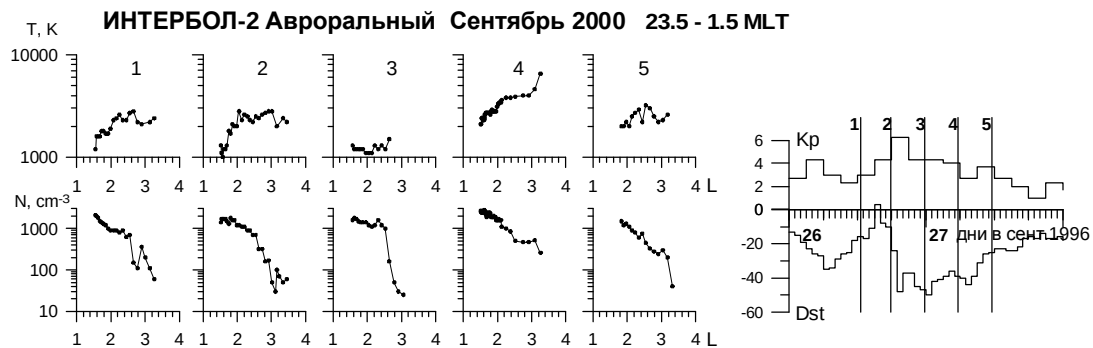


Рис.1 Плотность (внизу) и температура (вверху) тепловых протонов, измеренные на спутнике ИНТЕРБОЛ-2 при последовательных через ~ 6 часов пролетах спутника через ночную плазмосферу во время развития небольшой магнитной бури. Номера на графиках соответствуют временам, отмеченным линиями на правом графике, показывающем вариации Kp и Dst - индексов.

МАГИОН 5 Сентябрь 2000 1.2 - 2.4 MLT

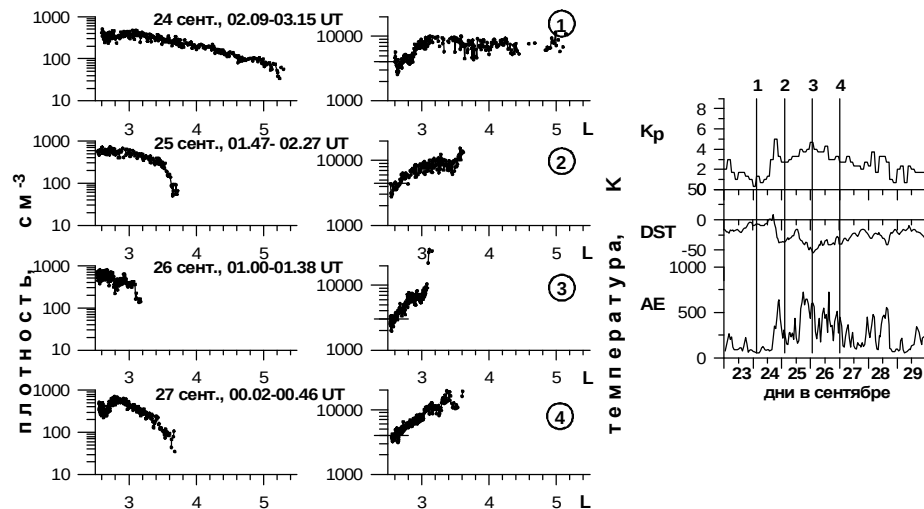


Рис.2 Плотность и температура тепловых протонов, измеренные на МАГИОНе-5 раз в сутки при пересечении ночной плазмосферы Земли во время небольшой магнитной бури. На температурных графиках отрезками прямой отмечена средняя температура при $L < 2.8$

На рис. 3 представлена статистика измерений температуры и плотности плазмосферной плазмы на спутнике МАГИОН-5 в ночной части внутренней плазмосферы (21.8 – 3.0 MLT) в зависимости от Кр-индекса. Несмотря на довольно скудную статистику, видно, что температура во внутренней плазмосфере уменьшается с увеличением Кр, а плотность не изменяется или немного возрастает.

Повышенные температуры на фазе восстановления магнитной бури, по-видимому, связаны с взаимодействием плазмосферной плазмы с плазмой кольцевого тока. Труднее понять, почему во время главной фазы бури во внутренней плазмосфере наблюдается холодная плазма. Возможно, это связано с потоками ионосферной плазмы в плазмосферу, обратными обычно наблюдающимся ночным потокам из плазмосферы в ионосферу.

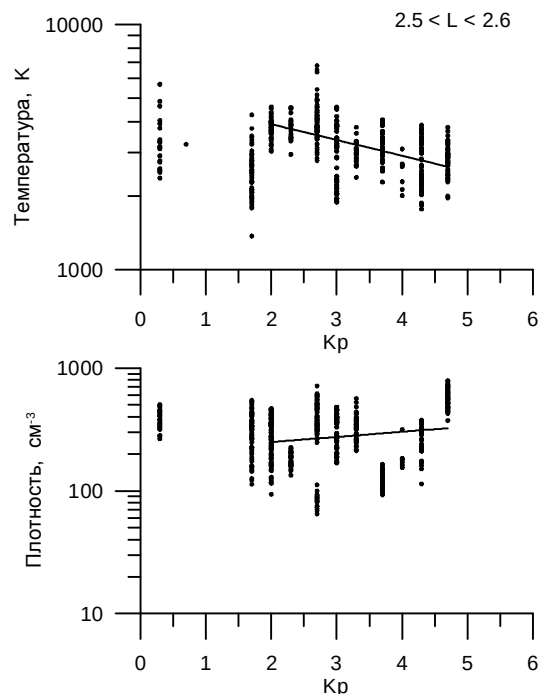


Рис.3 Температура и плотность протонов во внутренней части ночной плазмосферы Земли в зависимости от Кр – индекса, измеренные на спутнике МАГИОН-5. Тонкими линиями показаны аппроксимирующие экспоненциальные зависимости при $Kp > 2$

Обсуждение

Статистические исследования динамики температуры плазмы в плазмосфере Земли во время развития магнитных возмущений достаточно противоречивы [4]. Данные космического аппарата DE-1 указывают на то, что наиболее низкие температуры в вечернем секторе плазмосферы в диапазоне $2 < L < 3$ наблюдаются при высокой магнитной активности. Низкая и умеренная магнитная активность не оказывает влияния на температуру плазмы вечерней плазмосферы [4].

Данные, полученные на космических аппаратах ИНТЕРБОЛ-2 и МАГИОН-5, во время развития небольших и умеренных магнитных бурь свидетельствуют о том, что во внутренней плазмосфере температура падает на главной фазе бури, а на фазе восстановления часто возрастает даже сверх величин, наблюдавшихся перед бурей в магнито-спокойный период. При этом плотность плазмы не уменьшается, а иногда и увеличивается.

Плазмосфера Земли является продолжением ионосферы на большие высоты (>1000 км) и, естественно, процессы ионосферно-плазмосферного обмена в первую очередь определяют динамику температуры плазмы в плазмосфере, особенно в ее внутренней области. Теоретические исследования, в основном, касаются объяснения повышенных температур во внешней «горячей» зоне плазмосферы [1]. Обычно рассматривается взаимодействие плазмы кольцевого тока с тепловой плазмосферной плазмой как в волновых процессах, так и посредством кулоновских столкновений [11] или нагрев фотоэлектронами [10].

Во время магнитных бурь обычно наблюдается образование плазмосферных плюмажей (ранее использовался термин «плазмосферный хвост»), которые тянутся от плазмосферы в послеполуденном секторе плазмосферы в солнечном направлении [5]. На восстановительной фазе бури плюмаж начинает поворачиваться на восток. Инжекция относительно горячей плазмы плазменного слоя на главной фазе создает частичный кольцевой ток с ночной стороны, максимум интенсивности которого постепенно смещается на запад [2]. На фазе восстановления холодная плазмосферная плазма и горячая плазма кольцевого тока с наибольшей вероятностью перекрываются и взаимодействуют на вечерней стороне, что, возможно, и приводит к нагреву плазмы, которая позже и наблюдается на ночной стороне. Однако при таком объяснении остается непонятным проникновение кольцевого тока на низкие L-оболочки с $L < 3$ при небольших магнитных бурях, где наблюдалось повышение температуры плазмы.

На главной фазе бури кольцевой ток достаточно узкий на ночной стороне, где одновременно происходит эрозия плазмосферы, и поэтому в этот период перекрытие этих двух образований на ночной стороне минимально, что приводит к отсутствию дополнительного источника нагрева на ночной стороне на главной фазе бури. Кроме того, Хазанов и др. [9] показали, что, по крайней мере, при $L > 3$ фотоэлектроны не являются источником нагрева плазмосферной плазмы в периоды магнитосферных бурь.

Согласно наблюдениям на спутниках серии ИНТЕРБОЛ температура плазмы во внутренней плазмосфере в период главной фазы магнитной бури ниже температуры плазмы, наблюдавшейся перед бурей. Поэтому должен существовать какой-то механизм охлаждения или замещения плазмосферной плазмы. Источником низкотемпературной плазмы может быть ионосфера на высотах области F. Низкая температура плазмы, зарегистрированная во внутренней плазмосфере во время главной фазы бури, может быть связана с суммарным потоком плазмы из ионосферы в плазмосферу, обратным обычно наблюдающемуся ночному потоку из плазмосферы в ионосферу. Отсутствие падения или возрастание плотности плазмы во внутренней ночной плазмосфере так же может быть связано с пополнением плазмосферы ионосферной плазмой или, по крайней мере, отсутствием ночного стока плазмы в ионосферу; возможна также конвекция плазмы из внешних областей ночной плазмосферы во внутренние во время магнитной бури.

Авторы благодарны Мировому центру данных по геомагнетизму в Киото (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>), за предоставление возможности использовать необходимые индексы геомагнитной активности.

Работа выполнена при поддержке программ РАН П16/2 и ОФН 16.

Список литературы

1. Грингауз К.И., Безруких В.В. Плазмосфера Земли (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. 1977. Т.17. С. 784-803.
2. Brandt, P. C., Ohtani, S., Mitchell, D. G., Fok, M.-C., Roelof, E. C., Demajistre, R. Global ENA observations of the storm mainphase ring current: Implications for skewed electric fields in the inner magnetosphere // Geophys. Res. Lett. 1994. **21**(20), doi:10.1029/2002GL015160, 2002.
3. Carpenter D.L. and Anderson R.R. An ISEE/whistler model of equatorial electron density in the magnetosphere // J. Geophys. Res. 1992. V.97. P. 1097-1108
4. Comfort, R.H., Thermal structure of the plasmasphere // Adv. Space Res. 1996. V.17 (10). P.175-184.
5. Goldstein, J. and Sandel, B. R., The global pattern of evolution of plasmaspheric drainage plumes. In: J. L. Burch, M. Schulz, and H. Spence (Eds.), Inner Magnetosphere Interactions: New Perspectives from Imaging, AGU, Washington, D. C., Doi:10.1029/2004BK000104, page 1., 2005.
6. Goldstein, J., Sandel, B.R., Forrester, W.T., Thomsen, M.F., Hairston M.R., Global plasmasphere evolution 22–23 April 2001 // J. Geophys. Res. 2005. 110, A12218, doi:10.1029/2005JA011282.
7. Kotova, G., Bezrukikh, V., Verigin, M., and Šmilauer, J. In situ observations of low-density regions inside the plasmasphere // Earth, Planets and Space. 2004. V. 56(10). P. 989-996.
8. Lemaire J.F. and Gringauz K.I. with contribution from Carpenter D.L. and Bassolo V. The Earth's Plasmasphere, Cambridge University Press, 1998.
9. Khazanov, G.V., Liemohn, M.W., Kozyra, J.U., Moore, T.E. Inner magnetospheric superthermal electron transport: Photoelectron and plasma sheet electron sources // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. P. 23485-23501.
10. Khazanov, G.V. and Liemohn, M.W. Transport of photoelectrons in the nightside magnetosphere // J. Geophys. Res. 2002. 107(5), 10.1029/2001JA000163.
11. Kozyra, J.U., Shelley, E.G., Comfort, R.H., Brace, L.H., Cravens, T.E., Nagy, A.F. The role of ring current O^+ in the formation of stable auroral red arcs // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 7487-7502.

СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ ИНТЕНСИВНОСТИ И МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ БАРСТЕРНОЙ СТРУКТУРЫ АВРОРАЛЬНОГО КИЛОМЕТРОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

SEASON VARIATIONS OF INTENSITY AND THE MECHANISM OF FORMATION OF "BURST" STRUCTURE OF AURORAL KM RADIATION

И.Л. Моисеенко, М.М. Могилевский

Институт космических исследований РАН

Based on two-year measurements of the auroral kilometric radiation (AKR) in the POLRAD experiment on the INTERBALL-2 satellite, we found seasonal AKR intensity variations: the AKR maximum and minimum are observed in winter and summer, respectively. Also in this paper, a mechanism of formation of the AKR "burst" structure is offered.

Введение

Авроральное километровое излучение (сокращенно АКР) представляет собой мощное радиоизлучение в диапазоне частот 30-700 кГц (максимум излучения наблюдается от 100 до 300 кГц), генерируемое в приземной плазме и распространяющееся от Земли. Впервые АКР было зарегистрировано на спутнике Электрон-2 в 1965 году [1]. Последующие измерения, проводившиеся на высоко апогейных спутниках, позволили определить основные свойства АКР и условия, при которых происходит генерация этого излучения. Следует отметить, что аналогичное по природе излучение были обнаружены у Юпитера, Сатурна, Урана, спутника Юпитера Ио, и это излучение является характерным свойством космических тел, обладающим магнитным полем [12]. АКР играет важную роль в глобальной динамике авроральной плазмы – от 1 до 10% энергии электронов может уходить в излучение, полная энергия излучения составляет порядка 10^7 Вт, а в активные периоды достигает 10^9 Вт [7]. Основой механизма генерации АКР является циклотронная мазерная неустойчивость [11], развивающаяся в областях с пониженной плотностью плазмы в авроральной магнитосфере – каверне Кальверта, где электронная плазменная частота становится меньше гирочастоты электронов. Источником энергии АКР являются потоки энергичных электронов, инжектируемых из хвоста магнитосферы во внутренние области, и поэтому его интенсивность зависит от геомагнитной активности.

В данной работе приведены результаты статистического анализа, а именно сезонные вариации интенсивности АКР и его механизм формирования барстерной структуры по измерениям в эксперименте ПОЛЬРАД на спутнике ИНТЕРБОЛ-2.

Экспериментальные данные и их обработка

На спутнике ИНТЕРБОЛ-2 [2] был проведен волновой эксперимент ПОЛЬРАД, предназначенный для спектро-поляриметрических измерений электромагнитных полей (3 электрических и 3 магнитных составляющих поля) в диапазоне частот 4 кГц – 2 МГц с частотным разрешением 4.096 кГц. Этот эксперимент был подготовлен польскими специалистами с участием российских ученых [5]. Орбита спутника ИНТЕРБОЛ-2 была выбрана таким образом, что имела наклонение 62.8° , и космический аппарат относительно долгое время двигался по одной L-оболочке в апогейной области (19000 км) [4], что позволяло проводить измерения при приблизительно одинаковых условиях приема излучения в течение двух-трех часов на одной орбите.

В настоящей работе были использованы данные, полученные в режиме измерений в диапазоне частот до 1 МГц (полный период измерений во всем частотном диапазоне составлял 6.5 с) или до 2 МГц (с периодом 13с). Для статистической обработки были отобраны данные за 2 года измерений (с октября 1996 года по август 1998 года). Для выделения закономерностей вариаций интенсивности АКР были построены средние спектры излучения на каждом сеансе измерения, при этом усреднение проводилось по 280-1700 измеренным на борту спутника спектрам, (количество измеренных спектров

определялось длительностью сеанса и режимом работы прибора). После этого проводилась селекция спектров в зависимости от геомагнитной активности. В качестве характеристики геомагнитной активности был выбран Kp индекс. Последующее усреднение спектров за месяц измерений, было сделано для каждого значения Kp в отдельности. Полученная база данных была использована для анализа, результаты которого приведены ниже.

Результаты анализа

1.1. Сезонные вариации АКР

Впервые зависимость интенсивности АКР от сезона была отмечена по результатам измерений на спутнике GEOTAIL Касабой в 1997 году [8]. Измерения на спутниках Akebono (EXOS-D), POLAR, IMAGE и ИНТЕРБОЛ-2 подтвердили существование заметной разницы спектров АКР в летний и зимний периоды: в летнее время верхняя частотная граница смещается в сторону низких частот [8, 9, 10].

Используя базу данных усредненных значений интенсивности АКР за 2 года измерений в эксперименте ПОЛЬРАД, были проанализированы изменения интенсивности излучения за этот период. На рисунке 1 приведены изменения средней интенсивности АКР на частотах 300 кГц (вблизи максимума спектра излучения) и 50 кГц (вблизи нижней частотной границы спектра). При анализе зависимости интенсивности АКР от времени были использованы результаты измерений в одной частотной полосе. Средние значения интенсивности в нескольких близких частотных диапазонах (не приведены) мало отличаются от приведенных результатов. Использованы измерения при спокойных геомагнитных условиях ($Kp < 1$).

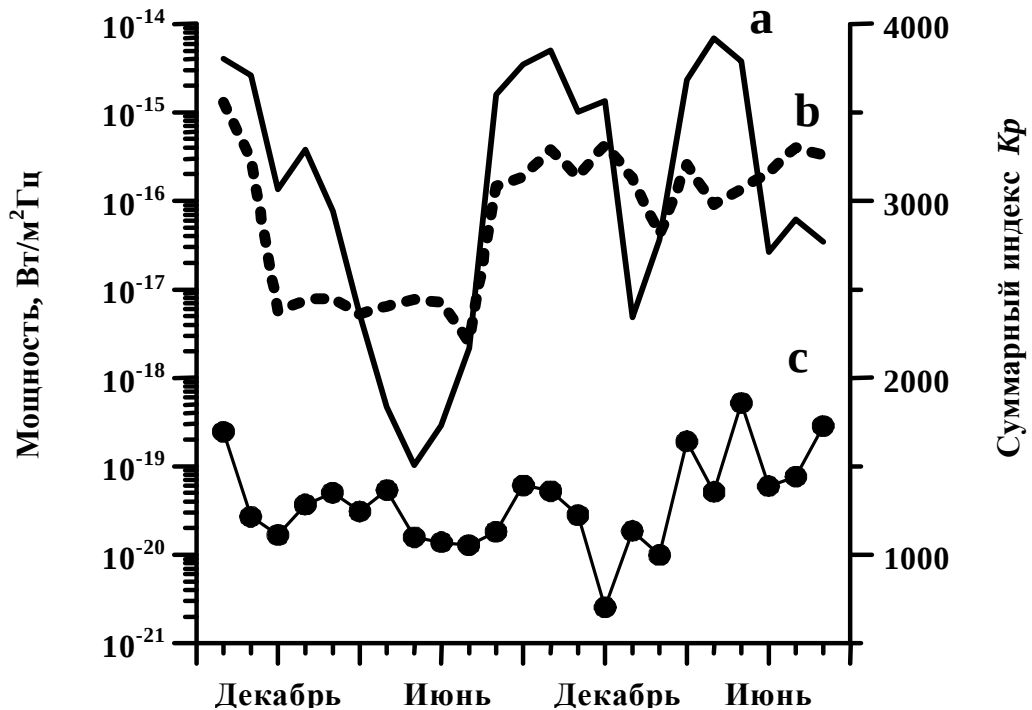


Рис.1. Изменения средних интенсивностей АКР и значений суммарных месячных индексов Kp в течение двух лет (октябрь 1996 г. - август 1998 г.): а и b – интенсивности АКР при спокойных геомагнитных условиях ($Kp < 1$) для частот 300 кГц и 50 кГц соответственно (левая шкала), с – значения суммарного индекса Kp (правая шкала).

Вариации интенсивности с характерным временем несколько месяцев наблюдаются в обоих частотных диапазонах и, в целом, подобны, но на частоте 300 кГц максимум амплитуды вариаций средней интенсивности на порядок выше. На этом же рисунке приведены значения суммарных месячных индексов Kp для сравнения с геомагнитной активностью. Из этого сравнения можно заключить, что целый ряд

особенностей поведения вариаций АКР не может быть вызван изменением геомагнитной активности. Поэтому были проанализированы условия измерений, связанные с изменением взаимного положения спутника ИНТЕРБОЛ-2 и источника излучения.

Измерения на спутнике ИНТЕРБОЛ-2 проводились на высотах 2-3 земных радиуса, т.е. близких к высотам генерации АКР. Поэтому условия приема сигнала на спутнике зависели, в том числе, от взаимного расположения спутника и источника излучения [5]. Для выделения вариаций источника в явном виде необходимо «очистить» результаты измерений от влияния условий приема. Согласно результатам ранее опубликованных работ, источник излучения, как правило, находится вблизи 22 MLT (местного магнитного времени). С учетом закона эволюции орбиты [4] можно аппроксимировать зависимость результатов измерений на спутнике от условий в источнике и от местоположения спутника следующим образом:

$$I = I_0(Kp) - M(Kp) [1 - \cos(2\pi t/T_p + \varphi_p)] [1 - \cos(2\pi t/T_i + \varphi_i)] \quad (1)$$

где $I_0(Kp)$ – интенсивность АКР, которая зависит только от потока частиц из хвоста магнитосферы и не зависит от ионосферных частиц; $M(Kp)$ – зависимость «переменной» части АКР от потоков частиц; T_p и φ_p – период и фаза движения спутника относительно источника излучения; T_i и φ_i – период и фаза искомых длиннопериодных вариаций, t – текущее время [3].

Первый член уравнения (1) не зависит от влияния ионосферы. Второй член уравнения (1) включает в себя зависимость как от потоков энергичных частиц из хвоста магнитосферы ($M(Kp)$), так и от восходящих ионосферных электронов.

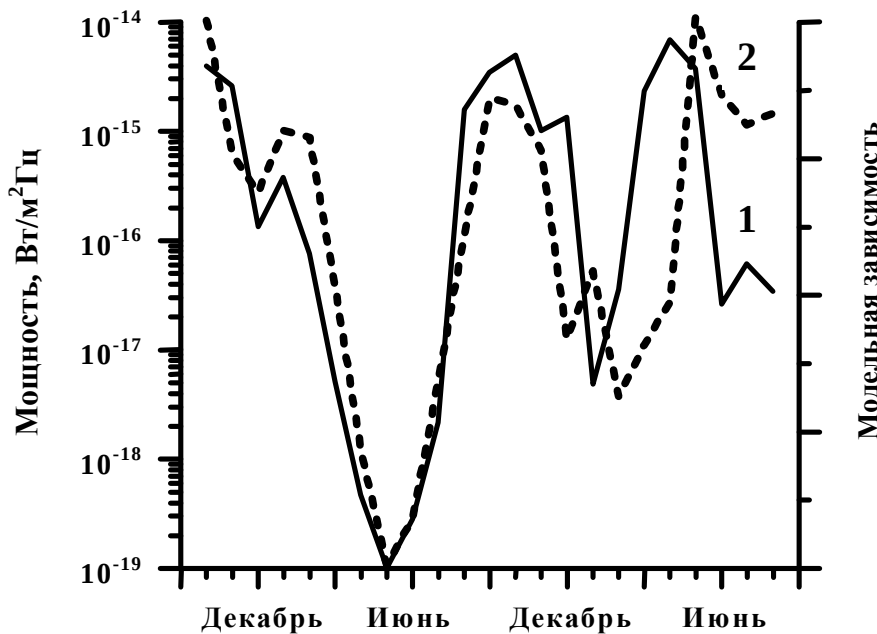


Рис.2. Сравнение модельной интенсивности с результатами измерений АКР на частоте 300 кГц в течение двух лет (октябрь 1996 г. – август 1998 г.): 1 – результаты измерений (шкала слева), 2 – модельная зависимость интенсивности АКР, построенная по формуле (3).

Значения T_p и φ_p были определены из движения спутника относительно источника излучения [3]. Параметры $I_0(Kp)$, $M(Kp)$, T_i и φ_i были выбраны таким образом, чтобы модельная кривая была близка к результатам измерений (см. рисунок 2): Kp , $Kp/4$, 12 и 0.5236 соответственно. Подставляя эти значения в (1) получаем следующее выражение для изменения интенсивности АКР:

$$I = Kp - (Kp/4) [1 - \cos(2\pi t/8.5 - 2.217)] [1 - \cos(2\pi t/12 - 0.5236)] \quad (2)$$

Из анализа (2) следует, что изменение интенсивности источника происходит периодически в течение года, период равен 12 месяцам, максимум излучения приходится на декабрь, а минимум – на июнь.

В работах Грина и др. [6] и Олсона и др. [10] авторы пришли к выводу, что область генерации АКР в летнее время поднимается вверх по силовой трубке из-за нагрева ионосферы под действием солнечного излучения и, как следствие этого, увеличения восходящих из ионосферы потоков заряженных частиц. Увеличение плотности плазмы, вызванное восходящими потоками, приводит к нарушению условия генерации АКР на низких высотах.

1.2. Барстерная структура АКР

Динамические спектры АКР весьма разнообразны и изменчивы, как по частоте, так и по времени. При анализе данных эксперимента ПОЛЬРАД мы обратили внимание на квазипериодические всплески, которые обладают следующими свойствами: (1) характерное время - порядка 500-1000 сек; (2) передний и задний фронты всплеска имеют наклон в частотно-временном представлении; (3) ширина всплеска в области низких частот заметно длиннее, чем в высоких частотах; (4) частотная ширина составляет 100-300 кГц. По аналогии с астрофизическими всплесками эти всплески были названы барстерами.

Нами был предложен механизм формирования барстеров, схема которого изображена на рисунке 3.

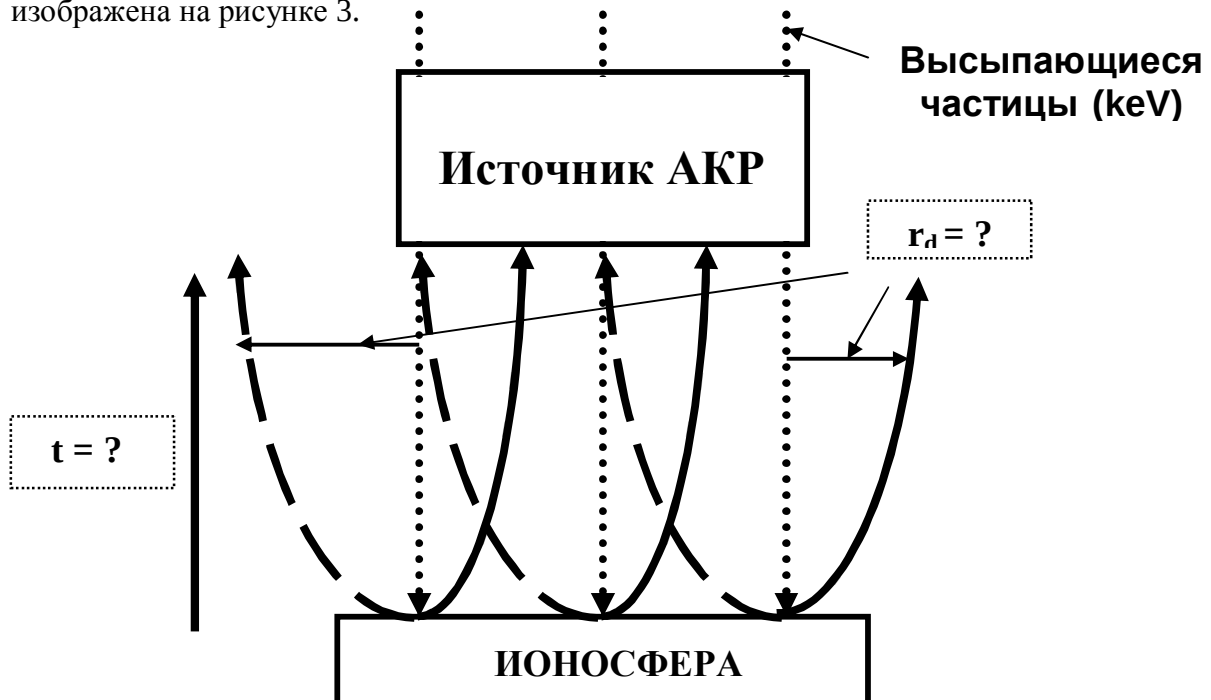


Рис.3. Схема воздействия ионосферной плазмы на магнитосферный источник АКР.

Потоки энергичных электронов $\sim$ кэВ (вертикальные пунктирные прямые), высыпающиеся из хвоста магнитосферы в авроральную область, являются источником АКР. Часть этих частиц, пройдя область генерации на высотах несколько тысяч километров, попадет в ионосферу и, в результате столкновений увеличивает плотность и температуру в области высыпаний. Такие изменения в ионосфере приводят к увеличению потоков восходящих частиц, которые, дойдя до области источника АКР, подавляют излучение (так как условие генерации нарушается). Критичным параметром в этой схеме является время выноса ионосферной плазмы до уровня области генерации АКР - t , который определяется временем пробега ионов из ионосферы до области источника (поскольку тяжелые ионы определяют распространение плазменного сгустка вдоль силовой трубки). При поднятии из ионосферы вдоль силовых линий, частицы смещаются

под действием магнитного дрейфа (ионы изображены сплошной кривой, электроны – пунктирной). Для определения характерных размеров источника АКР, для которого механизм отрицательной обратной связи является существенным, необходимо знать, на какое дрейфовое расстояние уйдут частицы за время t .

Были сделаны оценки характерных времен и расстояний, на которые частицы будут снесены в результате градиентного дрейфа. При расчетах мы пренебрегали влиянием постоянного электрического поля.

Расчеты были выполнены следующим образом.

1) Время пробега частиц из ионосферы до области генерации АКР вычислялось при помощи интеграла:

$$t = \frac{1}{V} \int_{H_1}^{H_2} \left[1 - \frac{B(r)}{B_i} \sin^2(\alpha_i) \right]^{-1/2} dr, \quad (3)$$

где в качестве пределов интегрирования были взяты две высоты: H_1 - высота ионосферы (~150 км), H_2 - высота нижней границы источника АКР (~2000 км); V – средняя тепловая скорость частиц в ионосфере; α_i – начальный питч-угол частиц; B_i - значение дипольного магнитного поля на высоте ионосферы, а $B(r)$ – текущее значение магнитного поля.

2) Соответствующая скорость магнитного дрейфа определялась следующим выражением:

$$\vec{V}_d(\lambda) = \frac{mV^2}{2qBR_c} [2 - \sin^2 \alpha] \vec{e} \times \vec{n}, \quad (4)$$

где m – масса частицы; q – заряд частицы; R_c – радиус кривизны силовой линии; $\vec{e}$ – единичный вектор в направлении поля B ; $\vec{n}$ – единичная нормаль, направленная вдоль радиуса кривизны силовой линии.

3) Смещение частиц за счет дрейфа:

$$r_d = \frac{V_d(\lambda)}{\cos^3 \lambda} t, \quad (5)$$

где λ – геомагнитная широта, $V_d(\lambda)$ - дрейфовая скорость, вычисленная по формуле (4); t – время пробега ионов по формуле (3).

Расчеты проводились для двух крайних случаев в ионосфере: лето (день) – $T_e \sim 1500$ К, $T_i \sim 1000$ К и зима (ночь) - $T_e \sim 800$ К, $T_i \sim 700$ К при начальном питч-угле частиц $\alpha = 0^\circ$ и $\alpha = 90^\circ$.

Результаты расчетов представлены в таблицах:

1) Время пробега ионов из ионосферы до источника АКР:

	$\alpha=0^\circ$	$\alpha=90^\circ$
лето (день)	$t \sim 6$ мин	$t \sim 9$ мин
зима (ночь)	$t \sim 8$ мин	$t \sim 11$ мин

2) Смещение частиц поперек магнитного поля за счет дрейфа:

Электроны

	$\alpha=0^\circ$	$\alpha=90^\circ$
лето (день)	$r_d \sim 26$ м	$r_d \sim 9$ м
зима (ночь)	$r_d \sim 17$ м	$r_d \sim 7.5$ м

Ионы

	$\alpha=0^\circ$	$\alpha=90^\circ$
лето (день)	$r_d \sim 17.5$ м	$r_d \sim 8$ м
зима (ночь)	$r_d \sim 14.5$ м	$r_d \sim 6.5$ м

Из наших расчетов видно, что характерные времена выноса ионосферной плазмы до уровня области генерации АКР составляют 6-11 минут, что находится в хорошем согласии с результатами эксперимента.

Величина поперечного сноса характеризует минимальный поперечный размер источника, который может быть «подавлен» восходящими частицами. Полученные оценки показывают, что эта величина не превосходит десятков метров. Отсюда следует, что предложенный механизм формирования барстеров может быть реализован, если поперечные размеры источника превышают десятки метров, а если размеры источника меньше этой величины, то источник не будет подавлен, отрицательная обратная связь не образуется, и барстеры не сформируются. Таким образом, наличие или отсутствие барстерной структуры АКР может служить оценкой поперечных размеров источника.

Выводы

1. Выявлены сезонные вариации интенсивности АКР: максимум излучения наблюдается в осенне-зимний период, а минимум – в весенне-летний.

2. Объяснена барстерная структура АКР, возникающая за счет самоподавления излучения в источнике и связанная с восходящими потоками ионосферной плазмы.

Список литературы

1. Бенедиктов Е.А. и др. Исследования космического пространства (ред. Скудрин Г.А.). – М.: Наука, 1965. – 581с.
2. Галеев А.А., Гальперин Ю.И., Зеленый Л.М. Космич. Исслед. 1996. Т. 34. С. 339.
3. Могилевский М.М., Моисеенко И.Л., Ханаш Я. Письма в АЖ. 2005. Т.31, №6. С. 474.
4. Назиров Р.Р., Прохоренко В.И., Космич. исслед. 1998. Т.36. с. 311
5. Ханаш Я., Кравчик З., Могилевский М.М. и др., Космич. исслед. 1998. Т. 36. С. 617.
6. Green J.L. et al., J. Geophys. Res. 2004. V.109. A05223.
7. Gurnett D.A., J. Geophys. Res. 1974. V. 79. p. 4227.
8. Kasaba Y., Matsumoto H., Hashimoto K., Anderson R.R., Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. P. 2483.
9. Kumamoto A., Oya H. Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. P. 2369.
10. Olson A. et al., Ann. Geophys. 2004. V. 22. P. 3571.
11. Wu C.S. and Lee L.C., Astrophys. J. 1979. V.230. P. 621.
12. Zarka P., J. Geophys. Res. 1998. V.103, 20. P. 159.

ИЗУЧЕНИЕ ТЕЧЕНИЯ ЖИДКОСТИ С ПЕРЕМЕННЫМ КОЭФФИЦИЕНТОМ ВЯЗКОСТИ

RESEARCH OF FLUID FLOW WITH VARIABLE VISCOSITY COEFFICIENT

Ю.А. Ромащенко, Н.В. Александрова

Якутский государственный университет им. М.К. Аммосова

The paper is devoted to one little-studied phenomenon of mechanics of continua – motion with negative viscosity. Such effects are observed in the Sun photosphere, atmospheric upper layers of the Earth and Jupiter and, possibly, in approach helical galaxy arms. In the article an exact analytical solution of problems for some motion classes was carried out.

Согласно предположению Ньютона в обычных жидкостях (или газах) при наличии сдвиговых течений, напряжения трения, или сила трения, действующая на единичную площадку в касательном направлении, пропорциональна величине сдвига. Отсюда приходят к понятию коэффициента вязкости, как коэффициента пропорциональности, связывающего напряжение со сдвигом, так что

$$t = m \frac{\partial u}{\partial y}, \quad (1)$$

где u – составляющая скорости жидкости в направлении оси x (Рассматривается плоский вариант течения). Линейная зависимость напряжений от величины сдвига отражена в динамических уравнениях Навье-Стокса. По определению даны t , а m выбирают таким образом, чтобы положительные значения этих величин соответствовали свойству жидкости оказывать сопротивление сдвигу, т.е. соответствовали стремлению к уменьшению сдвига со временем в отсутствие каких-либо поддерживающих его сил. Обычно молчаливо предполагается, что эффект вязкости принадлежит к так называемым молекулярным явлениям. Его введение в уравнении Навье-Стокса хорошо согласуется при описании ламинарных течений.

Наблюдая за различными течениями вязкой жидкости, нам редко (если это вообще когда-либо возможно) удастся проследить за всеми деталями таких течений. Проследить за всеми движениями, включая и мелкие нерегулярности почти до масштабов молекулярных движений, в обычных течениях фактически невозможно.

В таких случаях, обычно говорят, что течение характеризуется наличием турбулентности и в нем происходит турбулентный перенос импульса.

Если этот турбулентный перенос импульса воспроизводит эффект молекулярной вязкости (т.е. происходит в том же направлении), то говорят о наличии турбулентной вязкости.

В таких случаях по аналогии с (1) записывают

$$t_R = h \frac{\partial [u]}{\partial y}, \quad (2)$$

где $[u] = \frac{1}{L} \int_{x_1-L/2}^{x_1+L/2} u dx$, где L есть длина выбранного отрезка, параллельно оси x , с середины в

данной точке $x = x_1$. Напряжение t_R является турбулентным напряжением, или напряжением Рейнольдса.

Вообще говоря, попытки получить физически обоснованный вывод (2) так и не имели существенного успеха, даже в тех случаях, когда полуэмпирические методы описания некоторых турбулентных течений нашли усиленное применение в инженерных и других прикладных задачах. Но и это еще не все. Для определенных видов течений, как и в лабораторных, так и в естественных условиях оказывается, что значения h ,

необходимые для выполнения равенства (2), систематически получаются отрицательными, что соответствует мнимому значению пути перемешивания.

Это является результатом того, что турбулентный перенос импульса t_R в таких течениях направлен из областей с меньшим значением скорости среднего потока в области с большим ее значением, причем влияние такого турбулентного переноса импульса на среднее течение прямо противоположно эффекту фрикционного торможения.

Теория этого вопроса рассмотрена в [1]. Реальными течениями, в которых имеет место эффект отрицательной вязкости, являются дифференциальные вращения солнечной фотосферы, дифференциальное вращение земной атмосферы, среднее течение Гольфстрима вблизи американских берегов и течения в ионосферах лабораторных экспериментов. Похоже данный эффект обнаруживается в дифференциальном вращении дисков спиральных Галактик.

Рассмотрим плоские стационарные движения жидкости с переменным коэффициентом вязкости. В этом случае уравнение Навье-Стокса выглядит так [2]

$$(\mathbf{u} \nabla) \mathbf{v} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - \mu [\nabla \times \boldsymbol{\zeta}] - \frac{2}{3} \nabla [\mu (\nabla \mathbf{v})] + [\nabla (2\mu \nabla)] \mathbf{v} + \nabla \times (\mu \cdot \boldsymbol{\zeta}), \quad (3)$$

где $\boldsymbol{\zeta} = \text{rot } \mathbf{v}$. Будем считать жидкость несжимаемой, т.е. $\text{div } \mathbf{v} = 0$.

Тогда можно ввести функцию тока y при этом $v_x = \frac{\partial y}{\partial y}$, $v_y = -\frac{\partial y}{\partial x}$.

В этом случае после несложных, но трудоемких вычислений уравнение (3) можно привести к каноническому виду:

$$\frac{\partial y}{\partial x} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (\Delta y) - \frac{\partial y}{\partial y} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (\Delta y) = m \Delta \Delta y + \nabla m \cdot \nabla (\Delta y) - \Delta m \Delta y + \Delta (\nabla m \cdot \nabla y) - \nabla y \cdot \nabla (\Delta m). \quad (4)$$

Это есть основная формула движения жидкости с переменным коэффициентом вязкости. Эта формула независимо получена также Г.Ф. Крымским (частное сообщение). При постоянном m правая часть (4) превращается в обычное уравнение $m \Delta \cdot \Delta y$.

Наша задача состоит в том, чтобы подробно, и желательно аналитически, исследовать уравнение (4).

Но в полном объеме из-за нелинейности левой части это сделать крайне затруднительно. Поэтому допустим, что $\Delta y = f(y)$.

Тогда левая часть (4) уничтожается, что дает для правой части относительно m линейное уравнение с некоторыми переменными коэффициентами.

Итак, имеем

$$m \Delta \Delta y + \nabla m \cdot \nabla (\Delta y) - \Delta m \cdot \Delta y + \Delta (\nabla m \cdot \nabla y) - \nabla y \cdot \nabla (\Delta m) = 0. \quad (5)$$

Выберем модельную задачу о движении жидкости в цилиндре с условием $\Delta y(r, q) = -\Delta y(r, q)$. В этом случае:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial y}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 y}{\partial q^2} = -A y. \quad (6)$$

В (6) A – константа. Функцию тока можно искать в двух вариантах:

1. Осесимметричное движение, т.е. $y(r, q) = y(r)$

2. Движение, зависящее от r и q .

Рассмотрим первый вариант,

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial y}{\partial r} \right) = -A y \quad \text{или} \quad r^2 \psi'' + r \psi' + A r^2 \psi = 0. \quad (7)$$

Это есть уравнение Бесселя, решением которого является:

$$y(r) = C_1 J_0(\sqrt{A} r) + C_2 Y_0(\sqrt{A} r), \quad (8)$$

где C_1 и C_2 произвольные постоянные, которые можно определить, если задать касательные скорости на расстоянии a и R от центра цилиндра

$$v_r = \frac{1}{r} \frac{\partial y}{\partial q} = 0, \quad v_q = -\frac{\partial y}{\partial q} = v,$$

$$v_q|_{r=a} = v_a, \quad v_q|_{r=R} = v_R.$$

Для C_1 и C_2 получаем систему, из которой находим C_1 и C_2 :

$$C_1 = \frac{v_R Y_1(a) - v_a Y_1(R)}{J_1(R) Y_1(a) - J_1(a) Y_1(R)},$$

$$C_2 = \frac{v_a Y_1(R) - v_R Y_1(a)}{J_1(R) Y_1(a) - J_1(a) Y_1(R)},$$

Следовательно

$$y = \frac{[v_R Y_1(a) - v_a Y_1(r)] J_0(x) + [v_a J_1(R) - v_R J_1(a)] Y_0(x)}{J_1(R) Y_1(a) - J_1(a) Y_1(R)}, \quad (9)$$

здесь $x = \sqrt{Ar}$.

На рис. 1 и рис.2 приведены примеры

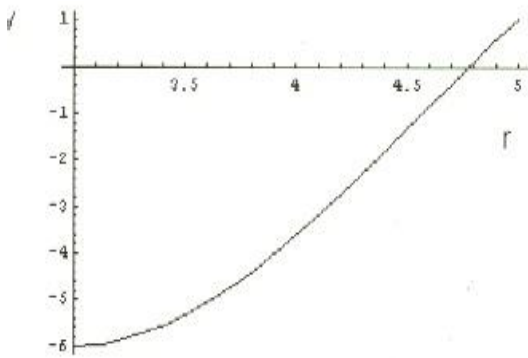


Рис.1

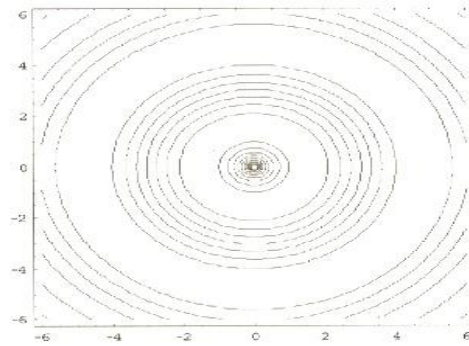


Рис.2

для $v|_{a=3} = -6$, $v|_{R=5} = 1$. Величину (9) необходимо подставить в уравнение (5) для получения уравнения для $m(x)$.

Обозначим $a_1 = y + 2y''$,

$$a_2 = \frac{y}{x} + \frac{y''}{x} + y''' + y' + \frac{y'}{x^2},$$

$$a_3 = y.$$

Тогда

$$m'' a_1 + m' a_2 + m a_3 = 0. \quad (10)$$

Графики a_1 , a_2 и a_3 представлены на рис.3.

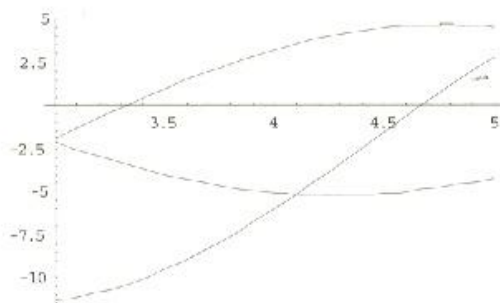


рис.3

Для конкретных расчетов m необходимо задаться краевыми условиями.

Пусть $m|_{r=3} = 1$, $m|_{r=5} = -2.5$. Рис.4 показывает течение с элементом отрицательной вязкости.

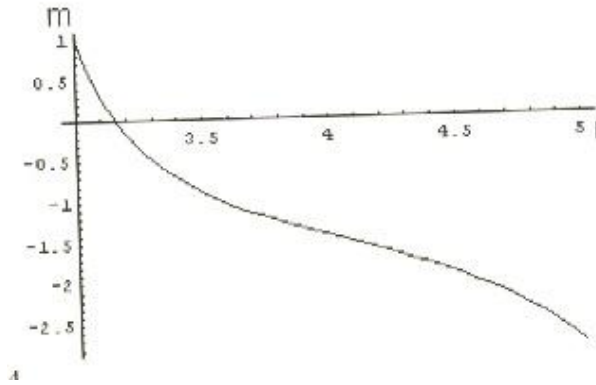


Рис. 4

Рассмотрим второй вариант. В этом случае y зависит как от r , так и от q .

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial y}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial^2 y}{\partial q^2} = -\Delta y.$$

Решением этого уравнения является

$$y(r, q) = [C_1 J_1(\sqrt{\Delta} r) + C_2 Y_1(\sqrt{\Delta} r)] \sin q.$$

Далее повторяется процедура решения, как и для $y(r)$. Так для граничных условий $y(r, q)|_{x=5} = 0$ и $y(r, q)|_{x=1} = 1$ (здесь, как и ранее $x = \sqrt{\Delta} r$) получим картину для линий тока рис.5.

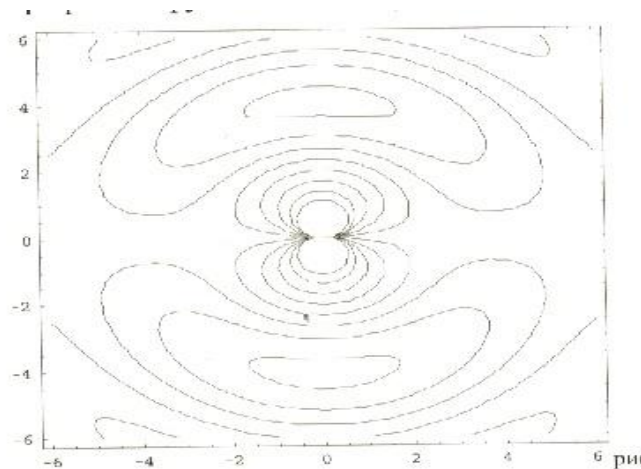


Рис.5

В отличие от первого варианта коэффициент вязкости m будет теперь зависеть от двух переменных.

Заключение

В данной работе показаны примеры решения задач при переменном коэффициенте вязкости в аналитическом виде. Работа может быть полезна для решения некоторых задач солнечно-земной физики и гидродинамики.

Список литературы

1. Стар В.П. Физика явления с отрицательной вязкостью. – М. : Мир, 1971.
2. Шлихтинг Г. Теория пограничного слоя. – М. : Наука, 1969.

КВАЗИСТАЦИОНАРНАЯ МОДЕЛЬ СТРУКТУРЫ МАГНИТНОГО ОБЛАКА

QUASI-STATIONARY MODEL OF A MAGNETIC CLOUD STRUCTURE

Ю.А. Ромащенко

Якутский государственный университет им. М.К. Аммосова

We obtained exact analytical solution describing finite (limited in space) structure with forceless magnetic field. It was shown that such a structure may be realized if forceless magnetic field of this structure is frozen in the outer background magnetic field. The results may be applied for investigation of the processes in the interplanetary environment and also in some problems of astrophysics.

Введение

Одним из интересных объектов околосолнечного пространства являются так называемые магнитные облака. Термин "магнитное облако" был введен Бурлагой с сотрудниками еще в 1981 году [1] при изучении свойств космической среды после прохождения межпланетных ударных волн. В настоящее время феномену "магнитные облака" посвящено достаточно много работ, ссылки на которые можно найти в обобщающем обзоре [2].

Анализ большого фактического материала, полученного в 1974-1981 гг. на космических аппаратах Гелиос 1 и 2, Войяджере и IMP, позволили авторам этого обзора остановиться на модели магнитных облаков, как крупномасштабных расширяющихся квазицилиндрических трубок магнитного потока. Полагают, что магнитные облака обусловлены солнечными массэжекциями (SME), связанными с эруптивностью больших спокойных волокон. При этом радиальный размер магнитного облака (измерения проводились от 0,3 АЕ до 4,2 АЕ) возрастает с удалением от Солнца как $d \sim R^{0,8}$ (R - расстояние от Солнца в АЕ), а плотность плазмы внутри облака падает при этом как $n \sim R^{-2,4}$, т.е. плотность плазмы падает быстрее, чем в солнечном ветре.

Изучение данных по солнечному ветру с различных космических аппаратов показало, что магнитные облака являются сравнительно общим феноменом в солнечном ветре [3-5]. Очень часто (но не всегда) магнитные облака связаны с межпланетными ударными волнами [3,6]. Магнитные облака, пересекающие орбиту Земли, могут вызывать в её окрестности интенсивные магнитные бури [6, 7 - 10]. Отсюда понятен интерес к магнитным облакам исследователей, занимающихся солнечно-земной физикой, особенно в области прогнозирования космической погоды.

Основными морфологическими признаками магнитного облака являются следующие:

1. Регулярное магнитное поле внутри облака больше, чем в наружном солнечном ветре.
2. Температура (плазменное давление) внутри магнитного облака намного ниже, чем в окружающем пространстве, т.е. $b_{in} \ll b_e$.

Вектор магнитного поля в течение временного интервала ~ 1 суток поворачивается на большой угол (~ 180 град.). Схематично магнитное облако можно представить в виде рис.1.

Постановка задачи

Итак, будем аппроксимировать трубку магнитного облака бесконечным цилиндром. Конечно, это приближение является достаточно грубым, но может оказаться полезным для изучения основных характеристик структуры магнитного облака. Для стационарного случая основным уравнением равновесия является:

$$\nabla p = [\text{rot} \vec{B} \times \vec{B}], \quad (1)$$

с добавлением уравнения

$$\text{div} \vec{B} = 0. \quad (2)$$

Введем цилиндрические координаты r, q, z . Ось трубки совместим с осью z . Для осесимметричного случая можно ввести магнитный потенциал Стокса y , такой, что

$$B_r = -\frac{1}{r} \frac{\partial y}{\partial z}, \quad B_z = \frac{1}{r} \frac{\partial y}{\partial r} \quad (3)$$

$$\text{и токовую функцию } f(r, z) \quad rB_q = f(y). \quad (4)$$

При этом уравнение (2) будет выполняться автоматически. Уравнение (3) описывает полоидальную часть магнитного поля, уравнение (4) – тороидальную часть. Тогда уравнение (1) можно записать в виде уравнения Трэда - Шафранова [11] (A, B – некоторые константы):

$$\frac{\partial^2 y}{\partial r^2} - \frac{1}{r} \frac{\partial y}{\partial r} + \frac{\partial^2 y}{\partial z^2} = -A \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{B}{2} \frac{\partial (f^2)}{\partial y}. \quad (5)$$

Для длинных трубок можно положить $\frac{\partial^2 y}{\partial z^2} = 0$ и $B_r = -\frac{1}{r} \frac{\partial y}{\partial z} = 0$ и, таким образом, остаются только две компоненты магнитного поля B_z и B_q . Если ввести новую переменную $u = r^2$ и положить $A = 4\pi$, $B = 1$, то с учетом (3) и (4) уравнение (5) можно привести к виду

$$\frac{d}{du} (B_z^2) + \frac{1}{u} \frac{d}{du} (u B_q^2) + 8p \frac{dp}{du} = 0. \quad (6)$$

Это уравнение, являющееся уравнением для комбинированного z и θ -пинча, будет для нас основным. Поскольку входящие в это уравнение величины B_z и B_q функционально между собой не связаны (в уравнение (2) величины (3) и (4) входят независимо), то решение уравнения (6) имеет достаточно большой произвол. Так, из трех величин, входящих в уравнение (6), две должны задаваться произвольно. Поэтому в качестве граничных условий можно использовать произвольное задание двух величин, которые можно получить, например, из эксперимента, и если вычисленная по уравнению (6) третья величина также будет соответствовать эксперименту, то тогда можно утверждать, что модель выбрана правильно.

Решение задачи

Остановимся на варианте модели магнитного облака с бессиловым полем. Как уже упоминалось выше, в основном магнитные облака связаны с прохождением ударных волн, а значит с большими вариациями газового давления по сечению облака. Но приблизительно в 15% случаев наблюдений фиксируются облака, не связанные с прохождением ударных волн. Тепловое давление при этом по сечению облака можно считать постоянным. Именно для этого случая наша модель может иметь место. В этом случае $\frac{\partial p}{\partial u} = 0$ и уравнение (6)

$$\text{приводится к виду} \quad \frac{d}{du} (B_z^2) + \frac{1}{u} \frac{d}{du} (u B_q^2) = 0, \quad (7)$$

а уравнение (1) – к виду

$$[\text{rot} \mathbf{B} \times \mathbf{B}] = 0. \quad (8)$$

Это означает, что $\text{rot} \mathbf{B} = a \mathbf{B}$, где a – скаляр, не обязательно равный константе. В литературе приведено много примеров решения уравнения (8). Известное решение Лундквиста в [12] имеет вид (в цилиндрической системе координат r, q, z) $\mathbf{B} = B_0 \{0, J_1(ra), J_0(ra)\}$, где $J(ra)$ – функция Бесселя, $a = \text{const}$.

Другой пример бессилового поля приведен в [13], $\mathbf{B} = B_0 \{\sin(za), \cos(zb), 0\}$; здесь система координат декартова. Степенные решения приведены в [14]. В продемонстрированных примерах пространство, занятое токами, простирается до бесконечности. В действительности не существует бесконечных полей (кроме $\mathbf{B} = 0$), для которых j отлично от нуля в конечном объеме V , а величина $\mathbf{B}$ всюду дифференцируема (нет скачков) и ведет себя как $O(r^{-3})$ или хотя бы как $O\left(r^{-\frac{3}{2}}\right)$ для того, чтобы магнитная

энергия $\int |B|^2 dV$ сходилась. Доказательство этой теоремы можно найти в [13, 15]. В реальности (по крайней мере, в гелиосфере) изолированных бессиловых структур не наблюдается. Магнитные облака при своем распространении как бы погружены в общее поле Солнца и имеют своей асимптотикой именно это общее поле.

Будем аппроксимировать магнитное облако бесконечным цилиндром, образующая которого совпадает с направлением внешнего магнитного поля. Ось z совместим с осью цилиндра. Поскольку $B_z = 0$, в задаче будут фигурировать только две компоненты магнитного поля. В цилиндрической системе координат это будут B_z и B_q компоненты. B_z лежит в плоскости эклиптики (на самом деле угол между осью магнитного облака и плоскостью эклиптики составляет $\sim 5-10^\circ$ и мы им пренебрегаем), а B_q направлена перпендикулярно, радиусу цилиндра. В солнечно-эклиптической системе координат с этой компонентой связаны B_x и B_y компоненты магнитного поля, величины которых будут меняться в зависимости от азимутального угла θ , меняющегося в пределах от 0 до 2π , так что общее поле будет представлять собой совокупность спиралей, наматывающихся на вложенные друг в друга цилиндры.

Допустим, что B_θ - компонента имеет вид :

$$B_q = B_q^0 \left(\frac{r}{r_0} \right) \frac{1}{ch(u)}, \quad (9)$$

где $u = \left(\frac{r}{r_0} \right)^2$.

Такой выбор функциональной зависимости $B_q(r)$ подчеркивает быстрое (экспоненциальное) убывание B_q – компоненты при больших расстояниях от центра магнитной трубки; r_0 – характерный масштаб, а B_q^0 – пока свободный параметр. Подставляя это выражение в (7), получим

$$B_z = \sqrt{C - (B_q^0)^2 \left[th(u) + \frac{u}{ch^2(u)} \right]}. \quad (10)$$

Уравнение (7) содержит компоненты магнитного поля в квадрате, поэтому пригодны решения с различными знаками. Полный набор решений может представлять собой 4 различных комбинаций сигнатуры компонент магнитного поля. В солнечно-эклиптической системе координат это два направления B_y и два вида закрутки B_z -компоненты (левая и правая). Все эти варианты действительно реализуются на эксперименте [2].

Проанализируем выражение (10). Для этого вначале рассмотрим функцию

$$\Lambda(u) = th(u) + \frac{u}{ch^2(u)}. \quad (11)$$

Эта функция всегда больше нуля, кроме точки 0 (рис.2). Это означает, что константа C в (10) не может быть нулем. Функция $\Lambda(u)$ имеет максимум в точке u_m , определяемой из выражения $\Lambda'(u) = \frac{u}{ch^2(u_m)} (1 - u_m th(u_m)) = 0$.

Выражение в скобках есть известное трансцендентное уравнение [16], корень которого есть $u_m = 1,199678... \approx 1,2 = 6/5$. Интересно отметить, что $\Lambda(u_m) = u_m$.

По предположению B_z – компонента на больших расстояниях от центра трубки выходит на константу B^* . Тогда, учитывая, что $\Lambda(u)_{u \rightarrow \infty} \rightarrow 1$, получим $C = (B_q^0)^2 + (B^*)^2$.

Отсюда следует, что выражение (10) будет иметь смысл, если $C \geq (B_q^0)^2$ $\Lambda \geq \frac{6}{5} (B_q^0)$, или

$$B_q^0 \leq \sqrt{5} B^*. \quad (12)$$

Для B_z - компоненты, которая имеет максимум на оси трубки, получаем ограничение в виде

$$B_z(u)_{u=0} = B_0 \leq \sqrt{6}B^* \quad (13)$$

Таким образом, для бессилового поля, погруженного во внешнее магнитное поле B^* , мы имеем жесткие ограничения в виде условий (12) и (13). Если выразить компоненты магнитного поля через константы B_0 и B^* , то в окончательном виде можно записать:

$$B_z = \pm \sqrt{B_0^2 - (B_0^2 - B_*^2) \left[th(u) + \frac{u}{ch^2(u)} \right]},$$

$$B_q = \pm \sqrt{(B_0^2 - B_*^2)} \left(\frac{r}{r_0} \right) \frac{1}{ch(u)},$$

$$j_q = \frac{c}{4p} \left(-\frac{\partial B_z}{\partial r} \right) = \frac{c}{2p} \frac{(B_0^2 - B_*^2)(1 - u \cdot th(u))}{r_0 ch^2(u)} \frac{1}{\sqrt{B_0^2 - (B_0^2 - B_*^2) \left[th(u) + \frac{u}{ch^2(u)} \right]}} \frac{r}{r_0},$$

$$j_z = \frac{c}{4p} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (r B_q) = \frac{c}{2p} \frac{\sqrt{B_0^2 - B_*^2}}{r_0} \frac{[1 - u \cdot th(u)]}{ch(u)}.$$

Вычисленные по этим формулам значения компонент магнитного поля и плотности токов представлены на рис.2 и рис.3.

На рис.4. представлен угол закрутки магнитного поля $b = \arctg\left(\frac{B_q}{B_z}\right)$.

Вычислим магнитную энергию, связанную с протекающими по магнитному облаку токами. Плотность магнитной энергии q равна:

$$q = \frac{B_z^2 + B_q^2}{8p} = \frac{B_0^2 - (B_0^2 - B_*^2) \cdot th(u)}{8p}.$$

Очевидно, что из этой плотности необходимо отнять фоновую. Тогда получим

$$q^* = q - \frac{B_*^2}{8p} = \frac{(B_0^2 - B_*^2) \cdot th(u)}{8p}.$$

Интегрируя по всему пространству, получим полную энергию

$$W = \int_0^{2p} dq \int_0^\infty q^* r \cdot dr = p \cdot r_0^2 \frac{(B_0^2 - B_*^2)}{8p} \ln 2.$$

Здесь W – есть магнитная энергия, приходящаяся на единицу длины плазменной трубки, B_0 - продольное магнитное поле на оси, B^* - фоновое продольное магнитное поле, r_0 - характерный масштаб.

Выводы

Несмотря на то, что основная часть магнитных облаков, наблюдаемых в межпланетном пространстве, по-видимому, связана с прохождением ударных волн, на наш взгляд, существуют условия, при которых могут наблюдаться бессиловые структуры без градиента давления. Анализ полученного решения теоретически указывает на такую возможность. Следует отметить, что решений, подобных приведенному выше, может быть сколь угодно много, и вопрос о реализации конкретного решения требует дальнейшего исследования. С другой стороны, само существование компактных бессиловых структур в межпланетной среде открывает новые возможности в изучении динамики солнечной короны.

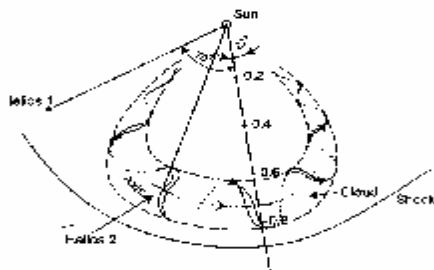


Рис. 1.

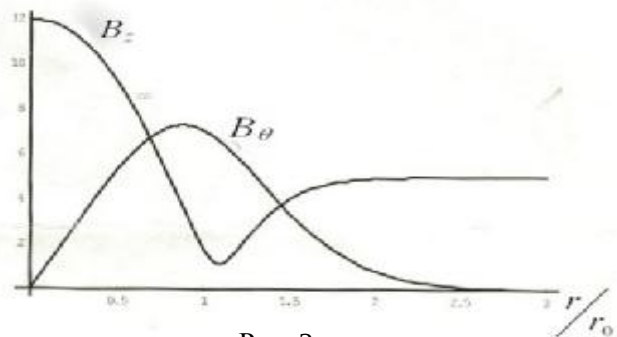


Рис. 2.

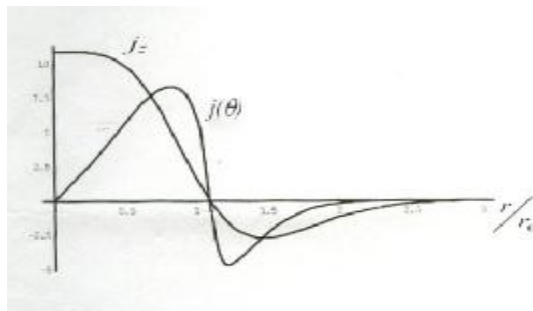


Рис. 3.

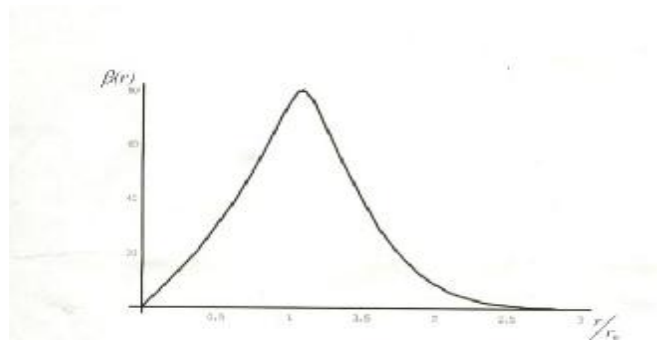


Рис. 4.

Список литературы

1. Burlaga L.F., Sittler E., Mariani F., Schwenn R. Magnetic loop behind an interplanetary shock: Voyager, Helios and IMP 8 observation // J. Geophys. Res., 1981.V.86.P. 6673 - 6684.
2. Bothmer V., Schwenn R.: The structure and origin of magnetic clouds in the solar wind // J. Geophys. Res., 1999, V.104.P. 1-24.
3. Kleim L. W. , Burlaga L. W. Interplanetary magnetic clouds at 1,AU // J. Geophys. Res. 1982. V.87. P. 613 - 624.
4. Burlaga L. F., Behannon K. W. Magnetic clouds: Voyager observations between 2 and 4 AU / Solar Wind. 1982. V.81. P. 181
5. Burlaga L. F. Magnetic clouds in Physics of the Inner Heliosphere. V. II. Ed. Schwenn R. and Marsch E. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, 1991. P. 1-22.
6. Zhang G. and Burlaga L. F. Magnetic clouds, geomagnetic disturbances and cosmic ray decreases // J. Geophys. Res. 1988. V.93.P. 2511-2518.
7. Wilson R. M. Geomagnetic response to magnetic clouds // Planet. Space Sci. 1987. V.35. P.329 - 335.
8. Tsurutani B. T., Gonzalez W. D., Tang F., Lee Y. T. Great magnetic storms // Geophys. Res. Lett., 1992.V.19. P.73-76.
9. Bothmer V., Die Struktur magnetischer Wolken in Sonnenwind-Zusammen Einfluss auf die Magnetosphäre der Erde. Ph.D Thesis, University Gottingen, 1993.
10. Bothmer V. and Schwenn R. The interplanetary and causes of major geomagnetic storms // J. Geomagn. Geoelectr. 1995. V.47. P. 1127 - 1132.
11. Захаров Л. Е., Шафранов В. Д. Равновесие плазмы с током в тороидальных системах // Вопросы теории плазмы. Вып. 11. – М.: 1982. С. 118-235.
12. Пикельнер С. Б. Основы космической электродинамики. Изд. второе. – М.: Наука, 1966.
13. Моффат Г. Возбуждение магнитного поля в проводящей среде. – М.: Мир, 1980.
14. Шлютер А. Бессилловые магнитные поля II. //Управляемые термоядерные реакции. Вып. 26. – М.: Атомиздат, 1960.
15. Вайнштейн С. И., Быков А. М., Топтыгин И. Н. Турбулентность, токовые слои и ударные волны в космической плазме. – М.: Наука, 1989.
16. Янке Е., Эмде Ф., Леш Ф. Специальные функции. Изд. второе. – М.: Наука, 1968.

Секция 2 «Геофизические поля и их взаимодействие»

ОТ ИССЛЕДОВАНИЙ ОТКЛИКОВ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ НА ОБРАЗЦАХ К СЕЙСМИЧЕСКИМ ПРОЯВЛЕНИЯМ ЭЛЕКТРОТРИГГЕРНЫХ ЭФФЕКТОВ

FROM THE STUDY OF ACOUSTIC EMISSION RESPONSES ON SPECIMENS TO SEISMIC MANIFESTATIONS OF ELECTROTRIGGER EFFECTS

*Л.М. Богомолов¹, Б.В. Боровский¹, В.А. Гаврилов², П.В. Ильичев¹,
А.С. Закупин¹, В.Н. Сычев¹, Н.А. Сычева¹*

¹*Научная Станция РАН, г. Бишкек*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

The effect of activation of acoustic emission from loaded rocks samples, due to pulsed electromagnetic field impacts has been revealed at several laboratories (UIPE RAS, UIHT RAS, RS RAS). The effect may be considered as a fundamental to explain the reason why seismicity is influenced by electromagnetic fields of natural (magnetic storms with abrupt beginning) and man-made (electromagnetic soundings with the use of geophysical MHD-generators) origin. For further analysis of electrostimulating effect scaling and its role in earthquakes occurrence the new data on interrelations between variations of electromagnetic fields and seismicity is to be helpful. This information has been obtained at Bishkek geodynamic test site (RS RAS) during trial active seismo-electromagnetic monitoring. Currently, the electric sounding generator (ESG) is used at RS RAS for deep electromagnetic soundings. There were regimes of ESG power on in 2000 -2005, for which the energy influx to the crust exceeded that for the case of MHD runs. The analysis of diurnal distributions of North Tien Shan seismicity recorded by KNET digital telemetric network has elicited a fact that electric impacts of ESG give rise to some increment of microseismicity in 5-10 days after power action (similarly to the effect of MHD generators). This is to facilitate nonuniform overstress relaxation in geological medium. An important evidence of correlation between electromagnetic variations and that of crust destruction on some meters scale of length (intermediate scale compared with typical laboratory and natural objects size) is the results obtained at IVS FEB RAS. The results involve the synchronization of diurnal changes in natural electromagnetic field and in intensity of geoacoustic emission measured in deep borehole by sensitive geophone.

Введение

В конце прошлого века обратили на себя внимание случаи триггерного влияния на слабую сейсмичность, связанные с нестационарными электромагнитными полями (ЭМ) естественной природы (магнитные бури с резким началом) и техногенными (возбуждаемыми при электрозондированиях земной коры с применением геофизических МГД генераторов). Результаты подобных наблюдений изложены, например в [4]. Электрочувствительность процесса деструкции геосреды, проявлением которой являются сейсмические либо акустоэмиссионные отклики на импульсные воздействия ЭМ полей (так называемые энерговоздействия) была подтверждена в многочисленных экспериментах на образцах горных пород [3, 9]. Наряду с продолжением исследований закономерностей и механизмов воздействия ЭМ поля на источники акустической эмиссии все большую актуальность приобретают вопросы масштабирования эффектов ЭВ, органически связанные с проблемой искусственной разрядки избыточных тектонических напряжений и снижения вероятности катастрофического землетрясения. После 80-х годов МГД-генераторы уже не применяются, и представляет интерес анализ других проявлений взаимосвязи сейсмичности и импульсов ЭМ поля. В настоящей работе с этой целью рассматриваются данные сейсмического и глубинного электромагнитного мониторинга, продолжающегося на Бишкекском геодинамическом полигоне (Северный Тянь-Шань) по

сей день. Применяемый в настоящее время обычный источник (электроразведочное генераторное устройство ЭРГУ-600) имеет меньшую мощность, чем МГД-генераторы, но, благодаря его способности подавать в первичный диполь серии одинаковых импульсов, энерговклад в геосреду выше по сравнению со случаем МГД. В некоторых экспериментальных режимах (основной предмет нашего исследования) он может достигать 10^8 Дж, т.е. порядка энергии слабого землетрясения. Электрическая энергия частично преобразуется в упругие волны, которые, как известно, могут оказывать триггерное влияние на микросейсмичность.

Важным аспектом для масштабирования эффектов ЭВ является меньшая величина напряженности электрического поля E , инициирующего отклики микросейсмичности, по сравнению с полем, стимулирующим активность акустической эмиссии (АЭ) образцов. Для первого случая, соответствующего оригинальной работе [8], напряженность E не превышает нескольких В/м. Для другого случая (лабораторный масштаб) “стимулирующее” E порядка 10^3 В/м, [9]. В недавней работе [2] намечен подход к объяснению этого обстоятельства, основанный на статистике подкритических элементов (зародышевых очагов), взаимодействующих с ЭМ полем. За счет роста числа таких элементов с увеличением объема среды электротриггерный эффект становится возможным при меньшей напряженности поля. В работе [2] продемонстрировано, что при особо благоприятных условиях наблюдения (использование высокочувствительных геофонов, снижение техногенных шумов при измерениях в глубокой скважине) на масштабах в первые десятки метров обнаруживается влияние еще более слабого естественного ЭМ поля Земли, что проявляется как синхронность вариаций уровня геоакустики и ЭМ поля. Этот результат, вместе с нижеизложенными материалами и предшествующими публикациями [1,5,6], может свидетельствовать о потенциале импульсных ЭМ полей различной природы для активного мониторинга неупругих процессов в геосреде.

Методика и результаты исследования

Для мониторинга кажущегося сопротивления геосреды, определяемого методом становления поля, на территории Бишкекского полигона каждый рабочий день проводится 7 сеансов электрозондирования – на стационарный первичный диполь длиной 4200 м подаются 150 периодических знакопеременных импульсов тока прямоугольной формы с амплитудой около 600А и периодом 10 с. В 2000 – 2005 г.г. периодически проводились дополнительные зондирования, при которых макетировалась однополярная форма импульсов МГД-генераторов. Для этого с помощью того же самого источника (установки ЭРГУ-600) в тот же диполь подавалось 200 однополярных импульсов длительностью 5, 10 или 20 сек. В день проведения дополнительных зондирований энерговклад увеличивался в 1,2- 1,6 раза (в зависимости от длительности импульсов), но во много раз возрастал электроперенос. Ниже рассматриваем такие зондирования как экспериментальные ЭВ. На первом этапе, в 2000 – 2002 г.г. с периодичностью раз в 35 дней было проведено сначала 18 сеансов ЭВ с 5 с импульсами, а затем 13 сеансов с 10 – секундными. Далее в 2003–2005 г.г. после еще 5 экспериментов с 10 с импульсами раз в 49 дней проведено еще 17 зондирований импульсами длиной 20 с. Таким образом, всего было проведено 53 экспериментальных зондирований.

Для анализа слабой сейсмичности использовался каталог землетрясений за 1994–2006 г.г, полученный по данным сети KNET (10 цифровых телеметрических станций, контролируемая ими территория показана ниже на рисунке с результатами). Диапазон представительных классов по этому каталогу $6.5 \leq K \leq 10.5$. Для выделения изменения режима сейсмичности, гипотетически связанного с ЭВ, на фоне естественных ее вариаций, использовалась методика когерентного суммирования землетрясений в пределах

временных окон шириной 35 суток, причем момент импульсного воздействия (ЭВ) приходился на середину окна. С этой целью все анализируемые периоды совмещались во времени, т.е. по каждому проводимому эксперименту из каталога проводилась выборка землетрясений, возникших в интервале $\{t_j-17, t_j+17\}$, где t_j - абсолютное время проведения j -го эксперимента ЭВ, выраженное в сутках ($j = 1, 2, 3, \dots$), их абсолютные времена T_i заменялись на времена $t_i = T_i - t_j$, пересчитанные относительно момента соответствующего дня эксперимента ЭВ. Землетрясения с $t_i < 0$ (возникшие до ЭВ) использовались для оценки естественного уровня сейсмичности непосредственно перед электромагнитным воздействием, а с $t_i > 0$ – для оценки наличия влияния ЭВ на сейсмичность. Всего в 2000–2005 г.г. на территории, контролируемой сетью KNET, произошло порядка 2000 сейсмических событий. В условиях, когда один из инициаторов – электроимпульсы ЭРГУ – включается более или менее периодически, а другие – удаленные землетрясения, взрывы в карьерах, ионосферные возмущения происходят нерегулярно, эта методика может быть эффективной. Подход к анализу сейсмичности, описанный выше, применялся не только для периода проведения эксперимента с ЭВ (2000 – 2005 г.г.), но и для периода перед экспериментом с целью сравнения хода сейсмичности в 35 дневных окнах с ЭВ и без него. Для этого была выбрана сейсмичность за 1998 – 1999 г.г. Такой выбор обусловлен тем, что, только начиная с июня 1998 года, сеть работает в режиме реального времени с минимальными потерями данных (качество работы сети достигает 99%). При анализе сейсмичности в 1998 – 1999 г.г. выбранный период разбивался на случайные 35-ти дневные окна, распределенные равномерно по всему интервалу.

Анализ данных методом когерентного суммирования проводился как за весь период эксперимента, так и отдельно для 18 первых ЭВ (1-18 окно), 18 вторых (19-35 окно) и 17 последних (37-53 окно). Период с днем ЭВ №36 исключен из анализа, так как вскоре после этого дня года произошло Луговское землетрясение, 22.05.2003, $K=14,6$, которое повлекло за собой афтершоки на значительной части рассматриваемой территории (что может исказить статистику откликов).

Для проверки гипотезы изменения характера сейсмичности до и после ЭВ использован критерий согласия Пирсона, устанавливающий на определенном уровне значимости согласие или несогласие гипотезы с данными наблюдений. Суть критерия Пирсона состоит в вычислении параметра χ^2 по формуле:

$$\chi^2 = (N_i - n_i)^2 / n_i, \quad (1)$$

где n_i – количество событий в исследуемом интервале при равномерном их распределении, а N_i – истинное количество событий. Малость (1) свидетельствует о достоверности гипотезы на выбранном уровне значимости. Критерий Пирсона использовался как при отображении сейсмичности в отдельных окнах, так и для результатов когерентного суммирования. При этом контролировалась устойчивость результата к изменениям выборки событий. Как и при применении метода Монте-Карло считалось, что результат, полученный по генеральной совокупности (всему каталогу), достоверный, если он подтвержден по различным выборкам. Формирование выборок сейсмических событий в узком энергетическом диапазоне и их исследование позволило не только подтвердить наличие отклика в сейсмичности после ЭВ, но определить класс сейсмических событий, наиболее чувствительных к ним.

Перед обработкой данных методом совмещения периодов строились графики сейсмичности до и после ЭВ в отдельных 35-дневных окнах, рассматривались всплески, превышающие одно, два, и три СКО. Визуально было определено, что чаще встречаются случаи, когда общее число событий после дня ЭВ превышает количество событий до него.

На рис. 1 приведено несколько таких характерных графиков. На графиках заметно различие между вызванным откликом и спонтанным всплеском, превышающим СКО.

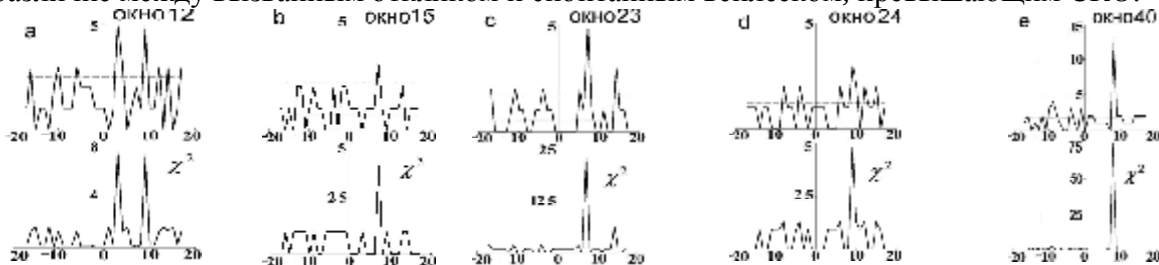


Рис.1. Распределения суточного количества событий в 35-дневных окнах (примеры явных откликов на ЭВ), обозначения а-с – в тексте. ----- СКО, найденное по первым 17 суткам до ЭВ.

На первом этапе эксперимента (пятисекундные зондирующие импульсы, окна 1-18), вариации сейсмичности нельзя рассматривать ни как однозначное подтверждение, ни как опровержение влияния ЭВ на сейсмичность (рис.1а и 1b). Вероятно, амплитуда и длительность таких импульсов соответствует пороговым значениям энерговклада для эффекта активации сейсмичности. На следующем этапе (окна 19-35), при удвоенном энерговкладе и возросшей глубине проникновения тока за счет увеличения длительности электроимпульсов до десяти секунд, триггерный эффект в режиме сейсмичности проявился достаточно отчетливо. На рис. 1с и рис.1d приведены примеры наличия этого эффекта в некоторых окнах второго этапа эксперимента. На последнем этапе эксперимента, когда длительность импульса ЭВ увеличилась с 10 до 20 с (37-53 окно) проявление триггерного эффекта стало уже существенным (рис. 1е). Отмечено, что в нескольких окнах зарегистрированы настолько отчетливые всплески сейсмической активности, коррелирующие с ЭВ (примеры приведены на рис. 1), что даже без остальной статистики они могли бы привлечь внимание к дальнейшему анализу (и объяснению) механизмов влияния электромагнитных импульсов. Следует отметить, что отчетливое проявление всплеска сейсмичности после ЭВ проявилось в тех окнах, когда в день ЭВ энерговклад был максимальным, причем именно эти окна дали основной вклад в изменения кумулятивных распределений рассматриваемых ниже.

Исследование распределения количества землетрясений в каждом отдельном 35-дневном окне $\{t_j-17, t_j+17\}$, где $t_j, j=1,2,3...53$ - время очередного энерговоздействия, показало, что отклик среды на ЭВ носит неоднозначный характер. Несмотря на то, что в большинстве окон после ЭВ проявляется повышение сейсмичности, также имеются окна, в которых число событий уменьшается, или же вообще после ЭВ они отсутствуют. Для определения усредненного эффекта ЭВ все окна $\{t_j-17, t_j+17\}$ были совмещены и построены кумулятивные распределения среднесуточного количества сейсмических событий до и после ЭВ (рис.2). При построении зависимостей обрабатывались как отдельные этапы эксперимента, так и отдельные выборки сейсмических событий, сформированные по энергетическому классу К. Наличие эффекта ЭВ оценивалось визуально по графику каждой зависимости и проверялось при помощи критерия Пирсона. В целом, кумулятивные распределения на рис. 2 свидетельствуют о приросте слабой сейсмичности через 4-9 дней после ЭВ.

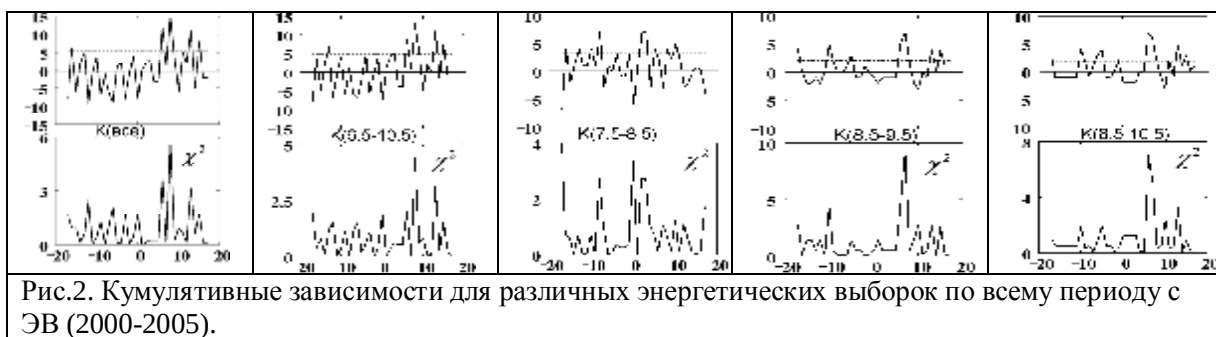


Рис.2. Кумулятивные зависимости для различных энергетических выборок по всему периоду с ЭВ (2000-2005).

Также рассматривались выборки, где исключены окна, приходящиеся на период частых гроз (май-сентябрь). Токи в грозовых разрядах достигают десятка кА, т.е. намного выше, чем генерируемые ЭРГУ импульсы в диполе. Априорно можно было бы предполагать, что именно грозы оказывают триггерное влияние на слабую сейсмичность в летние месяцы, и лишь “благоприятное” совпадение фаз с некоторыми окнами $\{t_j-17, t_j+17\}$ создает впечатление о корреляциях сейсмической активности с электроразрядами. Однако оказалось (рис. 3), что и после исключения грозовых месяцев эффект остается, причем различие хода графиков в полуокнах до и после дня ЭВ не становится менее контрастным. Т.е. сомнение относительно того, не наблюдается ли “замаскированный” вклад грозовых разрядов вместо зондирования было устранено.

Для сравнительной проверки такие же кумулятивные зависимости были построены и для периода 1998-1999 г.г., предшествующего экспериментальным ЭВ (рис 4). По графикам на рис.4 видно, что кумулятивные распределения сейсмичности имеют другой характер: превышения среднего уровня сейсмичности чуть выше одного СКО, причем прирост “хи-квадрат” из (1) происходит либо до фиктивного ЭВ, либо после него, но в заведомо иные дни, чем в случае рис.2, т.е. при реальных ЭВ.

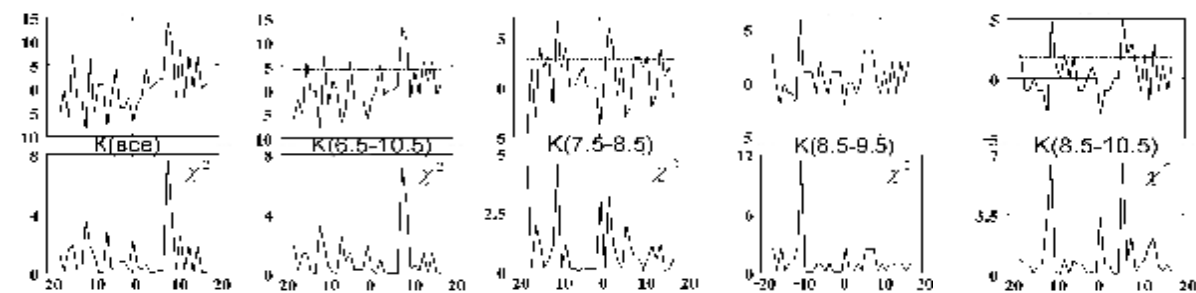


Рис.3. То же, что на рис.2, но с исключенными окнами, попадающими на летний период максимума гроз 15.05- 15.09

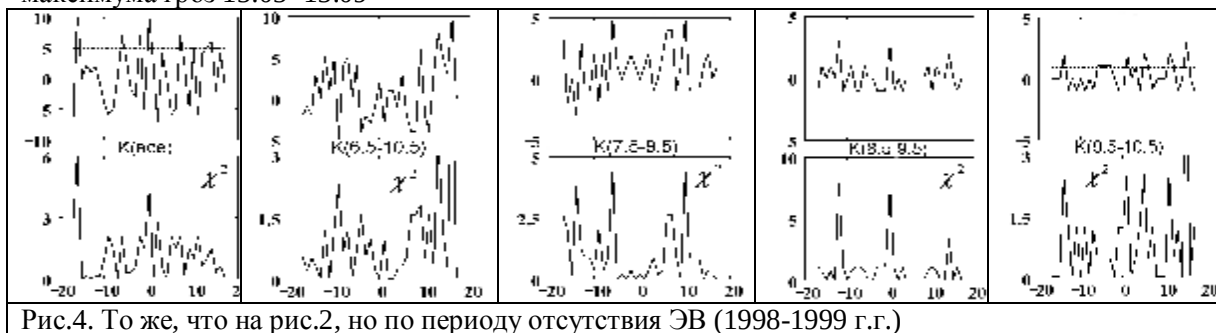


Рис.4. То же, что на рис.2, но по периоду отсутствия ЭВ (1998-1999 г.г.)

Результаты проведенного анализа сведены в табл. 1, где по каждому этапу эксперимента отмечено наличие (номер дня повышения уровня сейсмичности) или отсутствие эффекта после дня ЭВ. Также представлены результаты анализа по критерию

Пирсона: “+” означает увеличение величины «хи-квадрат» после ЭВ, “-” – отсутствие прироста этой величины. Согласно таблице на первом этапе (1-18 окно) эффект проявился только для отдельных выборок с узким значением энергетической характеристики: 8.5-9.5 и 8.5 – 10.5, что подтверждено и по критерию Пирсона. По первым двум этапам (1-35 окно) эффект стал более отчетливым на всех выборках, однако критерий Пирсона дал положительное значение только для выборок, указанных в предыдущем этапе. По сумме всех трех этапов (1-53 окно) проявление эффекта положительно как по кумулятивным распределениям, так и по критерию Пирсона.

Таблица 1. День прироста сейсмической активности после дня ЭВ на разных этапах эксперимента и наличие подтверждения по критерию Пирсона триггерного эффекта ЭВ.

Окна	1-18		1-35		1-53		19-35		37-53	
Класс (K)	Nd	χ^2	Nd	χ^2	Nd	χ^2	Nd	χ^2	Nd	χ^2
Весь каталог	-	-	7	-	2,7	+	5	+	8	+
6,5-10,5	-	-	7	-	2,7	+	5	+	8	+
7,5-8,5	3	-	3	-	3	+	5	-	8	+
8,5-9,5	7	+	7	+	7	+	5	-	6	+
8,5-10,5	7	+	7	+	7	+	5	-	6,8	+

Анализ отдельных этапов эксперимента (с разной длительностью импульсов) выявил следующие особенности (см. табл.1): – на первом этапе (импульсы длиной 5 с) эффект проявляется для событий более высоких классов; – далее при увеличении длительности импульса до 10 с эффект стал проявляться для самых слабых событий (6.5 - 7.5 класс) и отсутствовал для событий с более высокими классами K; на заключительном этапе (длина импульсов 20 с) эффект замечен на всех анализируемых выборках с разными классами и подтвержден критерием Пирсона. Таким образом, максимальный вклад в суммарный эффект внесен ЭВ на последнем этапе. Согласно критерию Пирсона эффект активации после ЭВ однозначно проявился при различных длительностях импульса только для выборки событий $8.5 \leq K \leq 9.5$.

Обращает на себя внимание задержка по времени, с которой происходит активация после дня ЭВ (можно также говорить о последствии импульсов ЭМ поля, хотя в лабораторных экспериментах последствие понималось несколько иначе – медленный спад активности после вызванного всплеска). Из табл. 1 видно, что времена задержки эффекта различны и составляют от 2 до 8 дней после ЭВ. Различия скорее всего зависят как от выборки классов, так и от длительности импульса ЭВ: при 5 с эффект проявляется на 7 день, при 10 с на 5 день и при 20 секундах на 8 день после ЭВ. Активация на 7-8 день после ЭВ наблюдается в 14 проанализированных выборках из 25, т.е. задержку в 7-8 суток после ЭВ с вышеуказанными параметрами можно считать типовой, наиболее частой. Если говорить о классе событий, наиболее чувствительных к ЭВ, то нельзя однозначно выделить какой-либо класс. Контрастность эффекта может зависеть от длительности импульса ЭВ, т.е. от энергии вкладываемой в среду (согласно сведениям из табл. 1), а также и от состояния самой среды. Тем не менее, по собранным данным можно говорить о диапазоне событий 8.5-9.5 класса как о наиболее универсальном показателе, откликающемся на воздействия внешнего ЭМ поля.

Помимо кумулятивных суточных распределений сейсмичности по 35 дневным интервалам рассматривалось также накопление количества событий в дни недели. Идея заключалась в том, что за редким исключением экспериментальные ЭВ проводились по средам; а в нерабочие дни не было ни однополярных, ни двуполярных зондирований. При этом, из-за модуляции суммарного энерговклада в среду и отмеченной выше типичной длительности задержки 7-8 суток (как раз около недели), можно ожидать неравномерное

распределение числа событий по дням недели. Как показано на рис 5, неравномерность действительно имеет место, причем в обоих показанных случаях (до и в течение эксперимента) минимальное накопление событий попадает на нерабочие дни. Однако в 1998 – 1999 г.г. максимум кумулятивного распределения приходился на среды, а для четвергов – локальный минимум, а в 2000-2005 наоборот – максимум на четверги и минимум на среды. Неоднородность распределения сама по себе здесь не рассматривается, в принципе она объяснима с позиций синхронизации ритмов различных процессов в нелинейных средах (при столь общем подходе остается непонятной деталь - локальный минимум на 4-й день). Принципиальное значение имеет изменение распределений событий по дням недели с началом ЭВ. С разбросом времен задержки активации после ЭВ можно связать как смещение максимум на четверг (согласуется с 8- дневной задержкой), так и исчезновение воскресного минимума (4- дневная задержка также весьма распространена). Таким образом, распределения сейсмичности по дням недели могут быть еще одним свидетельством триггерного эффекта зондирующих импульсов ЭМ поля.

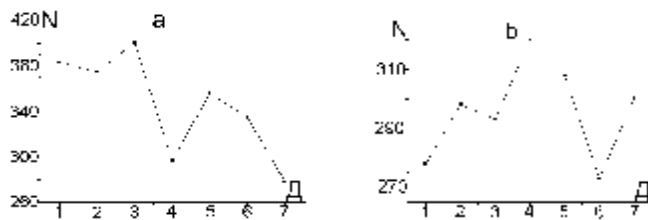
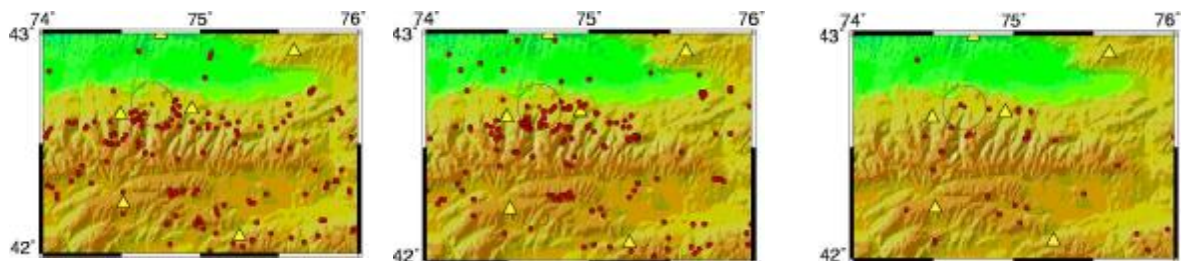


Рис.5. Распределение сейсмичности по дням недели (Д) до эксперимента (а) и в период экспериментальных ЭВ (b), день 1- понедельник, ... 7 - воскресенье.

Перейдем к обсуждению распределений слабой сейсмичности по площади и их вариаций. Этот вопрос исследовался в работе [9] для периода зондирований с использованием МГД – генераторов. Было показано, что наибольший вклад в прирост сейсмичности после ЭВ дают “активные” зоны, где и до воздействий уровень сейсмичности был наиболее высоким по региону. Такие зоны часто удалены от источника ЭВ. Аналогичные результаты о кластеризации в распределении откликов сейсмичности на ЭВ были получены в работе [6] по материалам первых двух этапов эксперимента с ЭРГУ. Однако в предыдущих работах [6, 9] не приведены результаты для ближней зоны вокруг диполя. Накопление данных за весь период 2000 – 2005 г.г. позволило осветить этот вопрос, интрига вокруг которого связана с концепцией близкодействия (странным было бы отсутствие всякого эффекта непосредственно вблизи источника, несмотря на его влияние на более удаленные области). На рис 6а,б представлены площадные распределения событий, произошедших в интервале ± 10 дней от дня ЭВ, с эпицентрами, попадающими в круг радиусом примерно 15 км с центром по месту расположения одного из полюсов питающего диполя. Стоит подчеркнуть факт отсутствия накопленных событий непосредственно вблизи источника импульсов в период перед ЭВ. Картина меняется для временного интервала после ЭВ (рис. 6b)– в центральной части круга лежит множество эпицентров событий, что (подобно кумулятивным графикам на рис. 2) свидетельствует о повышении сейсмической активности в этой ближней зоне.



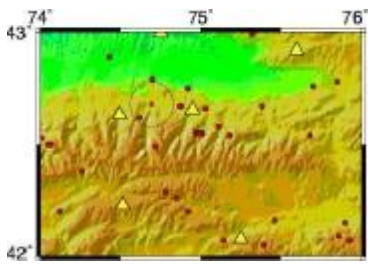


Рис.6. Распределение событий вблизи питающего диполя, накопленных в интервалы: а – перед ЭВ в период 2000-2005 г.г., b – после ЭВ в этот период, с – перед фиктивными ЭВ в период 1998-1999 г.г., d – после них. Звездочка – расположение диполя, диаметр окружность вокруг диполя ~ 30 км, треугольники – станции сети KNET, красные кружки – эпицентры сейсмических событий.

Чтобы проверить, не возникло ли такое перераспределение случайно, были построены аналогичные распределения за период 1998-1999 г.г. В выбранном интервале случайным образом генерировались даты “фиктивных” ЭВ, а затем, используя вышеизложенную методику, в полученных окнах строилось распределение сейсмичности. Результаты расчетов приведены на рис. 6с,d. Как видно из рисунка различие в числе событий до “условного” ЭВ (6 с) и после него (6 d) не столь существенно, как между случаями 6 а и 6 b.

Важно отметить, что различие в контрастности проявлений эффекта ЭВ в ближней зоне и активных кластерах на удалении от диполя, может определяться особенностями напряженно-деформированного состояния геосреды. Информация об условиях деформационного режима, на который накладываются возмущения (импульсы ЭМ поля) содержится в значениях параметра Лоде-Надаи, которые можно оценить по данным о фокальных механизмах и сейсмотектонической деформации (СТД) земной коры на исследуемой территории. Воспользуемся результатами проведенных в [7] статистических расчетов СТД по данным о ~ 700 фокальных механизмах землетрясений слабой и умеренной силы. Полученный в этой работе результат о распределении коэффициента Лоде-Надаи по территории Бишкекского геодинамического полигона приведен на рис.7.

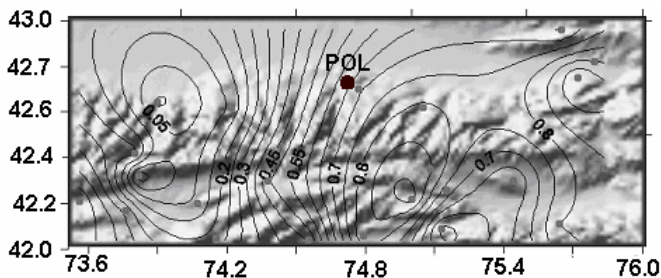


Рис.7. Распределение коэффициента Лоде-Надаи по площади Бишкекского геодинамического полигона. POL – позиция диполя

Показано, что наибольшая по площади часть исследуемой территории характеризуется деформацией сжатия ($\mu_m > 0.2$), и только небольшой район Суусамырской впадины находится в условиях сдвига ($-0.2 < \mu_m < 0.2$). Однако именно этот район является одной из активных сейсмогенерирующих зон, вклад которых определил прирост числа событий после ЭВ на кумулятивных графиках. В зоне расположения диполя коэффициент Лоде-Надаи имеет значение 0.6-0.7, что соответствует режиму сжатия.

Заключение

Основным итогом работы является демонстрация существования корреляций изменений слабой сейсмичности северного Тянь- Шаня в сейсмически спокойный период с воздействием зондирующих электроимпульсов. Это, с одной стороны, подтверждает возможность масштабирования триггерных эффектов ЭМ поля с лабораторного размера на натурный, а с другой стороны позволяет рассматривать вариации микросейсмичности после ЭВ как материалы “активного” мониторинга. Одновременно подтверждена

резонность дальнейшего исследования круга вопросов об управляемой релаксации тектонических напряжений.

Настоящее исследование осуществлено частично благодаря гранту № 07-05-00687а Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) и проекту по Программе № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН «Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно – вычислительной среды на основе технологий GRID».

Список литературы

1. Богомолов Л.М., Авагимов А.А., Сычев В.Н., Сычева Н.А. и др. О проявлениях электротриггерной сейсмичности на Бишкекском полигоне (на пути к активному сейсмоэлектрическому мониторингу) // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Ред. С.В. Гольдин. – Новосибирск : СО РАН. 2005. С. 112-116.
2. Гаврилов В.А., Морозова Ю.В., Сторчеус А.В. Вариации геоакустической эмиссии в глубокой скважине Г-1 (Камчатка) и их связь с сейсмической активностью// Вулканология и сейсмология. 2006. № 1. С 55-67.
3. Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М., Боровский Б.В. и др. Взаимосвязь электрической поляризации и акустической эмиссии образцов геоматериалов в условиях одноосного сжатия // Вулканология и сейсмология. 2006. №1. С 22-33.
4. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука. 2003. 270 с.
5. Сычева Н.А., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Сычев В.Н. и др. О корреляциях локальной сейсмичности с зондирующими электроимпульсами на Бишкекском геодинамическом полигоне // Проблемы сейсмологии III-го тысячелетия. – Новосибирск : Изд-во СО РАН. 2003. С. 244-249.
6. Сычева Н.А., Авагимов А.А., Богомолов Л.М., Зейгарник В.А. и др. Корреляционный анализ данных KNET в связи с электроимпульсным воздействием // Геодинамика и геозоологические проблемы высокогорных регионов. Отв. ред. Гольдин С.В. и Леонов Ю.Г. – Москва-Бишкек. 2003. С. 254-275.
7. Сычева Н.А., Юнга С.Л., Богомолов Л.М., Мухамадиева. В.А. Сейсмотектонические деформации земной коры Северного Тянь-Шаня (по данным определений механизмов очагов землетрясений на базе цифровой сейсмической сети KNET) // Физика Земли. 2005. № 11. С. 62-78.
8. Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В., Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Воздействие мощных электромагнитных импульсов на сейсмичность Средней Азии и Казахстана// Вулканология и сейсмология. 1999. № 4-5. С.152-160.
9. Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Zakupin A.S., et.al. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic- electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V.47. N 1. P.65-72.
10. Tarasov N.T., Tarasova N.V. Spatio-temporal structure of seismicity of the North Tien Shan and its change under effect of high energy electromagnetic pulses // Annals of Geophysics. 2004. V.47. N 1. P.199-212.

**ОСОБЕННОСТИ СПЕКТРОВ И ПАРАМЕТРОВ ПОТОКА
АКУСТОЭМИССИОННЫХ СИГНАЛОВ ПРИ ВОЗДЕЙСТВИИ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА НАГРУЖЕННЫЕ ОБРАЗЦЫ**

**PECULIAR FEATURES OF SPECTRA AND PARAMETERS OF FLOW OF ACOUSTIC
EMISSION SIGNALS UNDER THE EFFECT OF ELECTROMAGNETIC FIELD OVER
LOADED SPECIMENS**

*А.С. Закупин, Л.М. Богомолов, В.В. Бобровский, Г.С. Закупина, П.В. Ильичев,
В.А. Мубассарова, Д.П. Мясников*

Научная Станция РАН в г. Бишкеке

Previous works on the effect of physical fields over terrestrial materials fracture allowed to derive on the base of data on responses of acoustic emission (AE) activity that vibrations and electromagnetic impacts are able to stimulate microcracking. It has been noted repeatedly that AE activity is the most informative parameter; and one can draw the analogy between variations of AE activity and that of weak seismicity. Principal results on induced responses of AE have been reviewed in the work. Meanwhile, the information on changes in AE signals spectra and in such parameters as mean amplitude, duration and energy of the AEs during triggering effect caused by external physical field is of importance to understand mechanisms of weak factor influence. This is another task of given work. Temporal dependencies of AE signals recorded by used measuring system are proportional to the pressure oscillation in elastic waves excited by microcrack, the source of AEs. It has been revealed at some cases of loaded specimen tests by additional actions that the changes in mean energy and duration of AE signals start before increment of AE activity. The comparison of spontaneous fluctuations (AE bursts on loads 0,5 – 0,9 from fracturing) with the responses of AE to external actions has been performed. It has been demonstrated that the spectral maximum of AE signals is shifted towards lower frequencies while stimulated activation

Введение

Влияние электроимпульсов на деформацию и акустическую эмиссию нагруженных образцов горных пород, имитирующих геологическую среду, исследовалось в ряде работ [1, 9, 10]. В этих и других подобных работах (обзор в [8]) выявлен эффект изменения активности АЭ под влиянием внешних электромагнитных полей и вибраций. Активность АЭ оказалась весьма информативным параметром, отражающим как сам процесс трещинообразования в нагруженной среде, так и вариации его скорости под влиянием внешних полей. В то же время очевидно удобство расчета и визуализации этого параметра при обработке большого объема акустоэмиссионных данных. Возможно, в связи с этим меньшее внимание было уделено другим параметрам, характеризующим структуру сигналов АЭ, сопровождающих инициированный отклик. Некоторые результаты исследований спектральных характеристик сигналов АЭ изложены в работе [10], посвященной моделированию триггерных эффектов при проскальзывании блоков на разломах земной коры (stick-slip). Показано, что в слоистых бетонных образцах для событий АЭ, произошедших после слабого вибровоздействия (с задержкой, превышающей время пробега акустической волны по образцу), большая доля спектральной мощности сконцентрирована в области высоких частот (до 100кГц). В отличие от этого для событий, вызванных непосредственно ударом или механической нагрузкой, спектральная плотность лежит ниже 10кГц. Также отмечено уменьшение значений коэффициента трения в момент подвижки, сопровождающейся инициированием АЭ. Аналогичные вопросы в случае электромагнитного воздействия на нагруженные образцы ранее не рассматривались. В докладе сделана попытка восполнить этот пробел, для чего представляются результаты последней серии экспериментов по испытанию на ползучесть образцов геоматериалов в

присутствии электромагнитных импульсов, а также результаты дополнительной обработки наших предыдущих данных [3].

Вопрос о спектральных проявлениях эффекта электрочувствительности АЭ связан с общим вопросом о пространственно-временных пределах, в которых выполняется принцип самоподобия геосреды [2]. Поясним это обстоятельство. В идеализированной модели полностью самоподобной среды времена всех развивающихся в ней процессов (и, как следствие, характерные частоты) являются функцией длины $\sim l^\alpha$, т.е. размера задачи. На заданном масштабе распределения числа дефектов по их размерам и частотам возникновения также являются устойчивыми функциями, не чувствительными к внешним факторам. Это дает основания для гипотезы об инвариантности к внешним возмущениям спектральных распределений сигналов АЭ, а также параметров потока событий: средней амплитуды, энергии и длительности. Другими словами, идеализированная модель геосреды с полным самоподобием подразумевает, что при наблюдаемых вариациях активности АЭ происходит синхронное, “самосогласованное” изменение скоростей накопления структурных дефектов различных размеров, источников сигналов АЭ с соответствующими параметрами. Простейшим проявлением этого может быть закономерность распределения числа событий АЭ по энергиям, аналогичная известному в сейсмологии графику повторяемости землетрясений.

В оригинальных работах [5-7], положивших начало направлению “разрядки избыточных напряжений в геосреде для снижения вероятности сильного землетрясения”, обращено внимание на наличие сейсмических вариаций другого рода, инициированных вибрациями. Для них характерно противофазное изменение активности сильных и слабых событий, в результате чего может существенно увеличиться доля энергии высвобождаемой в малоамплитудных событиях. При моделировании эффектов физических полей в экспериментах на образцах естественно ожидать, что изменение спектров АЭ обнаружится, прежде всего, в подобных изменениях режима АЭ (откликах активности на энерговоздействия, ЭВ). Заметим, что и при самосогласованной реакции геосреды на энерговоздействия сохраняется определенная возможность управления процессом деструкции среды и выделения сейсмической энергии, но сценарий усложняется и не может быть сведен к “энергетическому размену сильных событий на большее число слабых”, [5]. В этом случае желательный эффект может реализоваться за счет изменения соотношения между притоком энергии в выделенный объем геосреды вследствие тектонических сил и ее диссипацией, которая, предположительно, может быть ускорена импульсными физическими полями (как естественной природы, так и техногенными). Задачей данной работы является также развитие методики обработки данных АЭ для последующего моделирования в экспериментах на образцах альтернативных сценариев воздействий физических полей.

Результаты

Для анализа использованы результаты проведенных в ИС РАН экспериментов по нагружению образцов геоматериалов с дополнительным воздействием физических полей. Образцы гранитов, гранодиоритов, габбро, и т.д. испытывались на ползучесть при постоянном сжатии при помощи пружинной реологической установки УДИ с максимальным усилием сжатия 100 тонн. Дополнительные воздействия физических полей осуществлялись во время измерительных сеансов при постоянном уровне сжимающей нагрузки. Для вибровоздействия использовался прикрепленный к боковой поверхности образца малогабаритный вибратор мембранного типа (буззер) и подключенный к генератору синусоидального напряжения ГЗ-33. Воздействие электрическими импульсами проводилось при помощи генератора прямоугольных импульсов Г5-54, нагруженного на

графитовые электроды, контактирующие с боковой поверхностью образца. Сигналы АЭ регистрировались пьезодатчиками в частотном диапазоне от 80 кГц до 3 МГц. Аппаратура работала в ждущем режиме, запуск осуществлялся по превышению сигнала на выходе измерительного канала АЭ заданного порогового значения. Сигналы оцифровывались быстродействующими АЦП, работающими в стандарте КАМАК, и записывались на жесткий диск персонального компьютера в автоматическом режиме. Более подробное описание постановки эксперимента и методики широкополосных измерений АЭ приведено в [3, 9].

Выше отмечалось, что воздействие внешнего электромагнитного поля на нагруженные гетерогенные среды (образцы геоматериалов) инициирует прирост числа сигналов АЭ, свидетельствующем о возбуждении дополнительных источников – микротрещин. В качестве исходных данных для анализа спектров сигналов АЭ и распределений АЭ по амплитуде и длительности огибающей (несущих детальную информацию об этих дефектах) принимались временные зависимости, “осциллограммы” АЭ, которые зарегистрированы в сеансах с подачей электромагнитных импульсов. Для исследования вопроса о пределах самоподобия в процессе деструкции в образцах нагруженных геоматериалов при дополнительном воздействии на них электромагнитных полей проводился расчет по данным об активации АЭ образцов различных горных пород (гранодиорит, габбро, гранит [3, 4]).

Для потока акустоэмиссионных сигналов определялись амплитуды и длительности одиночных сигналов. После этого проводилась сортировка слабых и сильных событий с помощью программы амплитудной дискриминации, причем порог выбирался с учетом особенностей эксперимента (общего количества событий, реального значения порога дискриминатора в автоматике эксперимента и т.п.) В результате получались временные распределения сигналов АЭ в определенных полосах, по которым вновь строились графики активности относительно слабых и сильных событий. Полученные зависимости активностей АЭ с сепарацией по амплитудам выявили особенности откликов на внешние воздействия, неразличимые на ранее анализированных суммарных графиках активности. Эти новые черты в откликах АЭ оказались общими для всех исследованных материалов. В качестве примера на рис.1 приведен график активности АЭ образца гранодиорита в одном из сеансов с воздействием ЭМ поля. Основные результаты этого эксперимента изложены в [4]. Подача импульсов генератора Г5-54 происходила в течение часа, на графике этот период отмечен черной полосой. На верхнем графике на рис.1 показана кривая активности АЭ, которая построена по общему потоку сигналов АЭ. На втором же графике показаны две зависимости: синяя линия демонстрирует активность сильных сигналов, а красная – слабых сигналов. При минимальной амплитуде сигнала, приведенной ко входу измерительного канала, 0,02 мВ для слабых сигналов порог дискриминатора был установлен в пять раз больше этого значения (0,1мВ). При расчете событие относилось **к сильным**, если его амплитуда превышала порог 0,1 мВ. При указанном выборе порога количество событий в полосе слабых и сильных соизмеримо, и усредненные активности не должны отличаться друг от друга активности слабых более чем на 50%.

Как видно на графиках в области (а) почти сразу же после включения Г5-54 увеличивается активность слабых событий и несколько снижается уровень активности сильных. Отметим, что отклик АЭ, проявившийся в общей активности, наступает позже. Рост активности слабых событий начинается через 50 секунд и дисбаланс по отношению к сильным событиям сохраняется практически всё время задержки активации (1400с). Затем происходит одновременный рост активности всех событий, однако область (б), в которой происходит максимальный прирост активности, также характеризуется приростом активности слабых событий и уменьшением сильных, причём это явление в этом

временном интервале не более выражено, чем в (а). Результаты анализа амплитудных распределений, в целом, показывают, что закон повторяемости соблюдается, при этом при воздействии электромагнитного поля имеются и отклонения. Отметим, что это первые результаты и, безусловно, они требуют статистического подтверждения. Результаты анализа параметров сигналов АЭ, сопровождающих отклик на внешнее воздействие показывают на тенденции в структурных изменениях, сопровождающих отклик АЭ. Структура сигналов меняется, что, безусловно, имеет непосредственное отношение к их генезису, и в этом аспекте спектральный анализ их состава может дать дополнительную информацию об их происхождении.

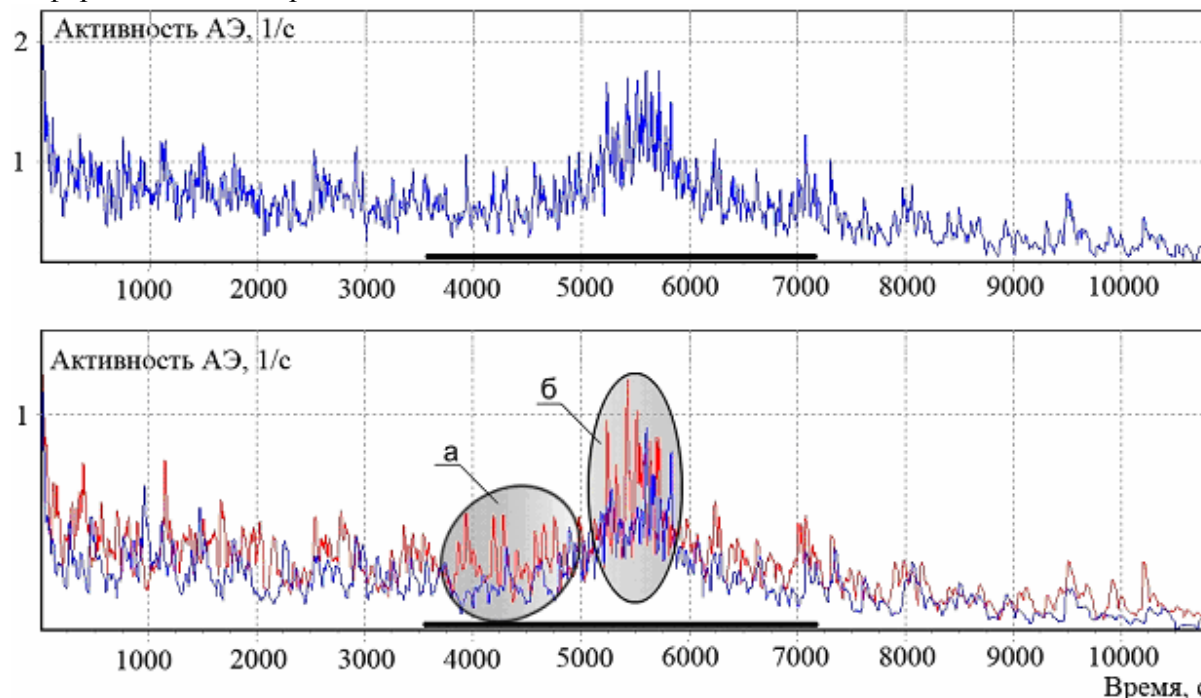


Рис.1. Активность АЭ образца гранодиорита (первый график), активность АЭ того же образца для слабых – красная линия, и сильных событий – синяя линия (второй график). Сжимающее усилие - 91% от разрушающей нагрузки.

Для расчетов были использованы материалы эксперимента (рис.2), удовлетворяющие следующим условиям: записи волновых форм (“осциллограмм”) подходят для проведения спектрального анализа; в одной из измерительных сессий ($k > 0,7$) перед откликом АЭ отмечена спонтанная активация АЭ (за полчаса или более). Анализ проводился по данным эксперимента с образцом габбро. В этом эксперименте в качестве источника ЭВ применялся конденсаторный разрядник. В сессии выделяются следующие промежутки: а) спонтанный всплеск АЭ; б) фоновый уровень АЭ перед началом ЭВ; в) период задержки инициированного всплеска АЭ; г) период максимального прироста АЭ после ЭВ.

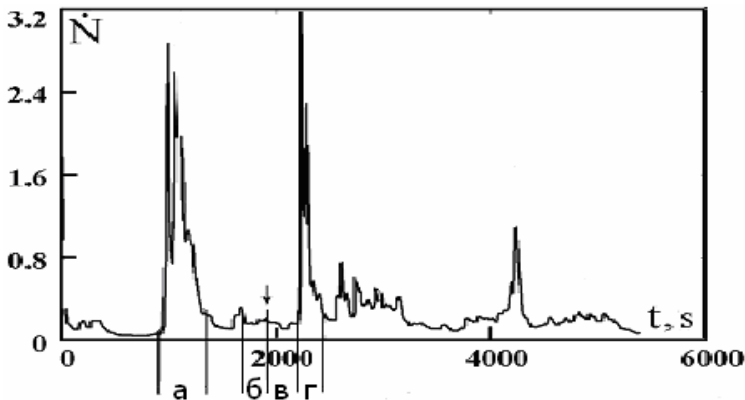


Рис.2. График активности АЭ образца габбро.

В каждом промежутке из потока АЭ производилась выборка событий амплитудой от 90 до 120 мкВ (события средней и большой амплитуды). Затем для каждого сигнала проводилось построение амплитудного спектра методом быстрого преобразования Фурье. После обработки результатов фильтром Хемминга строились графики спектральной плотности.

Получены следующие результаты. Спектры большинства событий АЭ (99%), зарегистрированных в ходе спонтанной активизации АЭ, имеют схожие распределения, соответствующие формам, показанным на графике 3 а. По рисунку видно, что тональной частотой, на которой отмечен спектральный максимум, является частота 300кГц (проверено, что полудлина волны не соответствует размерам образца). На частотах в диапазоне 150-450 кГц, также отмечены несколько максимумов, однако они много меньше основного. Интересно, что ситуация совершенно аналогична для спектров сигналов АЭ в течение периода б), где, как показано на рис 2 видна фоновая активность перед ЭВ, но уже после затухания спонтанного всплеска. Пример спектра АЭ в этот период приведен на рис.3 б. В период задержки (уже при наличии ЭВ) те же 5-10% имеют несколько максимумов на низших частотах (пример на рис.3 в). Спектральные максимумы для этого типа сигналов отмечены на 400, 300, 200, 170 кГц.

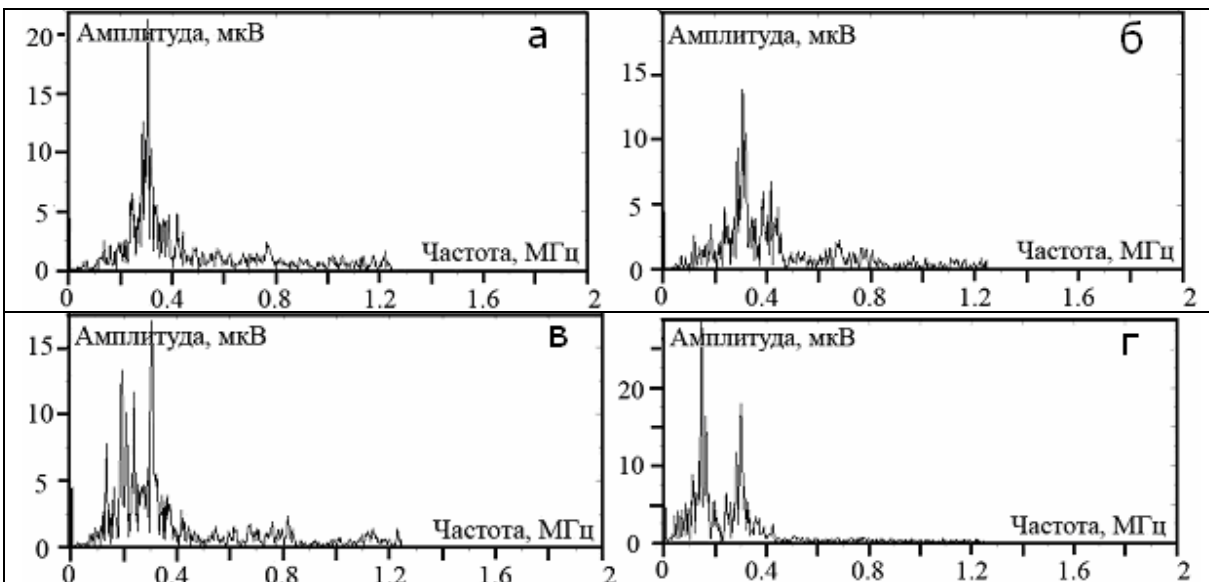


Рис.3. Амплитудный спектр сигналов АЭ, зарегистрированных в периоды соответственно (а), (б), (в) и (г), см. рис.2.

Анализ спектров АЭ в период активации г) дал следующий результат: только у 65% сигналов волновая форма соответствует графикам спектральной плотности типа рис. 3 а,б.

Для остальных 35% пример спектра показан на рис.3 г. Необходимо отметить, что в меньшей подвыборке также содержатся сигналы с полосовым спектром (рис 4), аналогичные примеру спектров АЭ в период (в). АЭ с таким спектром зарегистрированы в той фазе сеанса, когда имеет место отклонение от самосогласованного прироста активности, показанное на рис.1 врезкой (б).

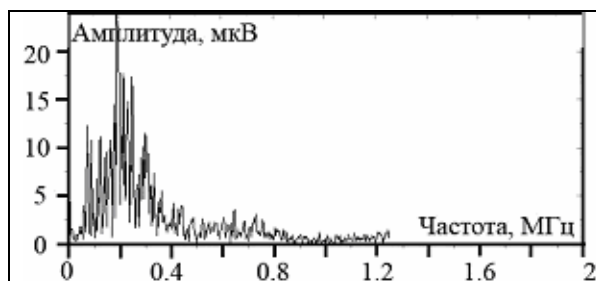


Рис.4. Амплитудный спектр сигнала АЭ, зарегистрированного в период (г).

При сопоставлении графиков на рис.3 а-г, 4 можно заметить, что в периоды в) и г) появляются спектральные максимумы на более низких частотах. К примеру, на рис. 3 г ранее упомянутый максимум на частоте 300 кГц присутствует (как и во всех случаях), но его значение уже меньше, чем у максимумов на частотах 100-200 кГц. Поскольку такие спектры встречаются лишь во время воздействия электроимпульсов, можно предположить, что смещение спектральных максимумов связано с особенностью развития дефектов при релаксации упругого поля, созданного энерговоздействиями.

Резюме

В работе показано, что распределение событий АЭ по амплитуде сигнала в целом подчиняется закону повторяемости, однако при приближении уровня постоянной нагрузки к разрушению отмечено увеличение количества слабых сигналов при одновременном уменьшении сильных, происходящее как раз в период внешнего воздействия ЭМ поля (особенно в начальный момент воздействия и в момент максимального прироста инициируемых АЭ). Спектральный анализ указал на отличие потока сигналов АЭ при спонтанных всплесках активности от сигналов, составляющих отклики АЭ на внешнее воздействие. Продемонстрировано, что при активации, стимулированной внешним полем, в потоке сигналов АЭ появляется подвыборка сигналов, у которых спектральный максимум смещен в сторону низких частот на 50 -100 кГц.

Настоящее исследование осуществлено частично благодаря гранту № 07-05-00687а Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) и проекту по Программе № 15 фундаментальных исследований Президиума РАН «Разработка фундаментальных основ создания научной распределенной информационно - вычислительной среды на основе технологий GRID»

Список литературы

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Пономарев А.В., Соболев Г.А., Некоторые вопросы изменения состояния геологической среды при электромагнитном воздействии импульсами МГД-генератора // Научные труды ИТЭС ОИВТ РАН. Ред. Фортов В.Е. и Лихачев А.П. – М. : ОИВТ РАН. 2000. Вып. 3. С.217-224.
2. Гольдин С.В. Физика живой Земли. Проблемы геофизики XXI века. Кн.1. Ред. Николаев А.В. М.: Наука. 2003. С. 17-36.
3. Закупин А.С., Аладьев А.В., Богомолов Л.М., Боровский Б.В. и др. Влияние внешнего электромагнитного поля на активность акустической эмиссии нагруженных геоматериалов // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. Ред. Леонов Ю.Г.и Гольдин С.В. – Москва- Бишкек : 2003. С. 304-324.

4. Закупин А.С., Авагимов А.А., Богомолов Л.М. Отклики акустической эмиссии геоматериалов на воздействие электроимпульсов при различных величина сжимающего напряжения // Физика Земли. 2006. № 10. С. 43-50.
5. Капустян Н.К. Техногенные механические вибрации: параметры воздействий и наведенные процессы в земной коре // Вестник ОГГН РАН. 2001. №4 (http://www.scgis.ru/russian/cp125/h_dgggms/4-2001/kapustian.htm#begin)
6. Мирзоев К.М., Негматуллаев С.Х. Влияние механических вибраций на выделение сейсмической энергии // Прогноз землетрясений. 1983. № 4. – Душанбе-Москва : Дониш. С. 365-372.
7. Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука 1987. 101 с
8. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука, 2003. – 270 с.
9. Bogomolov L.M., Il'ichev P.V., Zakupin A.S., et.al. Acoustic emission response of rocks to electric power action as seismic- electric effect manifestation // Annals of Geophysics. 2004. V.47, N 1. P.65-72.
10. Sobolev G., Spetzler H., Koltsov A., Chelidze T. An experimental study of triggered stick-slip // Pageoph. 1993. V. 140, №1. P. 80-94.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА И ХАРАКТЕРИСТИК ИОНОСФЕРНОЙ ТОКОВОЙ СИСТЕМЫ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

RELATIONSHIP OF NEAR GROUND WIND AND CHARACTERISTICS OF IONOSPHERIC CURRENT SYSTEM IN THE NORTH-EAST OF RUSSIA

А.В. Веницкий, В.В. Казанцева

Институт космofизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

On the basis of cosmophysical data of “Magadan” observatory and aerological data of Kolymsky Hydrometeocenter the relationships between changes of monthly mean values of zonal, meridional ground level wind components and characteristics of ionospheric current system were considered. Zonal and meridional wind components were calculated using lower level (120 m) aerological atmospheric sounding data about wind velocity and direction obtained in Magadan during the period from 1980 to 1997. To characterize the ionospheric current system the changes of geomagnetic field elements and the time of their extreme values during the day were used. The analysis of the data has shown that wind components have annual variation corresponding to the seasonal wind change at the boundary of two atmospheric center couples acting in the region in summer and winter. At the same time significant (as compared with annual) year to year variations were found. In these variations the superposition of solar and geomagnetic activity occurs. The wind components changes are associated with annual and inter-annual variations of time of geomagnetic field declination minimum value during the day. The later characterizes the time location of current and corresponding wind stream from the north at the lower thermospheric heights in the morning.

Исследованию проблемы связи поведения нижней атмосферы с состоянием ближнего космоса, с солнечной активностью в последние годы уделяется большое внимание. Однако пока не получено универсальных зависимостей атмосферных параметров на различных высотах в разных регионах от космофизических факторов. Обзор основных результатов отечественных и зарубежных исследований [1] позволил сделать вывод, что корреляционные связи между изменениями параметров тропосферы, стратосферы и индексами солнечной, геомагнитной активности для различных областей

земного шара могут отсутствовать, или быть статистически значимыми, но различными по знаку. Даже в одном месте связи могут менять знак в зависимости от фазы квазидвухлетних вариаций. Многообразие установленных связей, их зависимость от региональных условий делает актуальным продолжение таких исследований.

Нами в [2] представлены результаты исследования связи поведения нижней атмосферы, ионосферы, элементов геомагнитного поля с солнечной и геомагнитной активностью в условиях Северо-Востока России в течение 20, 21-го циклов солнечной активности. Получены устойчивые взаимосвязи изменений параметров нижней и верхней атмосферы, их зависимости от солнечной и геомагнитной активности. Это связано со специфическими условиями данного региона, обеспечившими высокую чувствительность состояния нижней атмосферы к внешним воздействиям. В приземном слое атмосферы её поведение формируется под влиянием двух пар мощных центров действия: азиатского антициклона и алеутской барической депрессии зимой, азиатской барической депрессии и северо-тихоокеанского антициклона летом. Регион находится, как правило, на границе этих образований. В нижней стратосфере в зимний период над данным регионом начинают формироваться и достигают максимального развития области стратосферных потеплений.

В настоящей работе на основе данных космофизических наблюдений обсерватории «Магадан» и данных аэрологического зондирования Колымского УГМС исследована взаимосвязь изменений среднемесячных значений зональной и меридиональной компонент приземного ветра и динамического режима на высотах нижней термосферы. Зональная и меридиональная компоненты ветра рассчитывались по данным о его скорости и направлении на нижнем уровне аэрологического зондирования (120 м) в Магадане за период с 1980 по 1997 год. В дальнейшем изложении положительные значения компонент скорости соответствуют переносу с юга и запада. Для характеристики изменений динамического режима на высотах ионосферной токовой системы использовались данные об изменении элементов геомагнитного поля и времени достижения ими экстремальных значений в суточном ходе.

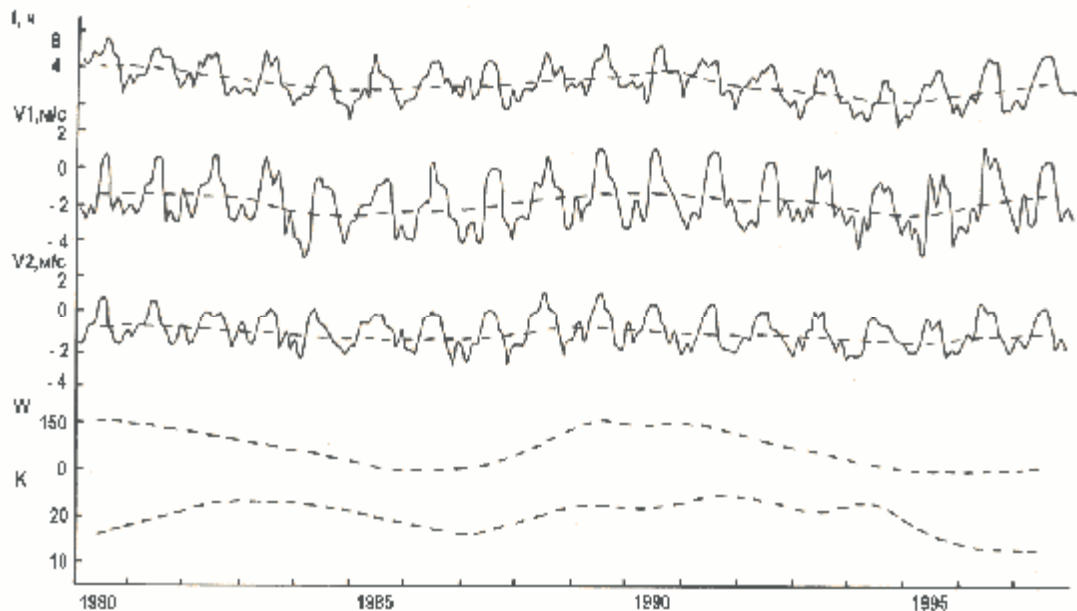


Рис.1. Временные изменения t , $V1$, $V2$, W , K . — — среднемесячные значения, ----- — среднегодовые значения.

На рис.1 представлены изменения среднемесячных значений зональной (V1) и меридиональной (V2) компонент приземного ветра, времени достижения максимума склонения в суточном ходе (t), среднегодовых значений K- индекса геомагнитной активности по наблюдениям обсерватории «Магадан», среднегодовых значений чисел Вольфа (W) [3]. Согласно данным о W солнечная активность была наибольшей в 1980 г. в 21 цикле и в 1989 г. в 22-м одиннадцатилетних циклах. Наименьшая солнечная активность наблюдалась в 1986 и 1996 г.г. 22 цикл был немного мощнее 21- го. Значение W в максимуме оценивалось в 157,6 и 155,4 соответственно. Более мощному циклу соответствовала характерная картина изменений геомагнитной активности. Анализ изменений K- индекса показал, что в 21 цикле наблюдалось, как обычно, два максимума геомагнитной активности, один на фазе роста W, второй - на фазе спада. Первый, сравнительно небольшой, в 1978 г. и более выраженный в 1982 г. В более мощном 22 цикле после минимума 1987 г. в среднем происходит рост геомагнитной активности без чётко выраженного минимума в районе максимума W. Наблюдались сравнительно небольшие колебания с уменьшениями K - индекса в 1990 и в 1993 г.г. Устойчивое понижение геомагнитной активности происходило при уменьшении солнечной активности к 1987 и 1996 г.г.

Время максимума в суточном ходе склонения геомагнитного поля характеризует время наблюдения максимального тока, направленного с севера в утреннем секторе на субавроральных широтах. Из рисунка видно, что этот ток испытывает сильное смещение в сутках в зависимости от времени года. Летом он смещается на более поздние утренние часы местного времени, зимой наблюдается в окологлоуночном секторе. В зимнее время часто наблюдается нерегулярная структура изменчивости t . Ток может смещаться на окологлоуночные часы, как в начале зимы, так и в периоды близкие к весеннему равноденствию. Нерегулярная структура изменчивости t в летнее время сопровождается наибольшим смещением тока к полудню в различные месяцы летнего периода. Вместе с этим наблюдается систематическое изменение t от года к году. Северная токовая струя смещается на 6 – 8 ч местного времени летом в периоды близкие к максимумам 11-летнего цикла солнечной активности и на ранние утренние часы зимой. В периоды близкие к минимумам солнечной активности северная струя летом наблюдается в более ранние утренние часы и смещается на предглоуночные часы в зимнее время. Эти длиннопериодные изменения хорошо проявляются в среднегодовых значениях t . Однако минимумы кривой среднегодовых значений t не совпадают с минимумами W. Для t они приходятся на 1984 и 1994 г.г.

Следует отметить, что похожие вариации наблюдаются в компонентах скорости приземного ветра. В некоторых случаях V1 и V2 повторяют детали изменчивости t , форму годового хода, особенности нерегулярной структуры в зимнее и летнее время. Расчёт коэффициента корреляции среднегодовых значений t и V1 дал величину 0,93. Компоненты скорости ветра испытывают устойчивые сезонные вариации. В зимнее время перенос в среднем осуществляется с северо-востока, в летнее время наблюдаются сравнительно слабые юго-западные ветра. Следует отметить, что зональная компонента ветра в ~2 раза превышает меридиональную. Указанная смена переноса соответствует сезонной смене ветра на границе указанных ранее центров действия атмосферы, доминирующих над регионом в зимнее и летнее время. Также видно существование нерегулярной структуры изменений в зимний и летний периоды, когда максимум северо-восточного переноса может смещаться в разные годы с начала зимы до весеннего равноденствия, а наибольший юго-западный ветер может приходиться на различные летние месяцы. Существуют значительные длиннопериодные вариации V1 и V2. В периоды близкие к максимумам 11-летних циклов солнечной активности усиливается перенос с юго-запада в летнее время и

ослабевают северо-восточный ветер в зимнее время. В периоды близкие к минимумам солнечной активности в летнее время наблюдается слабый перенос с северо-востока, а в зимнее время он существенно усиливается. Эту тенденцию хорошо иллюстрирует кривая, показывающая изменения среднегодовых значений V_1 и V_2 . Вместе с этим можно заметить, что абсолютные минимумы кривой изменений среднегодовых значений V_1 и V_2 на рис.1 смещены относительно минимумов 11 – летних циклов солнечной активности. Экстремумы отрицательных значений V_1 и V_2 наблюдаются в 1984 и 1994 г.г., в то время как W показывает минимумы солнечной активности в 1986 и 1996 г.г. Однако из рисунка видно, что экстремумы V_1 и V_2 наблюдаются вблизи максимумов геомагнитной активности. Представленные данные дают основание предположить, что в изменениях времени максимума D , зональной и меридиональной компонент приземной скорости ветра на Северо-Востоке проявляется совокупное влияние солнечной и геомагнитной активности. Многофакторный регрессивный анализ большей по величине зональной компоненты ветра показал, что 63% дисперсии среднегодовых значений V_1 может быть связано с изменением солнечной активности и 26 % с изменением геомагнитной активности.

Список литературы

1. Авдюшин С.И., Данилов А.Д. Солнце, погода и климат: сегодняшний взгляд на проблему (обзор) // Геомагнетизм и аэронавигация. 2000. Т.40, №5. С.3 – 14.
2. Виноцкий А.В., Казанцева В.В. Взаимосвязь изменений параметров нижней атмосферы, характеристик ионосферы и геомагнитного поля на Северо-Востоке России // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14, №10. С. 970 – 974.
3. Космические данные. ИЗМИРАН. – М.: Наука, 1980 – 1997.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ В СПОКОЙНЫХ ГЕОМАГНИТНЫХ УСЛОВИЯХ

PECULIAR FEATURES OF CHANGE OF GEOMAGNETIC FIELD ELEMENTS IN THE NORTH-EAST OF RUSSIA UNDER LOW GEOMAGNETIC CONDITIONS

А.В. Виноцкий, В.В. Казанцева

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

On the basis of geomagnetic data of “Magadan” observatory the peculiarity of relationship of the geomagnetic field characteristic changes for different time scales under low geomagnetic activity was examined. Steady relationship of variation of declination and geomagnetic field horizontal component was obtained. It allowed to study interannual, annual, interdiurnal changes of Sq_1 , Sq_2 – whirlwinds of the ionospheric current system and to show their independent existence. The comparison of H and D variations with the simultaneous measurements of these parameters at the “Leningrad” observatory was made. The latter observatory is located at the same latitudes but longitudinally displaced on $\sim 120^\circ$. It was shown that such data allow to conclude about simultaneous intensification of circulation at the eastern and western boundary of Sq_1 , Sq_2 – whirlwinds. The considerable longitudinal effect of their forming was obtained. The near midday current stream is united in the circulation system of Sq_1 – whirlwind when it is located at the longitudes of “Magadan” observatory and in the circulation system of Sq_2 whirlwind when it is located at the longitudes of “Leningrad” observatory. This effect can be caused by lower thermospheric circulation system composed of the thin space-inclined wind layers

В настоящее время выявлена основная роль волнового и корпускулярного излучений Солнца в целом ряде закономерностей поведения элементов геомагнитного

поля на средних широтах [1, 5]. Спокойные солнечно-суточные изменения поля в значительной степени связаны с притоком волновой радиации на дневную сторону Земли, с изменениями системы нейтральных ветров в нижней термосфере, проводимости ионосферы и как результат – с Sq – токовой системой, расположенной на высотах ~100 км. Эта система токов наиболее интенсивна на дневной стороне Земли и определяет наблюдаемое изменение элементов геомагнитного поля. С корпускулярным излучением Солнца связаны изменения геомагнитного поля на средних широтах в период геомагнитных бурь. Основной характерной чертой геомагнитной бури является сильное уменьшение горизонтальной составляющей геомагнитного поля в главную фазу, существование которой обусловлено развитием частично-кольцевого тока, текущего с ночной стороны Земли на дневную на расстоянии 2 – 3 R_z .

Исследование сезонных и циклических вариаций элементов геомагнитного поля показало наличие годовых, полугодовых вариаций H, Z – компонент, полного вектора F, склонения D, их изменение в связи с вариациями относительного числа солнечных пятен и геомагнитной активности [6, 3]. Установлено, что сезонный ход почти всех элементов геомагнитного поля имеет вид двойной волны с экстремумами в равноденствия и солнцестояния. В частности, у H – компоненты главный максимум наблюдается в июне, более слабый в декабре, минимумы – в марте и октябре – сентябре. Интересно, что в годы повышенной магнитной и солнечной активности увеличивается амплитуда суточных вариаций H – компоненты, выведенная по спокойным дням [6].

В настоящее время считается, что основным механизмом генерации электрического поля и токов в среднеширотной ионосфере, ответственных за спокойные геомагнитные вариации, является динамодействие ионосферных ветров приливного происхождения, однако не исключено, что подобную роль могут играть ветры, имеющие источником магнитосферную конвекцию, или распространение в средние широты электрического поля из полярной области [7]. В большинстве работ при исследовании сезонных вариаций использовались данные, усреднённые за суточный период, а при изучении суточного хода – среднемесячные значения.

В настоящей работе рассмотрен вопрос о циклических, сезонных и межсуточных вариациях элементов геомагнитного поля отдельно для полуденного и полуночного секторов Земли.

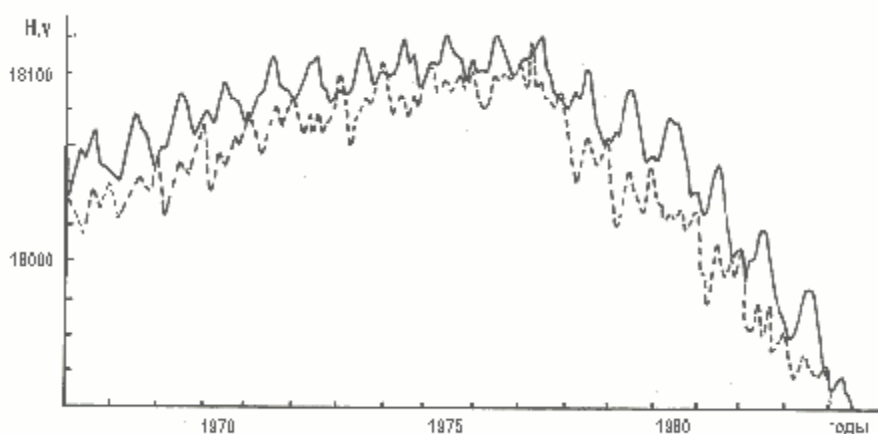


Рис.1. Изменение среднемесячных значений горизонтально составляющей.
 — — — околополуночные значения, — — — — околополуденные значения.

На рис.1 представлены данные о поведении H – компоненты геомагнитного поля по наблюдениям обсерватории «Магадан» в течение 20 и 21 циклов солнечной активности, усреднённые в интервалах 10-14 и 22-02 ч местного времени. Вековой ход горизонтальной составляющей проявляется как в дневных, так и в ночных значениях. H – компонента наибольшая в 1978 – 1977 г.г. и уменьшается к 1966 и 1986 г.г., причём к 1986 г. понижение более быстрое. Амплитуда суточных вариаций по этим данным составляет в среднем ~ 20 γ и не зависит от векового хода. Как правило, ночные значения горизонтальной составляющей превышают дневные. При этом суточные вариации летом наибольшие, а зимой наименьшие. Эти выводы полностью согласуются со средними данными о суточных вариациях H – компоненты на других обсерваториях [6].

Рассмотрим формирование суточного хода горизонтальной составляющей более детально, исходя из закономерностей сезонных вариаций её значений на дневной и ночной сторонах Земли. Из рис.1 следует, что околополуденные и околополуночные значения характеризуются устойчивым изменением в течение года. Околополуденная H – компонента достигает минимума в апреле, к лету её значения повышаются, в период осеннего равноденствия наблюдается сравнительно небольшой минимум и к зиме она быстро возрастает, достигая максимума. Значения же околополуночной H – компоненты максимальны летом и уменьшаются к зиме. В некоторые годы, например, в 1974 – 1975 г.г., околополуночная H – компонента имеет небольшой дополнительный зимний максимум и два околоравноденственных минимума. Кривые околополуденных и околополуночных значений (см. рис.1) расходятся максимально вблизи 1970 и 1980 г.г. и сходятся в 1974-1975 и 1983-1986 г.г. Причём, если кривые сближаются, околополуденные зимние значения становятся равными или превышают околополуночные. Это приводит к перевероту суточного хода, обычно наблюдаемого в годы высокой и средней солнечной активности. В этом случае характер кривой сезонного хода околополуденных значений близок кривой околополуночных. 1970 и 1980 г.г. отвечают условиям максимумов, а периоды 1974-1976 и 1984-1986 г.г. – условиям минимумов 11 – летних циклов солнечной активности. В результате происходит увеличение амплитуды суточных вариаций H – компоненты при переходе от минимума к максимуму солнечной активности. Следовательно, во-первых, горизонтальная составляющая геомагнитного поля испытывает систематические изменения в связи с 11 – летним циклом солнечной активности, в котором её околополуночные и околополуденные значения имеют различный сезонный ход, во-вторых, характер сезонных, суточных вариаций также закономерно изменяется в течение этого цикла. Для более детального анализа сезонных и циклических изменений характеристик геомагнитного поля и возможности сопоставления вариаций различных компонент в дальнейшем мы исключили из них вековые изменения путём скользящего сглаживания за годовой период наблюдений. В дальнейшем будем рассматривать отклонения околополуденных и околополуночных значений характеристик от векового хода. Анализ среднемесячных околополуденных отклонений H – компоненты показал, что сезонные изменения, их вариации от года к году хорошо связаны (с коэффициентом корреляции – 0,75) с изменениями K – индекса геомагнитной активности. Амплитуда устойчивого годового хода с максимумом летом и минимумом зимой околополуночных отклонений H – компоненты характеризуется чёткой 11 – летней вариацией. Таким образом, оказалось, что хотя энергия корпускулярного излучения в основном выделяется в средней атмосфере на ночной стороне Земли, наиболее сильно она сказывается в изменениях среднемесячных характеристик геомагнитного поля на субавроральных широтах дневного сектора. Волновая энергия, поступающая на дневную сторону, существенно влияет на элементы геомагнитного поля на ночной стороне.

Сопоставление соответствующих вариаций горизонтальной составляющей и склонения показало, что сезонные и циклические изменения околополуденных значений H – компоненты тесно связаны с изменениями D в максимуме суточного хода (в ~ 14 ч местного времени). Околополуденные значения горизонтальной составляющей изменяются согласованно с вариациями D в минимуме суточного хода (в ~ 6 ч). Таким образом, оказалось, что всегда происходит усиление тока с юго-востока или с северо-запада. Анализ взаимосвязи межсуточных изменений H и D в спокойных условиях показал, что отмеченная закономерность их совместных изменений проявляется и по часовым данным, причём отклонения D всегда запаздывают на ~ 1 час. Для выяснения универсальности полученной связи нами были сопоставлены данные синхронных изменений H и D в спокойных геомагнитных условиях по наблюдениям обсерваторий «Ленинград» ($\varphi = 59^{\circ}57' N$, $\lambda = 30^{\circ}42' E$) [4] и «Магадан» ($\varphi = 60^{\circ} 07' N$, $\lambda = 151^{\circ}01' E$), смещённых в сутках на ~ 8 ч. На рис. 2 представлена типичная картина взаимосвязи вариации отклонений горизонтальной составляющей и склонения в указанных двух пунктах наблюдения на примере 19 – 25 июня 1971 г. Для удобства сопоставления данных вертикальный масштаб для D в Магадане перевёрнут на 180° . Летний период характеризуется наиболее выраженными суточными вариациями всех элементов геомагнитного поля и, по-видимому, ветров на высотах мезосферы – нижней термосферы, формирующих ионосферную токовую систему. Период с 19 по 24 июня был спокойным (суточный K – индекс не превышал 20) перед началом геомагнитного возмущения 25 июня. Возмущение началось между 9 и 12 ч UT (трёхчасовые значения K – индекса оценивались как 2 2 3 4 3 4 3 5). Вместе с этим из рисунка видно, что 21 – 24 июня происходило увеличение амплитуды вариаций H – компоненты и D в обоих пунктах. Сопоставление кривых H и D в Ленинграде показывает, что в сутках сначала наблюдается усиленная струя тока с севера, затем усиленный ток с востока, потом более интенсивный ток с юга, а после него более интенсивный ток с запада. Амплитуда этих колебаний в среднем усиливалась до 9 – 12 ч UT 25 июня, когда на обсерваториях зафиксировали геомагнитное возмущение. В Магадане же наблюдается другая картина. Сначала в сутках фиксируется усиленный ток с востока, затем усиленный ток с юга, затем более интенсивный ток с запада, а после него более интенсивный ток с севера. Эта картина хорошо согласуется с описанным выше характером взаимосвязи H и D , полученным по

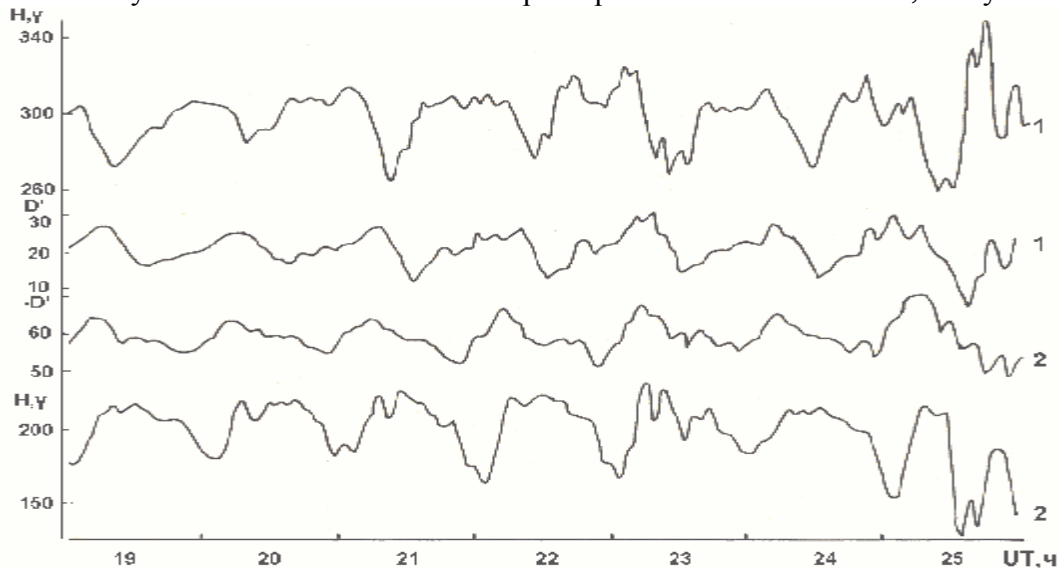


Рис.2 Изменение отклонений от базисных H и D в июне 1971 г. по наблюдениям обсерваторий «Ленинград» (1) и «Магадан» (2).

среднемесячным данным. Из рисунка видно, что межсуточные изменения D и H в обоих пунктах наблюдения взаимосвязаны. При усилении струи тока с юга в Магадане пропорционально увеличивается ток с северо-востока в Ленинграде, в случае увеличения D в предполуночном и утреннем экстремумах – увеличиваются токи с юго-запада. На основании вышеизложенного можно предположить, что южный ветер, ответственный за формирование околополуденного меридионального тока в Магадане, в основном замыкается в системе Sq1 – вихря ионосферной токовой системы, а аналогичные факторы действующие на долготе Ленинграда замыкаются в основном в системе Sq2 – вихря. Такое различие в формировании ионосферной токовой системы на разных долготах может быть связано с существованием на средних широтах проявления вихревых ветровых структур на высотах мезосферы – нижней термосферы в виде пространственно-наклонных тонких (~ 10 км) чередующихся по высоте ветровых слоёв [2].

Список литературы

1. Акасофу С.И., Чепмен С. Солнечно-земная физика. – М.: Мир, 1975. – 510 с.
2. Будко А.С., Голубев Е.Н., Иванова И.Н. и др. Особенности суточных и полусуточных колебаний температуры и ветра над пунктом Волгоград / Суточные и широтные вариации параметров атмосферы и корпускулярные излучения. – Л.: Гидрометеиздат, 1976. с. 86 – 104.
3. Мишин В.М. Спокойные геомагнитные вариации и токи в магнитосфере. – Новосибирск: Наука, 1976. – 207 с.
4. Результаты геомагнитных наблюдений обсерватории «Ленинград». – М.: Наука, 1979. – 229 с.
5. Ришбет Г., Гарриот О.К. Введение в физику ионосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – 304 с.
6. Справочник по переменному полю. Л.: Гидрометеиздат, 1954. – 267 с.
7. Фадеев Б.В., Мишин В.М. Ветры в среднеширотной ионосфере и генерация ими Sq-подобного электрического поля и токов: Исследования по геомагнетизму, аэронауке и физике Солнца. – М.: Наука, 1985. вып. 74, с. 162 -170.

ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В БАЗЕ ДАННЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «БОРОК»

REPRESENTATION OF GEOPHYSICAL FIELDS IN “BOROK” GEOPHYSICAL OBSERVATORY DATA BASE

Э.М. Дмитриев, С.В. Анисимов

Геофизическая обсерватория «Борок» филиал ИФЗ им. О.Ю.Шмидта РАН

Geophysical observations are the major experimental background of researches of geophysical fields and their interactions. During last decades in these researches the information technologies and geophysical databases began to play a key role. In the report the modern information technologies used in Borok Geophysical Observatory IPE RAS for logging, processing, storage and access providing to the data of geophysical measurements, presented in the middle-latitude Borok Geophysical Observatory database, are considered. Borok Geophysical Observatory carries out the classical geomagnetic and air electric measurements as well as registration of a wide spectrum of various geophysical fields (ULF geomagnetic field pulsations, an atmosphere electric current, telluric currents, meteorological parameters). Complex character of the data, presented in the database, a low level of anthropogenous pollutions and registration of observable geophysical fields with high sampling rate allow using them for studying the fine geophysical phenomena and fast processes.

Введение

Важнейшей экспериментальной основой исследований геофизических полей и их взаимодействий служат обсерваторские геофизические наблюдения. На протяжении последних десятилетий ключевую роль в этих исследованиях стала играть информационно-вычислительная техника, информационно-сетевые технологии, электронные базы данных геофизических наблюдений [1-7]. В данной работе рассмотрены современные информационные технологии, применяемые в Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН (<http://www.brk.adm.yar.ru>) для сбора, обработки, хранения и обеспечения доступа к данным обсерваторских измерений геофизических полей, представленных в базе данных среднеширотной Геофизической обсерватории «Борок» (<http://geobr.k.adm.yar.ru:1352>).

Измерительный комплекс

Геофизическая обсерватория «Борок», основанная в декабре 1955 г., формировалась как научно-исследовательская структура Института физики Земли Академии наук СССР. Круг проблем, связанных с натурными геофизическими наблюдениями, включал исследования ультранизкочастотных (ULF) пульсаций магнитного поля Земли и теллурических токов, что было связано, прежде всего, с программами Международного Геофизического Года, и предопределялось, в свою очередь, задачами солнечно-земной физики, развитием методов теллурического зондирования и диагностики состояния околоземных газо-плазменных оболочек. К настоящему времени обсерваторские наблюдения существенно дополнены измерениями главного магнитного поля, электричества атмосферы, атмосферного давления, риометрического поглощения, Допплеровского смещения радиочастоты, метеопараметров. Таким образом, формируемая в результате измерений база данных позволяет решать широкий круг задач геоэлектродинамики, глобальной электрической цепи и солнечно-земных связей.

Обсерваторский измерительный комплекс состоит из набора соответствующих наблюдаемым полям датчиков, усилителей, аналоговых фильтров, системы энергопитания и синхронизации. Данные наблюдений регистрируются цифровыми системами сбора данных и через локальную сеть сбора данных непрерывно поступают в базу данных среднеширотной Геофизической обсерватории «Борок». В непрерывном обсерваторском режиме регистрируются следующие геофизические поля:

- три компоненты геомагнитного поля и полный вектор геомагнитного поля (регистрируются автоматической магнитной станцией Международной программы сети магнитных обсерваторий INTERMAGNET);
- вариации геомагнитного поля (регистрируются цифровым магнитометром Международной сети субавроральных магнитометров SAMNET);
- ULF пульсации геомагнитного поля (измеряются индукционными магнитометрами);
- три компоненты теллурических токов; доплеровский сдвиг при отражении от ионосферы радиоволны фиксированной частоты (4.625 МГц);
- атмосферное электрическое поле (измеряется электростатическим флюксметром);
- вертикальный электрический ток атмосферы (измеряется антенной «токовый коллектор»);
- вариации атмосферного давления (измеряются высокочувствительным жидкостным микробарографом);

- метеорологические параметры, включая температуру воздуха, атмосферное давление, влажность, осадки, направление и скорость ветра (регистрируются цифровой радио-метеостанцией WS-2500).

Сбор данных

Локальная сеть сбора данных обеспечивает непрерывное поступление и обработку геофизических данных, наполнение базы данных в режиме реального времени. Все компьютеры, входящие в локальную сеть сбора данных, работают под управлением ОС LINUX, связь между ними осуществляется через коммутатор, функционирующий независимо от локальной сети и сервера Геофизической обсерватории «Борок». Схема сети сбора данных представлена на рис. 1.

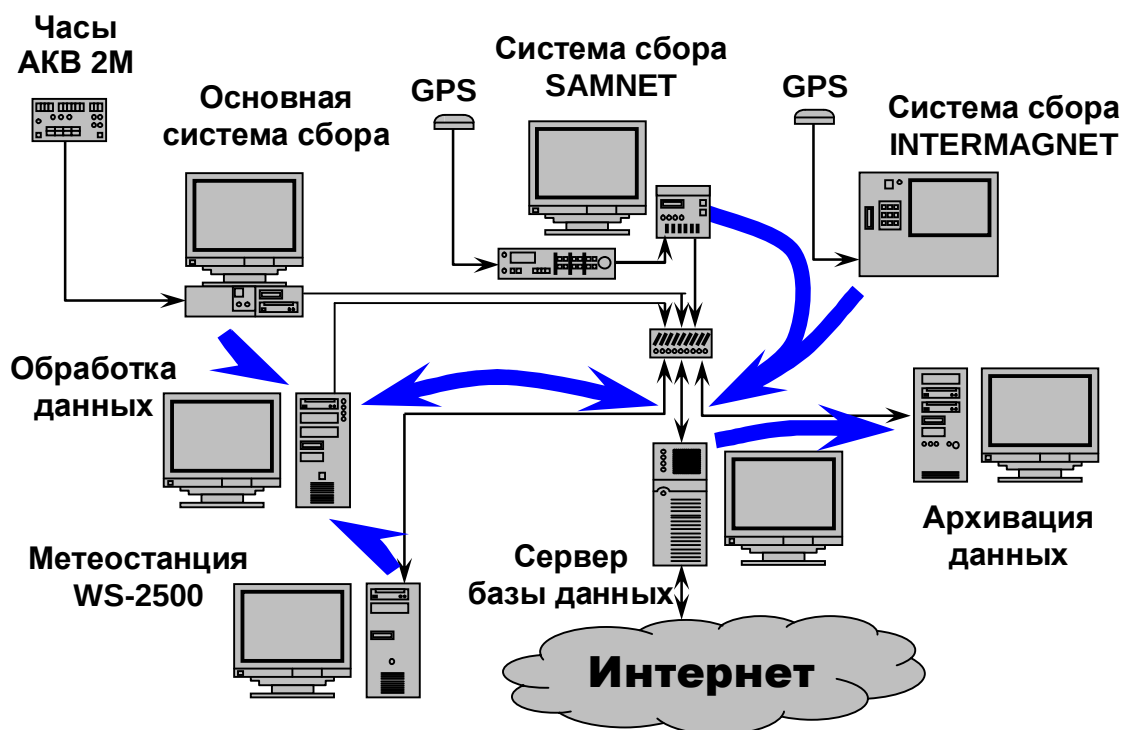


Рис.1. Схема локальной сети сбора данных.

Непрерывное наполнение базы данных в реальном времени результатами регулярных обсерваторских наблюдений среднеширотных геофизических полей обеспечивается *основной системой сбора*. Данные на основную систему сбора поступают с датчиков геофизических полей. Высокоточные *кварцевые часы АКВ 2М* обеспечивают привязку данных к единому времени (UT). Преобразование данных в цифровой вид, их первичное накопление и передача на компьютер обработки данных осуществляются на компьютере сбора данных, с встроенной платой аналого-цифрового преобразователя и сетевой картой. Тактовая частота системы сбора составляет 10Гц. Данные сохраняются в буферной директории на жестком диске системы сбора в часовых файлах во внутреннем представлении.

В базу данных через локальную сеть сбора данных поступают также данные с магнитометрической станции, входящей в международную сеть SAMNET (<http://www.dcs.lancs.ac.uk/iono/samnet>) и включающей в себя наряду с трехкомпонентным Fluxgate-магнитометром, систему GPS для привязки данных к единому времени и систему сбора данных SAMNET. Тактовая частота сбора данных системы

SAMNET составляет 1Гц. Данные сохраняются в буферной директории системы сбора в часовых файлах в текстовом виде.

Автоматическая магнитная обсерватория международной сети INTERMAGNET (<http://www.intermagnet.org>) включает в себя наряду с измерительной аппаратурой систему GPS для привязки данных к абсолютному времени *систему сбора данных INTERMAGNET*. Интервал сбора данных системы сбора INTERMAGNET составляет 1 мин. Данные сохраняются в часовых файлах в текстовом виде на сменной дискете и переносятся на компьютер обработки данных оператором.

Метеостанция WS-2500 подключена к выделенному для работы с ней персональному компьютеру, включенному в локальную сеть сбора данных. Интервал сбора данных метеонаблюдений составляет 15 мин. Программное обеспечение, поставляемое с метеостанцией, работает под управлением ОС Windows, опрашивая входящие в состав метеостанции датчики и отображая текущую информацию на экране. При этом данные метеорологических наблюдений сохраняются на жестком диске во внутреннем формате.

Обработка первичных данных, поступающих с компьютеров сбора данных, включая их форматирование, усреднение, перевод в физическую величину, осуществляется на *компьютере обработки данных*. Одновременно на компьютере обработки данных формируются gif-файлы с графическим представлением данных, которые затем переносятся на сервер базы данных.

Сервер базы данных обеспечивает хранение собственно базы данных и Интернет-доступ к данным через локальную сеть Геофизической обсерватории «Борок». На сервере базы данных располагается web-сайт базы данных, содержащий файлы с описанием базы данных, графическим представлением данных, интерфейсные формы для запроса данных пользователями базы данных.

Ежемесячно первичные данные, полученные за истекший месяц, переносятся на диски CD ROM, являющиеся основным архивным носителем цифровой информации базы данных. Изготовление CD ROM производится на *компьютере архивации данных*.

Обработка данных

Обработка данных, производимая на компьютере обработки данных, осуществляется специальными программами отдельно по каждому из измеряемых полей. Данные с основной системы сбора считываются из буферной директории компьютера сбора данных и переписываются в директорию хранения данных, расположенную на сервере базы данных. Каждый файл данных содержит данные по одному каналу, полученные за один час. Имена часовых файлов имеют вид: YYYY_MM_DD_HH.CC, где YYYY – год (начиная с 1997), MM – месяц (01–12), DD – день (01–31), HH – час (00–23), CC – номер канала (00–15). Файл состоит из последовательности двухбайтовых записей, каждая из которых содержит данные, полученные за один опрос соответствующего канала АЦП. При формировании часовых файлов данных программа обработки контролирует по маркам времени правильность привязки данных ко времени, обнаруживает и маркирует пропуски в данных.

Программа обработки данных, поступающих с магнитометрической станции SAMNET, запускается раз в сутки. Программа преобразует данные из формата стандарта SAMNET в вышеописанный формат. Для данных с магнитометрической станции SAMNET в базе данных зарезервированы номера каналов 16, 17 и 18. Временной интервал между записями в часовых файлах, соответствующих этим каналам, составляет не 0,1сек, а 1сек, что соответствует частоте опроса в системе сбора магнитометрической станции SAMNET.

Программа обработки данных метеонаблюдений переводит их из внутреннего формата метеостанции в текстовый формат и переносит полученные суточные файлы данных на сервер базы данных. Суточные файлы данных метеонаблюдений содержат отсчеты времени и результаты наблюдений всех метеорологических полей в физических величинах в виде колонок чисел.

Вслед за программами обработки запускаются программы преобразования данных в физические величины. Программы преобразуют данные из сформированных часовых файлов по одному или группе каналов в физические величины, проводя одновременно усреднение и децимацию данных, и сохраняют их в виде текстовых файлов в директориях сервера базы данных, к которым обеспечивается доступ через Интернет. Далее по данным, полученным на предыдущем этапе, программами визуализации строятся амплитудно-временные графики (для аэроэлектрического поля, вариаций геомагнитного поля, метеорологических параметров) и спектрально-временные диаграммы (для ULF пульсаций геомагнитного поля). Графики и спектрально-временные диаграммы сохраняются в виде gif-файлов на сервере базы данных в пространстве web-сайта базы данных. Идентификаторы файлов имеют формат YYYY_MM_DD_NH_CC.gif, где YYYY – год, MM – месяц, DD – день, NH – час, CC – канал.

Представление данных в Интернет

Представление данных в Интернет обеспечивается специализированным сервером базы данных, доступ к которому осуществляется через сервер Геофизической обсерватории "Борок". Предоставляемая для свободного доступа через Интернет часть базы данных размещается в отдельной директории на сервере базы данных. Пользователям Интернет предоставляется свободный доступ к данным наблюдений следующих геофизических параметров:

- трех компонент вариаций геомагнитного поля;
- трех компонент ULF пульсаций геомагнитного поля;
- вертикальной компоненты атмосферного электрического поля;
- метеорологических параметров.

Информация по каждому из четырех типов полей, предоставленная для свободного доступа через Интернет, размещается в отдельных поддиректориях (поддиректории Magnet, Geopuls, Electric, Weather). В отдельных файлах корневой директории и поддиректорий данных размещаются общая информация о представляемых данных (файлы index.html), описание измерительного комплекса и используемых датчиков (файлы sensors.html), руководства по пользованию базой (файлы help.html), а также формы запросов данных (файлы request.html). Графическая информация (пиктограммы, логотипы, графики данных и спектрально-временные диаграммы) хранится в директориях img корневой директории и соответствующих поддиректорий.

Обработанные данные в физических величинах размещаются в директории, закрытой для свободного доступа. В ее отдельных поддиректориях размещаются данные наблюдений по каждому типу геофизических полей. Доступ к ним осуществляется только через ftp-сервер Геофизической обсерватории «Борок». Взаимодействие пользователя с web-сайтом базы данных, размещенном на сервере базы данных, осуществляется через стандартный http-протокол. Язык сайта – английский. Вся текстовая информация представлена в файлах формата HTML. Графическая информация – в файлах gif и jpeg.

На начальной странице сайта (<http://geobrk.adm.yar.ru:1352/index.html>). На ней даны ссылки на сайты поддерживающих базу данных организаций: Российскую Академию Наук (<http://www.ras.ru>), Российский Фонд Фундаментальных Исследований

(<http://www.rfbr.ru>), Институт физики Земли (<http://www.scgis.ru>), Геофизическую обсерваторию "Борок" (<http://wwwbrk.adm.yar.ru>), Лабораторию Геоэлектромагнитного мониторинга (<http://wwwbrk.adm.yar.ru/gemm>).

С начальной страницы посетитель сайта может перейти к просмотру руководства по пользованию базой, правил пользования базой и к разделам базы данных, посвященным отдельным видам наблюдений (вариаций геомагнитного поля Земли, ULF геомагнитных пульсаций, электрического поля атмосферы, метеорологических данных). Вид страницы с картой web-сайта представлена на рис. 2. Все страницы сайта имеют меню со ссылками на подразделы текущего уровня и логотип Геофизической обсерватории «Борок», со ссылкой на начальную страницу сайта.

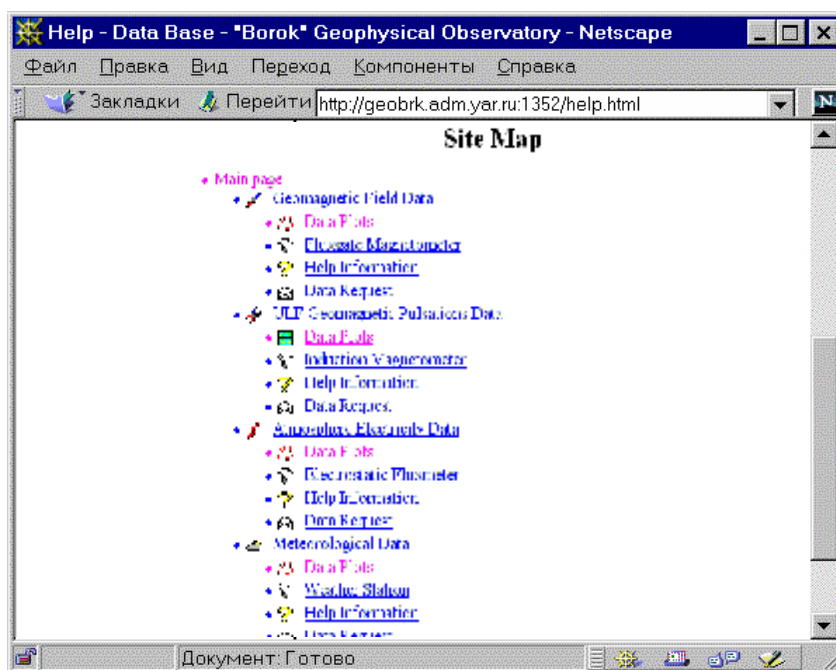


Рис.2. Страница с картой web-сайта базы данных ГО «Борок» ИФЗ РАН.

Особым образом организованы ссылки в меню на просмотр данных (View Data). Эти ссылки указывают на программу генерации файлов просмотра данных. При первом обращении к программе (без параметров), она генерирует «на лету» html-файл, отображающий изменение выбранного геофизического параметра за последние сутки. При этом используются графические файлы, сгенерированные программами сбора и обработки данных.

При последующих обращениях к программе в качестве параметров задаются год, месяц и день выборки данных подлежащих визуализации. Программа генерации файлов просмотра данных генерирует html-файлы, отображающие изменение выбранного геофизического параметра для заданной даты. При этом процесс генерации страниц просмотра данных скрыт от пользователя, который переходит от одной даты к другой привычным способом, пользуясь ссылками на сгенерированных html-страницах.

Запрос данных пользователем осуществляется путем заполнения формы. Формы для запроса различных типов данных несколько отличаются. Однако общий вид формы и алгоритм обработки запросов один для данных по любому из регистрируемых геофизических полей. Обязательными для заполнения являются поля формы Time Interval (Интервал Времени) (указываются год, месяц, день и час); First Name (Имя); Surname (Фамилия); E-mail (Адрес электронной почты). После обработки запроса пользователь

получает подтверждение о выполнении запроса. Запрошенные данные отправляются пользователю по электронной почте. Одновременно по электронной почте уведомление администратору базы данных о полученном запросе и информация о запросе вносится в специальный файл регистрации запросов на сервере базы данных. Таким образом, обеспечивается контроль запросов данных администратором базы данных и учет всех выполненных запросов.

Заключение

Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН проводит наряду с классическими геомагнитными и аэроэлектрическими наблюдениями регистрацию широкого спектра различных геофизических полей (ULF пульсаций геомагнитного поля, аэроэлектрического тока, теллурических токов, метеопараметров). Комплексный характер представленных в базе данных обсерваторских наблюдений, низкий уровень антропогенных помех и регистрация наблюдаемых геофизических полей с высокой тактовой частотой позволяют использовать их для изучения тонких геофизических явлений и быстрых процессов. Внедрение современных информационных технологий в Геофизической обсерватории «Борок», создание базы данных наблюдений, предоставление доступа к данным через Интернет позволяет существенно расширить круг пользователей данных и решаемых на их основе научных и практических задач.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-07-90262).

Список литературы

1. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Анисимова Е.Б., Сычев А.Н. База данных Геофизической обсерватории «Борок», Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОГГГН РАН», М.: ОИФЗ РАН, 2001. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2001/anisimov.htm,
2. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Анисимова Е.Б., Бакастов С.С. Информационные технологии в системе геоэлектромагнитного мониторинга Геофизической обсерватории «Борок» РАН, Материалы Всероссийской конференции «Геофизика на рубеже веков», Москва, 71–72, 2002.
3. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Информационно-измерительный комплекс и база данных Геофизической обсерватории «Борок» РАН, – М.: ОИФЗ РАН, 2003. – 44с.
4. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М. Развитие информационных технологий в системе мониторинга геофизических полей Геофизической обсерватории «Борок», Электронный научно-информационный журнал «Вестник ОНЗ РАН», М.:ОИФЗ РАН, 2005. URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2005/inform-1.pdf
5. Анисимов С.В., Дмитриев Э.М., Сычев А.Н. Информатизация обсерваторских геофизических наблюдений, Сборник научных трудов «Геофизические исследования», 2007 (в печати).
6. S.V.Anisimov, E.M.Dmitriev, Aeroelectrical constituent in the database of Borok Geophysical Observatory, Proc. of 12th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Versailles, France, 693–696, 2003.
7. S.V.Anisimov, E.M.Dmitriev, The telematic applications in measuring complex and Database of Borok Geophysical Observatory, Abs. of the WISTCIS Outlook Conference «Information Society Priorities: New Prospects for European CIS Countries», 12–13, 2003.

ЛУННО-СОЛНЕЧНЫЕ ПРИЛИВЫ В ВАРИАЦИЯХ СЕЙСМОАКУСТОЭМИССИОННЫХ ПРОЦЕССОВ: СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РЕЖИМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ И ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

LUNA - SOLAR TIDES IN SEISMIC AND ACOUSTIC EMISSION: COMPARISON OF THE OPERATION OBSERVATIONS RESULTS WITH LABORATORY MODELING

Ю.А. Кугаенко, В.А. Салтыков

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

Earth tides are a unique natural process: they act upon the whole Earth and have stable time parameters. This stability permits to use them as natural calibrator for study of geophysical fields anomalies connected with variations of medium stress state. Results of seismic noise monitoring are presented in the given report. Controlling of noise envelope component with period of O_1 tidal wave is the base of monitoring. By experimental data obtained in Kamchatka stable synchronization of the HFSN with tides before large local earthquakes was revealed. The same effects were detected in laboratory experiments during the pre-fracturing and destruction processes modeling under constant strain rate and weak vibrations. The review of published results of laboratory tidal modeling is presented. Some examples of field experiments with vibrators, when tidal effects were detected, are shown in the presentation. Phenomenological model for seismic noise synchronization with gravity potential before earthquakes is demonstrated.

Введение

Гравитационное воздействие Луны и Солнца рассматривается как природный эталон деформирующих сил, имеющий точное математическое описание, идеально прогнозируемый во времени и пространстве и действующий в глобальном масштабе. Изучение явлений, связанных с деформацией земной коры под влиянием лунно-солнечных приливов, составляет одну из фундаментальных задач геофизики. Среда подвергается их мощному детерминированному периодическому воздействию, в результате чего также периодически изменяются ее параметры (электропроводность, упругость, вязкость, флюидонасыщенность, активность сейсмической и акустической эмиссии и пр.). Вариации этих параметров отражают динамику геофизических полей в верхних слоях коры, и, следовательно, могут содержать информацию о структуре и состоянии земных недр.

В докладе представлены результаты мониторинга сейсмических шумов на Камчатке на основе контроля приливной компоненты уровня шумов с периодом волны O_1 . Перед сильными землетрясениями зафиксирована синхронизация приливных компонент сейсмических шумов с гравитационным потенциалом. Аналогичные эффекты наблюдались в ходе ряда лабораторных экспериментов при моделировании процессов разрушения и предразрушения при возрастающей нагрузке с наложением слабых вибраций. Приведены примеры лабораторного моделирования приливного воздействия и выявления приливных эффектов в контролируемых полевых экспериментах с вибрационными источниками.

Приливные эффекты в параметрах сейсмического шума

Высокочастотный сейсмический шум (ВСШ), под которым понимаются сейсмические осцилляции с амплитудой $10^{-9} \dots 10^{-12}$ м в частотном диапазоне первых десятков Гц, продолжает оставаться нетрадиционным объектом геофизических исследований, хотя идея о том, что поле сейсмических шумов несет информацию о состоянии среды, привлекает все большее внимание ученых.

В 1983 г. Л.Н. Рыкуновым с соавторами было зафиксировано научное открытие о модуляции сейсмических шумов в диапазоне 10-60 Гц естественными деформирующими процессами: собственными колебаниями Земли, земными приливами и пр. [24]. Оно имело принципиальное значение, так как обнаруженная модуляция микросейсмического излучения деформационными процессами подтверждала наличие в сейсмических шумах эндогенных составляющих, что выводило их из разряда помех и позволяло рассматривать как самостоятельное информативное явление.

С конца 80-х годов на Камчатке ведутся исследования сейсмических шумов в рамках задач, связанных с изучением возможности контроля напряженного состояния среды по изменению параметров геофизических полей. Одной из основных целей этих работ является изучение характеристик ВСШ, его подверженности внешним воздействиям и установление связи ВСШ с длиннопериодными деформационными процессами. За это время организована непрерывная регистрация ВСШ в двух пунктах на Камчатке (станции «Начики», 1992 г., и «Карымшина», 2001 г.); в 2003 г. установлена новая регистрирующая станция на о. Шикотан Малой Курильской гряды; получены данные о структуре ВСШ и факторах, оказывающих влияние на исследуемое поле [11, 23, 26-28].

Наиболее интересным и важным из этих факторов земные приливы. Длительное время вопрос модуляции ВСШ приливами оставался дискуссионным в основном из-за короткой продолжительности анализируемых рядов наблюдений. Долговременные наблюдения ВСШ на Камчатке позволили выявить статистически значимые приливные эффекты в сейсмическом шуме [11, 26]: методом Бюй-Балло [29] получены значимые отклонения в средних значениях ВСШ для различных фаз прилива и выделены периодические составляющие ВСШ с периодами основных приливных волн: O1 (T = 25.82 ч.), K1 (T = 23.93 ч.), P1 (T = 24.07 ч.), Q1 (T = 26.87 ч.), M2 (T = 12.42 ч.), S2 (T = 12.00 ч.), N2 (T = 12.66 ч.). Этим подтверждены существование эндогенной компоненты ВСШ и возможность его модуляции длиннопериодными деформационными процессами.

Основные результаты исследований связи сейсмических шумов с приливами, полученные на Камчатке:

1. Обнаружено важное свойство отклика ВСШ на приливное воздействие: эффект не является стабильным во времени [26-28]. Участки существования приливной компоненты сменяются участками ее отсутствия, меняются амплитудно-фазовые соотношения между волнами прилива и компонентами ВСШ. Этим также объясняется сложность выявления приливных гармоник при анализе данных наблюдений.

2. Выявлена синхронизация выделенной из ВСШ приливной компоненты с гравитационным приливным потенциалом (далее – синхронизация). Этот эффект наблюдался от нескольких недель до 2 месяцев перед сильными сейсмическими событиями на эпицентральной дистанции до 400 км и проявлялся как стабилизация фазового сдвига $\Delta\phi$ между приливной компонентой ВСШ и приливной волной на определенном уровне. На этих интервалах времени отклик ВСШ на приливное воздействие может рассматриваться как устойчивый процесс. Обнаруженный эффект синхронизации процессов лег в основу метода контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений по изменению характера отклика ВСШ на приливное воздействие [21]. Магнитуда ожидаемого землетрясения M связана с эпицентральной дистанцией Δ до точки наблюдения эмпирической зависимостью:

$$M \geq 4.0 + 0.008 \cdot \Delta, \quad \Delta < 400 \text{ км}$$

3. Результаты мониторинга ВСШ показывают устойчивые положительные результаты при выявлении предвестников сильных региональных землетрясений с $M \geq 6.0$: из 21 землетрясений, которые произошли в радиусе до 400 км от станций наблюдения в

1992-2006 г.г., предвестник не был выявлен только в одном случае – для землетрясения 8 марта 1999 г. $M=6,9$. Перед 14 землетрясениями с $M \geq 6,0$, которые произошли в 1994-2006 гг. в 8 случаях предвестник выявлен в режиме реального времени и прогностические заключения своевременно были направлены в соответствующие инстанции. Методика используется при комплексной оценке сейсмической опасности для Камчатки [10].

Интерес к этой проблематике сохраняется. Например, в [4] обсуждаются результаты выявления корреляции фонового уровня сейсмоакустической эмиссии с солнечной компонентой приливной деформации по результатам долговременной регистрации в глубокой скважине. В [13] показано влияние лунно-солнечных приливов на изменение открытой трещиноватости горных пород и уровень акустической эмиссии по данным площадной сейсмической группы.

Физическое обоснование выявленных эффектов

Сейсмический шум является низшим энергетическим уровнем единого сейсмического процесса и, как и землетрясения, связан с разрушением среды и образованием разрывных нарушений, но на микро- и мезоуровнях. Спонтанно возникающие отдельные акты микроразрушения, часто следуя один за другим, сливаются в непрерывный процесс, интенсивность которого зависит от общего напряженного состояния среды, пространственных и временных градиентов напряжений и раздробленности структуры. Каждое такое событие ведет к локальному сбросу напряжений, а весь процесс в целом иллюстрирует тонкую структуру релаксации горных пород и сейсмического течения горных масс на уровне отдельных актов крипа. Сейсмическая эмиссия проявляется особенно сильно в объемах среды, характеризующихся развитыми дефектами структуры и динамической неустойчивостью, вызванной геодинамическими процессами и изменениями напряженного состояния.

По существующим представлениям [17] радиус сбора микросейсмической информации станцией ВСШ на частоте 30 Гц оценивается в 8 км. Станции регистрации ВСШ «Начики» и «Карымшина» удалены от сейсмофокальной зоны более чем на 100 км. Следовательно, зафиксированный нами эффект синхронизации не относится непосредственно к очаговым зонам готовящихся сильных землетрясений, а связан с изменением состояния среды в областях, прилежащих к станции, и имеющих линейные размеры до нескольких километров.

Природа такого значительного дальнего действия при появлении предвестников на расстояниях в несколько сотен километров от очага землетрясения - вопрос дискуссионный и все еще не решенный до конца.

Одним из возможных объяснений изменения тензочувствительности ВСШ в период подготовки сильных землетрясений на большом расстоянии от их очагов может стать гипотеза, разработанная на базе кинетической теории разрушения [12] и подхода [2], в котором рассматриваются процессы развития системы микротрещин и формирования протяженных приповерхностных зон дилатансии и микротрещиноватости. В результате взаимодействия региональных и локальных тектонических сил в сейсмоактивных зонах могут возникать области высокой концентрации тектонических напряжений. Предполагается, что изменение физических и реологических свойств горных пород и аномалии геофизических полей различной природы охватывают области земной коры с линейными размерами десятки и сотни километров, не всегда совпадая с областью готовящегося очага, что было показано авторами работы [2] с помощью математического моделирования. Энергетической средой, в которой осуществляется связь очаговой и приповерхностной зон дилатансии, является единое поле напряжений, создаваемое силами в источнике готовящегося землетрясения. Эмиссионная компонента шумов может

рассматриваться как интегральный отклик на все одновременно воздействующие на регион деформации.

При математическом моделировании эффекта модуляции ВСШ приливным воздействием необходимо отдельно рассмотреть:

- приливные эффекты, обусловленные нелинейностью свойств гетерогенных сред в процессе распространения через них микросейсмического излучения [6];
- действие приливов непосредственно на активность источников сейсмической эмиссии. Совпадение частот инициирующего приливного воздействия и ведомого процесса микросейсмического излучения и установление между ними стабильного фазового соотношения может рассматриваться как захват фаз и частот внешней силой [22]. По существующим представлениям сейсмический шум (сейсмическая эмиссия) является одним из свойств активной энергонасыщенной геофизической среды, модель которой предложена М.А. Садовским [25]. В соответствии с этой моделью, литосфера рассматривается как открытая, неравновесная, нелинейная, диссипативная динамическая система взаимодействующих между собой отдельных, имеющих различную физико-химическую природу. Система открыта для энергообмена с окружающей средой. Это свойство отражает возможности перераспределять и диссипировать запасенную в ней и вновь поступающую энергию. Следовательно, обнаруженный эффект может рассматриваться как проявление эффекта синхронизации излучения, генерируемого ансамблем микротрещин в некоторой ограниченной области, контролируемой станцией ВСШ, с внешним периодическим воздействием – гравитационным потенциалом.

Можно отметить, что для лабораторных образцов прогнозирование состояния предразрушения практически решено [15]: хорошо известны не только кинетика накопления микротрещин, но и особенности их образования, в частности, триггерный эффект при слабых вибрационных воздействиях [16]. Что касается очагов землетрясений, то имеются определенные трудности, связанные со сложностью объектов и отсутствием данных об истории развития процесса разрушения.

Лабораторное моделирование приливного воздействия

Проявления приливных геодинамических процессов вызывают определенный интерес исследователей и смоделированы в контролируемых лабораторных условиях. Аналогом приливов служили слабые вибрации с малыми амплитудами, много меньше среднего уровня квазистационарного напряжения [1, 7, 8, 18, 19, 30-36]. В ходе экспериментов установлено, что вибрационные воздействия влияют и на кинетику микротрещин в гетерогенных средах, что отмечается как изменение активности акустической эмиссии под действием вибрационных полей. Результаты экспериментов целесообразно учитывать при разработке физического обоснования обнаруженного эффекта синхронизации выделенной из ВСШ приливной компоненты с гравитационным приливным потенциалом.

Ниже приведен ряд экспериментальных результатов, наиболее важных для понимания физических механизмов формирования отклика сейсмической эмиссии на приливное воздействие.

1. Установлено, что степень воздействия вибраций на нагруженные образцы горных пород [7, 8, 30, 31] зависит от величины изначально приложенного напряжения. Нагрузки, при которых удалось наблюдать АЭ при слабых вибрациях, соответствуют дилатансионной стадии деформации.

2. Показано, что энергия, затрачиваемая на генерацию единичного акустического импульса, по мере увеличения нагрузки (до разрушения образца) уменьшается примерно на три порядка [1].

3. Синхронизирующий эффект вибраций доказан в экспериментах при внешнем периодическом слабом нагружении, имитирующем приливы [18, 32, 35, 36].

4. Были обнаружены нелинейные эффекты вибрационного влияния: временная задержка эмиссионной реакции среды и последствие [7, 30]. Время задержки реакции на действие вибраций может сильно различаться для различных материалов и условий нагружения. Они малы для пластических материалов и довольно высоки для горных пород, где велика роль трещинообразования.

Как теоретические представления о возможном развитии дилатансионных зон, так и результаты лабораторного моделирования акустоэмиссионных процессов согласуются с экспериментально полученными данными об особенностях сейсмоэмиссионного отклика на приливы в интервалах времени, предшествовавших сильным землетрясениям.

Эксперименты с вибраторами

Эксперименты с вибрационными источниками можно рассматривать как промежуточный класс работ между лабораторным моделированием и исследованиями сейсмических сигналов в естественных условиях. Речь идет об использовании контролируемого источника сигнала, имеющего фиксированные характеристики и регулируемое время воздействия на естественную среду.

Колебания влияют на физико-механические свойства горных пород и способствует переходу от хрупкого разрушения к пластической деформации через релаксационные процессы, в частности, через микросейсмическое излучение. Инициирование микросейсмического излучения вибровоздействием в естественных условиях рассмотрено, например, в работах [3, 5, 20]. Эти и другие эксперименты подтвердили, что среда обладает виброчувствительностью, что проявляется в возбуждении микросейсмической активности вибросигналом.

Колебательный во времени характер макроструктуры открытой трещиноватости (интенсивности сейсмической эмиссии) под действием лунно-солнечных приливов по данным рассеянных волн был показан при применении технологии «Сейсмолокация бокового обзора – СЛБО» [14]. Метод предусматривает использование вибрационного источника.

Приливные эффекты, связанные с изменением характеристик среды в процессе распространения через нее сейсмических волн, были выявлены в экспериментах, представленных ниже.

Результаты вибрационного мониторинга, целью которого было выявление малых вариаций пространственно-временных характеристик волнового сейсмического поля и установление их связи с приливными деформационными процессами, приведены в [9]. Регистрация сигналов проводилась на значительном расстоянии от источника (высокостабильного вибратора) – 430 и 356 км. Обнаруженные вариации параметров с периодами 12 и 24 часа свидетельствуют о периодическом изменении свойств среды (в частности, скоростей сейсмических волн) под действием геодеформационных процессов, вызванных приливами.

Амплитудно-фазовая модуляция сейсмоакустической волны под действием лунно-солнечного прилива исследована при скважинных экспериментах с применением заглубленного пьезокерамического излучателя [6]. Эффекты фазовой и амплитудной модуляции упругой волны связываются с реактивной (упругой) и диссипативной (неупругой) нелинейностью горных пород, приводящей, соответственно, к модуляции скорости (или фазы) и коэффициента затухания (или амплитуды) сейсмоакустической волны, распространяющейся в массиве горной породы, подверженной квазистатической деформации.

Заключение

Как результаты ведущихся на Камчатке долговременных наблюдений ВСШ, так и результаты лабораторных экспериментов хорошо согласуются между собой. Разрабатываемые на этой экспериментальной базе модельные представления о механизме модуляции ВСШ земными приливами является важной частью научно-методических основ мониторинга ВСШ. Они выводят используемую для прогноза методику из ряда чисто эмпирических зависимостей и повышает обоснованность прогнозирования.

Работы по экспериментальным исследованиям ВСШ на Камчатке и моделированию приливного отклика ВСШ поддерживаются Российским фондом фундаментальных исследований (грант 07-05-00225).

Список литературы

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энерговоздействии // Физика Земли. 2006. №10. с. 36-42.
2. Алексеев А.С., Белоносов А.С., Петренко В.Е. О концепции многодисциплинарного прогноза землетрясений с использованием интегрального предвестника // Проблемы динамики литосферы и сейсмичности. Вычислительная сейсмология. Вып.32. М.:ГЕОС. 2001. С.81-97.
3. Беляков А.С., Гамбурцев А.Г., Лавров В.С., Николаев А.В., Приваловский Н.К. Иницирующие вибровоздействия и сейсмическая эмиссия горных пород. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1996. № 2. С.68-74.
4. Беляков А.С., Лавров В.С., Николаев А.В., Худзинский Л.Л. О синхронизации сейсмоакустической эмиссии с деформацией верхней части земной коры // ДАН. 2006. Т.406. №5. с. 687.
5. Берестнев И.А., Николаев А.В. Изучение прохождения длительных вибросигналов через геофизическую среду // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 1. С.86-89.
6. Боголюбов Б.Н., Лобанов В.Н., Назаров В.Е., Рылов В.И., Стромков А.А., Таланов В.И. Амплитудно-фазовая модуляция сейсмоакустической волны под действием лунно-солнечного прилива // Геология и геофизика. 2004. Т.45. №8. с. 1045-1049.
7. Богомолов Л.М., Манжиков Б.Ц., Сычев В.Н., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород // Геология и геофизика. 2001. Т.42. №10. С.1678-1689.
8. Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Ильичев П.В. Феноменологическая модель потока возбужденных эмиссионных сигналов геосреды // Физика Земли. 2006. №9. С.71-80.
9. Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С. Вибросейсмический мониторинг сейсмоопасных зон // Вулканология и сейсмология. 1999. №6. С. 60-64.
10. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Предвестники камчатских землетрясений (по материалам Камчатского отделения Федерального центра прогнозирования землетрясений, 1998-2004 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2006. №4. С. 3-13.
11. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. К вопросу о связи высокочастотного сейсмического шума с лунно-солнечными приливами // Докл. РАН. 1995. Т. 340. №3. С.386-388.
12. Журков С.Н. Кинетическая концепция прочности твердых тел. // Вестник АН СССР. 1968. №3. С.46-52
13. Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Жуков А.С., Волков А.В. Влияние лунно-солнечных приливов на изменение открытой трещиноватости нефтегазовых резервуаров и прикладное значение этого эффекта // Геоинформатика. 2006. №10.
1. Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Курьянов А.Ю., Рогоцкий Г.В., Дыбленко В.П. Сейсмоакустика пористых и трещиноватых геологических сред. Экспериментальные исследования. М.: ВНИИГеосистем, 2004. – 362 с.
2. Куксенко В.С. Диагностика и прогнозирование разрушения крупномасштабных объектов // Физика твердого тела. 2005. Т.47. №5. С.788-792.

3. Куксенко В.С., Манжиков Б.Ц., Тилегенов К., Шатемиров Ж.К., Эмильбеков Б.Э. Триггерный эффект слабых вибраций в твердых телах // Физика твердого тела. 2003. Т.45. №12. С.2182-2186.
4. Лутиков А.И. Оценка эффективного радиуса влияния источников эндогенного микросейсмического шума // Вулканология и сейсмология. 1992. № 4. С.111-115.
5. Манжиков Б.Ц. Синхронизация акустической эмиссии при деформировании горных пород в поле низкочастотных вибраций // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород. Материалы 1-ой Международной школы-семинара. Красноярск, 9-15 сентября 2001. Красноярск. 2002. С.42-47.
6. Мирзоев К.А., Виноградов С.Д., Рузибаев З. Влияние микросейсм и вибраций на акустическую эмиссию // Физика Земли. 1991. №12. С.69-72.
7. Николаев А.В. Проблемы наведенной сейсмичности. // Наведенная сейсмичность. М.: Наука. 1994. С.5-15.
8. Пат. 2105332 Российская Федерация. Способ контроля напряженного состояния земной коры для прогноза сильных землетрясений / Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. № 94042027/25 Заявл. 23.11.94. Оpubл. 20.02.98. Бюл. № 5.
9. Пиковский А., Розенблум М., Куртс Ю. Синхронизация. Фундаментальное нелинейное явление. М.: Техносфера, 2003. 496 с.
10. Рыкунов Л.Н., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Характерные параметры высокочастотного сейсмического шума перед сильными камчатскими землетрясениями 1996 г. // Докл. РАН. 1998. Том 361. №3. С.402-404.
11. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // «Открытия в СССР в 1983 г.». М. 1984. ВНИИПИ. С.46.
12. Садовский М.А. Избранные труды: Геофизика и физика взрыва. – М.: Наука, 2004. – 440 с.
13. Салтыков В.А. Особенности связи высокочастотного сейсмического шума и лунно-солнечных приливов // Докл. РАН. 1995. Т.341. №3. С.406-407
14. Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Вариации приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума в результате изменений напряженного состояния среды // Вулканология и сейсмология. 1997. №4. С.73-83.
15. Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Изучение высокочастотного сейсмического шума по данным режимных наблюдений на Камчатке // Известия РАН. Физика Земли. 1997. №3. С.39-47.
16. Серебренников М.Г., Первозванский А.А. Выявление скрытых периодичностей. – М.: Наука. 1965. –244 с.
17. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. – М.: Наука. 2003. – 270 с.
18. Трапезников Ю.А., Манжиков Б.Ц., Богомоллов Л.М. Влияние слабых вибраций на деформирование горных пород при постоянной нагрузке // Вулканология и сейсмология. 2000. №1. С.66-71.
19. Beeler N. M. and Lockner D. A. Why earthquakes correlate weakly with the solid Earth tides: Effects of periodic stress on the rate and probability of earthquake occurrence // Journal of Geophysical Research-Solid Earth. 2006. V.108. N B8. doi: 10.1029/2001JB001518
20. Byerlee J. Friction of rocks // Pure App. Geophysics. 1978. V 166. pp. 615-625.
21. Marone C. Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1998. V. 26. pp. 643-696.
22. Lockner D. A. and Beeler N. M. Premonitory slip and tidal triggering of earthquakes. // Journal of Geophysical Research - Solid Earth. 1999. V.104. N B9. doi: 10.1029/1999JB900205.
23. Ponomarev A.V., Smirnov V. B., Stroganova S. Synchronization of acoustic flow by external force in laboratory experiment // 11th International Symposium on Natural and Human Induced Hazards & 2nd Workshop on Earthquake Prediction, June 22-25, 2006, Patras, Greece. Abstract volume. P. 94.

ЭФФЕКТЫ СВЕРХИЗЛУЧЕНИЯ И САМООРГАНИЗОВАННОЙ КРИТИЧНОСТИ В АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ

SUPER-RADIATION AND SELF-ORGANIZED CRITICALITY EFFECTS IN ACOUSTIC EMISSION

В.В. Кузнецов¹, И.В. Кузнецов²

¹Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

²Институт гидродинамики им. Лаврентьева СО РАН

In numerous laboratory experiments on granite failure and in microtremor observations of lithosphere, including IKIR observations, the transient Acoustic Emission (AE) during microcrack opening was observed. It is well known that, under stationary loading, the AE count rate spontaneously starts to grow and keeps increasing until the critical value is reached. Then the system of microcracks reaches the equilibrium and the AE count rate is equal or less than initial one.

This phenomenon still remains unexplained, but is similar to well-known super-radiance effect in optics and is likely be a microcrack system with self-organizing criticality property.

Two problems are treated simultaneously: the wave-crack-wave interaction (wave amplification on opening crack) problem and the wave attenuation problem. The proposed system of partial differential equations is similar to Focker-Plank equations. The numerical calculations are compared with experimental results.

Введение

В многочисленных лабораторных экспериментах, а так же при полевых, натурных наблюдениях, проводимых, в частности, и в ИКИРе, неоднократно регистрировался нестационарный характер акустической эмиссии раскрывающихся микротрещин. Суть явления состоит в том, что во время сжатия образца горной породы на прессе, или изменения тензора напряжений в литосфере, поток звуковых импульсов, образующихся в момент раскрытия трещин, резко изменяет свою интенсивность и возрастает на порядок. После этого поток так же резко уменьшается до величины, равной, или даже меньшей, чем в начале наблюдений. Это хорошо известное явление так и не получило адекватного объяснения.

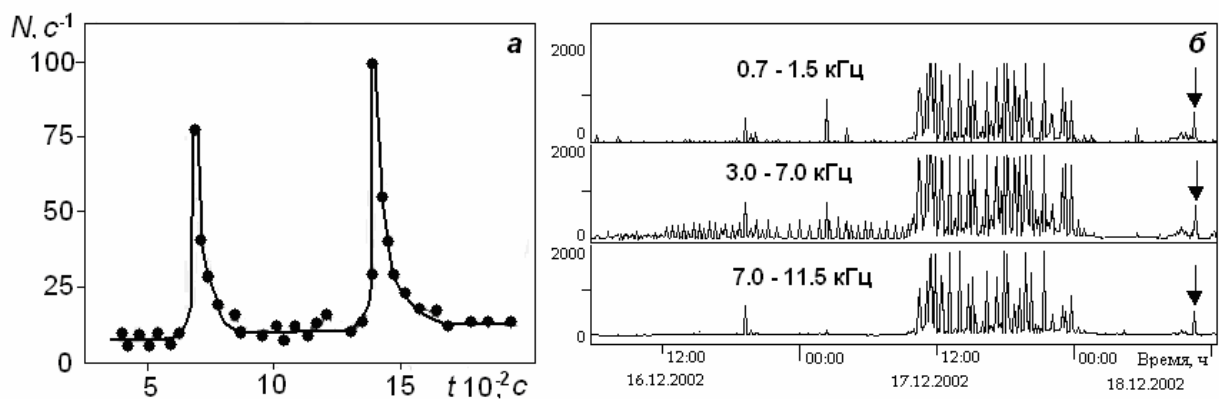


Рис.1. а) Скорость образования трещин в диабазе при действии на образец постоянного одноосного сжимающего напряжения [2]. б) Геоакустические сигналы, зарегистрированные перед землетрясением 18.12.2002 ($K = 12.1$). Время события отмечено стрелкой [6].

Результаты лабораторных экспериментов [2] (рис. 1-а) и натурных наблюдений [6] (рис.1-б) показывают, что на фоне постоянного акустического фона (количества импульсов акустической эмиссии в единицу времени - dN/dt), излучаемого нагруженным образцом горной породы, возникает взрывоподобное нарастание (типа цепной реакции) количества раскрывающихся трещин N (акустических импульсов) в единицу времени t :

$$dN/dt = S + (f - g) N,$$

здесь S – скорость спонтанного зарождения трещин; $j = f - g$ – разность между факторами, определяющими разветвление и обрыва цепей, причем, если $j > 0$, $dN/dt \sim N$, – происходит лавинообразное нарастание количества трещин N . В некоторых случаях интенсивность звуковых волн (акустических импульсов) становится пропорциональной: $I \sim N^2$ (см. рис. 1-а). То же самое относится и к горной породе, находящейся в сейсмоактивном регионе (рис. 1-б).

Модель

Интенсивность звуковой волны I , иначе, вектор плотности потока энергии (U – вектор Умова) определяется следующим образом:

$$I = |U| = 1/T \int p v dt,$$

где p – давление на фронте волны, v – скорость её распространения.

Аналогичным образом запишем I_λ – интенсивность λ -ой звуковой волны (звукового импульса), излучаемой μ -ой трещиной:

$$I_l = 1/\tau_\lambda \times \int \sigma_\lambda v_\lambda dt,$$

где σ_λ – напряжение в волне, v_λ – скорость ее распространения, τ – длительность звукового импульса.

Если раскрывается N трещин, суммарная интенсивность звуковой волны: $I = N I_l$, или: $I \sim N/T$, T – время процесса. В стационарном состоянии, при неизменной нагрузке на геологическую среду, $dN/dt = S$, (S – скорость спонтанного зарождения и раскрытия трещин), величина постоянная. Трещины раскрываются из микротрещин – своеобразных «зародышей». В нашей задаче характерные размеры трещины ≈ 100 мкм, а микротрещины ≈ 1 мкм [4], концентрация микротрещин $n \gg N$.

Дилатансия

Образование N трещин в объеме V приводит к некоторому расширению образца массой m . Предположим, трещины толщиной d и длиной l раскрываются в объеме V , что приводит к уменьшению удельного веса среды $\rho_0 = m/V$: $\rho = m/(V + N d^2 l) < \rho_0$. Это явление – дилатансия D : $D = 1 - \rho/\rho_0$. Экспериментально зарегистрировать изменение величины D меньше 1 % – в лабораторном образце или в природе – маловероятно. Однако, если, к примеру, допустить возможность регистрации такой величины, то это условие позволяет оценить концентрацию трещин (размером $d = 10^{-4}$, $l = 10^{-2}$ см) N , которые при одновременном раскрытии могли бы обеспечить эффект дилатансии порядка 1 %. Концентрация трещин оказывается равной: $N \approx 10^8 \text{ см}^{-3}$, что, по-видимому, не очень реально, т.к. расстояние между трещинами должно было бы быть $\approx (N)^{1/3}$, что больше l .

Сверхизлучение

Эффект лавинообразного нарастания количества трещин N , приводящий к тому, что интенсивность акустических импульсов становится пропорциональной: $I \sim N^2$, по-видимому, идентична по физике известному в оптике, открытому Дикке в 1954 г. ещё до изобретения лазеров [12], явлению сверхизлучения. Дикке предсказал, что система, состоящая из двух энергетических уровней, аналогичная лазеру, может спонтанно когерентно перейти в основное состояние за время, обратно пропорциональное числу возбужденных излучателей N : $\tau \sim N^{-1}$. Тогда полная энергия системы $I \sim N h \omega_0 / \tau \sim N^2$.

В нашей модели зависимость $I \sim N^2$ может быть получена следующим образом. Представим себе, что каждая из N трещин при раскрытии излучила акустическую волну, которая, при дифракции на микротрещинах, способствовала их раскрытию. На длине L акустически активной среды одновременно раскрывалось N трещин длиной l : $L = Nl$. Время раскрытия трещины определяется её длиной и скоростью раскрытия: $t_0 = l/u$, тогда, полагая: $T = t_0$, подставляя l , получаем: $T \sim 1/N$. Отсюда следует: $I \sim N/T$, или: $I \sim N^2$ – акустическое сверхизлучение. Возможно, именно это явление представлено на рис. 1.

Рассмотрим ситуацию, когда в образце породы имеется много микротрещин, а спонтанно раскрывается под нагрузкой только малая их часть. На рисунке 2 показано, что при наличии одной трещины (стрелка) длиной l в образце горной породы толщиной L время распространения акустического сигнала T складывается из времени раскрытия одной трещины t_0 и времени прохождения через образец акустической волны $(T - t_0)$. Если в образце имеется несколько микротрещин (стрелки вдоль координаты x), способных раскрыться при приходе спусковой волны, то время акустического «ответа» образца оказывается равным t_0 , которое значительно меньше времени T .

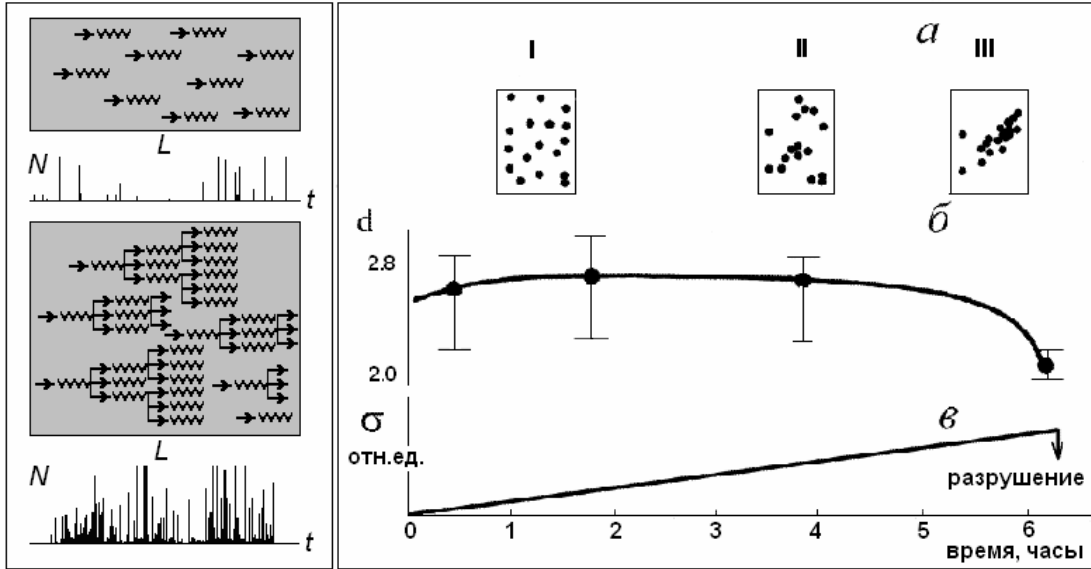


Рис.2. (слева). Акустическая эмиссия: спонтанное излучение (трещина – волна в образце) вверху, внизу – акустическое сверхизлучение. Рис.3. (справа) Очаги акустической эмиссии в образце (а), фрактальная размерность АЭ – d (б), увеличение нагрузки $\sigma(\epsilon)$ [13].

Рассмотрим более подробно физику явлений, происходящих в акустически активной среде, и приводящих, в конечном счете, к эффекту сверхизлучения (в акустике). Воспользуемся известным критерием Гриффитса, согласно которому:

$$u = dl/dt = B (E/\rho)^{1/2} \times [1 - (\Delta\gamma/\Delta w)]^{1/2},$$

здесь B – константа, E – модуль Юнга, ρ – плотность среды, $\Delta\gamma$ – увеличение поверхностной энергии среды при росте трещины, Δw – энергия увеличения ее длины. Из экспериментов, скорость раскрытия трещин при литостатических нагрузках находится в пределах $10^4 - 10^5$ см/с. При размере трещины порядка 100 мкм, «частота» излучения акустической волны ~ 1 МГц, длина пробега волны в среде при такой частоте ≈ 1 см [8].

Акустическая волна оказывает влияние на раскрытие трещины. Волна, распространяясь по среде, в которой находятся микротрещины, рассеивается на одной из них и «передает» ей часть энергии $d\sigma/dt$, которая способствует ее раскрытию и дальнейшему росту [7]:

$$d\sigma/dt = 2\mu_0 u / (2\pi x)^{1/2} \times (w/v_s)^{1/2} \times \sin\theta_\lambda / 2 \times \exp[-i(wt + \pi/4)],$$

где μ_0 – модуль сдвига, $v_s = (\mu_0/\rho)^{1/2}$, θ_λ – угол падения волны на трещину.

Одно из необходимых условий возникновения акустической среды состоит в выполнении требования на размер трещины для её дальнейшего роста и уровнем энергии, приводящей к росту трещины. Рассмотрим трещину диаметром d в безграничном линейно-упругом напряженном теле. Обозначим σ напряжение, приводящее к раскрытию трещины. При раскрытии трещины, на единицу приращения её площади выделяется энергия $e = \sigma^2 d / E$, где E – модуль упругости. Если размер трещины d недостаточно велик, выделяющаяся энергия окажется меньше требуемой и, следовательно, трещина расти не будет. В такой ситуации добавление в систему небольшой части энергии, например, переносимой акустической волной, может привести к началу раскрытия трещины и, в дальнейшем, она будет раскрываться самостоятельно, под действием внешней нагрузки.

Акустическая волна в системе микротрещин может возникнуть при раскрытии одной из трещин. Она может запустить не одну из микротрещин, а сразу несколько. Они при этом генерируют ещё несколько акустических волн, которые так же приводят к раскрытию микротрещин и т.д. Процесс генерации волн и раскрытия трещин становится лавинообразным. Возникает акустически активная среда, величина dN/dt резко возрастает. После того, как все микротрещины будут активированы и раскроются, величина dN/dt будет уменьшаться, и может быть даже меньше, чем в начале процесса – до начала лавинного образования.

Запишем уравнение эволюции концентрации раскрывающихся трещин и возникающих при этом акустических импульсов аналогично тому, как это сделано для концентрации дефектов при разрушении металлов [1]:

$$\partial N/\partial t = \Phi(N, d\sigma/dt, \sigma, t) [dN/dt + \partial/\partial \mathbf{r}\{D \partial N/\partial \mathbf{r} - KN\}],$$

где $\Phi(N, d\sigma/dt, \sigma, t) = \partial \varepsilon/\partial t$ – связь деформации ε с внешним воздействием и параметрами материала, σ – напряжение, как и деформация – тензор, $\mathbf{r}$ – пространственная координата, D – коэффициент диффузии акустического излучения ($D \approx \lambda c$, λ – длина пробега акустической волны в среде, c – скорость звука), K – параметр дрейфа, имеет смысл скорости распространения (раскрытия) трещины u .

Приведенное выше уравнение по смыслу и форме, это уравнение Фоккера-Планка, т.е. уравнение, описывающее процесс самоорганизации акустически активной среды [11].

Оценим характерное время накачки акустически активной среды t_n . Для этого привлечём кинетическую теорию прочности [9]. Положим, что это время есть ни что иное, как долговечность образца при его разрушении τ :

$$t_n = \tau = \tau^* \times \exp[(U_n - \gamma\sigma)/kT],$$

здесь τ^* – период тепловых флуктуационных колебаний атома в конденсированном теле (τ^* порядка 10^{-13} с), U_n – предел прочности среды (численно равен теплоте испарения ее вещества), $\gamma\sigma$ – работа внешних сил при разрушении, kT – тепловая энергия.

Если это время: $t < t_n$, где t_n – характерное время “накачки” (по аналогии с оптикой) образца упругой энергией, то реализуется режим сверхизлучения. Если имеет место обратное неравенство: $t > t_n$, то происходит сверхлюминесценция. В случае примерного равенства: $t \approx t_n$, генерируются волны в виде отдельных коротких импульсов. (Заметим, что практическая сейсмология «располагает» почти полным набором этих вариантов).

Обсуждение

Принципиальным моментом механизма взаимодействия между трещинами является то, насколько эффективно рассеиваются сейсмические волны на трещине и микротрещине. Приведем несколько очевидных соображений, касающихся особенностей рассеяния волны на микротрещине [3], которые будем использовать в дальнейшем.

1. Рассеянные волны образуются в результате взаимодействия между первичными волнами и неоднородностями среды – трещинами и микротрещинами.

2. Первичная Р-волна в направлении своего распространения не создает поля рассеянных S-волн дальней зоны.

3. В направлении распространения S-волны рассеянные Р-волны не излучаются.

4. Мощность, уносимая рассеянными волнами, определяется тремя основными параметрами: линейным размером объема неоднородной области X , характерным размером неоднородности a (размером трещины или микротрещины) и длиной волны сейсмической волны l .

5. Отношение первой зоны Френеля к характерному размеру неоднородности определяется волновым параметром $4X/ka^2$.

6. Рассеяние становится пренебрежимо малым, когда размер неоднородности оказывается много меньше длины волны.

7. Применимость различных методов анализа рассеяния определяется соотношением ka и kX ;

Модель Слепяна

Изложенные выше соображения базируются на континуальной теории разрушения. Развитие аналитической теории можно строить на модели Слепяна, в которой рассматриваются решетки единичных масс, каждая из которых взаимодействует с соседними массами при помощи безынерционных линейно-упругих связей единичной длины и единичной жесткости. Для антиплоской задачи о распространении трещины (mode III) используются решетки с квадратными ячейками (см. рис. 4), а в задачах растяжения и сдвига (mode I, II) используются решетки с треугольными ячейками (см. рис. 5).

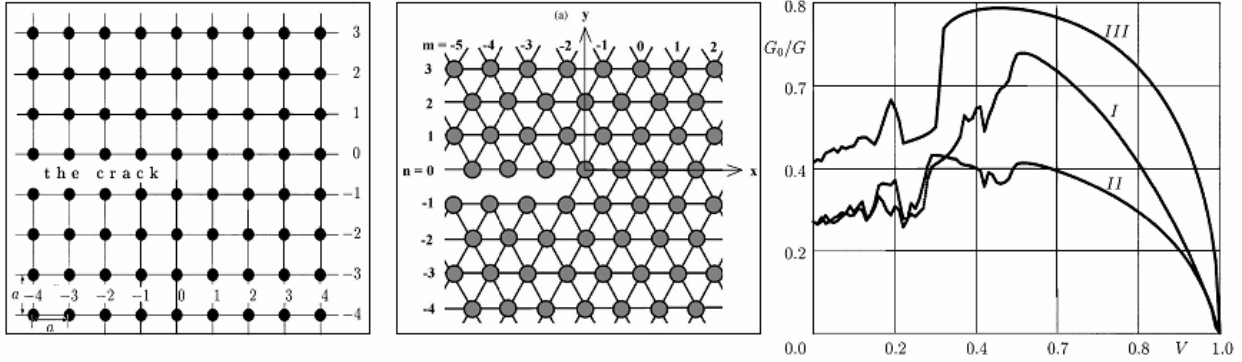


Рис.4. Решетка с квадратными ячейками. Рис. 5. Решетка с треугольными ячейками. Рис 6. Аналитическая зависимость G_0/G от V и от типа разрушения G_0/G .

Пусть V – скорость раскрытия трещины, G поток энергии к краю трещины, энергия G_0 тратится на разрушение связей, пересекаемых трещиной, энергия $G - G_0$ оттекает от края трещины при излучении осциллирующих волн - колебаний решетки (рис. 6).

Уравнение Фоккера - Планка

Стационарное решение уравнения Фоккера - Планка:

$$\partial f(q, t)/\partial t = - \partial j / \partial q, \quad j = d(\gamma q f)/dq + 1/2 Q d^2(f)/dq^2,$$

где $K = \eta q$ - коэффициент дрейфа; Q - коэффициент диффузии; η - скорость затухания волнового пакета в системе, для одномерного случая имеет вид [11]:

$$f(q) = P \exp(-2V(q)/Q),$$

где $V(q) = - \int K(q) dq$ - потенциал, P - нормировочный множитель.

Функция плотности вероятности имеет экспоненциальный вид, причем в показателе степени имеется “силовой” параметр, характеризующий потенциал, энергию и т.п. Физический смысл решения уравнения Фоккера - Планка можно представить как зависимость вероятности появления функции с определенным потенциалом от величины этого потенциала. Чем выше потенциал, тем меньше вероятность появления этого решения.

В одномерном виде решение нестационарного (зависящего от времени) уравнения Фоккера - Планка записывается следующим образом:

$$f(q, t) = (\pi a(t))^{-1/2} \exp\{-(q - b(t))^2/a(t)\},$$

где $a(t) = Q/\alpha(1 - \exp(-2\alpha t)) + a_0 \exp(-2\alpha t)$; $b(t) = b_0 \exp(-\alpha t)$. При $a \rightarrow 0$ ($a_0 = 0$), решение сводится к δ -функции. Из решения следует, что при выполнении определенных условий в диссипативной самоорганизующейся системе может возникнуть нестационарное решение, например (при соответствующей интерпретации входящих в уравнение Фоккера-Планка параметров), в виде уединенной волны. Решение (в виде волны или δ -функции), как показано в [11], при перемещении во времени и пространстве может постепенно расплываться и ослабевать, или, наоборот, усиливаться и сжиматься. Полученное решение дает объяснение внезапного усиления АЭ при неизменной нагрузке на образец горной породы.

Из решения линеаризованного уравнения Фоккера – Планка следует:

$$dq/dt = -\alpha q + \eta \Delta q + F.$$

Здесь α - внешний параметр (имеет физический смысл плотности потока).

Корреляционная функция $\langle q(x', t') q(x, t) \rangle$ для одномерного случая при $t' = t$ имеет вид

$$\langle q(x', t) q(x, t) \rangle = Q/(\alpha\eta)^{1/2} \times \exp(-(\alpha/\eta)^{1/2} |x' - x|).$$

Множитель при $|x' - x|$ в показателе экспоненты имеет размерность, обратную размерности длины. Обозначим через $l_k = (\alpha/\eta)^{-1/2}$ длину корреляции. Очевидно, что $l_k \rightarrow \infty$ при $\alpha \rightarrow 0$ и, наоборот, при увеличении плотности потока длина корреляции уменьшается.

Параметр $d = (\alpha/\eta)^{1/2} l_k$ – представляет собой размерность фрактала (кластера). В [14] d меняется от 2,8 до 2,2 (см. рисунок 3).

Как можно оценить из экспериментальных данных [13], $l_k \approx 1$ см. Плотность потока импульсов акустической эмиссии $\alpha \approx 10 - 100 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, следовательно, $\eta \approx 1-10 \text{ с}^{-1}$. На основе имеющихся экспериментальных данных параметр η , который характеризует затухание акустической волны, оценить невозможно, поэтому трудно сказать, насколько полученная выше оценка соответствует реальной величине.

Полученное решение уравнения Фоккера - Планка указывает на возможность образования фрактальной структуры излучающих трещин. Заметим, что в эксперименте [13] обнаружено явление пространственной кластеризации трещин, которые “стягивались” из всего объема образца в некоторую плоскость, расположенную под углом примерно 45° к оси нагрузки на образец.

Заключение

Самоорганизация в диссипативных (неконсервативных) многопараметрических структурах - весьма распространенный процесс. Он проявляется в степенной зависимости вероятности возникновения того или иного события от его параметра. Для таких явлений как землетрясения, вспышки на Солнце, космические лучи, этим параметром может быть энергия. Таким параметром является частота образования трещин. Когерентное сложение трещин в пространстве может привести к резкому локальному разрыву сплошности среды и возникновению ударной волны, выход которой на поверхность Земли – собственно и является землетрясением [3].

Список литературы

1. Градов О.М., Попов Е.А. Структурная устойчивость и иерархия квазистационарных состояний при разрушении // Сб. «Синергетика и усталостное разрушение металлов». – М.: Наука, 1989. С.138-152.
2. Журков С.Н., Куксенко В.С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел // Физические процессы в очагах землетрясений. – М.: Наука, 1980.
3. Кузнецов В.В. Физика земных катастрофических явлений. – Новосибирск: Наука, 1992; Ударно-волновая модель очага землетрясения // Науки о Земле. М.: Вузовская книга. 2001. С.47-62. Физика Земли. Разработка и обоснование модели горячей Земли. – М.: Наука, 2007.
4. Кузнецов В.В. Модель самоорганизации ансамбля излучающих звук трещин // ПМТФ. 2001. Т. 42, № 4. С. 184-189.
5. Кулахметова Ш. А., Сарайкин В. А., Слепян Л. И. Плоская задача о трещине в решетке // Изв. АН СССР. МТТ. 1984. № 3. С. 112-118
6. Купцов А.В. Особенности высокочастотной геоакустической эмиссии на заключительной стадии подготовки землетрясения. Кандидатская диссертация. ИКИР. 2006
7. Либовиц Г. Математическая теория хрупкого разрушения // Разрушение. Сб. науч. тр. под ред. Либовиц Г. –М.: Мир, 1975. Выпуск 2. С. 83-203.
8. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. – Новосибирск: НИЦ ОИГГМ. 1997. – 302 с.
9. Регель В.Р., Слуцкер А.И. Кинетическая теория прочности // Физика сегодня и завтра. – Л.: Наука. 1973. С. 90-175.

10. Слепьян Л. И. Динамика трещины в решетке // Докл. АН СССР. 1981. Т. 253, №3. С. 561-564.
11. Хакен Г. Синергетика. М.: Мир. 1980. – 404 с. Информация и самоорганизация. Макроскопический подход к сложным системам. – М.: URSS. 2005. – 245 с.
12. Dicke R.H. Coherence in spontaneous radiation processes // Phys. Rev. 1954. V. 93, № 1. P. 99-110.
13. Lei X., Nishizawa O., Kuzunose K., Satoh T. J. Fractal structure of the hypocenter distributions and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granites of different grain sizes // J. Phys. Earth. 1992. V. 40. P. 617-634.
14. Slepyan L.I. Feeding and dissipative waves in fracture and phase transition I. Some 1D structures and a square-cell lattice // J. Mech. Phys. Solids. 2001. V. 49. P. 469-511.
15. Slepyan L.I. Feeding and dissipative waves in fracture and phase transition. III. Triangular-cell lattice // J. Mech. Phys. Solids. 2001. V. 49. P. 2839 – 2875.

ИССЛЕДОВАНИЯ ВАРИАЦИЙ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СЕТИ МАГНИТНЫХ ОБСЕРВАТОРИЙ ИКИР ДВО РАН

THE INVESTIGATIONS OF THE GEOMAGNETIC VARIATIONS USING THE MAGNETIC OBSERVATORY NETWORK OF THE IKIR FEB RAS

В.В. Кузнецов¹, С.Ю. Хомутов²

¹*Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

²*Геофизическая обсерватория "Ключи" АСФ ГС СО РАН*

The magnetic field monitoring is performed by magnetic observatory (MO) of IKIR FEB RAS: "Paratunka", "Cape Schmidt", "Magadan", "Khabarovsk" and "Yuzhno-Sakhalinsk". These observatories cover the wide region of Russian Far East and North and display the wide range of magnetic field values (see Figure). Simultaneous use and processing of the MO data allows to solve various applied and scientific problems, such as the on-line control of the local magnetospheric disturbance motion, the investigation of the long-period magnetic variations (similar to magnetic pole drift or jerks), the estimation of the potentiality of the Earth's magnetic field and its spatial-temporal variations. Practical steps towards of realization of this project are (i) the full check of the old data of these MO and the creation of the convenient data base, (ii) the installation of modern digital magnetometers and the maintenance the real-time data exchange between MO and (iii) the simulation of the spatial configuration of IKIR magnetic observatories network and its technical possibilities.

1. Введение

Любая стационарная магнитная обсерватория (МО), работающая в соответствии с принятыми международными стандартами, предоставляет уникальную информацию о вариациях магнитного поля Земли на различных временных масштабах. Но на порядок более ценные данные могут быть получены распределенной сетью МО, выполняющих измерения по согласованной программе. Примером глобальной сети является мировая сеть МО, работающая по стандартам IAGA, или сеть следующего поколения – INTERMAGNET.

Прекрасным примером эффективности измерений сетью МО может служить проект университета Кюсю (Япония) "210° Magnetic Meridian Network Project", начатый в рамках программы STEP в 1990 г. [7]. В проекте был задействован ряд российских обсерваторий, включая две МО ИКИР: "Паратунка" и "Магадан". Основной задачей проекта было исследование процессов в магнитосфере, в т.ч. разделение пространственных и временных вариаций, изучение распространения магнитосферных возмущений от высоких широт к экватору, понимание глобальных механизмов генерации солнечно-земных явлений, используя магнитные измерения (с разрешением в 1 секунду). В 1996 г. этот проект был расширен за счет включения в единую сеть ряда МО,

расположенных вдоль магнитного экватора и в некоторых других регионах. Проект известен как "The Circum-pac Pacific Magnetometer Network". Дальнейшее развитие эта сеть МО получила в проекте "MAGDAS" (2005-2008 г.г.; от России участвуют ИКИР, ИКФИА и ТОИ), в рамках которого на МО планируется выполнить обновление магнитометров, системы сбора и передачи данных. Научные задачи включают изучение быстрых процессов и динамики геокосмической плазмы во время магнитных бурь и авроральных суббурь, трехмерное моделирование глобальных токовых систем и др. [8].

Для изучения авроральных электроджетов и перемещающихся токовых систем в Фенноскандии развернута сеть IMAGE – "International Monitor for Auroral Geomagnetic Effects", включающая 29 равномерно распределенных магнитных станций, обеспечивающая измерения вариаций магнитного поля с периодичностью 10-20 с [6] и работающая совместно с другими геофизическими приборами (широкоугольными камерами, риометрами, радаром). Другие примеры - проекты MAGIC - "Magnetometer Array on the Greenland Ice Cap" (4 автоматические магнитные станции в Гренландии для изучения быстрых мелкомасштабных ионосферных явлений, поддерживаемые университетом Мичигана, США) и SAMNET – "The UK Sub-Auroral Magnetometer Network" (5 магнитных станций установлены на севере Европы, обеспечивают измерения вариаций магнитного поля с частотой 1 Гц для изучения ионосферных процессов; поддерживаются университетом в Ланкастере, Великобритания).

Важная научная и практическая задача, которая не может быть решена без использования оптимально распределенной сети МО, – это измерения параметров геомагнитного поля на пунктах векового хода (ПВХ). Программа АН СССР периодических (раз в 5 лет) измерений полного вектора напряженности магнитного поля на выделенных и зафиксированных пунктах была прекращена после 1990 г. Однако в мире эти работы ведутся очень интенсивно. Более того, возобновляются наблюдения на ПВХ в странах Восточной Европы и некоторых странах СНГ (Украина, Эстония, Литва, Латвия) [4]. И, согласно методике измерений на ПВХ, данные ближайших магнитных обсерваторий являются неотъемлемой и очень важной составляющей, использующейся для корректного учета геомагнитных вариаций [2].

Существует также ряд практических задач, для решения которых необходимы результаты высокоточных наблюдений на сети МО. Одной из таких задач является точная ориентация горизонтальных скважин при бурении, в основном при нефтегазовых разработках на морском шельфе. Система ориентации бура использует данные о полном векторе магнитной напряженности (D, I, F) в районе бурения, включая оперативную информацию о геомагнитных вариациях. Примером может служить on-line передача минутных данных четырех магнитных обсерваторий Британской геологической службы (BGS) нефтяным компаниям, ведущих добычу в Северном море [5]. Необходимо отметить, что для обеспечения нефтяных компаний оперативной и достоверной геомагнитной информацией BGS была организована новая МО "Sable Island" (SBL) вблизи западного побережья Канады и возобновлена деятельность МО "Jim Carrigan" (JCO) на северном побережье Аляски.

Еще одна практическая задача, в которой используются оперативные данные сети магнитных обсерваторий – это мониторинг индуцированных токов (ИТ) в протяженных высоковольтных линиях электропередач, возникающих во время геомагнитных возмущений и которые могут приводить к сбоям функционирования подстанций [1]. Примером может служить система оперативного оповещения энергетических компаний на севере Великобритании о ненормально высоких значениях ИТ, оцениваемых по данным трех МО BGS [3].

Приведенный выше краткий обзор возможностей региональных сетей магнитных обсерваторий, объединенных единой программой наблюдений, однотипным оборудованием и оперативным доступом к данным, подтверждает высокий потенциал сети МО ИКИР, особенности которой рассматриваются в этом докладе.

2. Сеть магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН

Сеть МО ИКИР включает пять обсерваторий, информация о которых представлена в табл.1. Элементы магнитного поля, вычисленные для эпохи 2005.5 по модели IGRF10 (2000) даны в табл. 2. Положение МО вместе с изолиниями D и H-составляющих магнитного поля (модель WMM 2005) показано на рис.1. Как видно по представленным данным, МО ИКИР расположены на обширной территории Дальнего Востока и Севера, перекрывая почти 30-градусную область магнитных долгот и широт. Необходимо также отметить, что к западу от сети находится Восточно-Сибирская магнитная аномалия, а с востока – сейсмически активное западное побережье Тихого океана. Обе эти особенности создают предпосылки для организации специальных наблюдательных программ и проектов.

Таблица 1. Координаты магнитных обсерваторий ИКИР

МО	Начало набл.	Код IAGA	Географические координаты, град.		Геомагнитные координаты, град. ⁽¹⁾	
			Широта (N)	Долгота (E)	Широта (N)	Долгота (E)
"Мыс Шмидта"	1967	CPS(?)	68.9	180.6	64.0	231.5
"Магадан"	1965	MGD	60.1	150.7	52.0	213.1
"Паратунка"	1968	PET	53.0	158.3	45.8	221.5
"Хабаровск"	1968	KHB	47.7	134.7	38.4	202.5
"Южно-Сахалинск"	1932	YSS	47.1	142.6	38.4	209.4

Примечание: (1) – геомагнитные координаты вычислены с помощью калькулятора на сайте МЦД по геомагнетизму в Киото, Япония "Transformation of Coordinate (Geographic <-> Geomagnetic)", <http://swdwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/igrf/gggm/>

Таблица 2. Элементы магнитного поля, вычисленные по модели IGRF10 для эпохи 2005.5

Код МО	D	I	H, нТл	X, нТл	Y, нТл	Z, нТл	F, нТл
CPS	+05°44'	77°32'	12210.5	12149.3	+1220.9	55203.0	56537.3
MGD	-11°11'	71°35'	17639.9	17305.2	-3419.8	52978.5	55838.1
PET	-06°21'	64°41'	21983.5	21848.9	-2428.9	46473.3	51410.5
KHB	-11°23'	63°14'	24365.9	23886.4	-4810.2	48290.7	54089.6
YSS	-10°17'	61°13'	24906.7	24506.3	-4448.1	45340.9	51731.4

3. Научные и прикладные задачи, решаемые сетью МО ИКИР

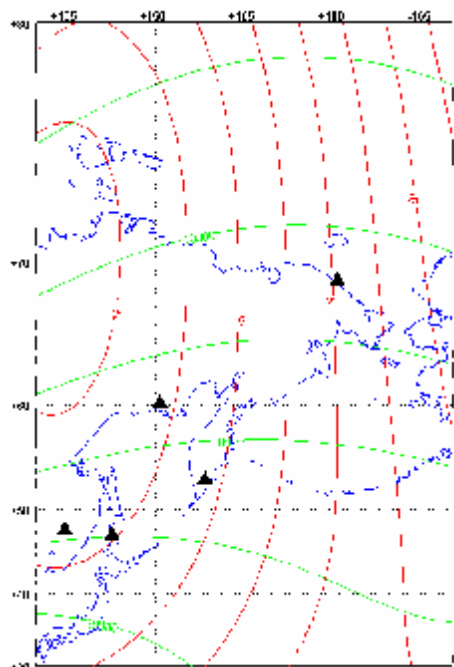


Рис.1. Расположение МО ИКИР. Изолиниями показано распределение D- и H-составляющих главного магнитного поля Земли (модель WMM 2005).

Расположение, конфигурация и продолжительность функционирования сети обсерваторий ИКИР создают приемлемые условия для решения многих научных и прикладных задач.

Длительный период функционирования МО (около 40 лет) и наличие рядов стандартизованных данных (часовой формат IAGA) дает основу для изучения медленных вариаций магнитного поля Земли, включая исследования региональных особенностей вековых вариаций главного магнитного поля и джерков. В качестве примера на рис.2 представлены среднегодовые D,H,Z для трех МО ИКИР, из которых вычтены значения поля, вычисленные по модели IGRF10, а из результирующих разностей для наглядности исключены средние уровни. Данные реальных измерений взяты в МЦД по геомагнетизму (Эдинбург). Представленные графики показывают, что (i) модельное представление главного магнитного поля и его медленных изменений в значительной степени не соответствует реальной картине в регионе и (ii) данные обсерваторий ИКИР

в общедоступных базах неполные, могут иметь ошибки и требуют тщательной ревизии.

Исследование быстрых процессов регионального масштаба в магнитосфере и ионосфере, находящих отражение в вариациях магнитного поля на поверхности, безусловно, является важнейшей задачей сети МО ИКИР. В качестве примера на рис.3 показаны квазипериодические геомагнитные возмущения в склонении по данным МО ИКИР 1 февраля 2007 г. В настоящее время происходит модернизация измерительной базы МО, результатом которой ожидается переход на проведение регулярного магнитного мониторинга в соответствии со стандартами INTERMAGNET (периодичность измерений 1 мин., чувствительность по вариациям не хуже 0.1 нТл, абсолютная точность не хуже 5 нТл). Сеть МО ИКИР также модернизируется в части систем связи и передачи информации, вследствие чего все полученные данные будут доступны в режиме on-line.

Обновление сети МО ИКИР позволит ставить вопрос и о практическом применении ее данных. Несмотря на то, что регион, в котором расположены МО ИКИР, индустриально не очень развит, он занимает обширную территорию в средних и высоких широтах. Поэтому здесь имеется протяженная сеть ЛЭП: ОАО "Дальневосточная распределительная сетевая компания" – более 50 тыс. км, ОАО Камчатскэнерго – более 1800 км, активно развивается сеть ОАО "Магаданэнерго", имеющая в качестве источников электроэнергии Колымскую ГЭС, Аркаглинскую ГРЭС и уникальную полярную Билибинскую АЭС. Эта сеть ЛЭП во время геомагнитных возмущений подвергается влиянию индуцированных токов. Минутные магнитные данные МО ИКИР могут составить базу для (i) оценки ожидаемых геомагнитных эффектов в ЛЭП в регионе и (ii) в будущем передаваться в оперативном режиме энергетическим компаниям. Определенную перспективу имеют и задачи обеспечения оперативными геомагнитными данными нефте- и газоразработок на шельфе Охотского моря, где по оценкам находится около 15% всех российских шельфовых запасов нефти и газа.

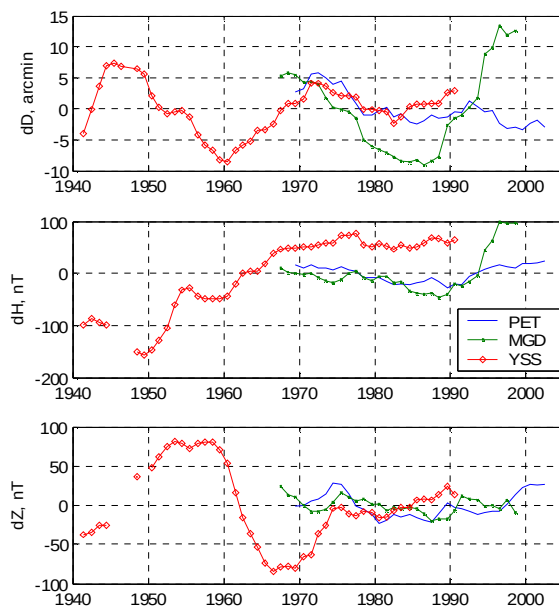


Рис.2. Отклонение медленных вариаций магнитного поля трех МО ИКИР от модели IGRF10.

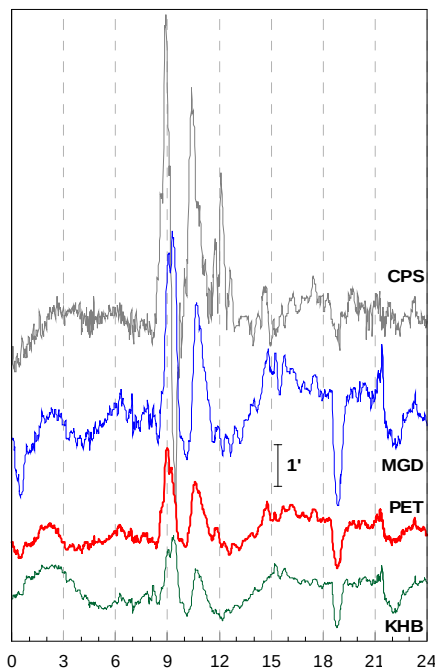


Рис.3. Вариации магнитного склонения D 1 февраля 2007 г. по данным МО ИКИР. Для наглядности $dD(CSP)$ уменьшены в 10 раз. Время UT.

Выводы

Сеть из пяти магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН является важным элементом наблюдательной и экспериментальной базы ИКИР. Имеющиеся длительные ряды наблюдений составляют базу исследований медленных региональных вариаций магнитного поля. Завершение проводящейся в настоящее время на МО модернизации аппаратуры позволит получать и передавать данные в реальном времени и существенно расширить спектр изучаемых процессов, в том числе в магнитосфере и ионосфере. Сюда же можно отнести и возможность перевода аналоговых магнитограмм в цифровой вид с разрешением по времени 1 мин., что делает их доступным для исследовательских целей. Данные, получаемые сетью МО ИКИР в режиме "on-line", могут представлять интерес и для практических задач – для нужд энергетических и нефтедобывающих компаний.

Сеть МО ИКИР является важной частью сети магнитных обсерваторий России и частью мировой сети, будучи интегрирована в нее своим участием в ряде проектов. Кроме того, МО ИКИР включены в комплекс других геофизических наблюдений (ионосферных, сейсмологических, за электрическим полем и др.).

Однако имеется целый ряд проблем, которые необходимо решать. Среди них – тщательная ревизия уже имеющихся данных и приведение их к общепринятому стандарту, перевод цифровых магнитных измерений к стандартам сети INTERMAGNET, обновление инфраструктуры обсерваторий (прежде всего – капитальный ремонт магнитных павильонов или строительство новых), проведение смены поколений магнитологов.

Список литературы

1. Водяников В.В., Гордиенко Г.И., Нечаев С.А., Соколова О.И., Хомутов С.Ю., Яковец А.Ф. Изучение наведенных токов по данным вариаций магнитного поля Земли // Геомагнетизм и аэрономия. 2006. Т.46, №6. С.853-858.
2. Ладынин А.В., Павлов А.Ф., Попова А.А., Семаков Н.Н., Хомутов С.Ю. Методика изучения вековых вариаций геомагнитного поля по измерениям на обсерваториях и пунктах векового хода с использованием феррозондовых теодолитов // Геол. и геофизика. 2006. Т.47, №6. С.800-811.
3. Beamish D., Clark T.D.G., Clarke E., Thomson A.W.P. Geomagnetically induced currents in the UK: geomagnetic variations and surface electric fields // J. Atmos. and Solar-Terr. Physics. – 2002. Vol.64. P.1779– 1792.
4. European geomagnetic station network. Workshop on European Geomagnetic Repeat stations Adolf Schmidt Observatory for Geomagnetism, Niemegk, Germany on February 20-21, 2003. – 2003.
5. Reay S.J., Allen W., Baillie O., Bowe J., Clarke E., Lesur V., Macmillan S. Space weather effects on drilling accuracy in the North Sea // Ann. Geophys. 2005. Vol.23. P.3081-3088.
6. Viljanen A., Kauristie K., Pajunpää K. On induction effects at EISCAT and IMAGE magnetometer stations // Geophys. J. Int. 1995. V.121. P.893-906.
7. Yumoto K. et al. The STEP 210° magnetic meridian network project // J. Geomag. Geoelectr. 1996. V.48. P.1297-1309
8. Yumoto, K. et al. MAGDAS project and its application for space weather. In Solar Influence on the Heliosphere and Earth's Environment: Recent Progress and Prospects, Edited by N. Gopalswamy and A. Bhattacharyya, ISBN-81-87099-40-2, 2006. P. 399-405.

**ВЛИЯНИЕ КОСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И ВЕКОВЫХ ВАРИАЦИЙ
ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ НА КЛИМАТ И ЭВОЛЮЦИЮ ЖИЗНИ НА ЗЕМЛЕ**

**COSMIC RAYS AND SECULAR VARIATIONS OF THE GEOMAGNETIC FIELD
EFFECT ON THE EARTH CLIMATE AND LIFE EVOLUTION.**

В.В. Кузнецов, Н.Д. Кузнецова

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Global ecocatastrophe appearing as climate shift and genetic damages of biota is discussed to arise in the foreseeable future. This ecocatastrophe arises from the transition of polarity (reversal or excursion) which the geomagnetic field (GMF) can reveal and there is a likelihood that the field might now be in the early stages of reversal. Losing the geomagnetic shielding from hard energetic cosmic rays implies increases of the radiation level, climate shifts and their evolutionary effects are marked by genetic mutations revealed to coincide with reversals and excursions. The fact evident from the theory of the hot Earth that the Earth was expanding during excursions of Brunhes chron and it was compressing in between implies volcanism impact. The likelihood that the field might now be in the early stages of reversal meets with support from both the fact of the modern GMF module secular decreasing and the modern acceleration of drift of the North magnetic pole which since 1860 is coursing just like during past reversals and excursions of GMF. Paleomagnetic, paleoclimatic, paleontological and archaeological data are considered from the idea suggested above. A model coordinating secular variations of GMF, changes in intensity of cosmic rays, volcanism, climate and life evolution and is proposed. Its consequences are applied to nowadays.

Введение

Роль космического излучения в формировании климата обсуждается: авторы многих работ показывают, что увеличение интенсивности потока галактических космических лучей (ГКЛ), периодически наблюдаемое в наше время, приводит к увеличению облачности, образующейся на высоте 3 – 5 км, что, в свою очередь, вызывает некоторое похолодание поверхности Земли. Это явление хорошо изучено, разработана правдоподобная модель похолодания, как результат воздействия ГКЛ на нижнюю атмосферу. Известны попытки использования этой модели и при интерпретации данных палеоклимата. Суть их базируется на сопоставлении временных вариаций температуры поверхности Земли и интенсивности ГКЛ, связанной с изменениями ГМП.

Изменения ГМП и обусловленная этими изменениями вариация интенсивности ГКЛ оказывают влияние не только на климат, но и на жизнь на Земле. Жизнь на Земле могла бы быть совершенно иной, если бы отсутствовало геомагнитное поле, т.е. отсутствовало его влияние, экранирующее Землю от радиации космоса. В моменты инверсий и экскурсов, когда напряженность геомагнитного поля близка к нулю, отклоняющее влияние его на космические лучи в течение периода этих вариаций, - существенно меньше. Приводятся данные, что увеличение потока космических лучей приводит к росту уровня мутаций.

Палеоклимат

В течение последних 400 тыс. лет на Земле произошли четыре глобальных похолодания с периодичностью, примерно, в 100 тыс. лет. Последнее похолодание (ледниковый период) сменилось резким потеплением около 12 тыс. лет тому назад, что привело к быстрому таянию льда и увеличению уровня океана на 50 - 100 м. Это событие, возможно, было отражено в истории как «Библейский Великий Потоп», Оно совпадает по времени с экскурсом Гетеборг. Резкое и сильное потепление, случившееся, примерно 115 – 130 тыс. лет тому назад, так же совпадает по времени с экскурсом Блейк. Двум другим резким потеплениям, произошедшим в течение последних 400 тыс. лет, так же предшествовали экскурсии Ямайка и Бива II (рис. 1, верхняя панель). Общность этих событий такова, что после резкого потепления всегда наступало похолодание. Кроме

обсуждаемых нами четырех интенсивных потеплений, можно отметить и другие, не такие резкие и сильные. Но и они, как правило, совпадают по времени с экскурсами геомагнитного поля Лашамп, Моно Лайк, и др.

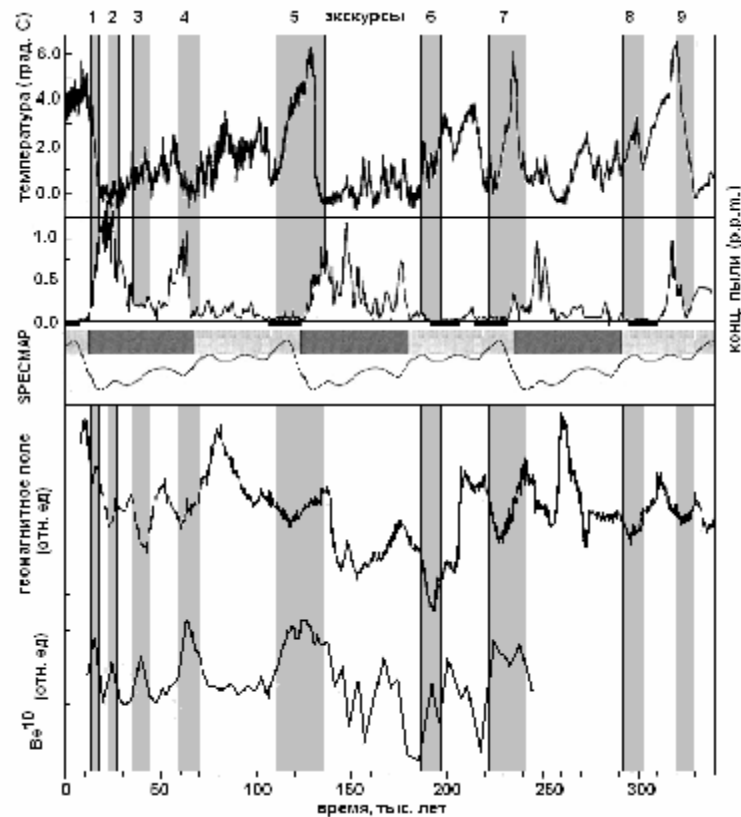


Рис.1. Изменение температуры поверхности Земли (верхняя панель) и относительной концентрации пыли во льду (вторая панель). Третья панель - SPECMAP- океаническая изотопная кислородная кривая. Четвертая панель - интенсивность геомагнитного поля. Пятая панель – концентрация изотопа Be^{10} в осадках. Вертикальные полосы – понижение геомагнитного поля в периоды экскурсов (слева направо): Gothenburg (1); Mono Lake (2); Laschamp (3); Kargopolovo (Event Gaotai, 4); Blake (5); Biwa – I (6); Jamaica (7); Biwa – II (9). Понижение поля 300 тыс. лет (8) с экскурсом не идентифицировано.

При анализе кернов льда, полученных при бурении ледника Антарктиды в районе станции Восток, было обнаружено, что резкое уменьшение концентрации пылевых частиц во льду совпадало по времени и с потеплениями, и с экскурсами. На рис. 1 (вторая панель) черными полосками под кривой временного изменения содержания пыли в слоях льда выделены периоды времени, предшествующие началу появления пыли, что, по-видимому, связано с началом активного вулканизма, и тогда пыль, вмороженная в лед, это осевший стратосферный аэрозоль (СА), образующихся в результате взрывных извержений вулканов. Продолжительность выделенных интервалов времени составляет около 10 тыс. лет. Как видно из рисунка 1 (вторая панель), в течение последних, примерно 10 тыс. лет, в стратосфере Земли пыли практически нет, тогда как, в течение предшествующих 60 тыс. лет, концентрация пыли во льду достигала одного и более р.р.м. (10^{-6}).

На третьей панели рис. 1, для сравнения, приведена океаническая изотопная кислородная кривая SPECMAP. Эта кривая неплохо описывает ход температуры в течение 135 тыс. лет, но совершенно не соответствует третьему и т.д. 100 тыс. летнему циклу. Кривая SPECMAP, по смыслу, должна была продемонстрировать справедливость астрономической гипотезы климата Миланковича, хотя, как следует из рис. 1, очевидно её несоответствие данным по температуре поверхности Земли. Теория Миланковича разработана для чистой атмосферы. По-видимому, она оказывается недействующей в периоды, когда в стратосфере присутствовала пыль.

Рис. 1 показывает одновременность потеплений и резких уменьшений концентрации пыли во льду с экскурсами геомагнитного поля (темные полосы на рис. 1), сопровождающихся уменьшением магнитного момента и возрастаниями концентрации изотопа Be-10, как маркера интенсивности галактических космических лучей, достигнувших атмосферы Земли в периоды экскурсов.

Вулканизм как причина похолодания

Роль стратосферных аэрозолей вулканического происхождения (вулканической пыли) в изменении климата, в частности – похолодании известна и хорошо изучена. Это явление получило название «вулканическая зима». В ряде работ оценена концентрация пыли в стратосфере после сильных эксплозивных извержений современных вулканов, измерена величина понижения температуры поверхности Земли. Одно из самых сильных вулканических извержений, произошедших на Земле, это извержение вулкана Тоба (VEI = 8), которое произошло 74 тыс. лет тому назад (VEI - Volcanic Explosivity Index, индекс взрывного вулканизма, его максимальное значение равно 8). При этом в стратосферу было выброшено, по разным оценкам, от 500 до 5000 млн. тонн аэрозолей (см. рис. 2). Судя по рис. 1, концентрация пыли, вмороженной в лед, достигала в этот период времени 1 р.р.м. После этого извержения наличие пыли в стратосфере отмечалось практически непрерывно в течение 60 тыс. лет, возрастая после очередного сильного извержения и уменьшаясь в промежутках между ними (см. рис. 1).

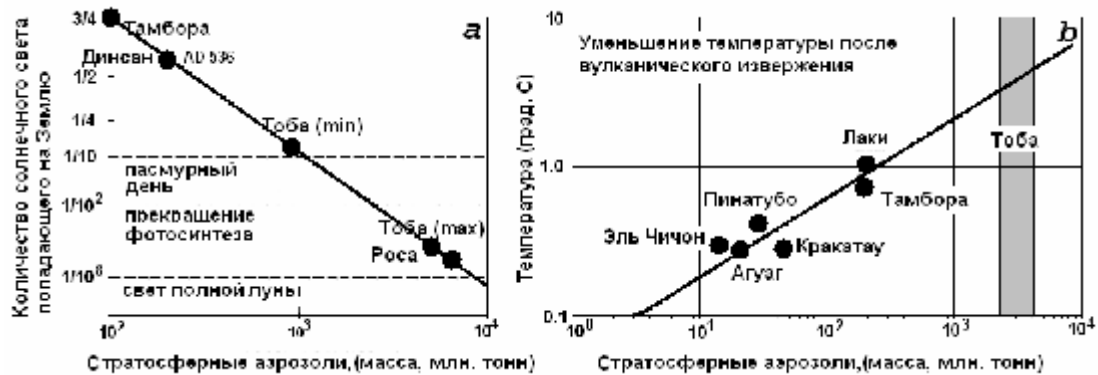


Рис.2. Связь между интенсивностью вулканизма, объемом вулканической пыли в стратосфере и понижением температуры.

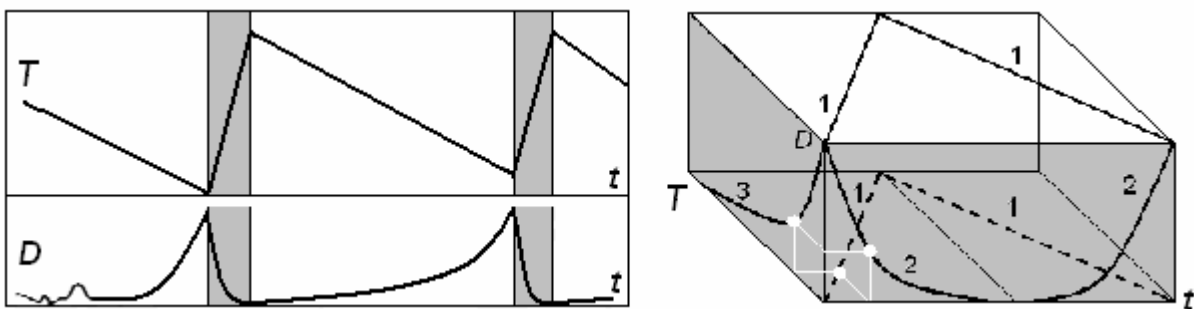


Рис.3. Вариации палео температуры Земли T и палео концентрации пыли в стратосфере D . Модель, связывающая $T(t)$, $D(t)$ и $T(D)$.

Рассмотрим модель, в которой температура Земли T однозначно связывается с концентрацией пыли D . Для этого на рис. 3 (слева) изобразим эти графики, используя данные рис. 1. Предположим, что T подчиняется самой простой и очевидной связи: $T \sim 1/D$. График этой зависимости (3 на рис. 3) отображен на боковой поверхности прямоугольной фигуры – плоскости $T0D$. На плоскости $T0t$ (1 на рис. 3) показано пилообразное изменение T от t , а на плоскости $D0t$ – показана зависимость концентрации пыли от времени – $D0t$. Белые точки показывают соответствие величин T и D при

заданном времени t . Обратим внимание на то, что величина D после уменьшения, вызвавшего рост T , уже стала возрастать, в то время как T ещё продолжает увеличиваться.

Существует ли связь между вулканизмом и экскурсами ГМП?

Известно, что интенсивность вулканизма на Земле неравномерна во времени. На рис. 4 (верхняя панель) показаны периоды усиления вулканической деятельности Земли за последние 500 тыс. лет (серые полосы), ниже, черные полосы соответствуют экскурсам ГМП. На нижней панели – интенсивность вулканизма для трех регионов и шкала экскурсов.

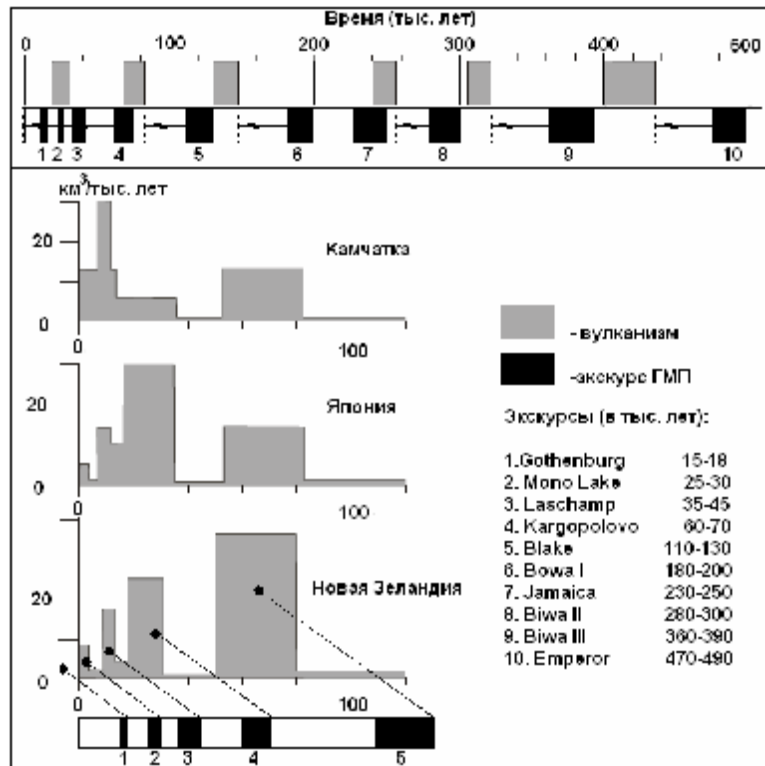


Рис.4. Связь между интенсивностью вулканизма и экскурсами ГМП.

Рис. 4 показывает, что повышенная интенсивность вулканизма следует за экскурсом с задержкой во времени, равной, примерно, 30 тыс. лет. Оценим характерное время вязкоупругой релаксации вещества мантии на воздействие геодинамического импульса вызванного кратковременным циклом расширения Земли: $t = \mu/G$, где μ – «вязкость» среды, а G – модуль упругости. По различным оценкам, μ варьирует в диапазоне $10^{21} - 10^{22}$ Па с, модуль упругости изменяется в интервале: $G \approx 10^9 - 10^{10}$ Па. Отсюда характерное время: $t \approx 10^{12}$ с = 30 000 лет, что неплохо совпадает с характерной задержкой начала усиления вулканизма после экскурса, или, как следует из модели горячей Земли, - импульса её расширения и последующего сжатия.

Связь этапов эволюции человека с экскурсами и инверсиями ГМП

По данным ряда авторов интенсивные протонные события приводят к значительному, до нескольких порядков, повышению уровню радиации, в результате чего радикальным образом меняются свойства живых объектов за счет инициирования в них процессов реорганизации генетического материала, что может иметь отношение к механизмам эволюции. Приведенная ниже таблица показывает хорошее совпадение по времени между событиями в эволюции человека и периодами смены полярности ГМП, когда на Земле резко возрастал радиационный фон.

ЭВОЛЮЦИЯ ЧЕЛОВЕКА		ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ШКАЛА	
Дата, млн. л.	Событие	Дата, млн. лет	Инверсии и экскурсы
0.030	Исчезновение Неандертальцев	0.025-0.030	Моно Лэйк (экс.)
0.050	Мутация гена FOXP2	0.035-0.045	Лашамп (экс.)
0.06	Разделение предковой популяции человека на три группы, давшие начало трем расам: африканской, монголоидной и европиоидной	0.06-0.07	Каргаполово (экс.)
0.1	Возникновение современного человека по данным У-хромосомы	0.11-0.13	Блэйк (экс.)
0.23	Возникновение современного человека по данным мтДНК	0.23 - 0.25	Ямайка (экс.)
0.5	Разделение линий Неандертальца ведущей к современному человеку	0.47 - 0.55	Имперор (экс.) Биг Лост(экс.)
0.78	Возникновение гена бета-глобина	0.8	Матуйама-Брюнес инверсия
2.1-2.2	Появление первого представителя линии Номо, <i>Homo erectus</i>	2.11- 2.27	Рейнион (экс.)
2.4 -2.8	Мутации, обеспечившие появление вида Номо	2.5	Гаусс-Матуйама инверсия
3.5	Разделение линии гоминид на грацильную и массивную	3.5	Гильберт-Гаусс инверсия
~ 5	Разделение линий шимпанзе и ведущей к человеку	5.3	Эпоха 5-Гильберт инверсия
7.2	Разделение линий гориллы и ведущей к человеку	7.3	инверсия

Началась ли инверсия (экскурс) геомагнитного поля?

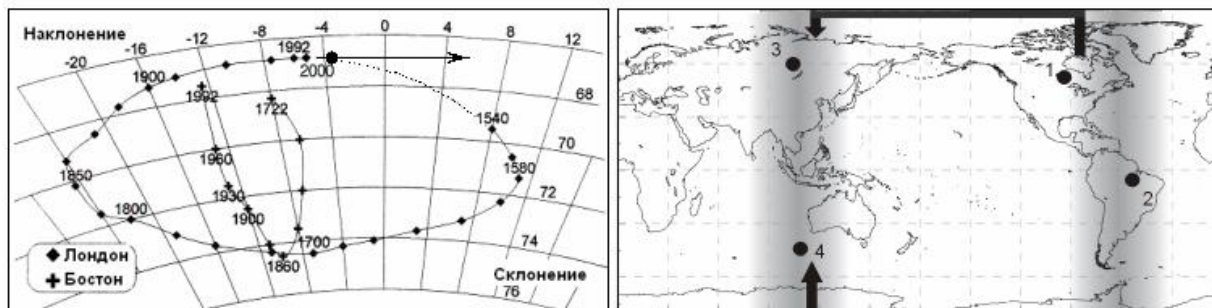


Рис.5. Слева – склонение и наклонение, измеренное в обсерваториях Лондона и Бостона. Справа – траектории дрейфа магнитных полюсов (МП) в периоды инверсий. 1 – 4 глобальные магнитные аномалии. Стрелки – прогноз современного дрейфа МП.

На рис. 5 (слева) показано изменение наклонения и склонения магнитного полюса, измеренное в Лондоне, где измерения были начаты в 1540, и Бостоне. Этот рисунок показывает, как дрейфовал северный магнитный полюс (СМП) и дважды изменял направление дрейфа: в 1580 и 1860 г. В эти годы скорость дрейфа была, естественно, нулевой. Максимальной скорости дрейфа СМП достигал в 1700 и 2000 г. После 2000 г., казалось бы, скорость дрейфа должна была бы начать уменьшаться, если следовать логике рисунка, таким образом, чтобы замкнуть цикл в 2140 году. Однако скорость дрейфа СМП не стала уменьшаться, а, наоборот, ещё больше выросла. Этот факт может означать, что цикл не замкнется, а СМП устремится в направлении, указанном стрелкой на правом рисунке. Это может означать, что на Земле началась инверсия ГМП, или, возможно, экскурс. Темные полосы на правом рисунке показывают направления дрейфа магнитных полюсов в моменты инверсий. Т.о. в настоящее время нет четкого представления о характере дрейфа СМП в ближайшем будущем, и не исключено, что начнется (или уже

началась в 1860 г) инверсия-экскурс со всеми вытекающими последствиями: возрастанием радиационного фона, похолоданием и пр.

Модель

Связь вековых вариаций ГМП, изменений интенсивности потока космических лучей, вулканизм с климатом и эволюцией жизни является следствием модели «горячей» Земли. Суть модели горячей Земли базируется на одном, единственном постулате: Земля, планеты и их спутники образовались в едином процессе рождения звезды – Солнца. При этом температура звезды, планеты или спутника определяется величиной его массы. Все остальные особенности той или иной планеты являются следствием её начальной температуры. Планета изначально «горячая» и охлаждается в ходе собственной эволюции.

Начнется ли похолодание?

И, наконец, что же происходит в настоящее время на Земле: нагревается она или остывает? По данным американских спутников “Tropical Rainfall Measuring Mission” и “Earth Observing System Terra” предназначенных для изучения баланса поглощаемой и излучаемой Землей энергии, показано, что за период 1985-2000 гг. тепловое излучение Земли возросло более чем на 5 Вт/м^2 , в то время как количество отраженной энергии солнечной радиации упало на 2 Вт/м^2 . (Поток солнечной энергии, падающий на Землю составляет 1360 Вт/м^2). Эти данные показывают, что Земля скорее охлаждается, чем нагревается. Авторы полагают, что причина дисбаланса потоков тепла состоит в усилении циркуляции в тропической атмосфере, и приходят к выводу о том, что с полной уверенностью обозначить механизм климатических перемен ещё невозможно.

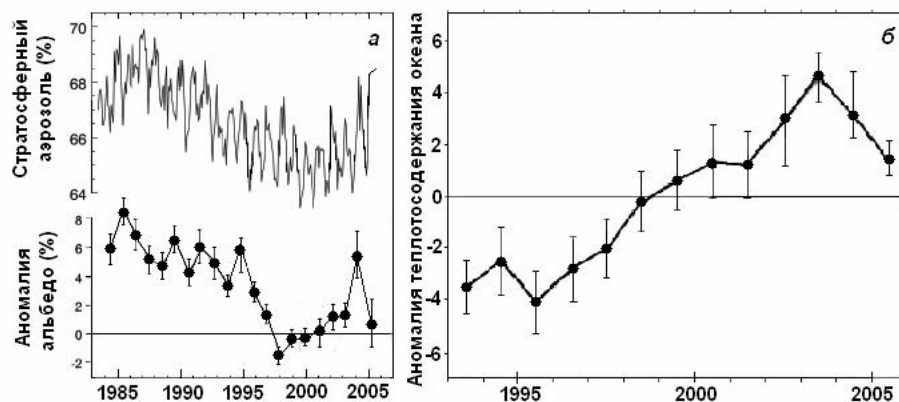


Рис.6. Вариации концентрации стратосферного аэрозоля, альбедо Земли (а) [Eos, V.87, N 4, 2006] и аномалии теплосодержания океана (б).

Этот результат был подкреплён исследованиями, проведенными в течение последних пяти лет (рис. 6). Выяснилось, что Земля все интенсивнее отражает солнечные лучи. Каким образом происходит непрерывное потепление, если количество солнечного излучения, достигающего поверхности Земли, сокращается? Обратимся к рисунку 3, где видно, что концентрация пыли D уже достигла минимума и стала увеличиваться (альбедо возрастает), а температура T продолжала расти. Не происходит ли подобная ситуация в настоящее время? Если это так, то **Землю ожидает начало резкого похолодания.**

Работа выполнялась при поддержке гранта Президиума РАН № 16. Часть 3. Проект 19.2 и гранта ДВО РАН по разделу Р1.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ НА КАМЧАТСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ «ПАРАТУНКА» И В РАЙОНЕ МУТНОВСКОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СТАНЦИИ

RESULTS ON RESEARCH OF THE ATMOSPHERIC ELECTRIC FIELD AT THE KAMCHATKA OBSERVATORY “PARATUNKA” AND IN THE REGION OF THE ACTIVE MUTNOV POWER PLANT

Н.В. Чернева, И.Ю. Бабаханов, В.В. Кузнецов

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Ten-year (from 1997 to 2006) results on research of the Atmospheric Electric Field (AEF) intensity E_z in the bottom layer at Kamchatka observatory “Paratunka” are presented. Examined in Fair-Weather Conditions (FWC) AEF records revealed strong evening-morning asymmetry of E_z diurnal variations whose magnitude and features were season dependent. It is equinox to have its greatest impact after unitary variation on the sunrise superposition induced by observatory location. In FWC a sharp drop of AEF intensity is obtained to coincide with Forbush decrease of galactic cosmic rays. Like at other world observatories the average annual magnitude of E_z measured at the Paratunka observatory is obtained to reduce steadily. The results on experiments of the effect of a steam jet out of a deep geothermal well on the AEF are presented.

Введение

Атмосферное электрическое поле изучается в различных обсерваториях мира в течение многих лет, но единой теории АЭП нет до сего времени. Важнейшее значение в исследованиях АЭП имеет постоянный мониторинг его на обсерваториях. Обсерватория «Паратунка» на Камчатке работает сравнительно недавно, но, тем не менее, здесь получены данные, имеющие своеобразную специфику. Во-первых, это географическое положение обсерватории, состоящее в том, что время утреннего терминатора (граница ночь-день) приходится примерно на время унитарной вариации. Во-вторых, в непосредственной близости от обсерватории проходят циклоны, оказывающие огромное влияние на АЭП [2] и зарождающиеся в Тихом океане и, наконец, в третьем, – недалеко от обсерватории расположено Мутновское месторождение термальных вод, выброс которых при открытии скважины так же приводит к изменениям АЭП [1]. Полученные в результате мониторинга и специальных экспериментов данные интерпретируются в контексте новой модели АЭП.

Новая модель АЭП

В основу новой модели, разрабатываемой одним из авторов (В.В.К.), положены два предположения: 1) ионизация атмосферы галактическими космическими лучами и 2) разделение зарядов в атмосфере хорошей погоды за счет различия размера положительных и отрицательных микрокапель по механизму, предложенному Френкелем для грозового облака. Согласно модели, наличие положительных частиц в свободной атмосфере должно приводить к увеличению АЭП в точке измерения, отрицательных – к его уменьшению.

Форбуш понижение АЭП

Первому исследованию за длительный временной период этого явления посвящена работа венгерской обсерватории Nagysenk [4], в которой в течение 1962-1994 г.г. регистрировалось поведение АЭП в моменты Форбуш понижений (ФП) галактических космических лучей (ГКЛ). Оказалось, что в моменты сильных Форбуш понижений, электрическое поле уменьшалось на ~ 5-10 %, а затем восстанавливалось до прежнего уровня в течение 5 – 10 дней. Полученные в Венгрии результаты отличались от всех предшествующих, согласно которым, как это и следует из общепринятой грозовой модели АЭП, в такие моменты АЭП должно было бы возрасть. Автор этой работы приходит к

выводу, что в рамках существующих представлений о глобальном атмосферном электрическом контуре, объяснить поведение E_z не удастся: «маловероятно, что изменения проводимости и потока солнечных частиц одни могут объяснить глобальные изменения электрического поля». Кроме этого, автор приходит к выводу: «электрическое поле может одновременно находиться под влиянием других факторов, которые более эффективны в другом месте в атмосфере, и действуют посредством изменения параметров контура. Таким образом, реакция АЭП к солнечно-земным событиям не всегда однозначна».

Совместный анализ данных по ФП ГКЛ и данных по мониторингу АЭП на Камчатке позволил выявить достаточно большое количество событий ФП в АЭП, одно из которых представлено на рис. 1. В отличие от данных предшествующей работы, на Камчатке время понижения АЭП и ГКЛ совпадают очень точно, а восстановление АЭП происходит быстрее, чем восстановление ГКЛ. Обнаружена четкая зависимость: если ГКЛ понижаются на 1 %, то понижение величины АЭП примерно в 10 раз выше (10 %).

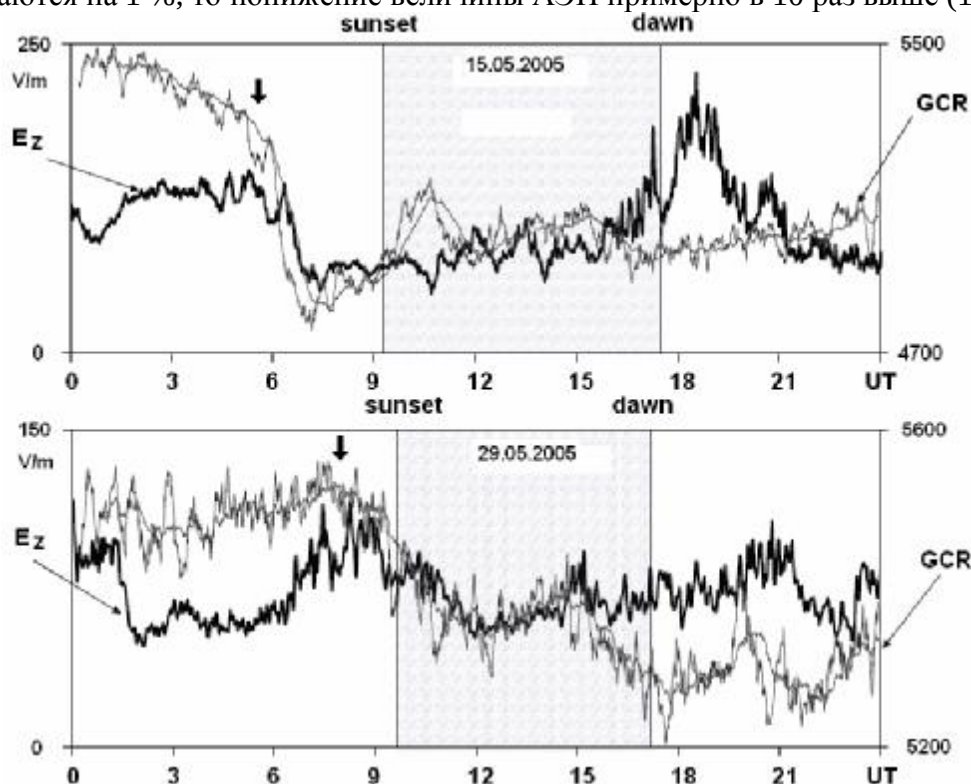


Рис.1. Изменение атмосферного электрического поля E в момент Форбуш понижения и восстановления величины E в последующие дни.

Обсудим полученный результат по ФП АЭП в контексте новой модели. Суть модели состоит в том, что в атмосфере «хорошей погоды» происходят одновременно два процесса: Один из них – это образование электрического заряда за счет ионизации атмосферы ГКЛ. Второй процесс, – это конденсация паров воды в атмосфере и образование микрокапель. Конденсация паров связана с температурой поверхности Земли, и чем она выше, тем меньше образуется капель, хуже разделение зарядов и меньше величина АЭП. В такой ситуации, если процесс конденсации и разделения зарядов происходит очень быстро, то и ФП в АЭП должно практически повторять ФП ГКЛ, что и наблюдается в большинстве из рассмотренных нами примеров [3].

Вечерне-утренняя асимметрия АЭП

Особенность расположения Камчатки состоит в том, что УТ-вариация АЭП приходится на время утреннего терминатора. Для того чтобы выявить и разделить эти эффекты, были выбраны (в течение 1998–2006) спокойные дни, когда отсутствовали резкие колебания градиента поля. Общее число выбранных дней - 203 дня, в том числе:

суммарное число за март 48, за апрель - 46, за май - 35, в июне было 42 спокойных дня, а в июле - 32. Точкой отсчета для статистической обработки было выбрано время восхода Солнца (по данным Камчатского Гидрометцентра). На рис. 2 одно деление по вертикальной оси равно 10%. Все данные нормированы на максимальное значение, т.е. приведены к 100% с тем, чтобы можно было просчитать % вклад после момента восхода. Все графики приведены к единому формату и могут быть сопоставимы. При изучении данных АЭП Камчатки оказалось, что вклад эффекта восхода в E_z в марте равен 40%, в апреле – 20%, в мае – 15%, в июне и июле мы видим понижение поля, а затем незначительное повышение в 10 и 5% соответственно. В марте виден один явно выраженный максимум, начиная с апреля – появляется второй максимум, он сохраняется с апреля по июль. Рис. 2 показывает, что если на Камчатке и можно выделить УТ-вариацию АЭП, то эффект восхода, в любом случае, значительно сильнее, чем УТ-эффект.

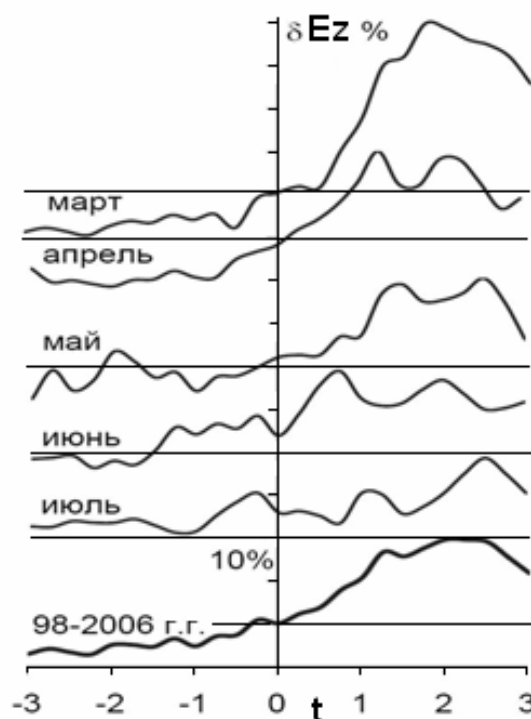


Рис.2. Эффект восхода Солнца ($t = 0$, в часах) в АЭП на обсерватории Паратунка.

Вековое уменьшение величины АЭП

По наблюдениям АЭП, проведенным в Венгрии, Шотландии и других странах [5], было обнаружено, что АЭП, в период с 1920 по настоящее время, регулярно понижалось (рис. 3). Авторы пытаются связать уменьшение величины АЭП с якобы наблюдаемым уменьшением интенсивности ГКЛ, подчеркивая, тем не менее, существование отрицательной корреляции с глобальной температурой. Анализ этих данные, показывает, что они противоречат идее грозового источника АЭП, т.к. чем выше температура планеты, тем выше частота гроз и – выше АЭП. Представлял определенный интерес выяснить, изменялось ли АЭП Камчатки. Как следует из рис. 3, на Камчатке АЭП уменьшалось примерно в том же темпе, что и на других обсерваториях.

Температура поверхности Земли в течение 100 последних лет возрастает. В этой связи, величина АЭП, согласно нашей модели, должна – уменьшаться. Рассмотрим, в контексте нашей модели, почему и каким образом, АЭП понижается с ростом температуры поверхности Земли. Согласно нашей модели величина E_z пропорциональна массе водного конденсата облака, размеру частиц – капель воды, которые участвуют в разделении зарядов. Причем, чем больше размер частиц и больше их концентрация, тем эффективнее происходит разделение зарядов. Очевидна так же и высказанная выше идея относительно того, что чем скорость конденсации больше скорости испарения, тем больше размер частиц, капель, аэрозолей, т.е. тех частиц, которые переносят отрицательный заряд Земле. Сейчас нашей задачей будет оценить, почему АЭП уменьшается именно настолько, как это следует из данных наблюдений, приведенных на рис. 3. Из этого рисунка следует, что, начиная с 1920 г. До настоящего времени (в течение 80 лет; $dt = 80$), величина E_z уменьшилась примерно вдвое: $dE_z/dt (E_z') \approx 2$ (со скоростью $\approx 1 \text{ В/м} \approx 1\% \text{ в год}$), в то время как температура поверхности Земли в этот же период времени выросла на $0.7 - 0.8$ градуса ($0.01^\circ \text{ год}^{-1}$), что составляет, примерно, $dT/dt (T') =$

0.06, или 6 %. (где среднегодовая температура Земли $T = 15^\circ\text{C}$). Отношение скоростей изменения параметров $T'/E' = 0.03$

Для подтверждения модели нам следует получить теоретическую зависимость E_Z

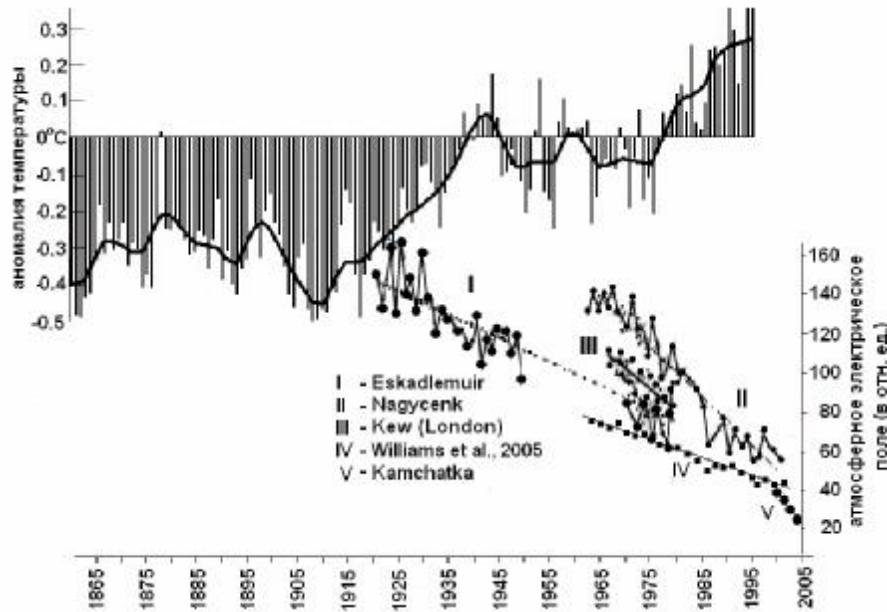


Рис.3. Изменение глобальной температуры Земли. Уменьшение величины E_Z на обсерваториях Венгрии, Великобритании и Камчатки

от температуры T , типа: $E_Z \sim \exp(-T)$, или: $M \sim \exp(-T)$, т.к. $E_Z \sim M$. Водность атмосферы, иначе, интегральная масса образующихся в атмосфере капель, M определяется скоростью нуклеации, т.е. скоростью роста капли. Для оценки скорости нуклеации воспользуемся формулой Зельдовича: $M \sim nZ(4\pi rPK)/(2\pi m kT)^{1/2}$, здесь: n – концентрация, r – радиус, m – масса ядер конденсации, т.е. «зародышей» капель, Z – фактор Зельдовича, P – давление, K – скорость

конденсации $K \sim \exp(-T)$, k – постоянная Больцмана. Учитывая зависимость E_Z только от температуры, получаем: $M \sim T^{1/2} \exp(-T)$, или, иначе: $E_Z \sim T^{1/2} \exp(-T)$.

Температура поверхности Земли возрастала в течение времени наблюдения t более или менее линейно со временем: $T = at$, тогда $T' = dT/dt = a$. Подставим это выражение в формулу для E_Z' и получим: $E_Z' \approx [\exp(-at)(1 + 2at)/a] \times (at)^{3/2}$, а отношение $T'/E' \approx 2a^{3/2}$, полагая $t = 1$. Как отмечалось, величина a , из наблюдений: $a = 0.06$, получаем отношение: $T'/E' = 0.03$, что можно рассматривать как подтверждение справедливости нашей модели.

Предположим, что глобальное потепление будет продолжаться с той же скоростью, что и сейчас, т.е. $\sim 1^\circ/100$ лет, тогда Земля, «нагреваясь», может достичь критической температуры $T = 26,5^\circ\text{C}$ примерно за 1000 лет. В этом случае поле E_Z уменьшится, примерно в 10 раз, так что его можно считать практически равным нулю ($\approx 10 - 15\text{ В}$), что ниже величины флуктуаций E_Z . Рассмотрим альтернативную модель, в которой уменьшение величины АЭП может быть, например, связано с вековым уменьшением интенсивности потока ГКЛ. Как мы показали, при Форбуш понижениях, уменьшение E_Z происходит примерно в 10 раз больше (10 %), чем ГКЛ (1 %). Однако в этом случае понижение величины E_Z связано с уменьшением количества частиц самой низкоэнергетической части общего потока ГКЛ, не принимающих участия в ионизации атмосферы. Принято считать, что максимум ионизации атмосферы приходится на область высот порядка 5 км, где наблюдается максимум ионизации атмосферы потоком ГКЛ, его вариации в процентах примерно соответствуют вариациям E_Z , что составляет $\approx 1\%$. С другой стороны, 11-летние солнечные вариации ГКЛ составляют примерно 1 - 2 % в год. Наблюдения ГКЛ на нейтронных мониторах ведется около 50 лет, т.е. имеются данные по 5 циклам солнечной активности. Этих данных недостаточно для того, чтобы утвердительно ответить на вопрос существует ли тенденция векового уменьшения интенсивности потока ГКЛ. В такой ситуации нет возможности ни принять альтернативную модель, ни её опровергнуть.

Активные эксперименты с АЭП

Эксперименты проводились в районе действующей Мутновской электростанции на двух скважинах теплоэнергетических вод – парогидротерм. Измерения вертикальной компоненты АЭП E_z проводились с помощью трех электрических флюксометров «Градиент МЗ», датчика электрической проводимости воздуха «Электропроводность-2», системы оцифровки и записи сигнала на цифровой носитель.

Один из датчиков АЭП «Градиент МЗ» устанавливался в непосредственной близости от сопла скважины на верхней площадке металлического кожуха, другие располагались на расстоянии 20 и 40 метров от скважины. Прибор «Электропроводность-2», система оцифровки данных и компьютер размещалась в 20 метрах от скважины. Между первой и второй скважинами имелось существенное различие, состоящее в том, что расход пароводяной смеси на первой скважине 115 кг/сек с 22% содержанием пара, а расход во второй скважине - 14-15 кг/сек чистого пара (100%). В момент открытия первой скважины процентное отношение пара в ходе эксперимента повышалось, затем скважина резко вышла на основные свои характеристики, и расход и, соответственно, водность струи пара увеличилась до 90 кг/сек. Струя пара во второй скважине была практически сухой. Это даёт возможность сравнить результаты воздействия на АЭП как сухого, так и влажного водяного пара.

Во время экспериментов измерялся потенциал на верхнем срезе металлической обсадной трубы скважин. В обоих случаях начальный потенциал, до открытия скважины составлял примерно – 300 мВ. После открытия скважин потенциал уменьшался в среднем на 100 мВ. Это означает, что на срезе скважины во время её работы возникал дополнительный, положительный электрический заряд. Надо сказать, что иногда в течение времени работы скважины, потенциал начинал резко изменять величину и даже менять знак. По-видимому, в это время изменялись параметры струи пара, например, изменялась концентрация воды и т.п. Оценка плотности дополнительного электрического заряда в образующемся облаке, сделанная нами ранее по изменению величины АЭП, показала, что плотность заряда находится в интервале $10^{-9} - 10^{-10}$ Кл/м³. Полагая объем облака $10^3 - 10^4$ м³, разброс генерируемого электрического заряда составлял $10^{-7} - 10^{-5}$ Кл. Так как характерное время нарастания (убывания) величины E в момент открытия (закрытия) скважины равно примерно 5 минут, электрический ток скважины варьирует в интервале $10^{-7} - 10^{-9}$ А.

На рис. 4 представлено изменение во времени: величины АЭП на расстояниях 20 и 40 метров и данные измерения электропроводности на расстоянии 20 м. от скважины. На рис. 4 выделены четыре стадии первого эксперимента: 0 – поведение параметров АЭП до открытия скважины, калибровка датчиков; I – уменьшение E , возрастание λ_+ и уменьшение λ_- , II – начало возрастания E , λ_+ и λ_- , III – продолжение увеличения E и уменьшение λ_- и λ_+ . В этот момент эксперимент из-за внезапного выброса воды, залившей аппаратуру, был прекращен. В правой части рис. 4 приведены данные, полученные на второй, «сухой» скважине. Как будет показано ниже, их можно рассматривать как заключительную стадию эксперимента, начатого с первой скважиной, поэтому они обозначены как IV стадия эксперимента, в которой АЭП продолжает возрастать при понижении λ_- и практически постоянной величине λ_+ (см. рис. 4).

Анализ результатов показывает, что изменения электропроводности λ_+ и λ_- всегда совпадают по времени с вариациями поля E . По всей видимости, это обязано тем обстоятельствам, что параметры АЭП измерялись в непосредственной близости от грунта, т.е., иначе, датчики располагались на земле, за исключением датчиков поля, установленных на высоте 7 метров на хорошо проводящем защитном кожухе. Однако эти датчики дополнительной информации не несли, т.к. после открытия скважины довольно быстро заливались водой. Заметим, что в эксперименте 2004 исследовались только две первых стадии (I и II), после чего наблюдения прекращались. В этих экспериментах поле E уменьшалось почти до нуля, но знак поля не менялся.

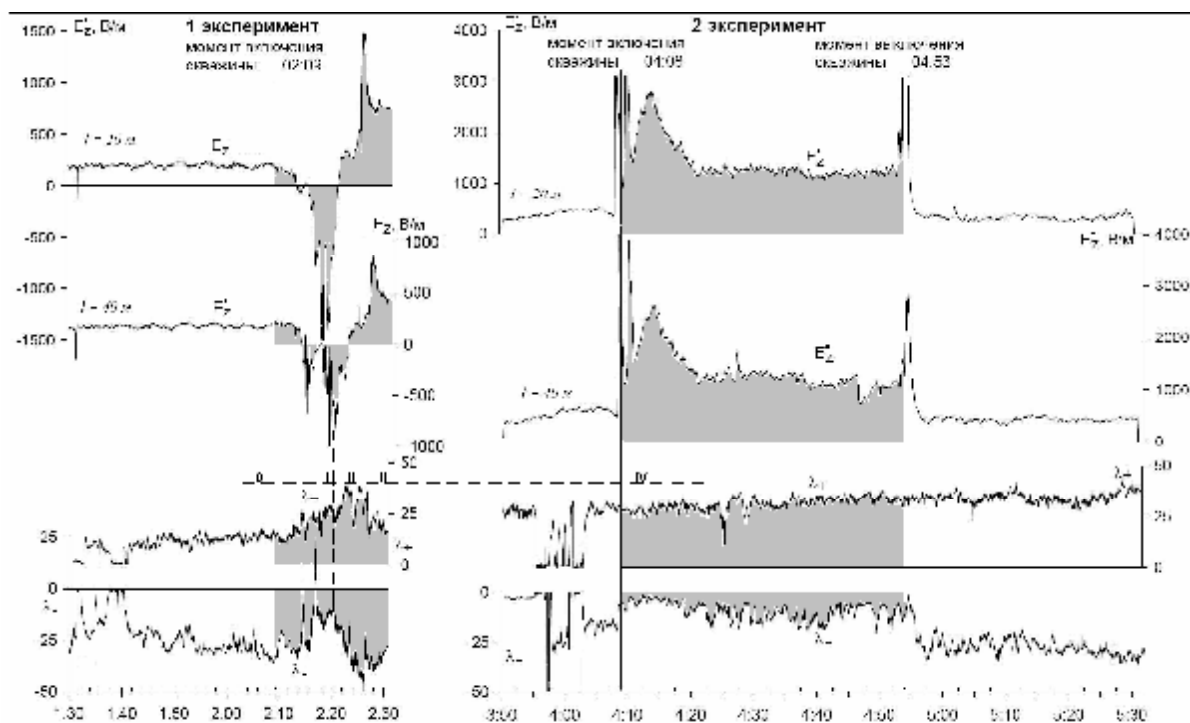


Рис.4. Результаты измерений E_z , λ_+ и λ_- на двух термальных скважинах.

Таким образом, появление в атмосфере дополнительного положительного заряда от струи с сухим паром приводит к увеличению АЭП и, наоборот, выброс влажного пара – АЭП уменьшает. Отсюда следует, что АЭП формируется за счет возникновения и разделения зарядов непосредственно в самой атмосфере, что подтверждает основную идею принципиально новой модели АЭП.

Заключение

В заключение отметим, что наблюдения и активные эксперименты с АЭП на Камчатке показали, что: 1) имеется прямая связь: ГКЛ-АЭП; 2) существует прямое влияние Солнца на АЭП; 3) вековое уменьшение АЭП обязано глобальному потеплению; 4) струя сухого водяного пара, выброшенного в атмосферу, - приводит к возрастанию величины поля E_z . Выброс воды в атмосферу и последующее дробление воды, привносит отрицательный заряд, что приводит к изменению полярности поля E_z . Полученные результаты не противоречат новой модели АЭП, скорее её подтверждают.

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

Список литературы

1. Кузнецов В.В., Чернева Н.В. Исследование влияния искусственного облака на атмосферное электрическое поле. // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2007, том 43, №2, с. 266–271
2. Кузнецов В.В., Чернева Н.В., Дружин Г.И. О влиянии циклонов на атмосферное электрическое поле Камчатки. // Доклады АН, 2007, том. 412, №4, с. 547–551.
3. Чернева Н.В., Кузнецов В.В. Форбуш понижения и эффекты терминатора в атмосферном электричестве Камчатки // Труды VIII конференции молодых ученых БШФФ «Астрофизика и физика околоземного космического пространства». Иркутск. 2005, с.37–40.
4. Märçz F. Short-term changes in atmospheric electricity associated with Forbush decreases. J. Atm. Solar-Terr. Physics. 1997. V. 59. N. 9. P. 975–982.
5. Märçz F., Harrison R. G. Long-term changes in atmospheric electrical parameters observed at Nagycenk (Hungary) and the UK observatories at Eskdalemuir and Kew. J. Annales Geophysicae. 2003. V. 21: P. 2193–2200.

О СВЯЗИ ГЕОАКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

ON THE CONNECTION OF GEOACOUSTIC EMISSION WITH DEFORMATION PROCESSES IN SEDIMENTARY ROCKS

*Г.И. Долгих¹, А.В. Купцов², И.А. Ларионов², Ю.В. Марапулец², В.А. Швеи¹,
Б.М. Шевцов², В.А. Чупин¹, С.В. Яковенко¹*

¹*Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

In the present paper we consider the connection of increase of geoacoustic emission intensity with growth of local strain in surface sedimentary rock, which occurs at considerable distance from epicenters of preparing earthquakes.

A receiving system, which consists of four joint piezoelectric directed hydrophones, was used to register acoustic signals at the observation site of IKIR FEB RAS near the Karymshina river.

A laser unequal-arm deformograph, developed by TOI FEB RAS, was installed according to Michelson interferometer. It is set at the distance of 50 m from the acoustic system on casing pipes of two dry 5-metre wells. Sampling rate of the registration system is 800 Hz, and the sensitivity of the deformograph was not less than 10^{-11} .

In the course of joint measurements 7 seismic events of the energetic class $K > 10$ were registered within 2 month. Increase of geoacoustic emission and rapid growth of deformations were noted 2 days before the seismic events on February, 16-18 2006.

Based on the data presented we concluded the increase of geoacoustic emission is the result of growth of deformation processes in surface sedimentary rock, thus the increase of deformation-acoustic activity may be considered as one of the seismic event precursors.

Для исследования аномалий геоакустической эмиссии, предшествующих сейсмическим событиям [1, 3, 4] в пункте комплексных геофизических наблюдений на р. Карымшина (52.49°N 158.07°E) выполняются непосредственные измерения деформационных процессов в приосадочных породах одновременно с геоакустическими наблюдениями в период активизации сейсмических процессов.

Измерения геоакустической эмиссии выполняются системой разнонаправленных гидрофонов (рис. 1), ориентированных по сторонам света, с шириной диаграммы направленности 60°, средняя чувствительность с предусилителями в килогерцовом диапазоне равняется сотням мВ/Па. В пункте наблюдений толщина осадочных пород, наиболее препятствующих распространению высокочастотных сигналов, составляет примерно 40 и 50 м, соответственно. Измерения коэффициента поглощения звука этими породами в килогерцовом диапазоне дали величину около 200 дБ/км. Регистрация акустических сигнала со всех направлений осуществлялась непрерывно с помощью звуковых карт компьютера на внешний цифровой накопитель емкостью, позволяющей накапливать непрерывные данные за последние 7 суток. Параллельно через цифровые полосовые фильтры в диапазонах частот: 0.1–10, 30–60, 70–200, 200–600, 600–1500, 2500–6500, 7000–11000 Гц, после четырехсекундного накопления, производилась запись интегрального уровня сигнала. Контролируемые метеоусловия (ветер и дождь) оказывали заметное влияние на регистрируемый сигнал в низкочастотном диапазоне, но не мешали наблюдениям высокочастотной геоакустической эмиссии.

Для регистрации деформаций земной поверхности используется лазерный деформограф неравноплечного типа, установленный по схеме интерферометра



Рис.1. Приемная система направленных гидрофонов

Майкельсона, разработанный в ТОИ ДВО РАН (рис.2) [2], расположенный в 70 метрах от геоакустической системы.

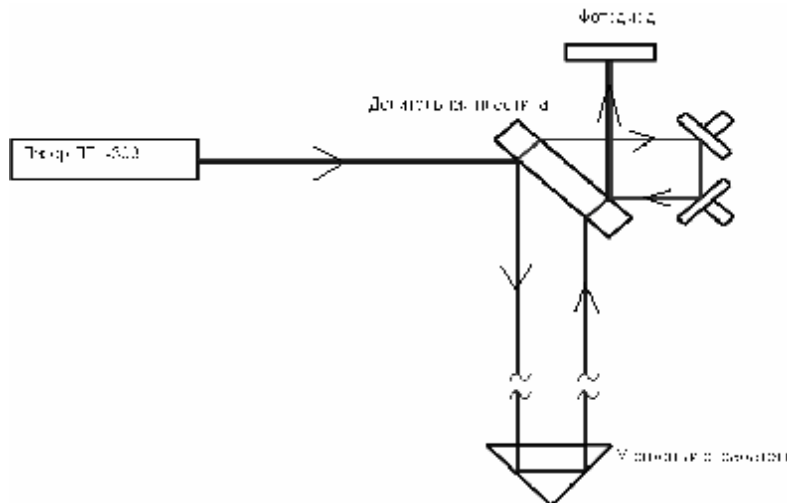


Рис.2. Схема лазерного деформографа

На одной из скважин размещен укрытый боксом интерференционный узел с частотно-стабилизированным гелий-неоновым лазером ЛГН-303, а на другой — защищенный контейнером уголкового отражателя. Лазерный луч интерферометра проходил между боксом и контейнером по световоду, собранному из стальных труб, обмотанных утеплителем для уменьшения внешнего термического воздействия.

Измерительное плечо интерферометра было ориентировано на юго-восток, перпендикулярно разлому в зоне субдукции (рис. 3). Лазер и регистрирующая аппаратура

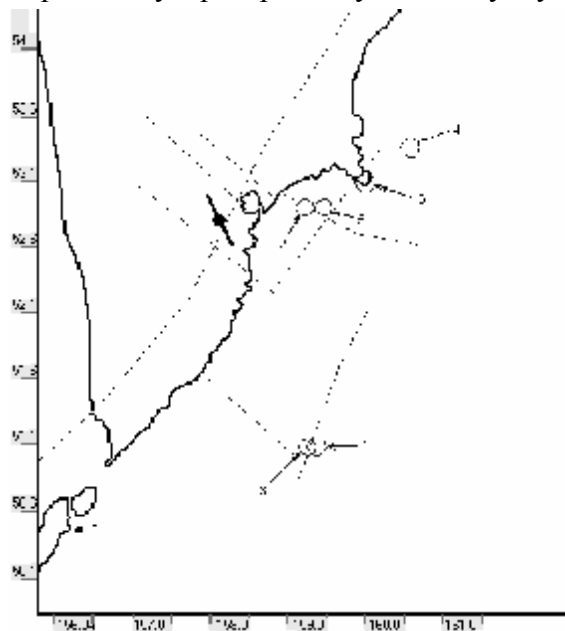


Рис.3. Карта расположения эпицентров землетрясений 16-18 февраля 2006 г.

работали от аккумуляторов, подзаряжаемых с помощью дизель-генератора или солнечных батарей. Частота отсчетов системы регистрации равнялась 800 Гц, а чувствительность деформографа была не хуже 10^{-11} . Метеоусловия оказывали влияние (атмосферное давление и скорость ветра), но легко учитывались при интерпретации данных.

Совместная работа двух систем измерений проводилась в январе – феврале 2006 г. и в декабре – мае 2007 г. За это время было зарегистрировано множество сейсмических событий разного класса, но явных аномалий, приуроченных к землетрясениям, было зафиксировано в двух случаях, что, возможно, объясняется огромной разрядкой напряжений, произошедшей после катастрофического землетрясения в КАО 20.04.2006 г.

В феврале 2006 за трое суток произошло 6 землетрясений более 10 класса (рис. 3).

Кружки обозначают место расположения эпицентров событий, отмеченных стрелками:

1. Событие 16 февраля 2006г. произошло 18:41:20 на глубине 15 км, класс 11,5. Координаты 51.12N, 159.4E, азимут 155, расстояние 209 км.
2. Событие 16 февраля 2006г. произошло 23:31:14 на глубине 86 км, класс 10,6. Координаты 52.92N, 159.25E, азимут 82, расстояние 75 км.
3. Событие 17 февраля 2006г. произошло 03:00:01 на глубине 15 км, класс 10,8. Координаты 51.11N, 159.29E, азимут 157, расстояние 206 км.

4. Событие 18 февраля 2006г. произошло 01:30:57 на глубине 57 км, класс 11,3. Координаты 53.37N, 160.61E, азимут 70, расстояние 175 км.
5. Событие 18 февраля 2006г. произошло 10:34:29 на глубине 68 км, класс 10,1. Координаты 52.92N, 159.5E, азимут 83, расстояние 92 км.
6. Событие 18 февраля 2006г. произошло 17:21:46 на глубине 50 км, класс 11,0. Координаты 53.10N, 160.02E, азимут 76, расстояние 129 км

Все события зарегистрированы обеими системами регистрации, как показано на рисунке 4.

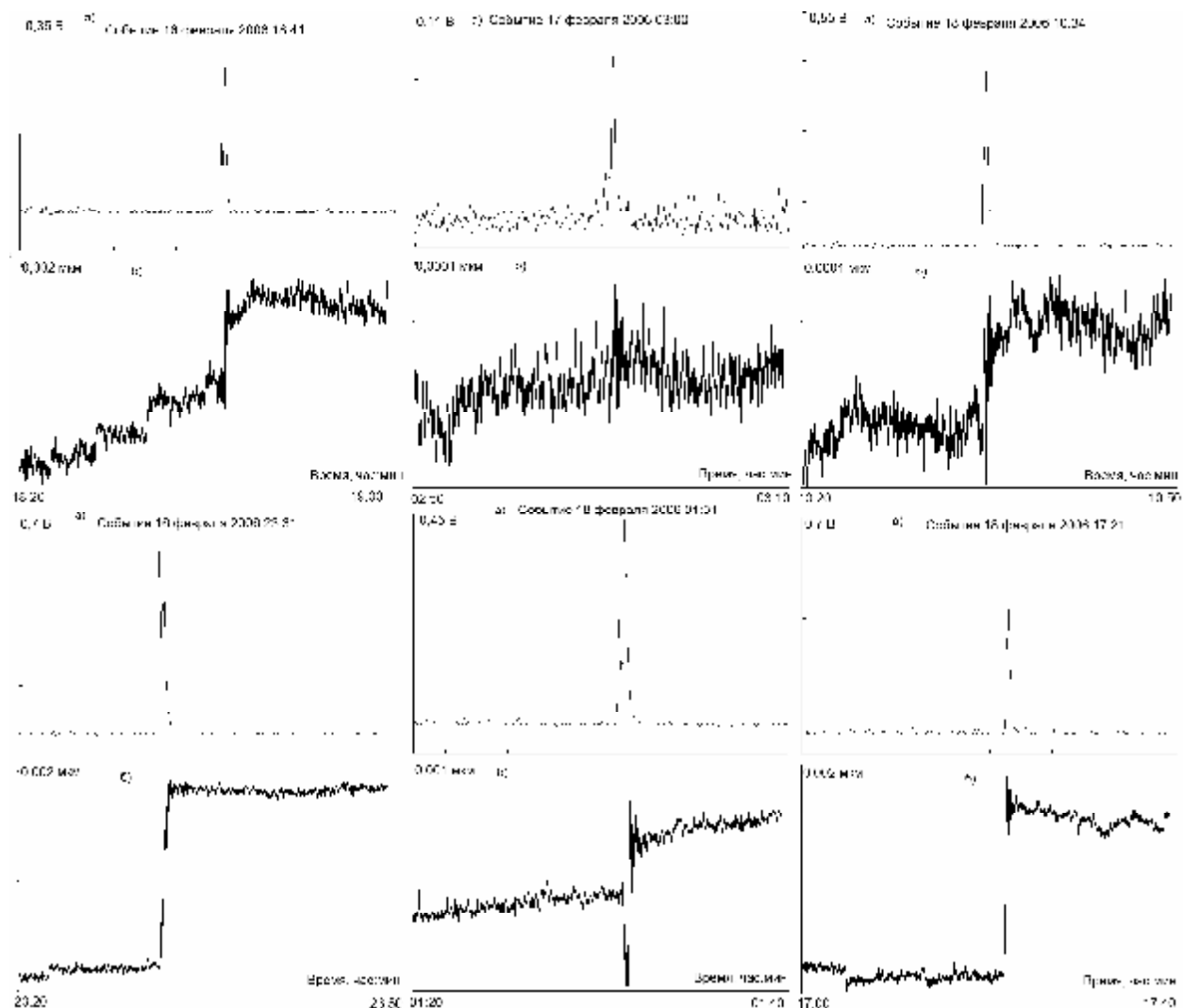


Рис.4. Зарегистрированные землетрясения 16-18 февраля 2006 г.: а) Интегральный акустический сигнал. б) Реакция деформографа.

За двое суток до первого 14 февраля 2006 г. землетрясения была замечена акустическая аномалия в интегральном сигнале в 5 и 10 кГц частотном диапазоне, но наибольшее отношение между амплитудой сигнала и фонового уровня наблюдается на частоте 10 кГц. В связи с этим, аномалия, зарегистрированная деформографом, не имеет ярко выраженного характера и наблюдается только на графике производной от роста деформаций (рис.5)

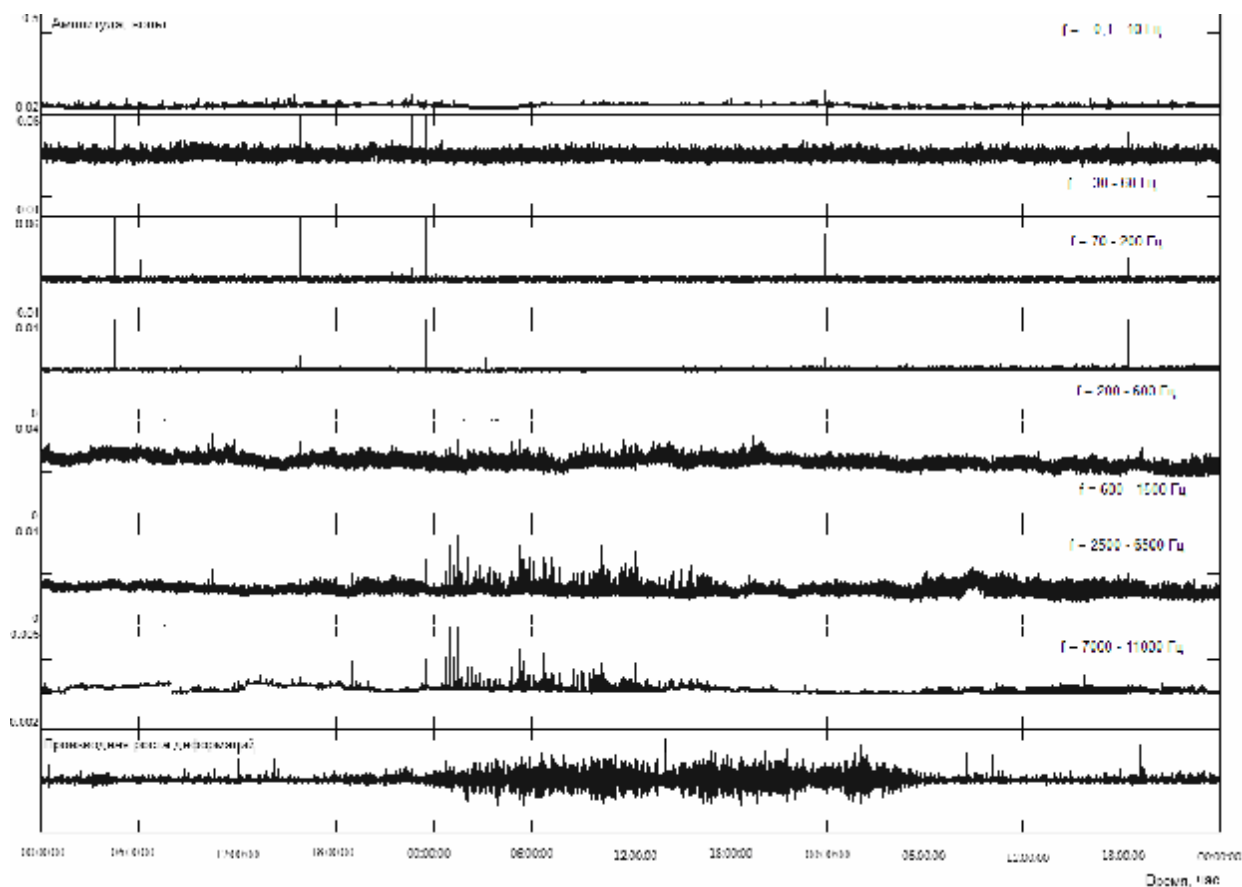


Рис.5. Интегральный геоакустический сигнал, расфильтрованный по частотным диапазонам за 13-15 февраля 2006 г., и производная роста деформаций. а) интегральный акустический сигнал, б) реакция деформографа.

Из приведенного рисунка видно, что интенсивный рост амплитуды в геоакустическом сигнале начинается одновременно с ростом деформаций. Но после того, как деформограф зафиксировал резкий скачек деформации, амплитуда геоакустического сигнала упала до фонового уровня и в последующем не увеличивалась, хотя график производной показывает дальнейший рост деформаций.

За 5 месяцев последующих наблюдений не было зарегистрировано повышения амплитуды геоакустической эмиссии в преддверии сейсмических событий. Анализируя показания деформографа, можно сказать, что за этот период происходили немногочисленные, достаточно плавные деформации, скорее всего влияющие на фоновый уровень геоакустической эмиссии.

Для полного понимания связи геоакустической эмиссии и деформационных процессов, было решено поместить гидрофон на опору, на которой расположен уголкового отражателя деформографа. Произошедшее сейсмическое событие 29 апреля 2007 года было зарегистрировано, как показано на рисунке 6, всеми системами регистрации. Из рисунка видно, что гидрофон, расположенный около отражателя деформографа, одновременно с ним зафиксировал данное событие, а система направленных гидрофонов с опережением на 16 сек. Следовательно, можно сделать вывод, что геоакустическая система регистрирует акустический отклик на сейсмическую волну, распространяющуюся не из гипоцентра землетрясения, а из зоны субдукции, располагающейся в районе измерений.

Далее, 1 мая 2007 г. было зафиксировано аномальное, с точки зрения ежедневного спокойного суточного хода, поведение деформационного процесса – резкие колебания, которые имели большую амплитуду, около 0,1 мкм (рис.7).

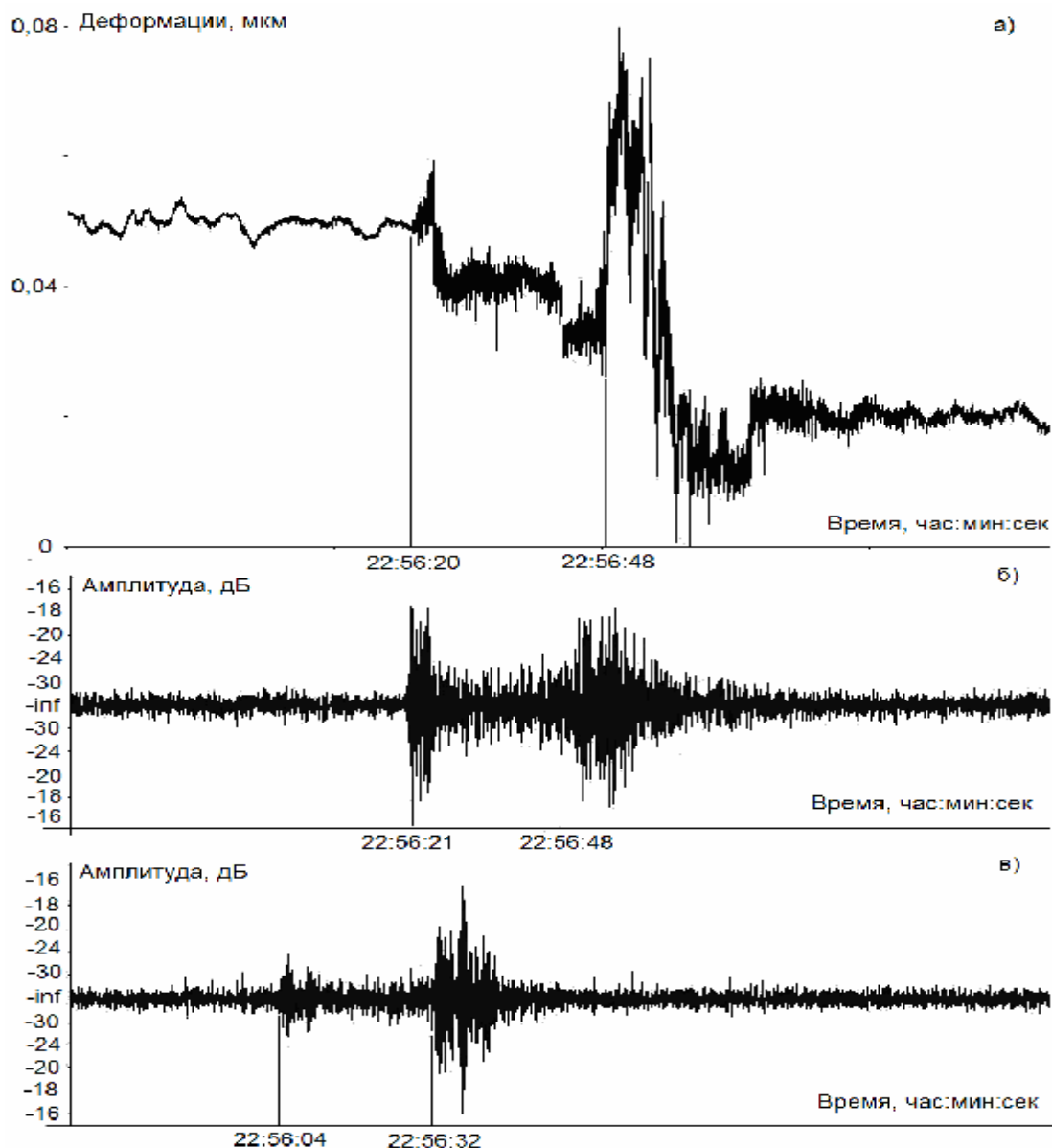


Рис.6. Землетрясение 29 апреля 2007, 22:55:46; $\kappa = 11,2$; $50,72^{\circ}$ N, $157,82^{\circ}$ E. Расстояние до станции 197 км. Азимут 185° а) сигнал, зарегистрированный деформографом, б) реальный акустический сигнал с гидрофона, расположенного на опоре деформографа, в) реальный акустический сигнал с системы направленных гидрофонов.

Длительность этого явления составила около 8 часов и произошло в преддверии сильного сейсмического события, за 25 часов до него. Анализ геоакустической эмиссии за тот же период времени выявил резкое повышение амплитуды сигнала, причем с гидрофона, расположенного на опоре деформографа; рассматриваемое повышение полностью совпадает с данными деформографа, а у системы направленных гидрофонов аномальное повышение амплитуды соответствует области максимальных деформаций.

Из приведенных данных можно сделать выводы, что при землетрясениях на значительных расстояниях геоакустическая система направленных гидрофонов регистрирует акустический отклик на сейсмическую волну из зоны субдукции, которая располагается вблизи района измерений. Возникновение резкого увеличения амплитуды высокочастотной геоакустической эмиссии в период подготовки сейсмического события является следствием возрастания деформационных процессов в этот же период времени.

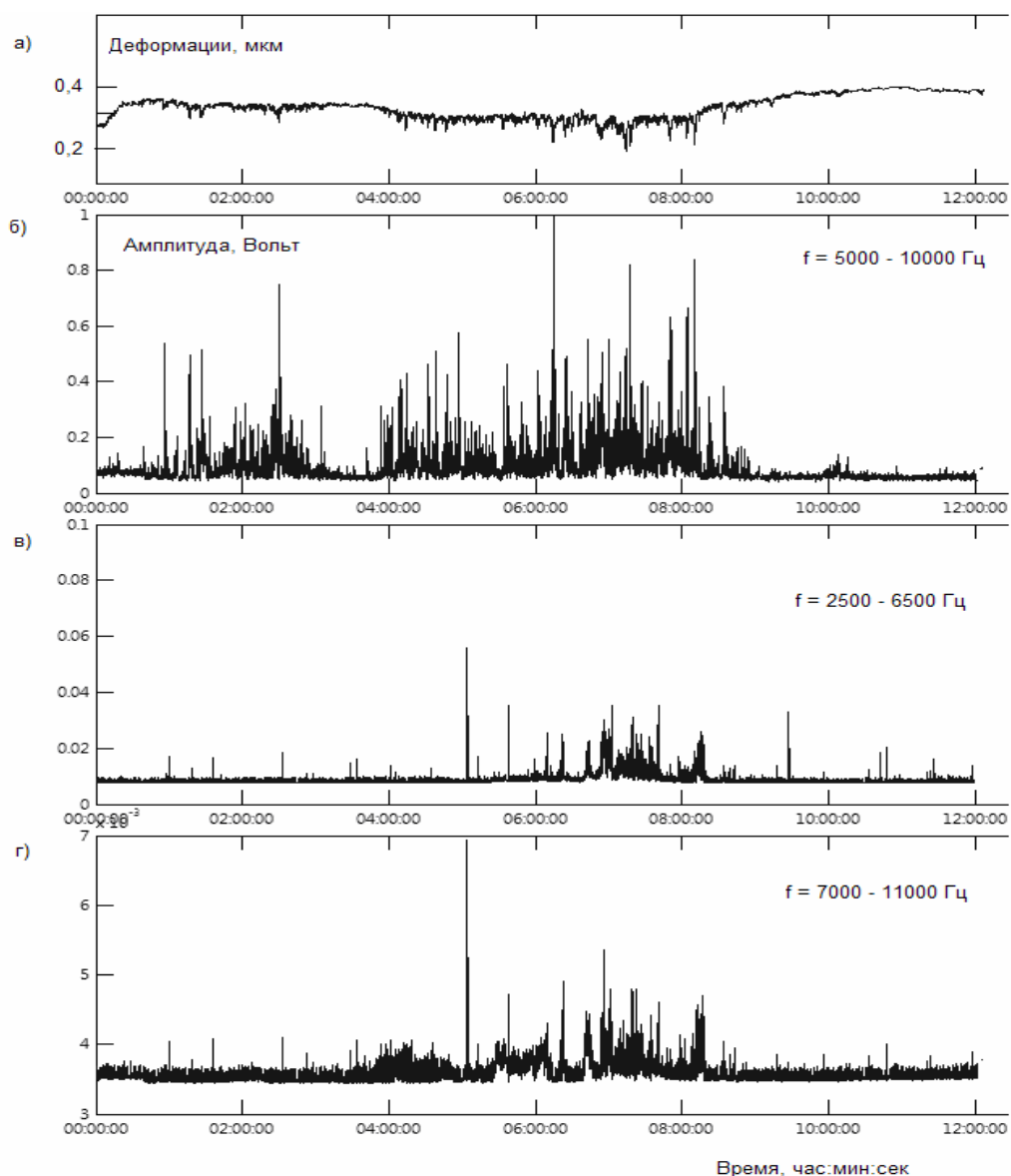


Рис.7. Данные деформографа и соответствующие ему геоакустические аномалии 1 мая 2007 г. а) сигнал с деформографа, б) интегральный акустический сигнал с гидрофона, расположенного на опоре деформографа, в) интегральный акустический сигнал с системы направленных гидрофонов.

Список литературы

1. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Доклады АН. 2006. Т. 407. С. 669 – 672.
2. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Овчаренко В.В., Марапулец Ю.В., Швецов В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений// Доклады АН. 2007. Т.413, №1. С. 96-100.
3. Купцов А. В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке. // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
4. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 45-59.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АНИЗОТРОПИИ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ НА ОЗЕРЕ МИКИЖА ВЕКТОРНО-ФАЗОВЫМИ МЕТОДАМИ

RESULTS OF STUDY OF GEOACOUSTIC SIGNAL ANISOTROPY OF THE MIKIZHA LAKE BY VECTOR-PHASE METHODS

В.А. Гордиенко¹, Т.В. Гордиенко¹, Ю.В. Марапулец², А.О. Щербина²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Research of anisotropy was carried out by a vector-phase combined hydroacoustic receiver, placed in a natural pond (the Mikizha Lake) in Kamchatka. Geoacoustic signal is a sequence of shock pulses in the frequency range 0,1 Hz - 10 KHz with the average duration 200 ms and the amplitude 0.1-1 Pa. Registered impulse frequency was used as a quantitative characteristics to evaluate signal anisotropy. It was discovered that there is a local area in the pond in the angle range 0 – 50 degrees relatively the location of the receiver; this area generates the main quantity of geoacoustic signal.

Для детального исследования анизотропии геоакустического излучения на различных стадиях сейсмической активности на Камчатке на озере Микижа на глубине около 5 метров установлена приемная система, реализующая векторно-фазовые методы определения направления прихода сигнала. В качестве приемного устройства использован векторно-фазовый комбинированный приемник (ВФП), разработанный в ЗАО «Геоакустика» при ФГУП ВНИИФТРИ, который позволяет одновременно регистрировать три взаимно ортогональных проекции колебательной скорости и акустическое давление в диапазоне частот 0-10 кГц [1]. Внешний вид приемника и его характеристики направленности представлены на рис.1.

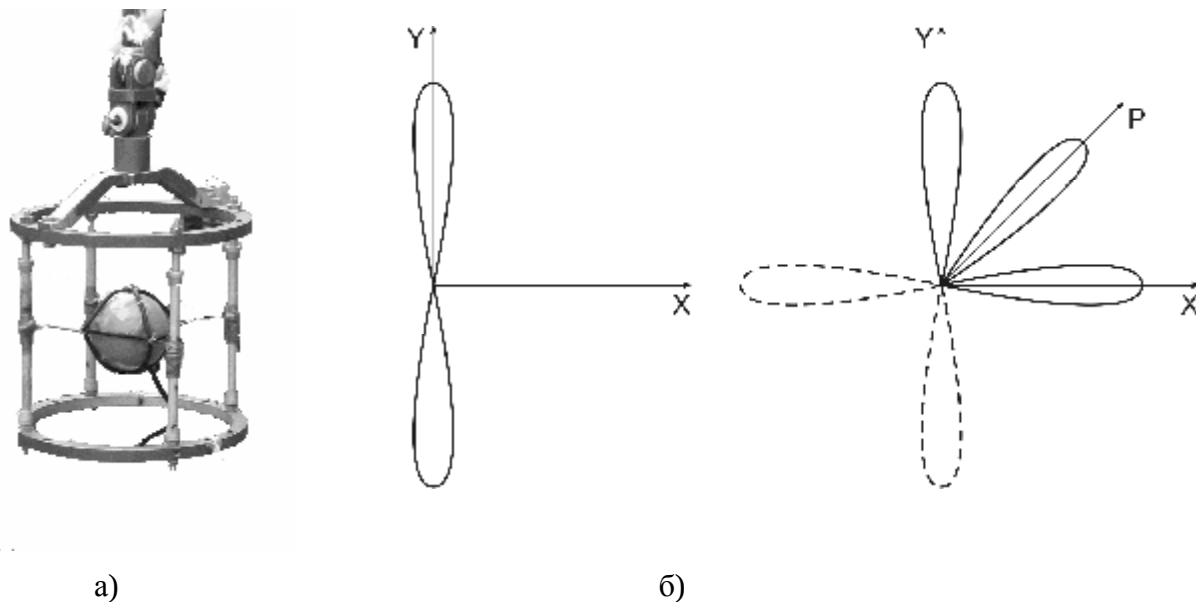


Рис.1. Внешний вид (а) и характеристики направленности (б, слева – одиночный приемник колебательной скорости; б, справа – характеристика в горизонтальной плоскости) векторно-фазового комбинированного приемника.

Для изучения геоакустических сигналов разработан специализированный программно-аппаратный комплекс. Техническая часть состоит из ВФП, усилителя электрических сигналов и IBM совместимого компьютера с 2 звуковыми картами, обеспечивающими синхронность передачи данных по каналам. Программная часть – это специально разработанные программы для регистрации в режиме реального времени и детального анализа записанного сигнала в условиях лаборатории.

Анализ геоакустических данных показал, что широкополосный сигнал с гидрофона представляет собой череду ударных импульсов с амплитудой 0.1-1 Па [1, 2]. Установлено,

что частота следования импульсов зависит от относительных деформаций и меняется в широких пределах – от одиночных щелчков на временном интервале несколько секунд в фоновый период до десятков и даже сотен щелчков в секунду. Для примера на рис. 2 вверху приведен 3-х минутный фрагмент записи акустического сигнала, а внизу – одиночный импульс из этого фрагмента.

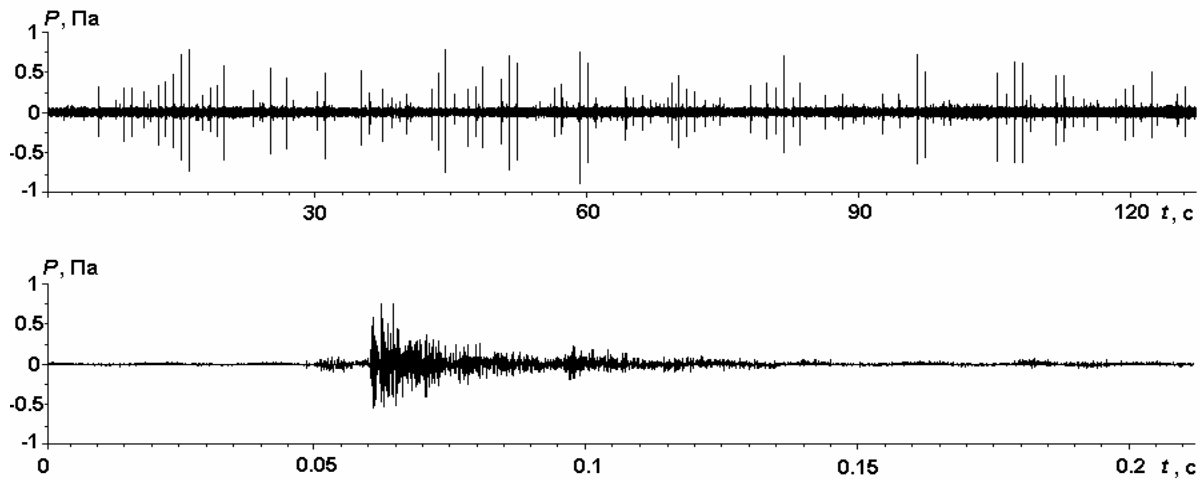


Рис.2. Фрагмент записи сигнала в диапазоне частот (вверху) и одиночного импульса из этого фрагмента (внизу) при возмущении акустической эмиссии, P - давление.

Для анализа акустического сигнала с ВФП используется его представление в полярных координатах (рис.3), что, в частности, позволяет определить направленность на источник импульса.

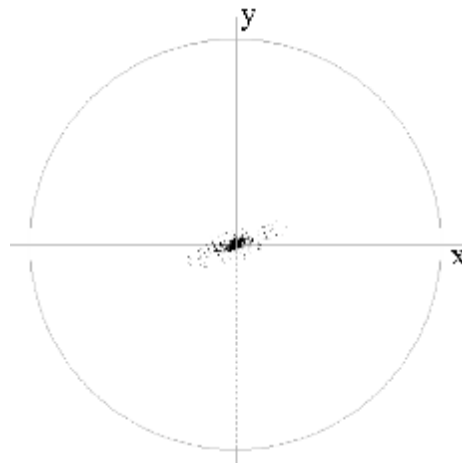


Рис.3. Представление импульса в полярных координатах.

Программа обработки позволяет автоматически найти и зарегистрировать импульсы в записанных данных. При этом в результате создается файл-перечень всех найденных импульсов с описанием основных характеристик - времени регистрации и угла прихода с дискретностью 5 градусов. Далее определяется зависимость количества импульсов $N'(a)$, зарегистрированных в единицу времени (1 секунда) с каждого направления (геоакустическая активность) и строится ее сглаженный график.

$$N'(a) = \frac{dN(a)}{dt},$$

где $N(a)$ - количество импульсов, зарегистрированных с данного направления,
 $a = 0^\circ, 5^\circ, 10^\circ, \dots, 355^\circ$.

Для анализа анизотропии геоакустических сигналов на Камчатском полигоне в период осень – весна 2004 – 2005 года ВФП был установлен на озере Микижа, далее он был снят и установлен заново в октябре 2006 года. Место 2 установки отдалено на 10 метров на юго-восток относительно первого периода. Оценка пространственных характеристик геоакустической активности в спокойный (фоновый) период производилась в дни с отсутствием ярко-выраженных продолжительных высокочастотных акустических аномалий, обусловленных повышением активности деформационного процесса или погодными условиями (ветер, дождь). Для примера на рис.4 представлен график поведения акустического сигнала за 15.11.2004 года. Анализируемой величиной выбрано суммарное за 4 с акустическое давление P_s в наиболее информативном частотном диапазоне 2 – 6.5 кГц [2]. Штриховой линией на графике указана геоакустическая активность $N' = \frac{dN}{dt}$, количественные значения которой представлены на правой оси ординат. В сигнале присутствуют лишь случайные акустические выбросы со значительными спокойными периодами между ними.

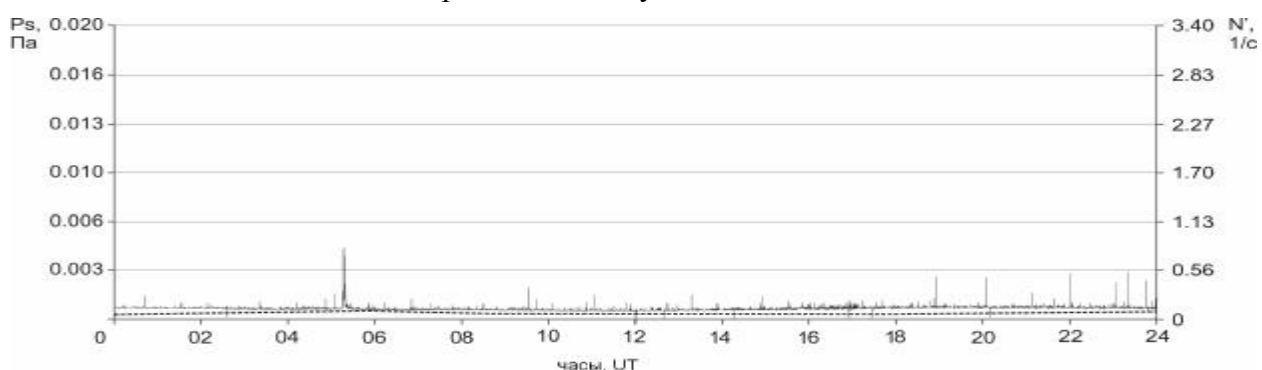


Рис.4. Акустическая эмиссия с озера Микижа за 15.11.2004 года.

В результате обработки фоновых данных построены усредненные графики геоакустической активности за исследуемые периоды: осень - весна 2004-2005 года (рис.5, а) и осень – весна 2006-2007 годов (рис.5, б).

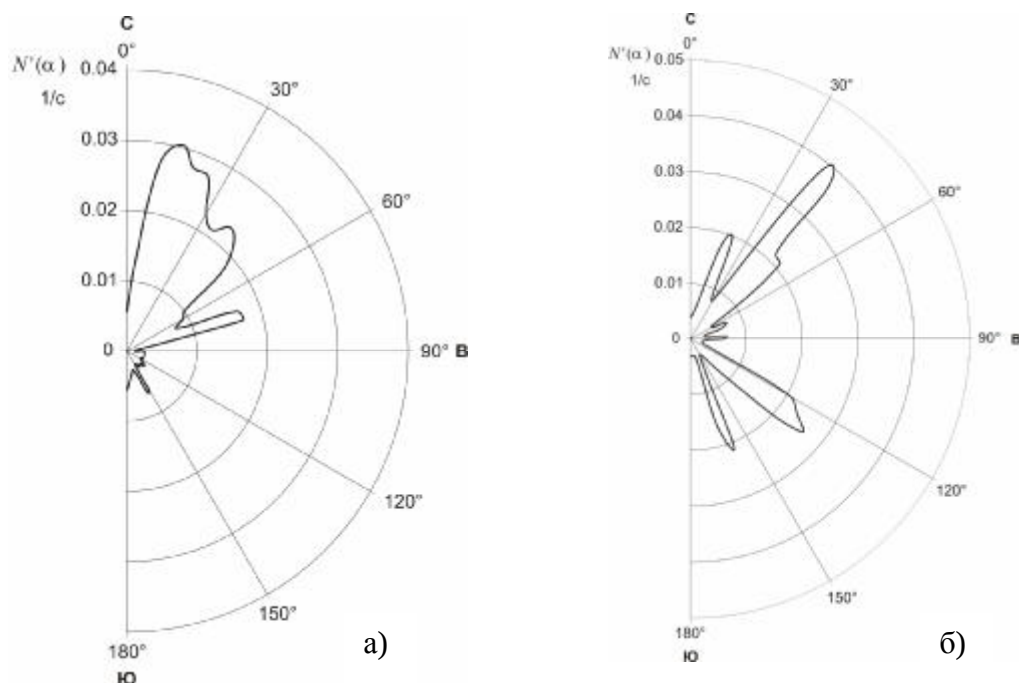


Рис.5. Усредненный график геоакустической активности $N'(\alpha)$ за периоды: а – осень-весна 2004-2005 года; б – осень-весна 2006-2007 годов.

Из полученной диаграммы за 2004-2005 г.г. видно, что в месте измерения имеется активная область, расположенная на 10° – 75° относительно северного направления, наиболее интенсивно излучающая акустические импульсы. Данная область достаточно неоднородна, наиболее активные части расположены на 15° - 25° и 60° , в которых интенсивность следования импульсов доходит до 0.02 в секунду. Кроме этого имеются небольшие активные области на 120° и 150° относительно северного направления, которые могут быть отражениями от берегов. В диаграмме за 2006-2007 г.г. имеются некоторые изменения, которые вероятно обусловлены достаточно большим периодом, прошедшим со времени первой установки и сдвигом ВФП на 10 метров в юго-восточном направлении. В данном случае имеются активные области по направлению 25° , 40° , 130° и 160° относительно северного направления. Первые две области, по всей видимости, являются результатом изменения области 10° – 75° с 2004-2005 года, а 2 последние – области 120° и 150° с 2004-2005 года с большей активностью. Разница в 10 градусов в этом случае обусловлена изменением места установки ВФП.

Таким образом, формирование диаграмм активности импульсов фонового периода обусловлено акустическими сигналами, сгенерированными локальными неоднородностями, расположенными в непосредственной близости от места установки ВФП. Основным фактором, обуславливающим наличие таких областей, является особенности в геологической структуре прилегающей к озеру территории. Анализ геологического строения местности показывает [3], что на расстоянии около 500 – 600 метров на северо-востоке от озера Микижа проходит «новейший рельефообразующий, возможно сейсмоактивный разлом, скрытый под вышележащими рыхлыми образованиями», который, по всей видимости, и оказывает значительное влияние на фоновый уровень активности геоакустической эмиссии.

В периоды установки ВФП наблюдались аномальные возмущения в поведении АЭ, обусловленные влиянием сейсмотектонического процесса. Данное явление наблюдалось в условиях отсутствия сильного ветра и осадков и не может быть обусловлено влиянием метеорологических факторов. Ранее подобные явления неоднократно наблюдались на системе, построенной на приемниках акустического давления и установленной на озере Микижа с 2001 года [2].

Например, 10.11.2004 в 21:47 UT на расстоянии 15 км по направлению 107° относительно измерительной системы произошло землетрясение класса 9.1. Несмотря на достаточно низкий класс события, в период с 04 до 11 часов наблюдалось значительное увеличение усредненного акустического сигнала и, одновременно с этим, увеличение частоты следования импульсов (рис.6). По осям ординат данного графика отложены те же параметры, что и на рис.3. Такая реакция АЭ вероятно обусловлена близким расстоянием до эпицентра землетрясения и тем фактом, что землетрясение произошло в непосредственной близости от разлома, рассмотренного ранее (рис.7). На рисунке разлом показан сначала непрерывной, а в продолжение – штриховой линией.

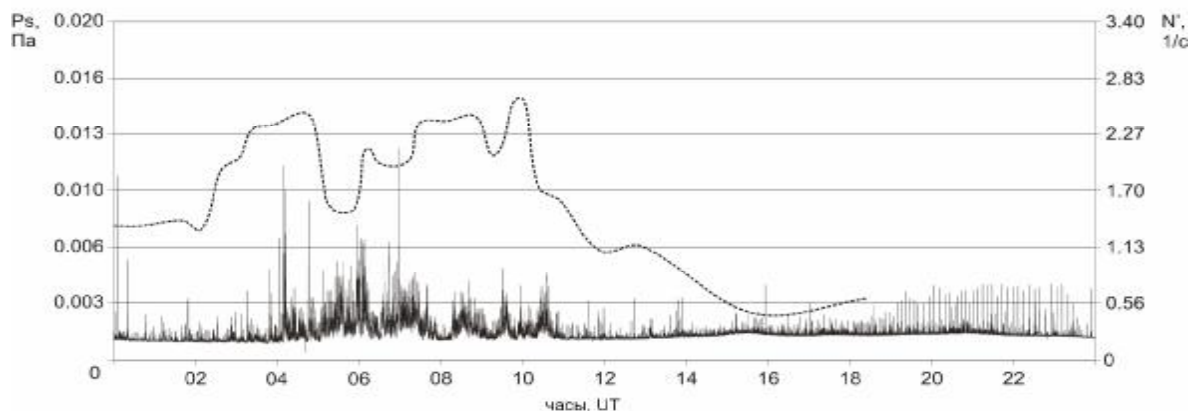


Рис.6. Акустическая эмиссия с озера Микижа за 10.11.2004 года

Из рисунка явно просматривается взаимосвязь акустического сигнала в диапазоне 2 – 6.5 кГц с активностью геоакустических импульсов. При этом их одновременный рост наблюдается только в целом, имеются и различия в процессах. Например, около 6 часов UT наблюдается повышение уровня акустической эмиссии и одновременное небольшое снижение активности импульсов. Это обусловлено сложной природой регистрируемого сигнала, состоящего не только из импульсной составляющей, но из более сложных по форме сигналов, которые не выявляет автоматическая система распознавания импульсов.

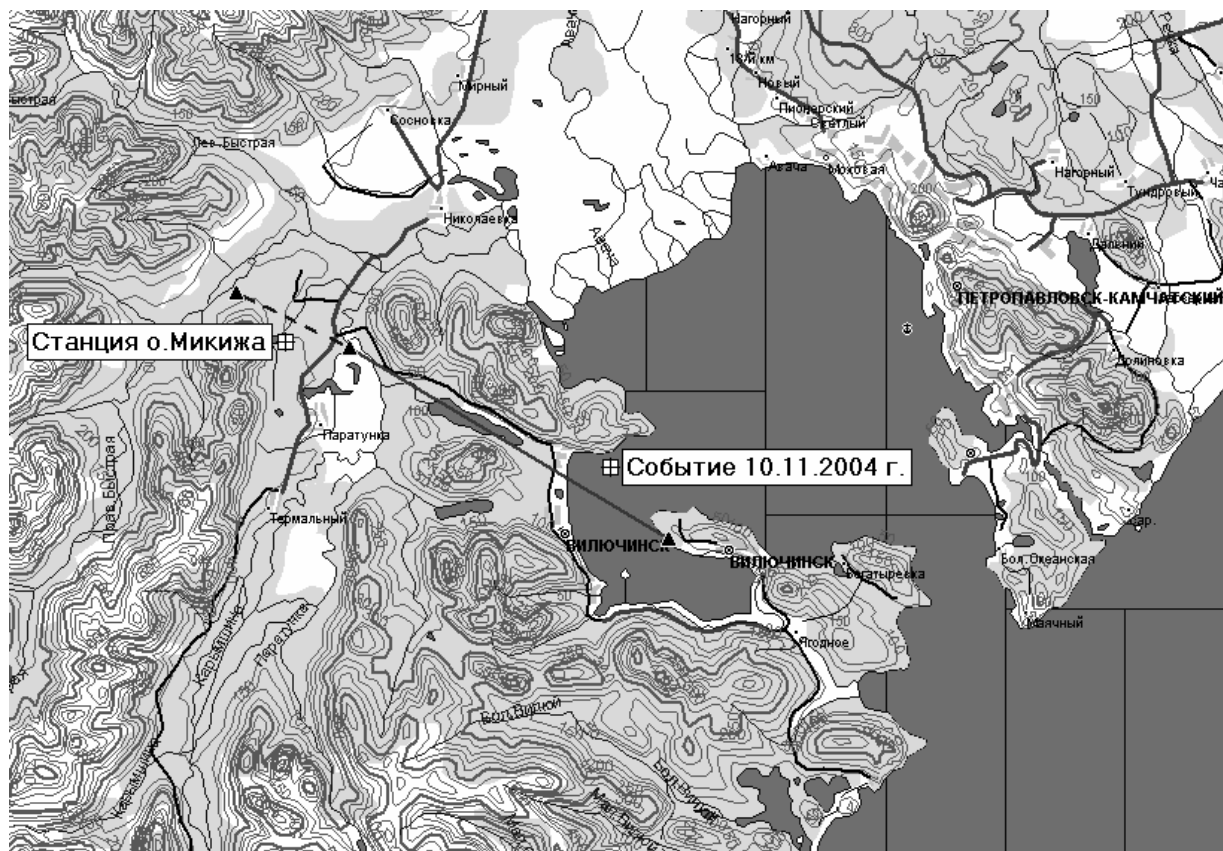


Рис.7. Карта с землетрясением 10.11.2004 года.

На рис.8 представлены графики геоакустической эмиссии в различные временные периоды развития аномалии (в правом нижнем углу каждого графика в увеличенном масштабе показан диапазон до 0.1 $N'(a)$, более жирным цветом показан усредненный фоновый уровень 2004-2005 г.). Из графика видно, что в первую половину активного периода наблюдается значительное увеличение количества импульсов (до 25 раз), регистрируемых из области, расположенной на 25° относительно северного направления. Эта область ранее была указана как самая активная в фоновый период 2004-2005 г.г. (рис.4). При этом геоакустическая активность с остальных направлений несоизмеримо мала. Далее начиная с 8 часов UT на фоне снижения уровня активности с основного направления, наблюдается увеличение геоакустической активности с других направлений, в том числе совпадающих с общим направлением на готовящееся сейсмическое событие. В целом период спада общей активности характеризуется нестабильной диаграммой направленности, выраженной в частой смене вторичных активных направлений (рис.8 г-е).

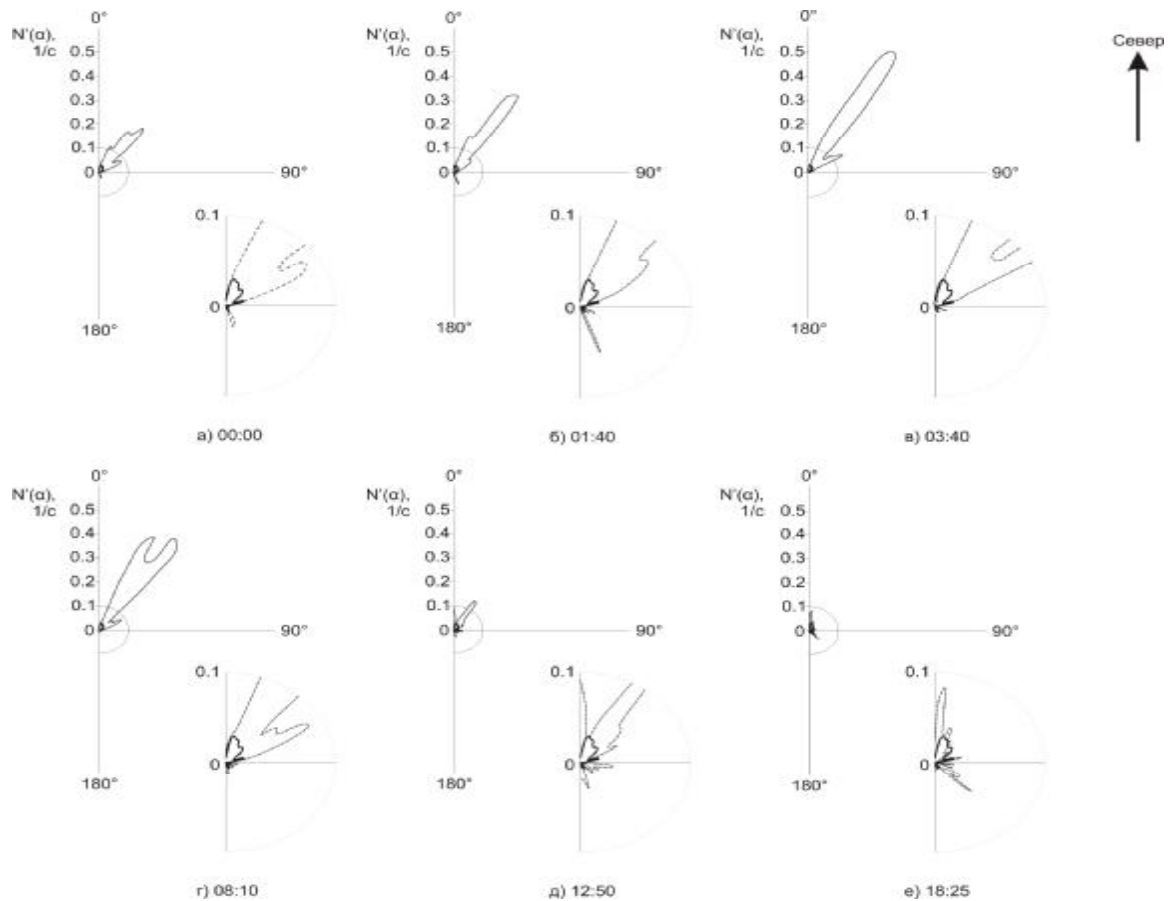


Рис.8. График геоакустической активности $N'(\alpha)$ за 10.11.2004 года.

2 мая 2007 года в 12:00 UT на расстоянии 153 км по направлению 113° относительно измерительной системы произошло землетрясение класса 12.1. В период с 00 до 17 часов UT 1 мая наблюдалось значительное увеличение усредненного акустического сигнала и, одновременно с этим, геоакустической активности (рис.9). Анализ взаимосвязей акустического сигнала в диапазоне 2 – 6.5 кГц с активностью геоакустических импульсов показывает, что повторяются закономерности, выявленные ранее по событию 10.11.2004.

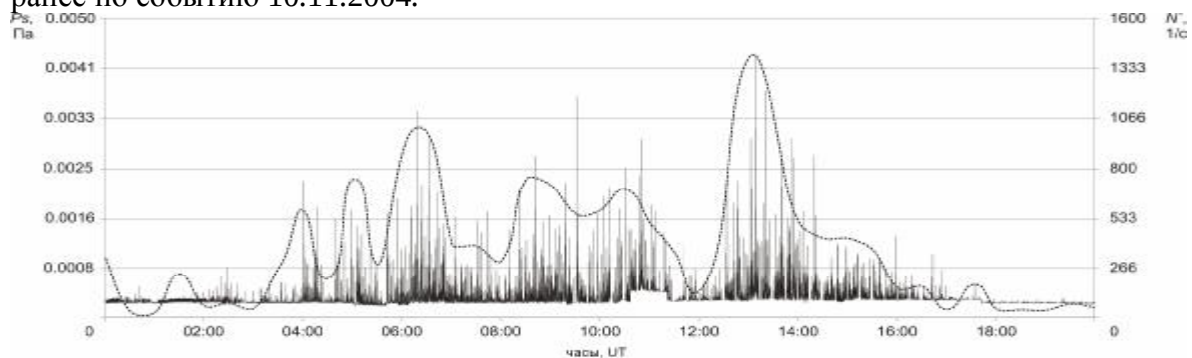


Рис.9. Акустическая эмиссия с озера Микижа за 1.05.2007 года.

На рис.10 представлены графики геоакустической эмиссии в различные временные периоды развития аномалии. Из графика видно, что, как и 10.11.2004 г. в первую половину активного периода наблюдается значительное увеличение количества импульсов, регистрируемых из области, расположенной на 25° относительно северного направления. При этом геоакустическая активность с остальных направлений несоизмеримо мала. Далее, начиная с 5 часов UT, наблюдается увеличение геоакустической активности с других направлений, в первую очередь с направления 170° - 180° . К концу суток величина активности приближается к фоновому значению.

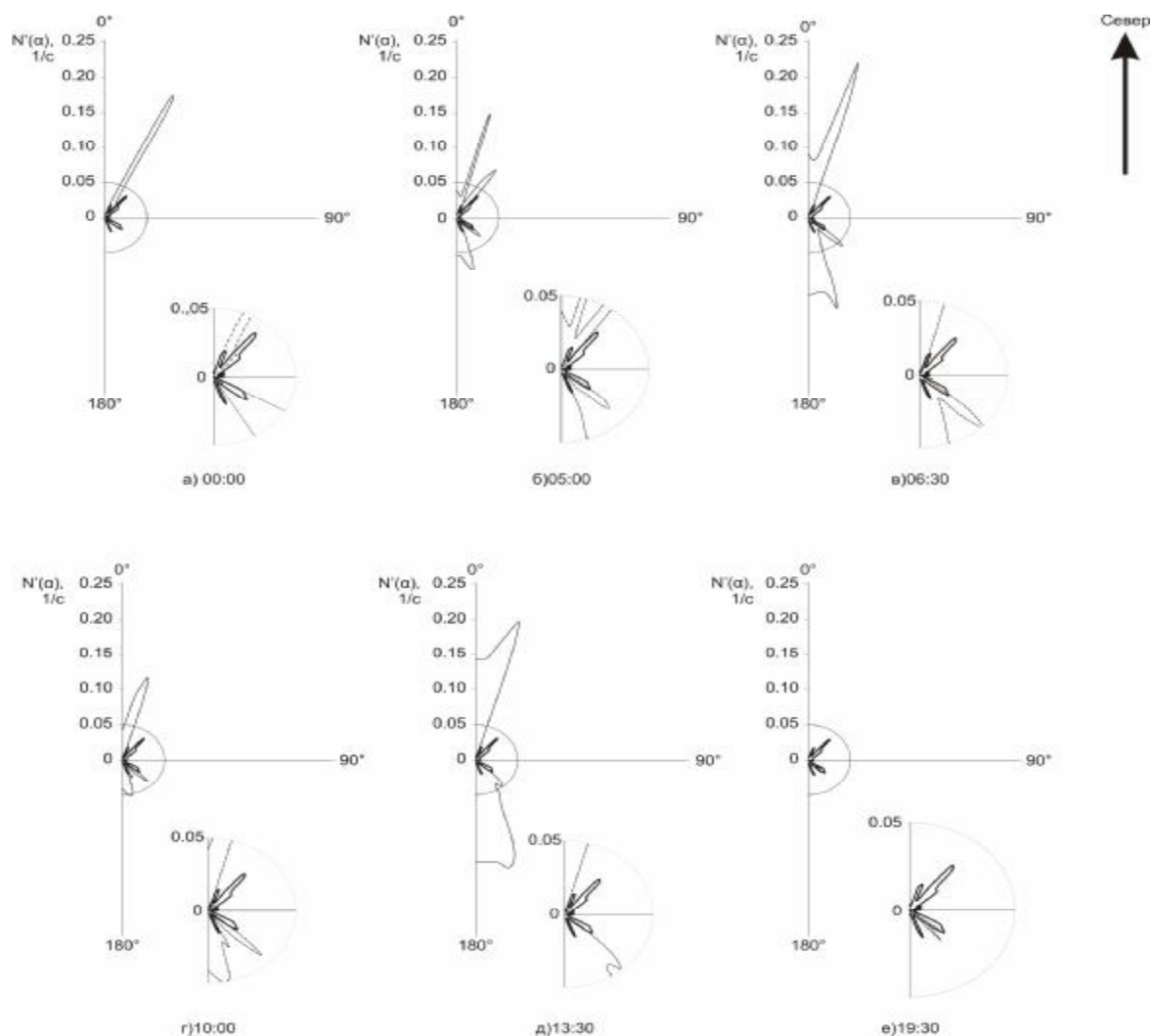


Рис. 10. График геоакустической активности $N'(\alpha)$ за 1.05.2007 года.

В результате проведенной работы изучены фоновые характеристики геоакустической эмиссии озера Микижа, определены наиболее активные локальные излучающие области. Введено понятие геоакустической активности, определены ее значения в фоновый и активный период. Установлено, что при подготовке сейсмических событий в плоскости разлома, расположенного в непосредственной близости к озеру Микижа (диапазон улов 100° - 120°) в суточном временном интервале до землетрясения возникают аномальные увеличения геоакустической активности по направлениям, соответствующим активным областям фонового периода. Основным направлением в этом случае является направление 25° , которое соответствует направлению на кратчайшее расстояние до разлома.

Список литературы

1. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Рутенко А.Н., Шевцов Б.М. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // Доклады АН. 2006. Т. 407, № 5. С. 669-672.
2. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений. // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 45-59.
3. Отчет о результатах гидрогеологического доизучения с инженерно-геологическими и геоэкологическими исследованиями и картографированием масштаба 1:200 000 проведенного на территории листа N-57-XXVII в 1991-1996 г.г. Отв. исп. ведущий гидрогеолог, к.г.-м.н. А.И. Сережников/ Камчатнедра, 2000.

СИНХРОННЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ АКУСТИЧЕСКОЙ ЭМИССИИ ПОРОД И ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ ВОЗДУХЕ НА ПУНКТЕ "МИКИЖА"

SYNCHRONOUS DISTURBANCES OF ROCK ACOUSTIC EMISSION AND OF ELECTRIC FIELD IN THE NEAR GROUND AIR AT "MIKIZHA" SITE

Ю.В. Марапулец¹, О.П. Руленко², М.А. Мищенко¹

¹Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

By the developed complex of synchronous measurements of rock acoustic emission at the frequencies 0.1 – 10000 Hz and of the electric field vertical potential gradient in the near ground air, their simultaneous disturbances were discovered for the first time. They may be observed in seismically calm periods and at the final stage of earthquake preparation; they indicate one more form of lithosphere influence on the near ground atmosphere. Some characteristics of this disturbances and possible mechanisms of their generation are discussed.

Взаимные влияния процессов, протекающих в твердой и газообразной геосферных оболочках, проявляются особенно интенсивно на границе земля-атмосфера, где значительны потоки массы и энергии [1, 13]. Взаимодействие геосфер усиливается при протекании в литосфере нестационарных процессов на заключительной стадии подготовки землетрясений [4]. В это время регистрируются, в частности, аномальные возмущения высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород [2, 7, 8] и электрического поля в приземном воздухе [12]. Одновременное исследование данных явлений, происходящих в разных геосферных оболочках у границы раздела, актуально для понимания литосферно-атмосферного взаимодействия вообще и воздействия литосферы на атмосферу при подготовке землетрясений в частности.

В период 23 августа – 11 октября 2005 г. и 27 июня - 16 октября 2006 года на Камчатке в 28 км запад юго-западнее г. Петропавловска-Камчатского одновременно измерялись акустическая эмиссия пород (АЭ), вертикальный градиент потенциала V' электрического поля в приземном воздухе, атмосферное давление, осадки и скорость ветра. Для измерения АЭ использовались четыре ориентированных по сторонам света гидрофона, установленные на дне озера Микижа глубиной 4 м. С выходов гидрофонов сигналы в диапазоне частот 0.1-10000 Гц усиливались, фильтровались по частотам 0.1-10, 10-50, 50-200, 200-700, 700-1500, 1500-6000, 6000-10000 Гц, подавались на амплитудные детекторы, накапливались за 4 с, оцифровывались и регистрировались в компьютере. Анализируемой величиной было суммарное за 4 с акустическое давление P_s по каждому частотному каналу. Для более детального исследования АЭ одновременно в реальном времени регистрировались сигналы в диапазоне частот 0.1-10000 Гц. Измерения V' осуществлялись электростатическим флюксометром [3], установленным вблизи озера на поверхности земли в 130 м от гидрофонов. Для совместного анализа данных использовался гидрофон восточного направления, ориентированный на флюксометр. Частота измерений P_s и V' была 0.25 Гц. Атмосферное давление, осадки и скорость ветра регистрировались метеостанцией Conrad WS-2300 один раз в минуту.

Результаты 2005 года. Анализ данных показал, что между возмущениями АЭ и V' имеется связь, которая проявляется как в сейсмически спокойные периоды, так и на заключительной стадии подготовки землетрясения [10]. В сейсмически спокойные периоды она выражается в отсутствии возмущений V' при спокойном и слабовозмущенном поведении АЭ (рис. 1) и наличии их во время значительных, как правило, с резким началом аномалий АЭ в килогерцовом диапазоне частот (рис. 2). Связь проявляется в условиях принятой нами нормальной погоды (слабоменяющееся атмосферное давление, отсутствие осадков и ветра больше 6 м/с), когда нет влияния

метеорологических факторов на поведение АЭ и V' . Такая погода, оцененная с точностью до одного часа, была в течение 90.7% от всего времени наблюдений.

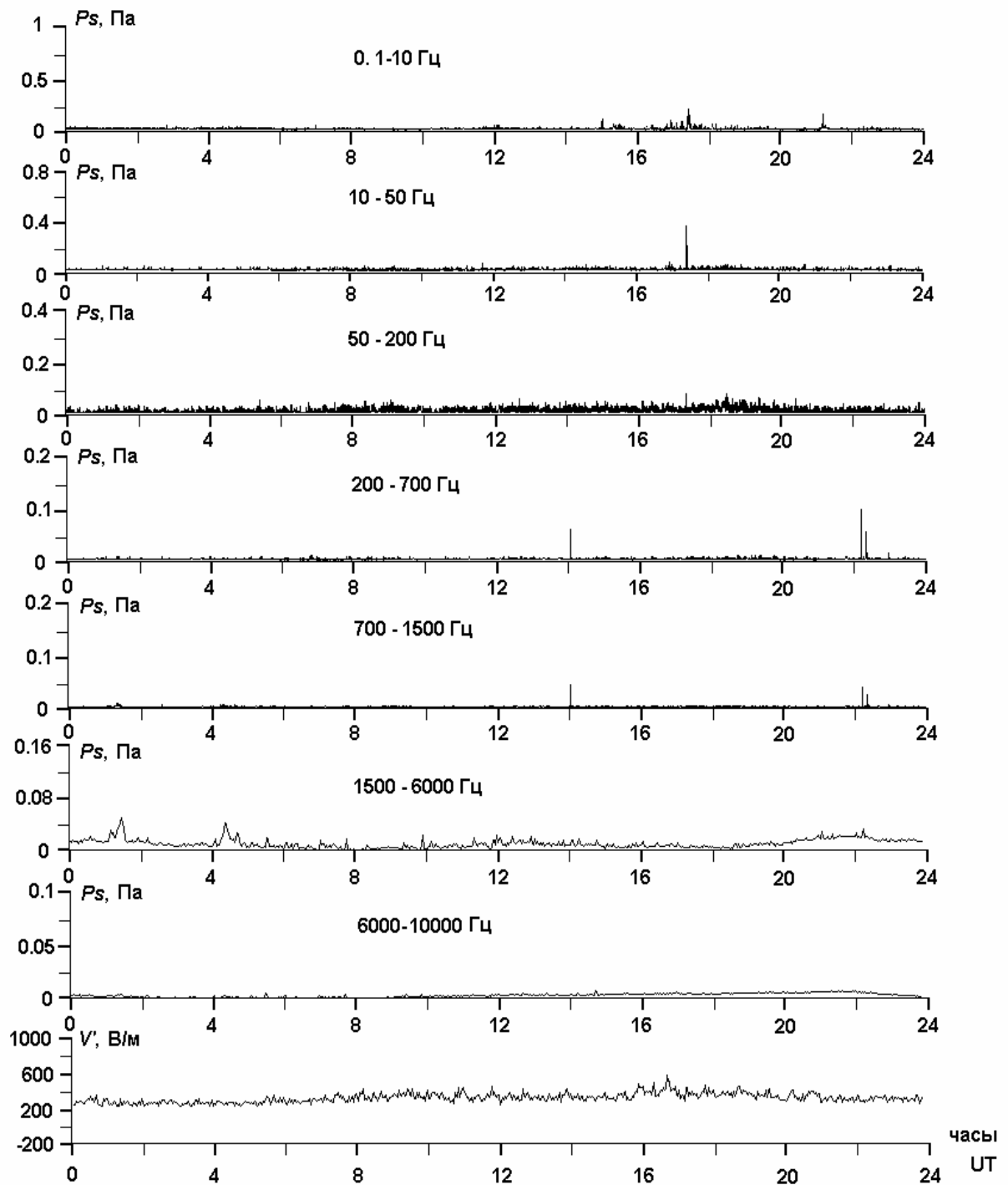


Рис.1. Пример спокойного поведения акустического давления P_s и градиента потенциала V' электрического поля 26 августа 2005 г.

Одновременные возмущения АЭ и V' в эксперименте 2005 года наблюдались при нормальной погоде 10 раз (в скобках указана длительность в часах): 24 августа (1.3), 2 сентября (7), 8-9 сентября (13.5), 10-11 сентября (4), 17 сентября (2), 26 сентября (2), 28 сентября (1.9), 2-3 октября (5.8), 4-5 октября (17.9), 8-9 октября (23.8).

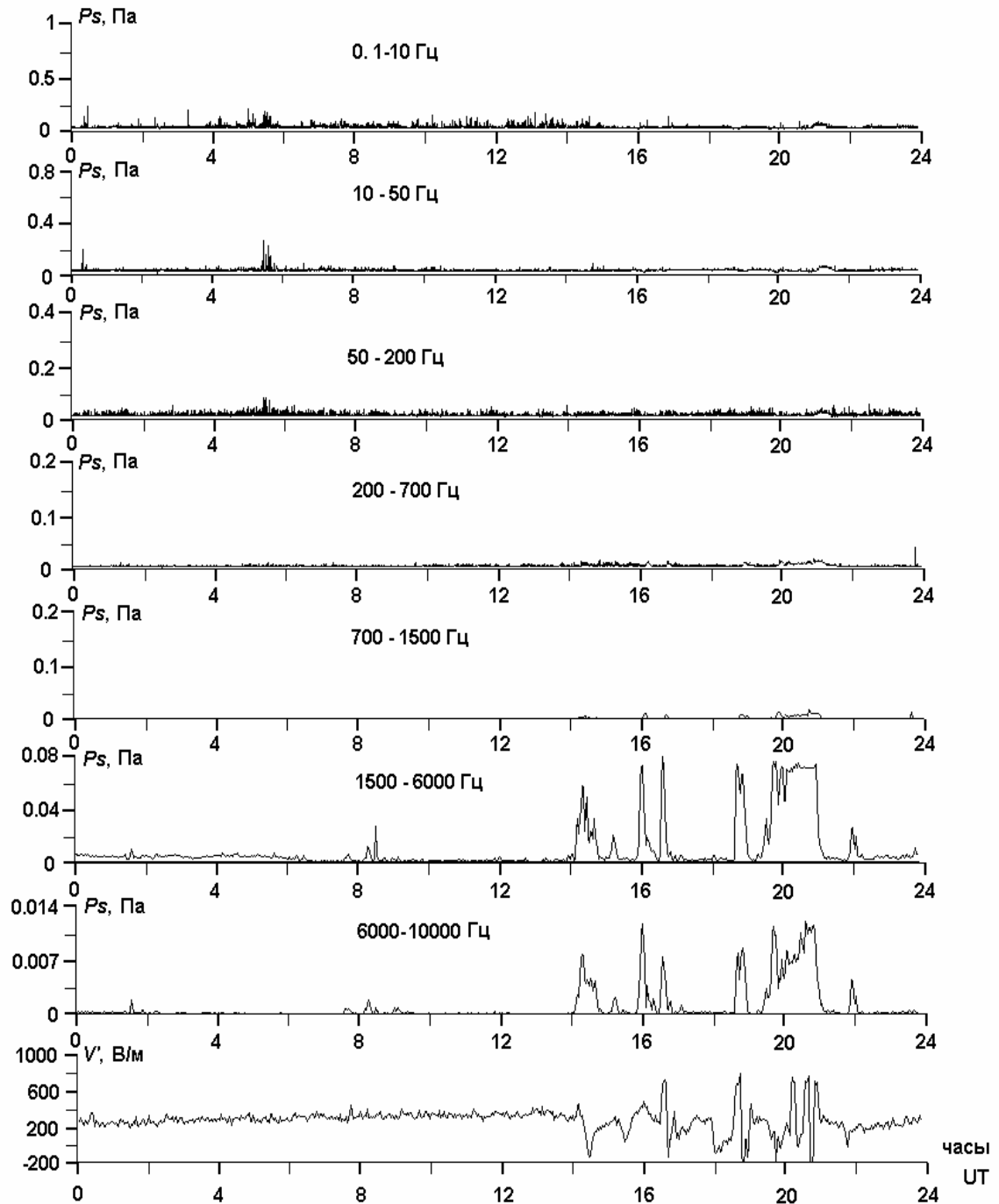


Рис.2. Пример одновременного возмущения акустического давления P_s в килогерцовом диапазоне частот и градиента потенциала V' электрического поля 2 сентября 2005 г.

На рис. 3 вверху приведен 3-х минутный фрагмент записи акустического сигнала в диапазоне частот 0.1-10000 Гц при его возмущенном поведении, внизу - одиночный импульс из этого фрагмента. Как видно из рис. 3, аномальный сигнал представляет последовательность импульсов, похожих по форме на микроземлетрясения, описанные ранее в [9].

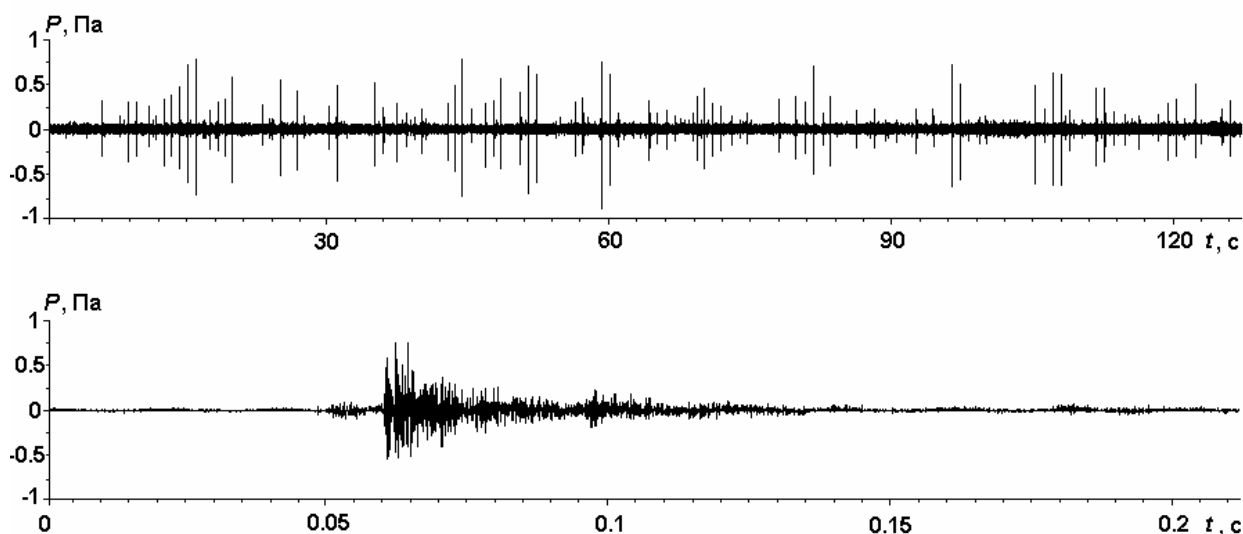


Рис.3. Фрагмент записи сигнала в диапазоне частот 0.1-10000 Гц (вверху) и одиночного импульса из этого фрагмента (внизу) при возмущении акустической эмиссии, P - давление.

Результаты 2006 года. Для исследования особенностей поведения электрического поля на разных высотах и сопоставления их с возмущениями АЭ проводились синхронные измерения градиента потенциала V' двумя электростатическими флюксметрами. Первый флюксметр был установлен на поверхности земли в том месте, где и в 2005 году, а второй – на удалении 2.7 м от него на высоте 1.3 м от земли. При такой установке второго флюксметра вносимые им искажения практически не влияют на измерения электрического поля первым флюксметром. Число случаев возмущенного поведения АЭ и V' в условиях принятой выше нормальной погоды было меньше, чем в 2005 году. В результате проведенных измерений подтвердилось наличие связи между высокочастотными возмущениями АЭ и градиентом потенциала V' .

Измерения V' на разных высотах позволили использовать новый параметр – разность стандартизированных за данные сутки значений V' между верхним и нижним уровнями. Хорошо выраженные одновременные возмущения АЭ и V' наблюдались 6 раз (в скобках указана длительность в часах): 21 (1.0), 22 (0.8) и 23 (2.3) августа, 11 (8.4), 23 (1.0) и 27 (3.4) сентября. Возмущения АЭ и V' 21-23 августа предшествовали землетрясению 24 августа с локальной магнитудой 6.2, произошедшему в 21:50 UT на эпицентральной дистанции 220 км. Координаты гипоцентра: 51.190°N, 158.060°E, глубина 5 км (оперативные данные Камчатского филиала ГС РАН). За период наблюдений это землетрясение было самым сильным у Южной Камчатки. Возмущения АЭ и V' 11 сентября наблюдались перед землетрясением 12 сентября с локальной магнитудой 5.3, произошедшим в 10:59 UT на эпицентральной дистанции 195 км. Координаты гипоцентра: 51.540°N, 159.860°E, глубина 34 км.

На рис. 4 показаны зарегистрированные 11 сентября возмущения АЭ и V' на нижнем уровне. На рис. 5 представлена разность стандартизированных за эти сутки значений V' между верхним и нижним уровнями. Из рис. 4, 5 видно, что в поведении этой разности хорошо отражаются возмущения АЭ в килогерцовом диапазоне и данная разность более чувствительна к возмущениям АЭ, чем градиент потенциала V' .

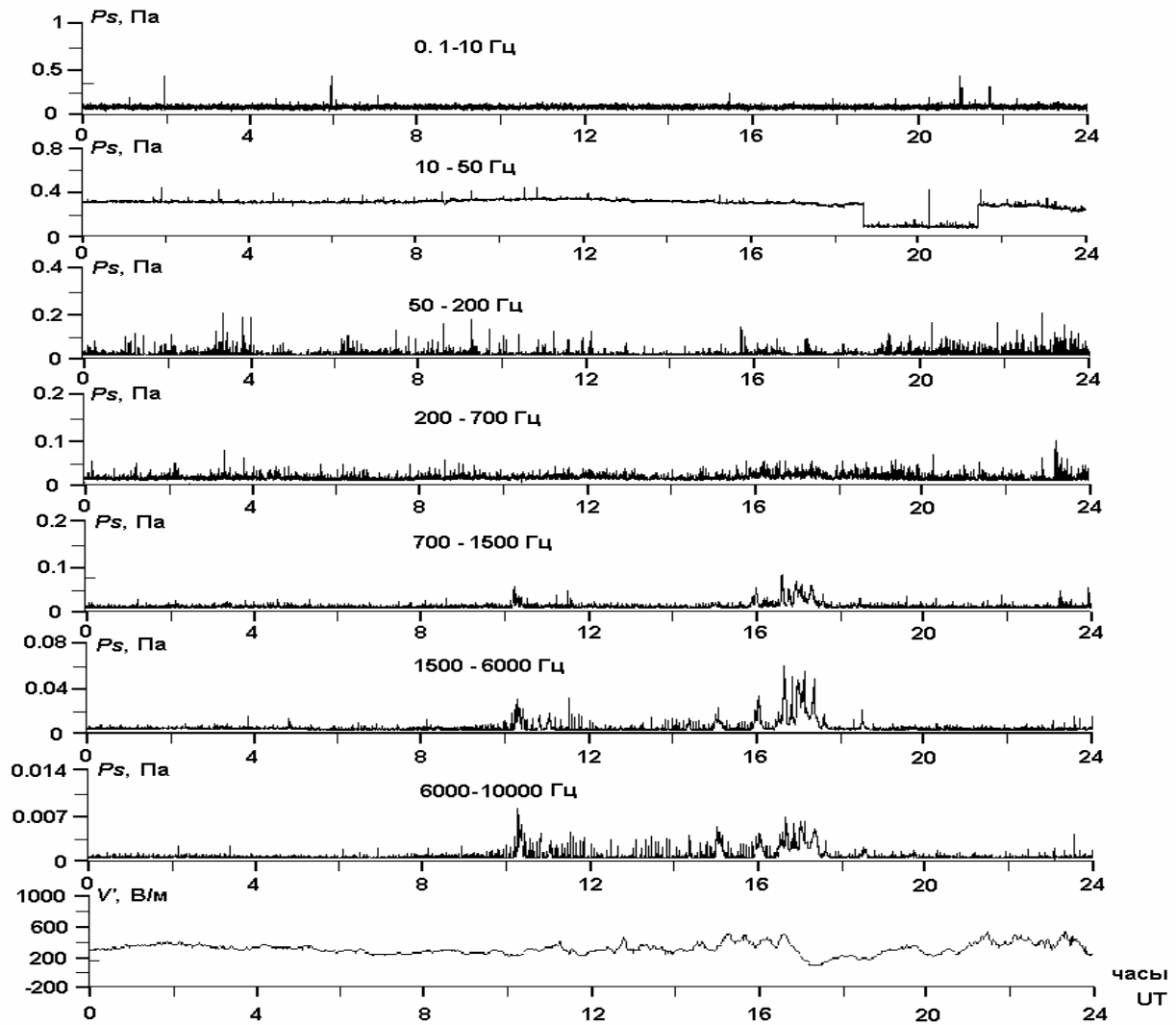


Рис.4. Возмущения акустического давления P_s в килогерцовом диапазоне частот и градиента потенциала V' на нижнем уровне 11 сентября 2006 г.

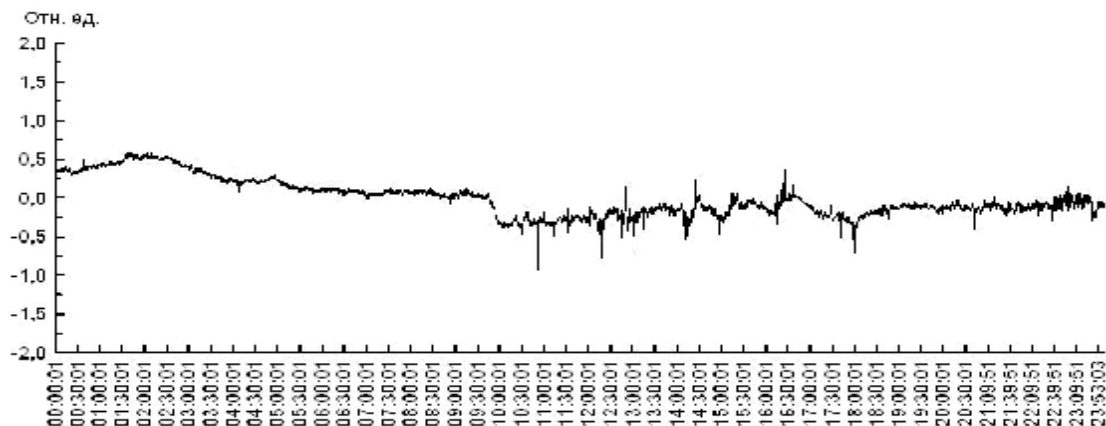


Рис.5. Разность стандартизованных значений градиента потенциала V' между верхним и нижним уровнями 11 сентября 2006 г.

Следует отметить, что аномальные возмущения высокочастотной акустической эмиссии пород и электрического поля в приземном воздухе с таким временем упреждения землетрясений зарегистрированы ранее при проведении независимых наблюдений [7, 8, 12]. В настоящей работе они впервые зарегистрированы одновременно.

Из-за сильного затухания в земле акустические сигналы килогерцового диапазона частот не могут распространяться на большие расстояния, а генерируются вблизи пункта измерений на удалении десятков метров от него [2, 8]. Причиной генерации должно быть

усиление деформирования объемов приповерхностных пород при перестройке поля сеймотектонических напряжений, которая происходит в отсутствии и при подготовке землетрясений. При этом реальны различные механоэлектрические преобразования энергии, которые могут привести во время подвижек к появлению упорядоченного ансамбля локальных электрических диполей и выходу в воздух результирующего электрического поля [5, 11, 12, 14]. Перераспределения механических напряжений в породах будут определять динамику возмущений АЭ и V'.

Заключение

Впервые обнаружены одновременные возмущения высокочастотной геоакустической эмиссии и электрического поля в приземном воздухе, возникающие как в сейсмически спокойные периоды, так и на заключительной стадии подготовки землетрясения. Генерация акустических сигналов происходит в результате деформационных подвижек [6], приводящих к чередующимся сжатиям и разуплотнениям приповерхностных осадочных пород и вариациям их электрических свойств, которые сопровождаются возмущениями электрического поля.

Работа выполнена по Программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, гос. контракт № 10104-34/П-16/041-404/310506-014 и проект ДВО РАН № 06-I-П16-070.

Список литературы

1. Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора-атмосфера // ДАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 92-97.
2. Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Купцов А.В. и др. Геоакустическая локация областей подготовки землетрясений // ДАН. 2006. Т. 407, № 5. С. 669-672.
3. Гордюк В.П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы // Тр. ГГО. 1981. Вып. 442. С. 96-102.
4. Гохберг М.Б. Взаимодействие процессов в литосфере и у земной поверхности с внешними оболочками Земли // Геофизика на рубеже веков: Изб. тр. ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН. 1999. С. 163-169.
5. Дмитриевский А.Н., Володин И.А. Формирование и динамика энергоактивных зон в геологической среде // Доклады АН. 2006. Т. 411, № 3. С. 395-399.
6. Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Овчаренко В.В., Марапулец Ю.В., Швецов В.А., Шевцов Б.М., Широков О.Н., Чупин В.А., Яковенко С.В. Деформационные и акустические предвестники землетрясений // ДАН. 2007. Т. 413, №1. С. 96-100.
7. Купцов А.В., Ларионов И.А., Шевцов Б.М. Особенности геоакустической эмиссии при подготовке камчатских землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2005. № 5. С. 45-59.
8. Купцов А.В. Изменение характера геоакустической эмиссии в связи с землетрясением на Камчатке // Физика Земли. 2005. № 10. С. 59-65.
9. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Шевцов Б.М. Анализ изменений геоакустической эмиссии в процессе подготовки сильных землетрясений на Камчатке // Исследовано в России. 2004. 262. С. 2809-2818. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2004/262.pdf>
10. Купцов А.В., Марапулец Ю.В., Мищенко М.А., Руленко О.П., Шевцов Б.М., Щербина А.О. О связи высокочастотной акустической эмиссии приповерхностных пород с электрическим полем в приземном слое атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 1-6.
11. Мальцев С.А., Моргунов В.А. К физической модели возмущений электростатического поля литосферой природы в атмосфере и ЭМИ // Физика Земли. 2005. № 9. С. 65-73.
12. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
13. Спивак А.А., Кожухов С.А., Локтев Д.Н. и др. Система комплексных наблюдений за межгеосферными взаимодействиями на границе земная кора - приземная атмосфера. // Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. М.: ИДГ РАН. 2003. С. 323-333.
14. Тарасов Б.Г., Дырдин В.В., Иванов В.В. Геотектонические процессы и аномалии квазистационарного электрического поля в земной коре // ДАН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1092-1095.

**НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СИНХРОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ
АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ
НА ПУНКТЕ "МИКИЖА" И ОБСЕРВАТОРИИ "ПАРАТУНКА"**

**SOME RESULTS OF SYNCHRONOUS MEASUREMENTS OF ELECTRIC FIELD AT
"MIKIZHA" SITE AND "PARATUNKA" OBSERVATORY**

О.П. Руленко¹, Ю.В. Марапулец², С.Э. Смирнов², М.А. Мищенко²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*

²*Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

The results of synchronous measurements of atmospheric electrical field at two points, the distance between which is 2.9 km, are considered. The measurements of potential gradient V' were carried out from June 27 till October 16, 2006. In the behavior of the relation of a variation factor of hourly average meanings V' between the points the anomalies of meteorological and, probably, seismotectonic origin were found out. During the days with "fair weather conditions" in July - September the unitary daily variation V' was observed only in September, when the intensity of local "convective generator" of electrical charges decreased at the points.

Регистрируемые у поверхности земли вариации градиента потенциала атмосферного электрического поля V' вызваны совокупным действием глобальных и локальных генераторов электрических зарядов [10]. Для выявления их действия и его изучения используется исследование пространственной структуры вариаций V' путем синхронных измерений на двух и более пунктах. Разное расстояние между пунктами позволяет исследовать структуры вариаций, имеющие различные характерные масштабы и физическую природу. Для пунктов, удаленных на 1-10 км друг от друга, пространственные вариации V' обусловлены разным действием локальных генераторов, которое вызвано неодинаковой изменчивостью приземной атмосферы [1, 3]. В сейсмоактивных областях в этих вариациях V' находит, вероятно, отражение и сейсмотектонический процесс [9, 11].

В настоящей работе представлены результаты синхронных измерений V' на пункте "Микижа" и пункте (обсерватории) "Паратунка", расстояние между которыми 2.9 км. Измерения проводились с 27 июня по 16 октября 2006 г. Использовались датчики электрического поля "Поле-2" [5]. На пункте "Микижа" измерительная пластина первичного преобразователя датчика была на высоте 7 см от поверхности земли. На пункте "Паратунка" первичный преобразователь был установлен на высоте 3.4 м от земли в центре горизонтальной выравнивающей металлической сетки, имеющей форму круга диаметром 4.4 м. Выходные напряжения датчиков оцифровывались с частотой 0.5 Гц и записывались на жесткий диск персонального компьютера. Атмосферные осадки регистрировались метеостанцией Conrad WS-2300 один раз в минуту.

Использовались данные, полученные в условиях любой погоды. Вычислялись и анализировались среднечасовые значения $\tilde{V}'_m$, $\tilde{V}'_n$ и их стандартные отклонения σ_m , σ_n , соответственно, на пункте "Микижа" и "Паратунка". Рассматривались часовые интервалы, которые содержали только все мгновенные значения V' .

Степень изменчивости электрического поля на пунктах оценивалась с учетом изменчивости стандартного отклонения среднечасовых значений V' и относительной изменчивости самих среднечасовых значений. Вычислялся коэффициент вариации среднечасовых значений градиента потенциала поля на пункте "Микижа" $K_m = \sigma_m / |\tilde{V}'_m|$ и на пункте "Паратунка" $K_n = \sigma_n / |\tilde{V}'_n|$. Кроме учета изменчивости стандартного отклонения и среднего значения, коэффициент вариации является безразмерной величиной, что позволяет сравнивать рассеяния выборок случайных величин, имеющих различную размерность [4]. Его рекомендуется использовать для сравнения степени изменчивости выборок двух и более случайных величин [8]. Все это актуально для анализа данных в

нашем случае, когда измерения V' проводятся в разных местах и на разных высотах, то есть при разном действии локальных факторов и, прежде всего, электродного эффекта.

Для выяснения пространственной изменчивости электрического поля рассматривалось отношение коэффициента вариации среднечасового значения V' на пункте "Мижижа" к значению его за тот же час на пункте "Паратунка" K_M/K_Π . Поведение K_M , K_Π и K_M/K_Π приведено на рис. 1.

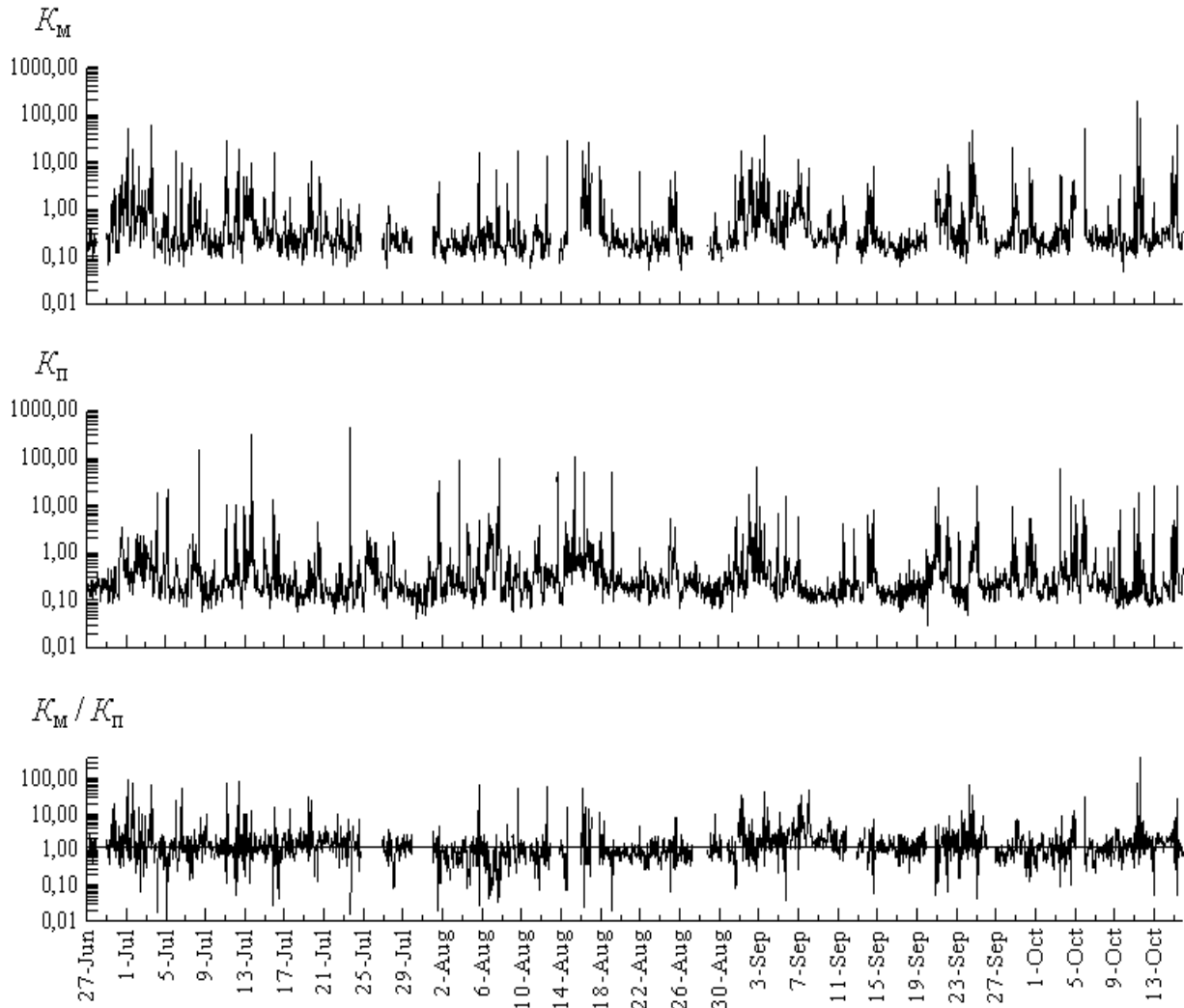


Рис.1. Поведение коэффициента вариации среднечасовых значений градиента потенциала электрического на пункте "Мижижа" K_M , пункте "Паратунка" K_Π и отношения K_M/K_Π .

Как видно из рис. 1, значения K_M и K_Π варьируют в широком диапазоне. Распределение K_M/K_Π близко к логнормальному со средним геометрическим значением 1.16, которое отмечено на рисунке сплошной линией. Поскольку это значение близко к 1, степень изменчивости электрического поля на пунктах по всей совокупности данных примерно одинакова. Однако наблюдаются длиннопериодные вариации K_M/K_Π относительно среднего, которые свидетельствуют о разной степени изменчивости V' в разное время на пунктах. Для выделения этих вариаций проводилось центрированное сглаживание значений K_M/K_Π методом скользящего среднего во временном окне 72 часа. Такое окно выбрано для исключения возмущений K_M/K_Π , вызванных кратковременными (менее 3 суток) ухудшениями погоды. Эти ухудшения могли проявляться на пунктах по-разному, в то время как ухудшения погоды длительностью более 3 суток проявлялись в целом одинаково. Кроме того, учет кратковременных ухудшений погоды, особенно по визуальным данным, был в условиях эксперимента более трудным, чем длительных.

На рис. 2 представлены сглаженные значения K_M/K_P . По оперативным данным Камчатского филиала ГС РАН (<http://kbgs.kscnet.ru>) стрелками на рисунке указаны все землетрясения с энергетическим классом больше 12,0, произошедшие на эпицентральной расстоянии до 250 км от пункта "Микижа". Буквами M_1 - M_4 отмечены возмущения метеорологического происхождения, так как в это время была плохая, с частыми осадками погода длительностью до 6 суток.

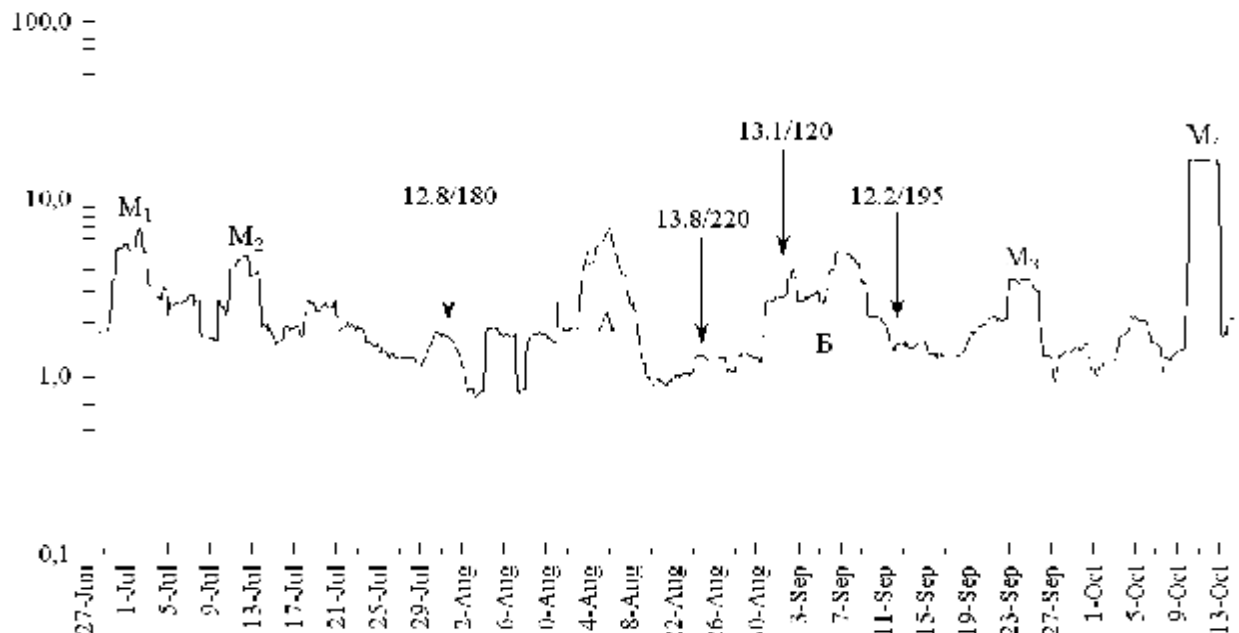


Рис.2. Сглаженные значения K_M/K_P . M_1 - M_4 - возмущения метеорологического происхождения, А и Б - вызванные, вероятно, сейсмотектоническим процессом. Стрелками указаны землетрясения с энергетическим классом больше 12,0. Первое число над стрелкой - энергетический класс, второе - эпицентральное расстояние до пункта "Микижа" в км.

При рассмотрении рис. 2 обращают внимание аномалии А и Б, во время которых не было длительных ухудшений погоды. Так с 17 июля по 28 августа на пункте "Микижа" осадки выпадали только 27 июля и 14 августа, а с 29 августа по 19 сентября они отмечались лишь эпизодически в отдельные дни: 29 и 31 августа, 5, 11 и 14 сентября. Эти дни не отражаются в поведении аномалий А и Б, поскольку проведенное выше сглаживание K_M/K_P устраняет влияние возмущений погоды длительностью 1 сутки.

Все это позволяет допустить, что аномалии А и Б вызваны сейсмотектоническим процессом. Они отличаются от аномалий M_1 - M_4 большей длительностью, а также более медленным увеличением и уменьшением. Аномалия А могла быть вызвана влиянием на электричество приземной атмосферы процесса подготовки самого сильного землетрясения 24 августа с энергетическим классом 13,8 (локальная магнитуда 6,2). Аномалия Б приурочена во времени к землетрясениям 1 и 12 сентября, которые произошли, соответственно, на севере (южнее мыса Шипунский) и юге (восточнее мыса Лопатка) района Южной Камчатки. Она, вероятно, связана с активизацией сейсмотектонического процесса в этой тектонической зоне.

Формирование аномалий А и Б могло происходить следующим образом. При подготовке землетрясения на атмосферу воздействует крайне неоднородная и иерархично расчлененная особенно вблизи поверхности земная кора. Воздействие протекает наиболее интенсивно на границе земля-атмосфера, где значительны потоки массы и энергии [2, 6]. Поэтому отклик электрического поля в приземном воздухе должен быть в разных местах разный, что приведет в нашем случае к появлению при невозмущенной погоде аномалии K_M/K_P .

Рис. 3 иллюстрирует спектры коэффициента вариации на пункте "Микижа" и "Паратунка". При расчете спектральной плотности S из последовательностей значений K_M

и K_{Π} исключались среднее значение и линейный тренд, а пропущенные данные интерполировались по ближайшим точкам. Согласно рис. 3, спектры K_M и K_{Π} отличаются друг от друга. На пункте "Мижижа" спектральная плотность уменьшается на периодах $T < 3$ суток, испытывая при этом значительные флуктуации. При $T > 3$ суток она несколько выше, чем на пункте "Паратунка", где средний уровень спектральной плотности и ее разброс примерно одинаковы на всех периодах.

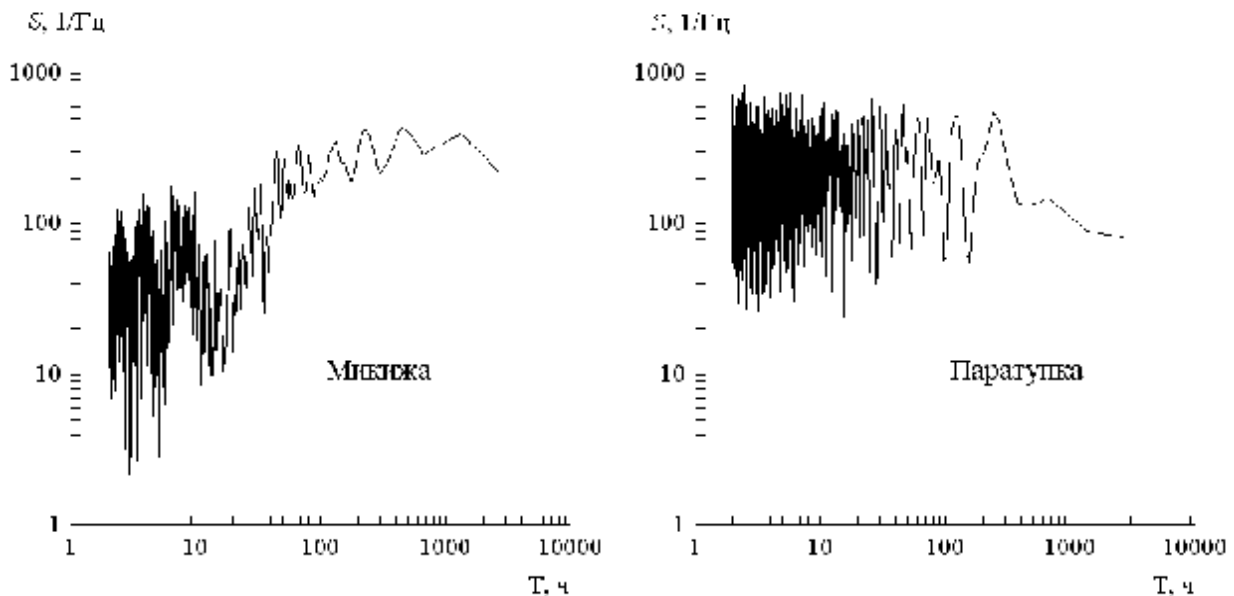


Рис.3. Спектральная плотность S коэффициента вариации среднечасовых значений градиента потенциала электрического поля на пункте "Мижижа" и "Паратунка".

Отличие спектров K_M и K_{Π} можно объяснить следующим образом. При установке датчика непосредственно у земли на изменчивость атмосферного электрического поля сильно влияет ионизация воздуха, обусловленная радиоактивными эманациями с поверхности земли. Она может сопровождаться появлением отрицательного объемного заряда, который уменьшает электрическое поле и даже изменяет знак [7, 13]. В случае более интенсивного деформирования близповерхностных пород на пункте "Мижижа" это должно привести при длительных наблюдениях к уменьшению и флуктуациям спектральной плотности K_M в области малых периодов.

На рис. 4 представлены суточные вариации градиента потенциала V' для дней с "хорошей погодой" на пунктах в июле, августе и сентябре. Вертикальными отрезками с надежностью 0.95 показаны доверительные интервалы для среднечасовых значений V' , оцененные с использованием распределения Стьюдента [4]. С целью корректного сопоставления данных значения V' на пункте "Паратунка" приведены к абсолютным значениям. В июле, августе глубина и форма суточных вариаций, а также ширина доверительных интервалов в одни и те же часы свидетельствуют о большей интенсивности локальных генераторов на пункте "Мижижа", чем "Паратунка". Это, в первую очередь, связано с разным способом установки датчиков и разной орографией местности и на пунктах.

Унитарная суточная вариация V' , имеющая минимум около 4 ч и максимум около 19 ч UT [10], не проявляется на пунктах в июле, августе. Она наблюдается только в сентябре, особенно на пункте "Паратунка". Данный факт можно объяснить интенсивным действием в эти месяцы локальных электрических генераторов и, прежде всего, "конвективного генератора" (austauschgenerator) [12]. В июле-августе утром и днем происходит сильное прогревание приземного воздуха, которое обуславливает конвекцию и генерацию электрических зарядов. Прогревание воздуха и конвекция ослабевают значительно в сентябре, что позволяет проявиться унитарной суточной вариации.

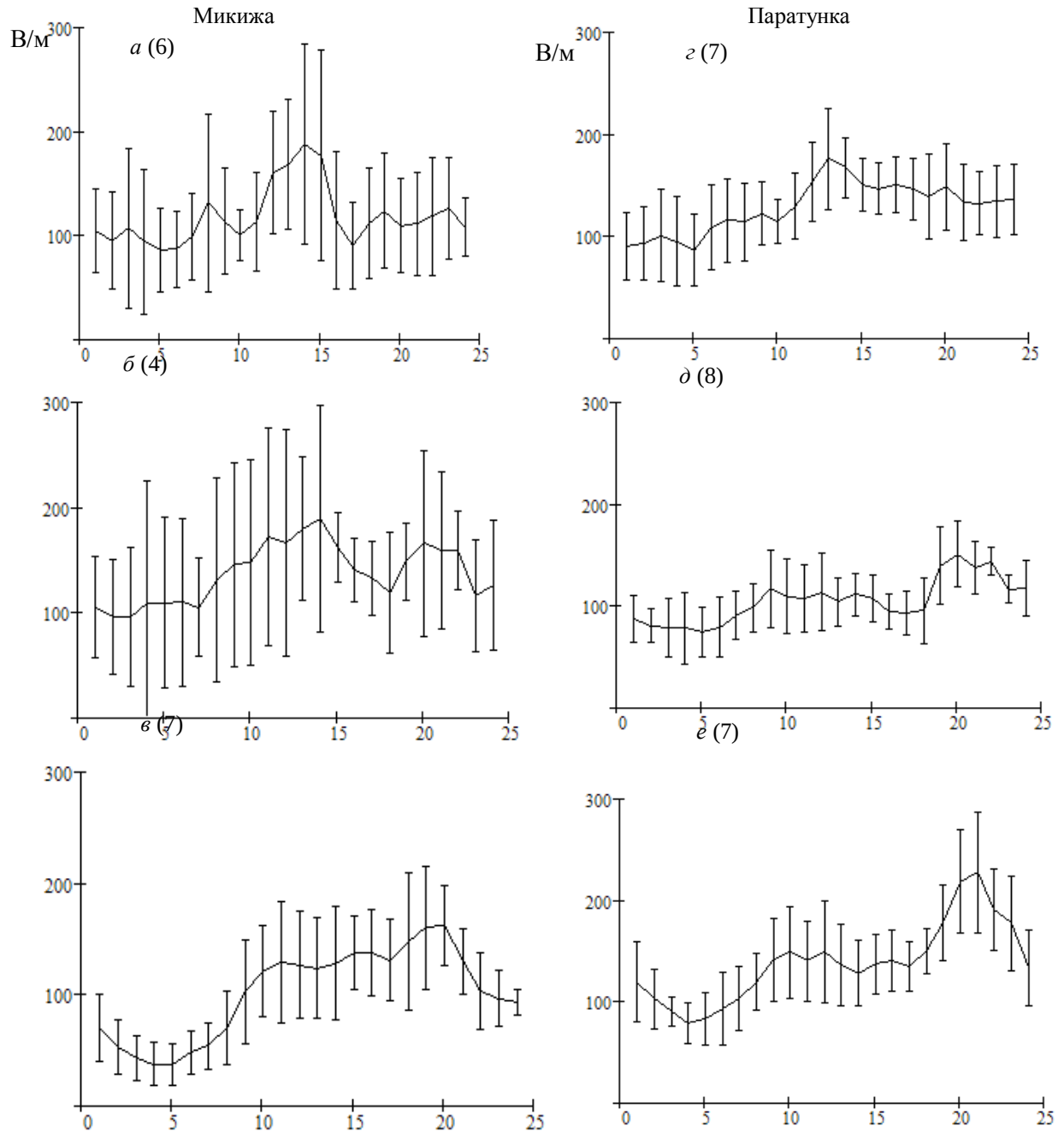


Рис.4. Суточные вариации градиента потенциала электрического поля на пункте "Микижа" и "Паратунка" по месяцам: а, з - июль; б, д - август; в, е - сентябрь. В скобках указано число дней с "хорошей погодой".

Работа выполнена при поддержке проекта ДВО РАН №06-I-П16-070.

Список литературы

1. Аджиев А.Х., Куповых Г.В. Атмосферно-электрические явления на Северном Кавказе. – Таганрог: Изд-во ТРТУ, 2004. – 137 с.
2. Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора-атмосфера // Докл. АН. 2005. Т. 402. № 1. С. 92-97.
3. Бандилет О.И., Канониди Х.Д., Шефтель В.М., Ярошенко А.Н. Пространственно-временная структура вариаций E_z в высокоширотной зоне // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 33-36.

4. Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика. – М.: Высшая школа, 1998. – 479 с.
5. Гордюк В.П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы // Труды ГГО. 1981. Вып. 442. С. 96-102.
6. Гохберг М.Б. Взаимодействие процессов в литосфере и у земной поверхности с внешними оболочками Земли // Геофизика на рубеже веков. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 163-169.
7. Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М. Теория электродного эффекта в атмосфере. – Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. – 123 с.
8. Леонтьев Н.Л. Статистическая обработка результатов наблюдений. – М.-Л.: Гослесбумиздат, 1952. – 104 с.
9. Моргунов В.А., Матвеев И.В., Статиев А.В. Электричество атмосферы в зоне тектонического разлома // Магнитосферные исследования № 15. – М.: ВИНТИ, 1990. С. 65-68.
10. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 421 с.
11. Bufe C., Nanevicz J. Atmospheric electric field observations, animal behavior, and earthquakes // Pros. EHRP Conf. I. 23-24 Sept. 1976. California. P. 95-106.
12. Kasemir H.W. Zur Strömungstheorie des Luftelektrischen Feldes III: Der Austauschgenerator // Arch. Met. Geophys. Bioklim., (A), 1956. V. 9. P. 357-370.
13. Kulkarni M., Kamra A.K. Vertical profiles of atmospheric electric parameters close to ground // J. Geophys. Res. 2001. V. 106. P. 28209-28221.

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗИМНИХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НАД ЯКУТСКОМ В 2005-2007 г.г.

LIDAR OBSERVATIONS OF WINTER STRATOSPHERIC WARMINGS OVER YAKUTSK IN 2005-2007

В.Н. Маричев¹, С.В. Николашкин², С.В. Титов²

¹*Институт оптики атмосферы СО РАН*

²*Институт космических исследований и астрономии СО РАН*

In this paper, we present and discuss the results of lidar measurements of the vertical temperature distribution in the stratosphere over Yakutsk, aimed to thoroughly investigate winter stratospheric warmings. The observations were started in November, 2004, and are still in progress. They are performed with the lidar having a 60 cm mirror of the receiving telescope and the transmitter based on a solid-state Nd:YAG- laser radiating at 532 nm. Spatial resolution of the signal received in the photon counting mode is 150 m. Accumulation time needed to obtain a single temperature profile is 20 min.

Temperature profiles are reconstructed from the signals of elastic molecular (Rayleigh) scattering by the equation derived in compliance with the ideal gas state law and thermodynamic balance.

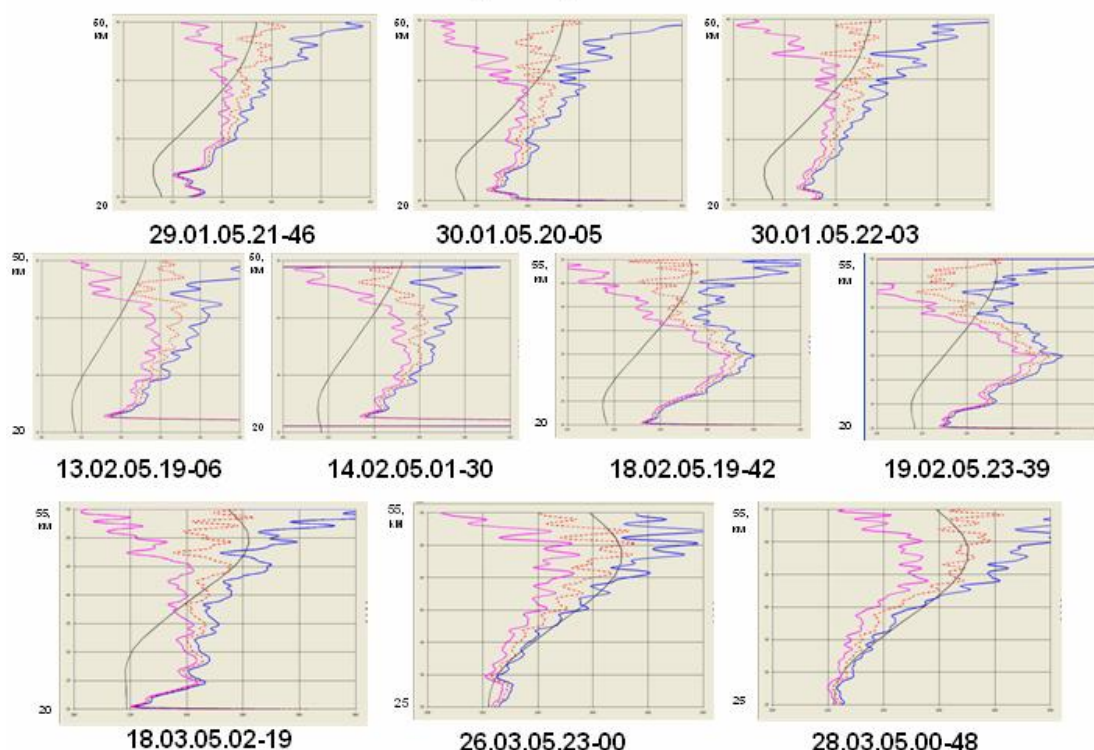
From the analysis of lidar observations we determined the basic characteristics of manifestation of stratospheric warmings over Yakutsk.

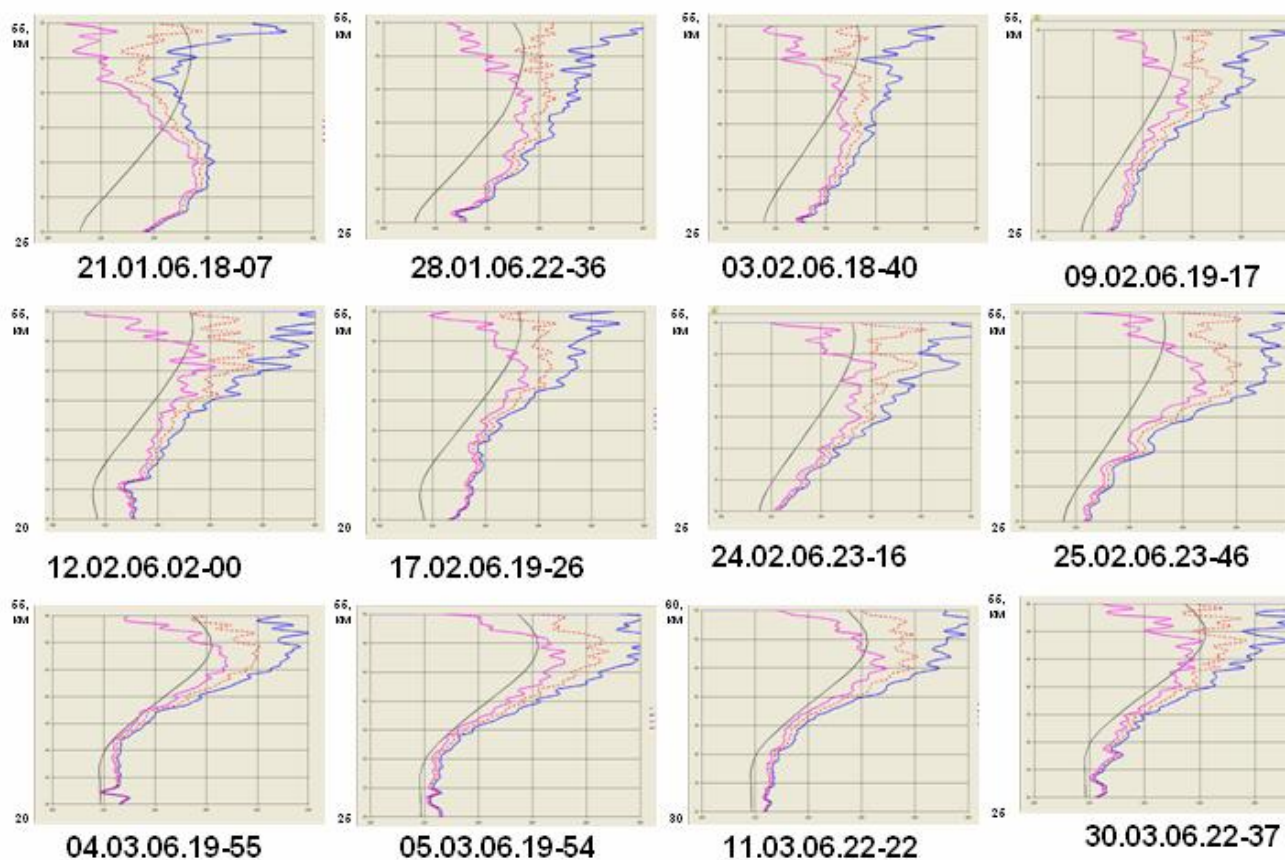
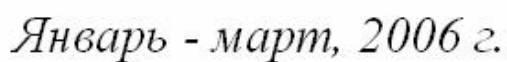
В докладе приводятся и обсуждаются результаты лидарных измерений вертикального распределения температуры в стратосфере над Якутском, направленных на исследование зимних стратосферных потеплений. Наблюдения были начаты в ноябре 2004 г. и выполняются по настоящее время на лидаре с приемным зеркалом телескопа диаметром 60 см и передатчиком на основе твердотельного Nd-Yag- лазера с длиной волны излучения 532 нм. Пространственное разрешение по сигналу, принимаемого в режиме счета фотонов, составляло 150м, время накопления для получения единичного профиля температуры – 20 мин.

Расчет профилей температуры проводился по величине сигналов упругого молекулярного (релеевского) рассеяния света по формуле, полученной при условиях выполнения закона состояния идеального газа и термодинамического равновесия.

Ниже на графиках рис.1 приведены результаты обработки лидарных сигналов на восстановление вертикального распределения температуры в стратосфере за осенние, летние и весенние сезоны 2005-2007 г.г.

Январь-март 2005г.





Март - май 2007 г.

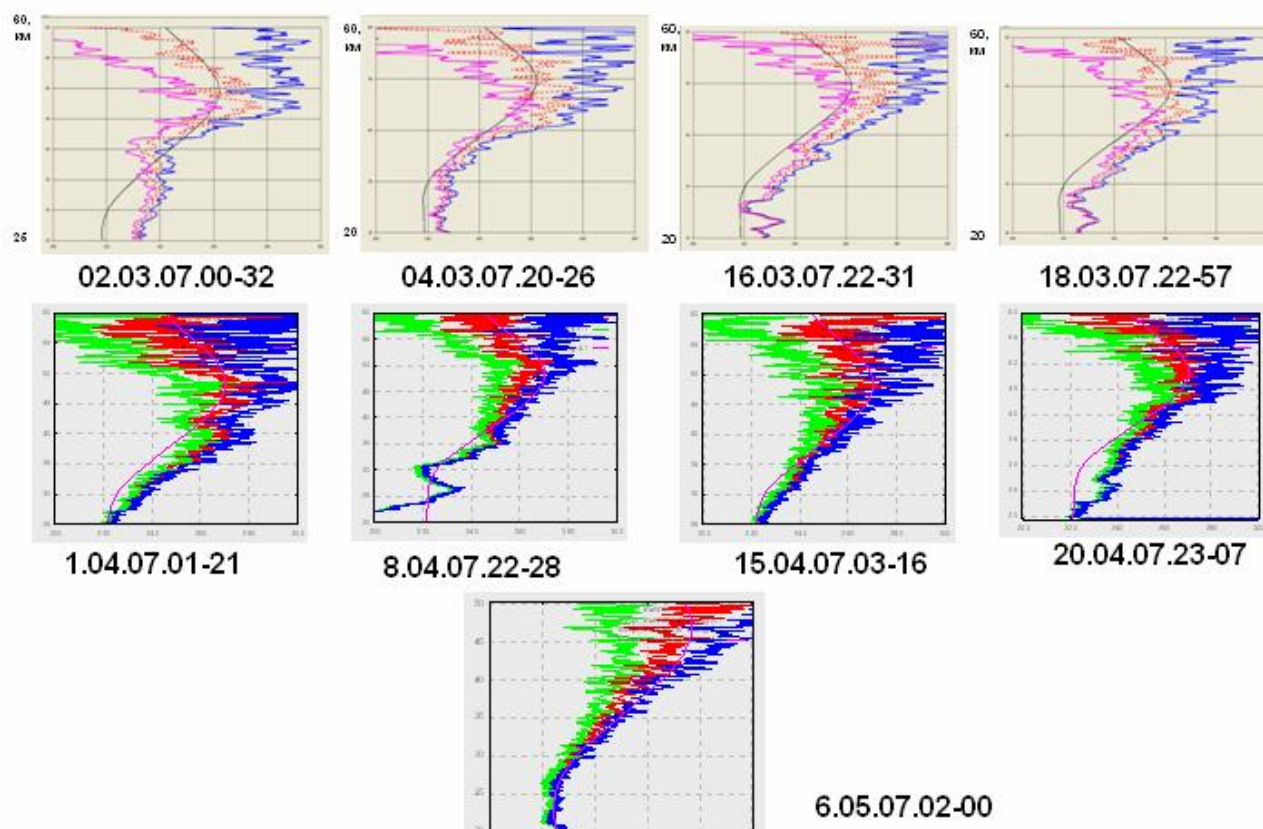


Рис.1. Вертикальные профили температуры и стандартные отклонения измерений в стратосфере над Якутском, полученные из лидарных наблюдений. На всех графиках по оси абсцисс приводится температура в градусах Кельвина, по оси ординат – высота, км.

Из анализа лидарных данных и проведенного обобщения выявлены следующие основные особенности проявления стратосферных потеплений над Якутском:

1. Положительное отклонение измеренных профилей температуры от среднемесячных значений начинается с октября и заканчивается в марте. В этот период происходят стратосферные потепления.

2. Экстремальные температурные аномалии проявляются зимой в январе и феврале и достигают 50K.

3. Как следствие стратосферных потеплений, стратопауза в зимние месяцы испытывала заметные изменения, как по форме, так и по высоте локализации. Наряду с выраженным температурным максимумом типичными являлись ситуации с размытием стратопauзы. Высота стратопauзы находилась ниже модельной и могла опускаться до 35км.

4. Наибольшая динамика в вертикальном распределении температуры проявляется в ноябре и феврале, что обуславливается перестройкой стратосферной циркуляции, происходящей в эти периоды.

5. Весной и в сентябре наблюдаемые профили температуры по значению и положению стратопauзы близки к модели.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ 07-05-00734а.

**ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРАТИФИКАЦИИ
АЭРОЗОЛЯ В ВЕРХНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ
НАД ЯКУТСКОМ В 2005-2007 г.г.**

**LIDAR INVESTIGATIONS OF VERTICAL AEROSOL STRATIFICATION IN THE
UPPER TROPOSPHERE AND STRATOSPHERE OVER YAKUTSK IN 2005-2007**

В.Н. Маричев¹, С.В. Николашкин²

¹Институт оптики атмосферы СО РАН,

²Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН

In 2006-2007 at the polygon of the Institute for Cosmophysical Research and Aeronomy (ICRA) SB RAS near Yakutsk the lidar observations of the vertical aerosol stratifications in the upper troposphere and stratosphere are being continued. The interest to the analogous investigations is related to the peculiarities of the polar atmosphere due to the effect of circumpolar vortex and anomalous effect in the vertical structure of the stratosphere in the form of polar stratospheric clouds and stratospheric warmings.

The measurements were performed using the developed and created at the Institute of Atmospheric Optics SB RAS stationary lidar with the receiving mirror of diameter 0.6m and transmitter based on Nd-YAG-laser at a wavelength of 532nm, the pulse energy of 180mJ and the frequency of flashes 20Hz. The spatial resolution was 75m or 150m (depending on distance), the time of the single series of measurements is from 3km to 60km. The analysis a large number of data has revealed interesting characteristics of the vertical aerosol structure, which are discussed in the paper.

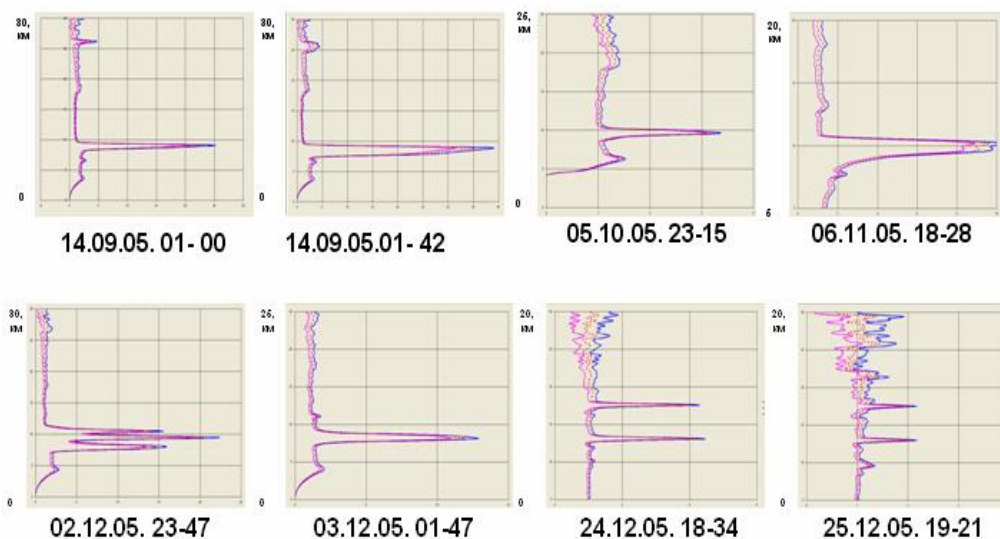
В 2006-2007 г.г. на полигоне ШАЛ (широкие атмосферные ливни) ИКФИА СО РАН вблизи г.Якутска продолжались лидарные наблюдения за вертикальной стратификацией аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере.

Интерес к подобным исследованиям связан с особенностями полярной атмосферы, обусловленными влиянием циркумполярного вихря и аномальными проявлениями в вертикальной структуре стратосферы в виде полярных стратосферных облаков и стратосферных потеплений.

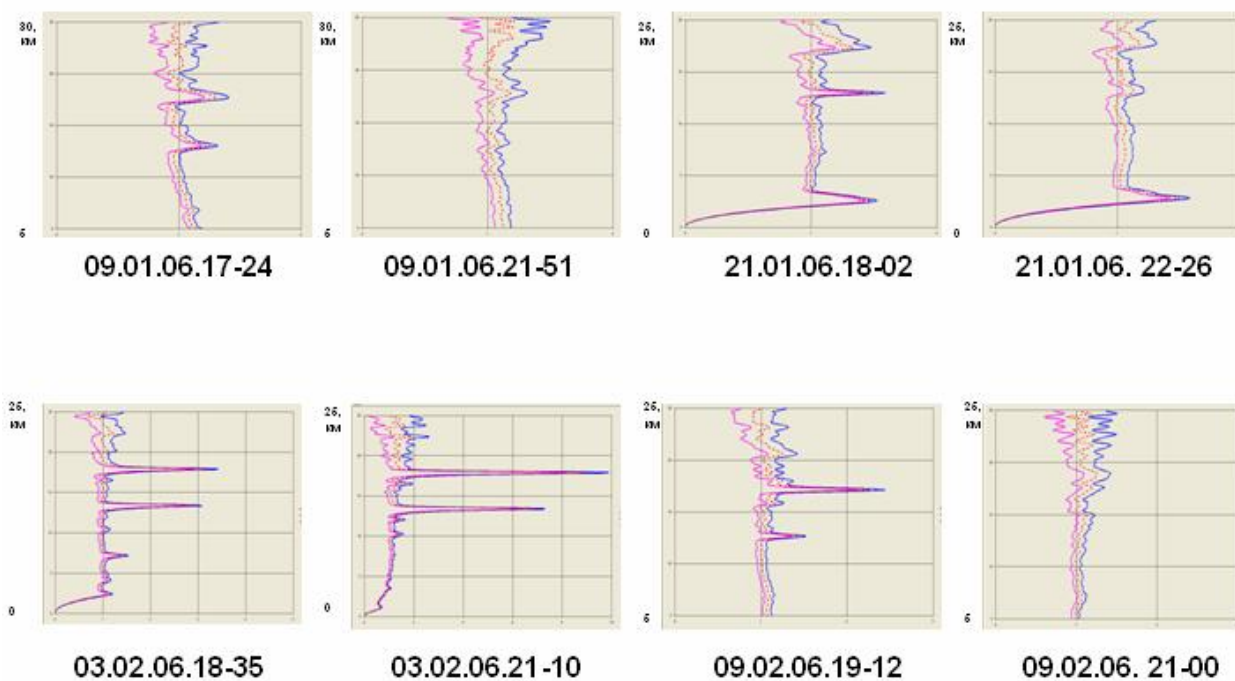
Измерения проводились на разработанном и созданном в ИОА СО РАН стационарном лидаре с приемным зеркалом диаметром 0.6м и передатчиком на основе Nd-Yag-лазера с длиной волны 532 нм, энергией импульса 180мДж и частотой вспышек 20Гц. Пространственное разрешение составляло 75 или 150м (в зависимости от дальности), время единичной серии измерений – от 2 до 10мин, диапазон высот – от 3 до 60км.

Ниже по результатам обработки лидарных данных на рис.1.приводится иллюстрационный графический материал по вертикальной стратификации аэрозоля за разные месяцы, за исключением летних, периода 2005-2007 г.г.

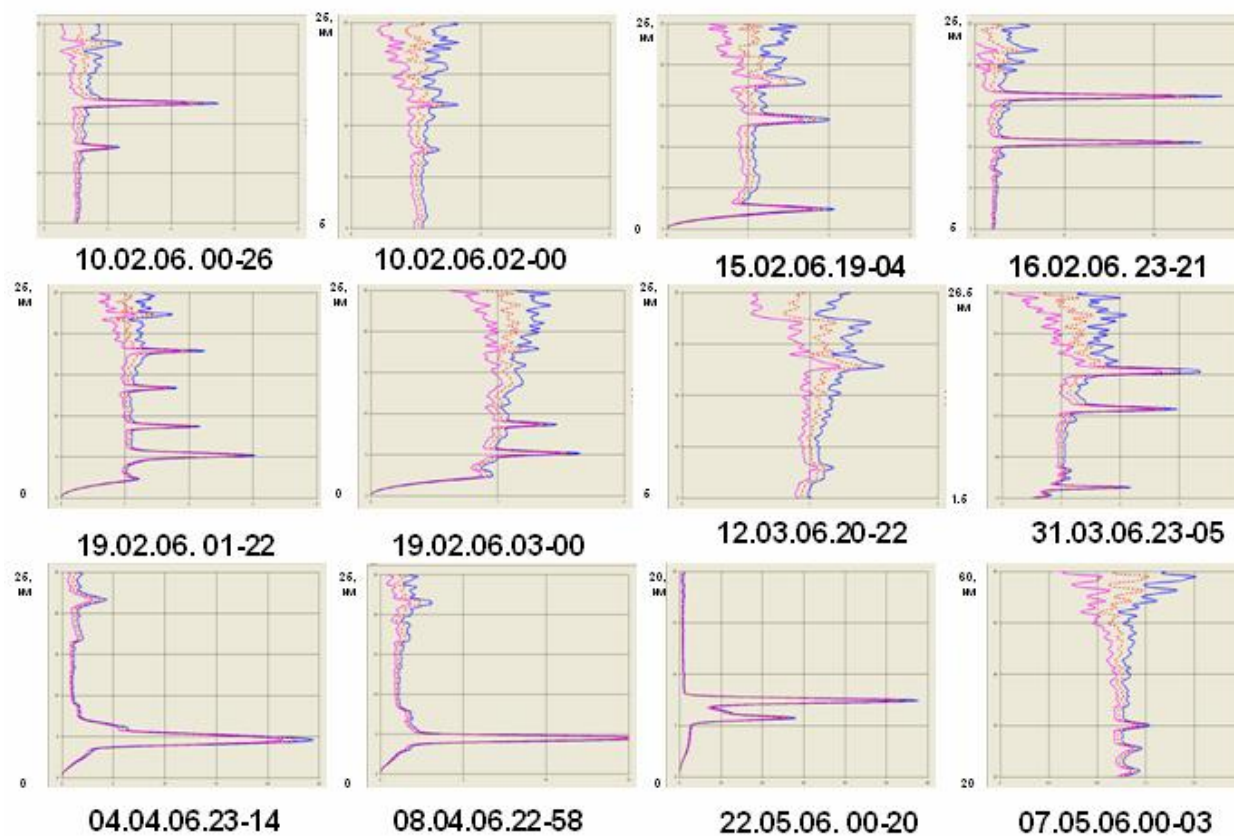
Сентябрь-декабрь, 2005 г.



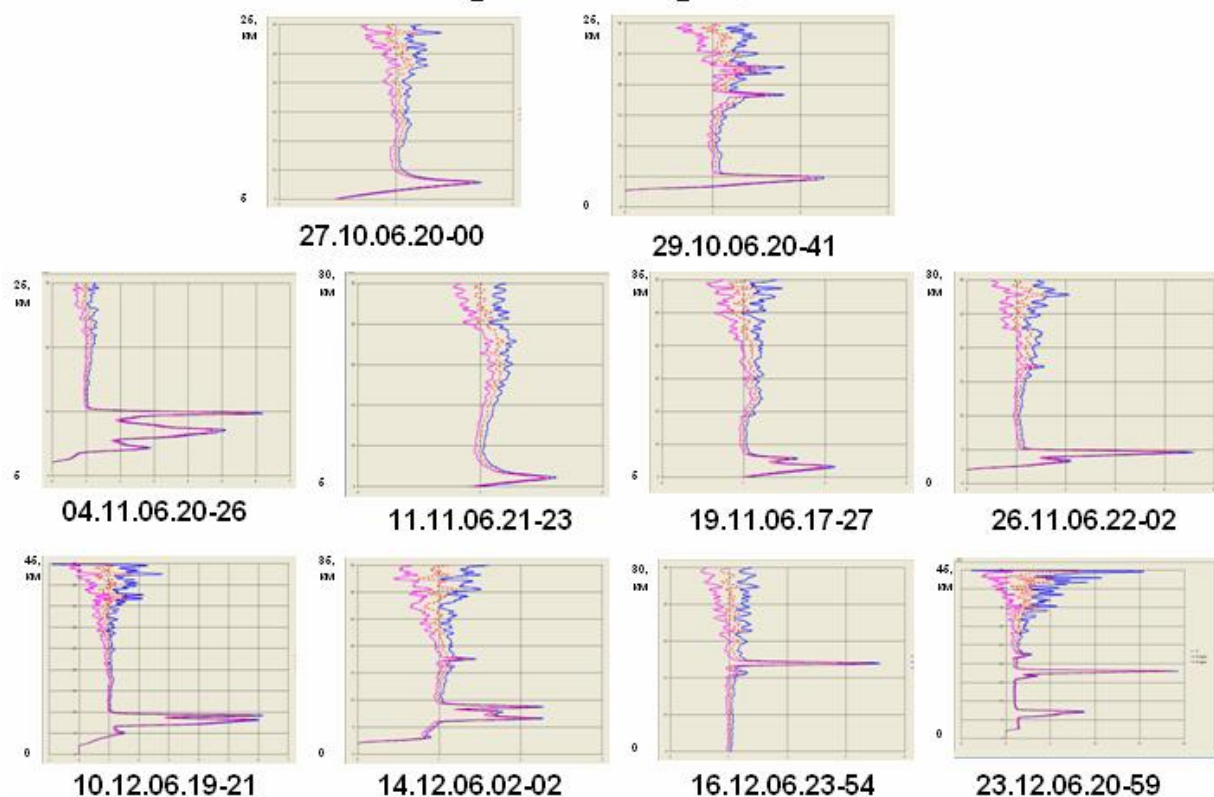
Январь – февраль, 2006 г.



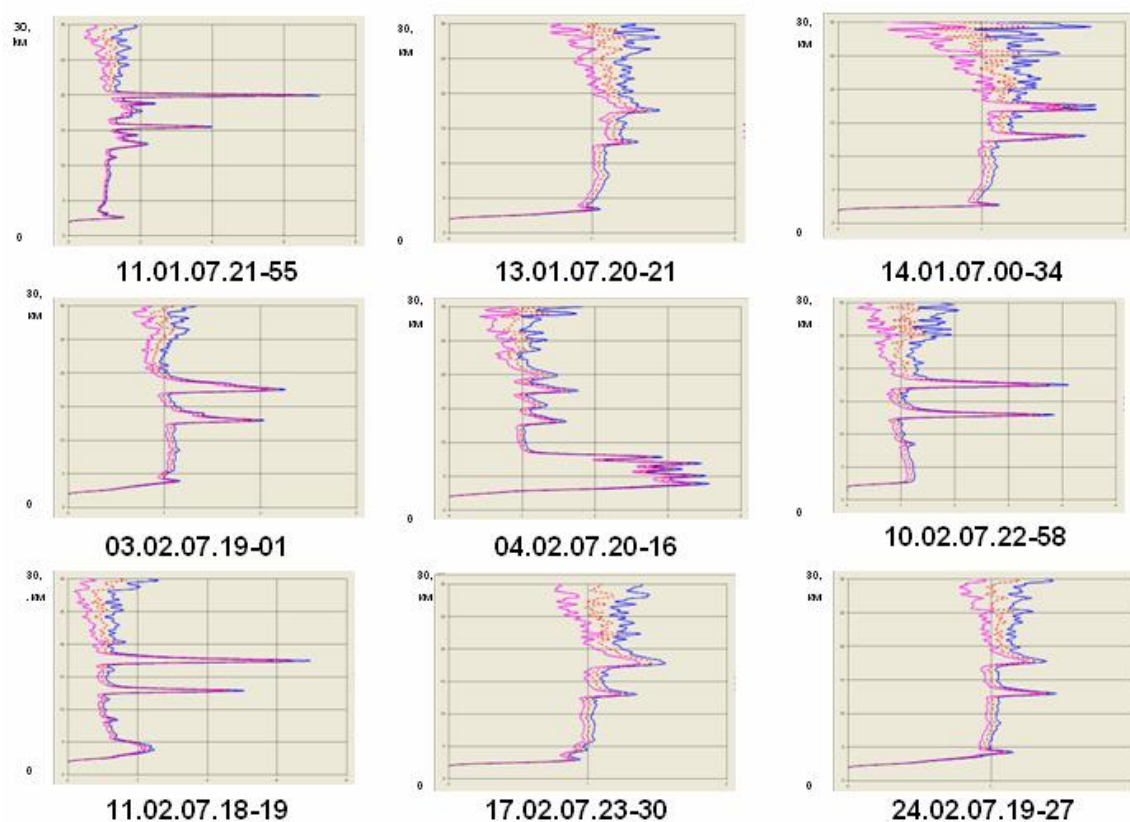
Февраль – май, 2006 г.



Октябрь-декабрь, 2006 г.



Январь – февраль, 2007г.



Март – апрель, 2007г.

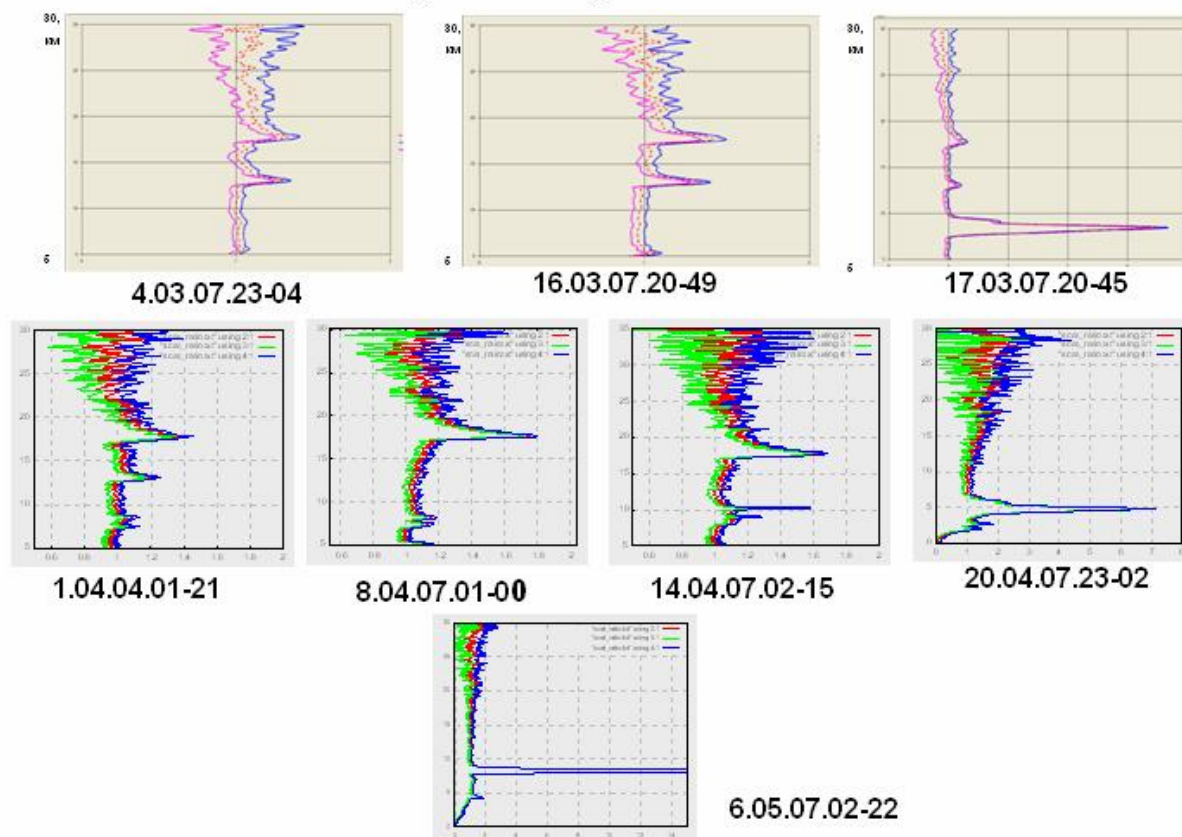


Рис.1. Вертикальная стратификация аэрозоля из наблюдений на полигоне ШАЛ.

По оси ординат отложена высота, км, по оси абсцисс – аэрозольное отношение рассеяния и его стандартное отклонение.

Анализ большого количества накопленных данных выявил интересные особенности вертикальной структуры аэрозоля, обобщение которых приводится в нижеследующем выводе.

По результатам лидарных наблюдений вертикальной стратификации аэрозоля в стратосфере над Якутском можно выделить следующие ее особенности:

- Слоистая аэрозольная структура начинает появляться в сентябре, с определенной изменчивостью присутствует в ноябре-феврале и начинает разрушаться в марте.
- Аэрозольные слои наблюдаются только в нижней стратосфере до высот 25 км. Наиболее частое появление слоев происходит на высотах 12-13 и 17-18 км, более редкое – на 22-23 и 25 км.
- Проявляется большая динамика в изменчивости слоев. Более динамичны два нижних слоя – на 12-13 и 17-18 км. Их интенсивность в единицах отношения рассеяния может достигать величин $R=25-30$. Более часто обнаруживаются очень узкие плотные слои с шириной 100-200 м, природа которых связывается с полярными стратосферными облаками. Также наблюдаются слабые слои с шириной до 1-2 км.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ 07-05-00734а, восток-а 06-05-96154 и интеграционного проекта СО РАН «Исследование влияния космических лучей на аэрозоль и облакообразование».

ДИНАМИКА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ ВО ВРЕМЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

THUNDERSTORM ACTIVITY DYNAMICS DURING HURRICANES

Ю.М. Михайлов¹, Г.И. Дружин², Г.А. Михайлова¹, О.В. Капустина¹

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН

²Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Results of study of thunderstorm activity dynamics during the Pacific cyclones in August and October 2001, using broadband recording of the time forms of atmospherics on Kamchatka, have been presented. The number of atmospherics per minute at simultaneously determined azimuths of their sources was used as an example of thunderstorm activity. An analysis of data processing results indicated (a) in the absence of cyclones, the maximal atmospheric flux level (10 ± 4 pulse/min) was observed at night, and the daylight level was 3 ± 1 pulse/min; (b) thunderstorm activity increases at the stage of tropical depression regardless of depression development into cyclone; in this case the flux of atmospherics can increase to 250 pulse/min at night and can be widely variable (5-100 pulse/min) in daytime; (c) in the state of cyclone maturity, the thunderstorm activity level is not higher than the background level. It was indicated that IGWs in the Earth's atmosphere and the lower ionosphere are caused by lightning strokes accompanied by shock waves during expansion of the lightning channel. The results obtained are of interest in studying anomalous effects in the natural electromagnetic field in the VLF band during increased seismic activity in Kamchatka.

К настоящему времени накоплен большой объем данных наблюдений аномалий в естественном электромагнитном поле Земли перед землетрясениями в широком диапазоне частот от десятков Гц до десятков кГц [1]. Эти аномалии проявлялись как в усилении потоков импульсных сигналов, зарегистрированных на выходе широкополосных приемников в КНЧ - и ОНЧ – диапазонах, так и в усилении интенсивности излучений на выделенных частотах в режиме узкополосной регистрации. В этих работах в качестве основного признака рассматривалась интенсивность потока импульсов в час. Если допустить, что эти аномалии литосферной природы, то естественное электромагнитное излучение при тропических циклонах создает своего рода «паразитный эффект», маскирующий аномальное ОНЧ-излучение. Ниже представлены результаты изучения динамики грозовой активности во время тропических циклонов в Тихом океане в августе и октябре 2002 г. путем широкополосной регистрации временных форм атмосфериков на Камчатке. В

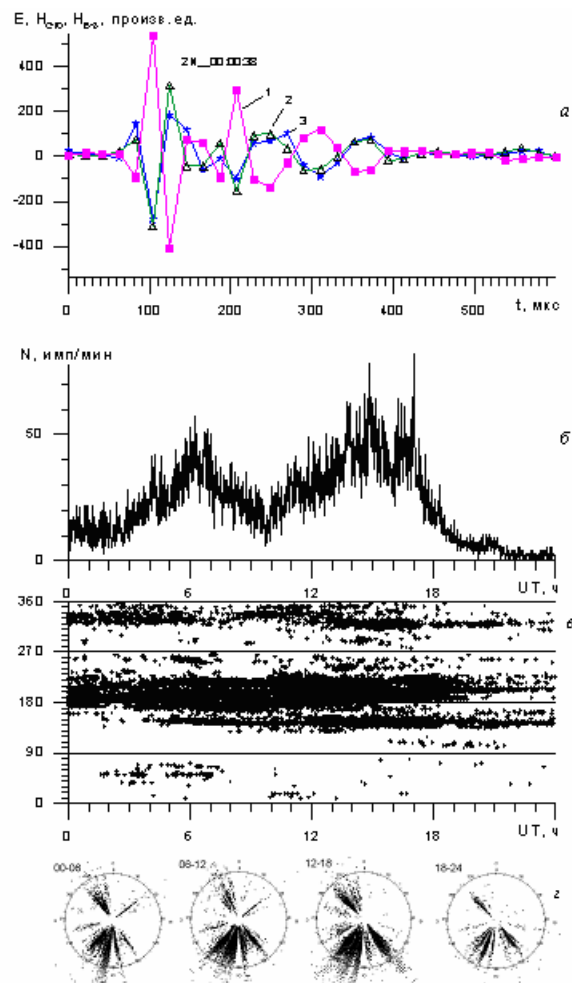


Рис.1. Примеры трех временных форм (1 – E_z , 2 – H_{3-3} , 3 – H_{3-10}) выделенного атмосферика (а); суточного хода потока сигналов в минуту (б); суточного распределения азимутов в градусах их источников в прямоугольных координатах (в), а также в полярных координатах через каждые шесть часов (г).

качестве параметра грозовой активности использовано число атмосфериков в минуту при одновременном определении азимутов их источника. Для регистрации потока импульсных сигналов в обс. «Паратунка» ($\varphi = 53,0^\circ\text{N}$, $\lambda = 158,3^\circ\text{E}$) использована установка «ОНЧ-пеленгатор», разработанная и изготовленная в Институте космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН [2], которая позволяет выделять отдельные направления азимутов в определенные интервалы времени в суточном распределении потоков атмосфериков. В качестве иллюстрации на рис.1а приведен пример временных форм трех компонент выделенного импульсного сигнала, совпадающих с традиционной временной формой атмосфериков от удаленных источников. На рис.1б показан суточный ход количества атмосфериков в минуту, на рис.1в – суточное распределение азимутов источников атмосфериков в прямоугольных координатах, а на нижнем фрагменте рисунка – то же распределение азимутов, но в полярных координатах для четырех периодов суток. В отсутствие тропических циклонов грозы над Тихим океаном наблюдаются крайне редко, особенно днем, и уровень атмосферных радишумов над океаном и на Камчатке определяется континентальными источниками [4].

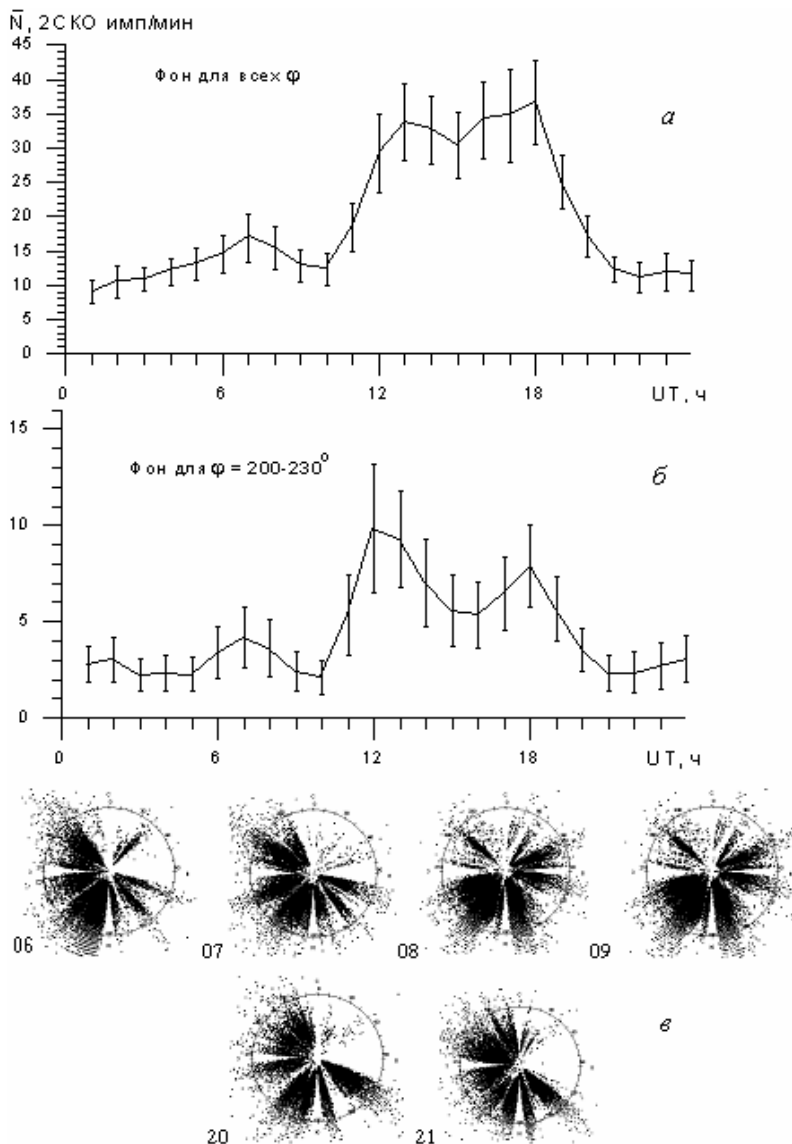


Рис.2. Средний фоновый уровень потока атмосфериков, пришедших в пункт регистрации со всех направлений (а), от источников с азимутами $\varphi = 200-230^\circ$ (б) и полярная диаграмма азимутов (в) в период 6-9, 20-21 августа. Вертикальные отрезки – СКО.

Таких спокойных дней в период наблюдений выпало немного: 6-9 и 20-21 августа, 5-6, 15, 21-22 и 31 октября. На рис.2а приведено среднесуточное распределение количества атмосфериков в минуту, пришедших в пункт наблюдения со всех направлений в августе месяце, а соответствующие им полярные диаграммы для каждого дня – на рис.2в. Полярные диаграммы показывают направления прихода атмосфериков в широком диапазоне азимутов: $\varphi \sim 40-300^\circ$, включая источники в северо-восточном и северо-западном направлениях с преимущественным направлением в створе углов 200-230°. Среднесуточное распределение количества атмосфериков в этом направлении приведено на рис.2б. Видно, что их максимальное количество наблюдается в местную полночь (12-13 UT) и составляет (10 ± 4) имп/мин, а минимальное – в местный полдень (00-01 UT) и составляет (3 ± 1) имп/мин. Это распределение принято

нами в качестве фонового уровня потока для дальнейшего исследования динамики грозовой активности при тропических циклонах. Данные о тропических циклонах получены по адресу: <http://www.npmoc.navy.mil/jtwc/atcr>). В этот период в 2002 г. в западной части Тихого океана произошло несколько сильных тропических циклонов и тропических репрессий: TS 16W Kammuri, 02-05 августа; TD 17W 05 августа; TS 18W, 10-13 августа; ST 19W Phanfone, 11-20 августа; T 21W Rusa, 22 августа – 01 сентября; T 22W Sinlaku, 28 августа – 08 сентября; T 26W Bavi, 09-14 октября; T 29W Maysak, 25-30 октября, а также TD 27W, 17-19 октября и TD 28W 18-19 октября. Динамика грозовой активности во время их существования детально исследована в работе. В качестве примера приведен результат обработки данных во время тайфуна Rusa 21W, 22 августа - 01 сентября.

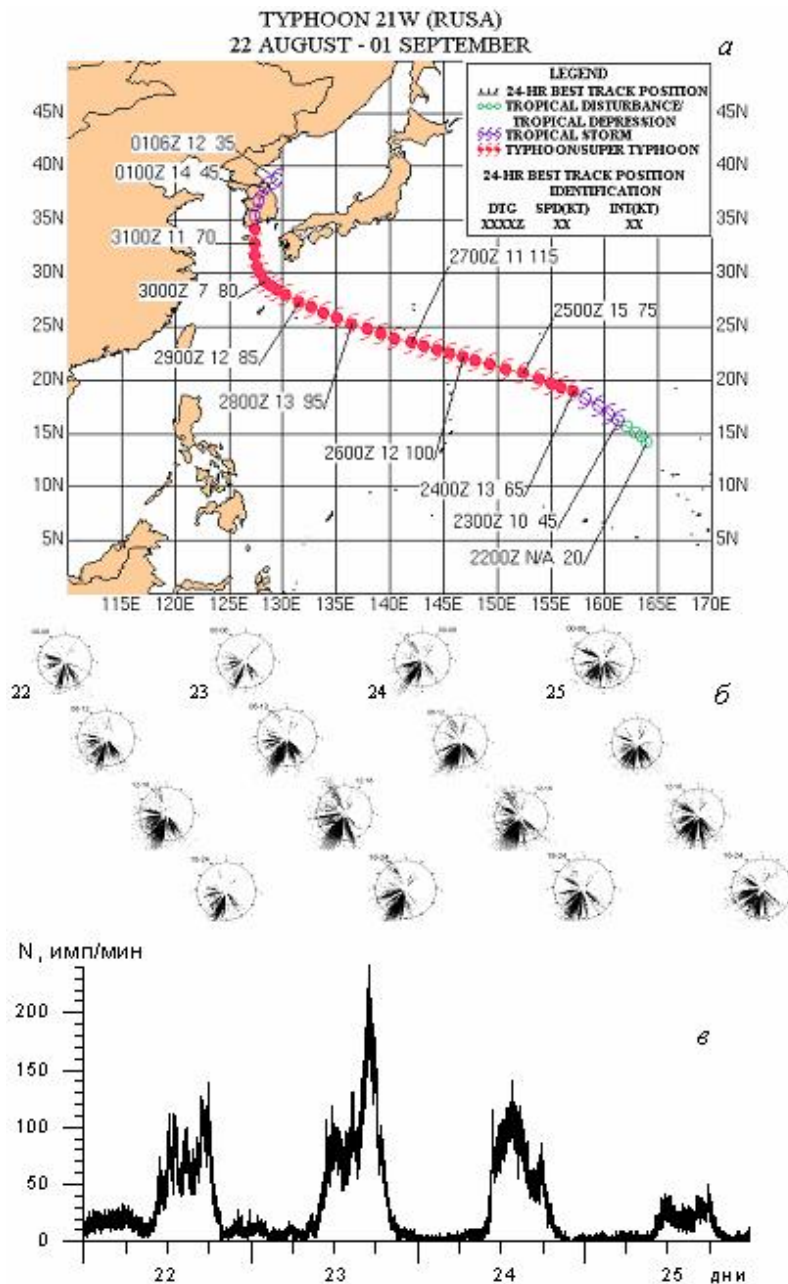


Рис.3. Траектория тропического шторма Rusa 21W в период 22-25 августа (а), азимутальные распределения направлений на источники сигналов (б) и суточное распределение потока атмосфериков в секторе 170-205° в этот период (в). Четырехзначные цифры на траекториях вблизи стрелок указывают дату и время 00Z (00 UT), двух и трехзначные цифры, ближайшие к траектории, указывают скорость ветра в узлах (1 узел = 1,87 км/ч).

На рис.3 приведены траектория движения центра тайфуна (а), последовательность полярных диаграмм на источник сигналов через каждые 6 ч для первых четырех дней развития тайфуна (б) и суточная зависимость потока атмосфериков в выделенном интервале азимутов 170-205° (в). Как видно из рис.3в, суточный ход $N(t)$ по форме близок к традиционному фоновому, но с более высоким уровнем N по сравнению с фоновым. Днем наблюдался повышенный уровень активности (до 20 имп/мин) только 22 августа, в остальные дни он был на фоновом уровне. А усиление в ночное время было зарегистрировано только 22-24 августа. В последующие дни, начиная с 25 августа, существенного усиления потока сигналов в течение этого тайфуна не наблюдалось, поэтому на рисунке эти данные отсутствуют. Согласно траектории развития тайфуна, период 22-24 августа совпадает со стадией депрессии при минимальной скорости ветра.

Ранее в работе [3] был выполнен временной и спектральный анализ суточных вариаций

атмосферных радиошумов на частоте 4,65 кГц, наблюдаемых на Камчатке в августе и октябре 2002 г. во время тропических циклонов. В их спектрах мощности была выделена полоса колебаний $T = 0,5-3$ ч с максимумом $T = 2-3$ ч. Интенсивность этих спектральных компонент в 1,5-2 раза превышает уровень фона и заметно изменяется в процессе развития циклонов. В данной работе исследована динамика грозовой активности, сопровождающей эти же тропические циклоны. Выполнено сравнение суточных вариаций потока атмосфериков и атмосферных радиошумов в процессе развития циклонов. Получено, что максимальная интенсивность спектральных компонент в полосе периодов $T = 0,5-3$ ч совпадает с максимумом суточного распределения потока атмосфериков. На рис.4 показаны соответствующие кривые для тайфуна Rusa (слева) 22 – 25 августа и тайфуна Sinlaku (справа) 28 августа – 01 сентября. В итоге можно сделать вывод, что источником усиления внутренних гравитационных волн в атмосфере и нижней ионосфере Земли являются мощные грозовые разряды в стадии депрессии и зарождения тропических циклонов, а не шквальные ветры, достигающие максимальной интенсивности в центре циклонов.

В отсутствие циклонов характер суточной кривой атмосферных радиошумов над океаном совпадает с классическим ходом уровня от удаленных источников и определяется усло-

виями распространения ОНЧ – электромагнитных волн в волноводе Земля-ионосфера [4]. Во время тропических циклонов, как показано выше, этот суточный ход нарушается за счет появления аномально больших потоков атмосфериков в дневное время. Представляло интерес оценить продолжительность (τ) и интенсивность (N имп/мин) аномального повышения потоков атмосфериков над фоновым уровнем. Показано, что средняя длительность аномальных потоков в

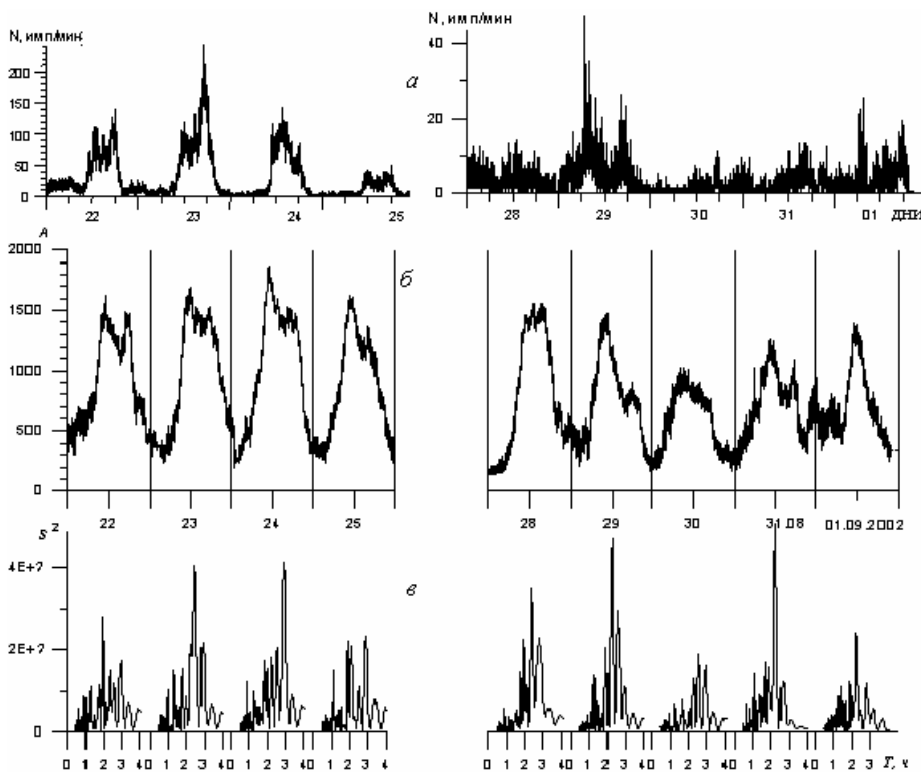


Рис.4. Суточные вариации потока атмосфериков N имп/мин (а), интенсивности атмосферных радиошумов на частоте 4,65 кГц (б) и спектров мощностей радиопомех в полосе периодов 0,5-3 ч (в) для тайфунов Rusa (слева) 22-25 августа и Sinlaku (справа) 28 августа – 01 сентября 2002 г.

разное время суток составляет часы (4, 7, 8), а интенсивность их при этом изменяется в очень широких пределах: днем от 5 до 70-100, ночью - от 20 до 250 имп/мин.

Анализ всей совокупности данных о потоках атмосфериков на Камчатке как меры грозовой активности во время тропических циклонов в западной части Тихого океана показал следующее:

- в отсутствие циклонов максимальный уровень потока атмосфериков над океаном наблюдался в ночное местное время (13 UT = 00 LT) и составлял в среднем (10 ± 4)

имп/мин, а в освещенное время суток, исключая послеполуденный всплеск в (4 ± 2) имп/мин, средний поток составлял (3 ± 1) имп/мин;

- усиление грозовой активности происходило преимущественно на стадии тропической депрессии, независимо оттого, перерастала она в тропический шторм или нет;

- в состоянии зрелости тропического циклона, когда скорость ветра достигает максимальной величины, уровень грозовой активности практически не превышал фоновый;

- в ночное местное время во время тропических циклонов поток атмосфериков в среднем возрастал примерно в восемь раз, достигая в некоторых случаях величин порядка 250 имп/мин при фоновом значении 10 имп/мин. При этом продолжительность периода аномалии изменялась по-разному, становясь меньше или больше продолжительности фонового максимума;

- в освещенное время суток во время тропических циклонов аномальные всплески потоков атмосфериков проявлялись наиболее ярко. Средняя длительность этих всплесков составляла 7 ч, а их интенсивность изменялась в очень широких пределах (5-100 имп/мин) с резким вступлением и окончанием;

- сравнение суточного распределения потоков атмосфериков во время тропических штормов и спектров мощности суточного распределения атмосферных радишумов, измеренных одновременно во время тропических циклонов, показало, что максимальная интенсивность компонент в полосе 0,5-3 ч (периоды внутренних гравитационных волн в атмосфере) приходится на периоды высокой грозовой активности. Этот результат позволяет утверждать, что источником этих волн в атмосфере и нижней ионосфере Земли являются гроззовые разряды, сопровождаемые ударными волнами при расширении молниевых каналов, а не шквальные ветры.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 02-05-79066, 04-05-65100).

Список литературы

1. Каталог импульсных электромагнитных предвестников землетрясений. Под ред. Зубкова С.И. – М.: ИФЗ АН СССР. 1991. – 116с.
2. Дружин Г.И., Тарасенко Д.В., Пухов В.М., Злыгостев А.В. Аппаратный комплекс для определения азимутальных углов прихода импульсов ОНЧ – излучений // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. Тез. докл. II Международного совещания 14-19 августа 2001. П.-Камчатский. 2001. С. 32 – 33.
2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Чернева Н.В. Возможные атмосферные эффекты в нижней ионосфере по наблюдениям атмосферных радишумов на Камчатке во время тропических циклонов // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. №6. 2005. С. 824-839.
3. Терина Г.И. Частотные спектры атмосфериков и атмосферных радиопомех над океаном // Геомагнетизм и аэрономия. 1965. Т.5, N4. С.721-727.

РЕАЛИЗАЦИЯ МЕТОДА ЛОКАЛИЗАЦИИ МОЛНИЙ В ГЛОБАЛЬНОЙ СЕТИ СТАНЦИЙ ПО ВРЕМЕНИ ПРИХОДА ВОЛНОВОГО ПАКЕТА В ОНЧ- ДИАПАЗОНЕ (TOGA) В ПРИЕМНОМ ПУНКТЕ ИЗМИРАН

REALIZATION OF LIGHTNING METHOD LOCATION AT MULTIPLE SITES BY TIME OF VLF GROUP ARRIVAL (TOGA) AT IZMIRAN SITE

Г.А. Михайлова, Ю.М. Михайлов, А.И. Осин, О.В. Капустина

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В.Пушкова РАН*

Lightning is located by using the Time of Group Arrival (TOGA) of the VLF (3-30 kHz) radiation from a lightning stroke. The dispersed waveform ("sferic") of the lightning impulse is processed at each receiving site. The TOGA is determined relative to GPS at each site from the progression of phase versus frequency using the whole wave train. Unlike current VLF methods which require transmission of the whole wave train from each site to a central processing site, the TOGA method requires transmission of a single number (the TOGA) for lightning location calculation. The stable propagation and low attenuation of VLF waves in the Earth-Ionosphere WaveGuide (EIWG) allows a wide spacing of receiver sites of several thousand km so that a truly global location service could be provided using only ~10 receiver sites, even with adequate redundancy for site outages.

Мировая сеть локализации молний (World Wide Lightning Location Network, WWLLN), организованная по инициативе проф. Ричарда Даудена (LF*EM Research Ltd. Dunedin, New Zealand) [1], включает в себя более 25 приемных пунктов регистрации сигналов молниевых разрядов – атмосфериков (рисунок). Метод основан на измерении времени группового прихода волновых пакетов в ОНЧ-диапазоне частот: 3- 30 кГц. Отсюда название метода – TOGA – Time of Group Arrival). Один из приемных пунктов этой сети расположен в ИЗМИРАН. Это пока единственный пункт в Восточно-европейском и Северо-азиатском регионах.

Кратко идея метода и его реализация состоят в следующем. На расстоянии r от молниевых разряда в момент t электрическая компонента волнового поля может быть выражена как $E(r, t, \omega) = \Sigma A(\omega) \cos \Phi(\omega)$. Для любой компоненты на частоте ω фаза равна $\Phi = \omega t - rk(\omega) + \Phi_0$. Дифференцируя по частоте, получим

$d\Phi(\omega)/d\omega = t - r dk/d\omega = t - r/V_g(\omega) = t - t_g(\omega)$. Здесь t_g есть время распространения волнового пакета от источника к приемнику на расстоянии r . Отсюда следует, что если измерить производную по частоте в известный момент времени t_0 , то время $t_g(\omega) = t_0 - d\Phi/d\omega$. Здесь t_0 – это время, определенное по PPS импульсу системы GPS в пункте приема, а $d\Phi/d\omega$ – это изменение фазы по частоте в спектре волнового пакета, принятого в момент времени t_0 .

Для реализации метода в каждом приемном пункте глобальной сети размещена следующая аппаратура. В качестве приемной антенны атмосферика используется короткий вертикальный штырь длиной 1,5 м с ОНЧ - широкополосным предварительным усилителем, расположенным на крыше здания. Выходные аналоговые сигналы через кабели непрерывно поступают на один из стереоканалов звуковой карты ПК. Так как в системе WWLLN локализация молний зависит от точности определения времени прихода атмосферика в приемный пункт и от точности местоположения самого приемного пункта, то для этих целей используются сигналы GPS. Один из них в коде NMEA передает в ПК универсальное время с точностью до ближайшей секунды, а также год, месяц, день, час, минута, секунда, географические широта и долгота места. Другой сигнал - PPS – импульс длительностью 10 мкс с передним фронтом 1 мкс и с частотой следования 1 Гц поступает на второй стереоканал звуковой карты. Чтобы иметь эти два сигнала в ПК, используется GPS-антенна со специальным блоком, в котором имеется генератор, формирующий PPS – сигналы. В звуковой карте оба сигнала (и атмосферик, и PPS-сигнал) оцифровываются с частотой 48 кГц, т.е. с шагом по времени 20 мкс, и далее обрабатываются в ПК в каждом

приемном пункте по одинаковым алгоритмам для определения группового времени прихода атмосферика относительно импульса PPS.

На первом этапе этой обработки во временном «окне» длительностью одна секунда при заданном пороговом уровне интенсивности атмосфериков определяется разность значений в 48003 точках отсчета $\Delta E = E(i) - E(i-1)$, берется модуль этих разностей и по ним определяется среднее значение $\langle |\Delta E| \rangle$. Если какое-либо значение модуля $|\Delta E|$ превысит это среднее значение, то начинается выделение этого сигнала в момент отсчета I_g . Длительность выделенного сигнала определяется в 1,3 мс, т.е. 64 отсчета, которая практически включает в себя всю энергию сигнала в полосе частот 6-23 кГц. Чтобы для каждого выделенного атмосферика точно определить момент времени t_0 , используется сигнал PPS. Далее для определения времени прихода атмосферика t_g рассчитывается амплитудный и фазовый спектры атмосферика и определяется производная фазы по частоте вблизи амплитудного максимума. Поскольку кроме импульса PPS в компьютер заведено время в NMEA коде для выделенного атмосферика получается своего рода паспорт, в котором время выделения указано с точностью в 1 мкс. Эти данные перед началом каждого часа в течение 10 мин поступают в центр обработки - Вашингтонский Университет. Для определения расстояния до источника по известному времени прихода атмосферика необходимо иметь значение групповой скорости на частоте вблизи максимума в спектре атмосферика. Из теории распространения ТМ – мода в волноводе Земля-ионосфера для первоначальной оценки расстояния принята величина $V_g = 0,9922 c$, где c – скорость света. Затем уточняется трасса распространения для выделенных атмосфериков на каждом из приемных пунктов и вносится поправка в групповую скорость с учетом особенностей трассы. Для такой коррекции в настоящее время используются более современные модели ОНЧ – распространения с учетом проводимостей Земли и ионосферы, а также ее высоты. Погрешность метода TOGA и определяется неточностью задания значения групповой скорости. В нормальных геофизических условиях погрешность в определении величины TOGA составляет 1 мкс, что дает ошибку в расстоянии в 3 км. При коррекции групповой скорости эта ошибка может быть уменьшена до 1-2 км. При солнечных вспышках ошибка – 7-8 км. Эти точности совпадают с точностями бывшей системы Omega, но в три раза ниже точности системы LPATS (Lightning Position and Tracking System), которая использует время прихода переднего фронта импульса (атмосферика) в полосе частот 0,3-3 МГц. Но при этом метод TOGA имеет преимущество в том, что он в 100-1000 раз требует меньшую пространственную плотность размещения приемных пунктов.

Список литературы

1. Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // J.Atmos.Solar-Terr.Phys. 2002. V.64, N7. P.817-879.

АТМОСФЕРНЫЕ ЭФФЕКТЫ В НИЖНЕЙ ИОНОСФЕРЕ ПО НАБЛЮДЕНИЯМ АТМОСФЕРНЫХ РАДИОШУМОВ НА КАМЧАТКЕ ВО ВРЕМЯ ТРОПИЧЕСКИХ ЦИКЛОНОВ

ATMOSPHERIC EFFECTS IN THE LOWER IONOSPHERE ACCORDING TO ATMOSPHERIC RADIO NOISE OBSERVATIONS IN KAMCHATKA DURING TROPICAL CYCLONES

Ю.М. Михайлов¹, Г.А. Михайлова¹, О.В. Капустина¹, Г.И. Дружин², Н.В. Чернева²

¹*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

A temporal-spectral analysis of the diurnal variations in 4.65-kHz atmospheric radio noise, observed in Kamchatka in August and October, 2002 during strong tropical cyclones, has been performed. It has been indicated that tropical cyclones are powerful sources of internal gravity waves that can penetrate to altitudes of 60-90 km in the lower ionosphere. The maximums in the power spectra of atmospheric radio noise, the intensity of which is a factor of 1.5-2 as high as the background level and pronouncedly changes during the development of cyclones, fall on the periods $T = 2-3$ h. The fundamental harmonic with $T = 24$ h was distinguished in the spectral band with $T = 0.5-36$ h, whereas the second and third harmonics have strongly variable periods and intensities. The direction-finding of the sources of electromagnetic emissions in the band 3-60 kHz was performed. The performed work demonstrated the effectiveness of the indirect methods for studying meteorological effects in the lower ionosphere.

Тропические циклоны способны воздействовать на самые нижние слои атмосферы, возбуждая широкий спектр атмосферных волн в вариациях таких метеорологических параметров, как температура, давление и ветер [2, 4]: планетарные, солнечно-суточные тепловые приливные, акустико-гравитационные. Известно, что эти атмосферные волны, усиливаясь с высотой, проникают в ионосферу. Поскольку на высотах нижней ионосферы ($h = 60-90$ км) концентрация нейтральных частиц более чем на десять порядков превышает концентрацию заряженных частиц, сравнительно давно волновые движения в этой среде были уверенно обнаружены прямыми методами их измерения. Для исследований нижней ионосферы наряду с прямыми радиофизическими методами используются также косвенные методы, в качестве которых традиционно рассматриваются электромагнитные сигналы, генерируемые молниевыми разрядами, так называемые атмосферерики и атмосферные радиошумы. Свойства их распространения в волноводе Земля-ионосфера определяются параметрами нижней ионосферы ($h = 60-90$ км) [3]. Ниже для изучения реакции нижней ионосферы на сильные атмосферные возмущения нами были использованы суточные вариации атмосферных радиошумов (АРШ) на частоте 4,65 кГц, наблюдаемые на Камчатке в августе и октябре 2002 г. во время сильных тропических циклонов в Тихом океане. В качестве пункта наблюдений был выбран район Левая Авача ($\varphi=54^\circ\text{N}$, $\lambda=158^\circ\text{E}$). С применением ОНЧ-пеленгатора [1], разработанного и изготовленного в ИКИР ДВО РАН (Паратунка), осуществлялась регистрация импульсных ОНЧ-излучений, превышающих по интенсивности задаваемый уровень. Достоверность в определении пеленга проверялась по сигналам СДВ-радиостанций. При этом ошибка пеленга составляла $2-3^\circ$. Максимум в распределении частоты появления и интенсивности тропических циклонов в их сезонном распределении приходится на август-октябрь месяцы (<http://www.npmoc.navy.mil/jtwc/atcr>).

В это время в 2002 г. в западной части Тихого океана происходили такие тропические циклоны, как Phanfone (10.08-20.08), Rusa (22.08-01.09), Sinlaku (28.08-08.09), а в октябре – Bavi (07.10-14.10) и Maysak (25.10-30.10). Кроме того, были выделены дни со слабым циклоном (2-5 августа). Вместе с тем были и относительно спокойные дни: это 6-9

и 20-21 августа. Эти данные приняты нами как фоновые при анализе отклика нижней ионосферы на мощные атмосферные процессы.

На рис.1 в качестве примера приведена траектория циклона Rusa. Спектральная плотность мощности (ниже для краткости спектр мощности) суточных вариаций АРШ оценена методом периодограмм с прямоугольным временным «окном». Выполнена фильтрация исходного спектра для выделения полосы периодов 0,5-3 ч, совпадающей с периодами внутренних гравитационных волн (ВГВ), интенсивность которых, как показано ранее авторами [5], сильно изменяется в зависимости от различных геофизических параметров. Соответствующая этой спектральной полосе временная форма получена путем обратного преобразования Фурье. Во временной области ВГВ представляют собой короткопериодные нерегулярные колебания, наложенные на суточные вариации. Результаты детального спектрального анализа в полосе периодов 0,5-3ч показаны в динамике на рис.2 для циклонов Rusa и Sinlaku, совпадающих в период с 28 августа по 1 сентября (TY Sinlaku следует за TY Rusa почти по тому же маршруту с запаздыванием в шесть суток). На верхнем фрагменте показана последовательность суточных вариаций АРШ, на нижнем фрагменте –

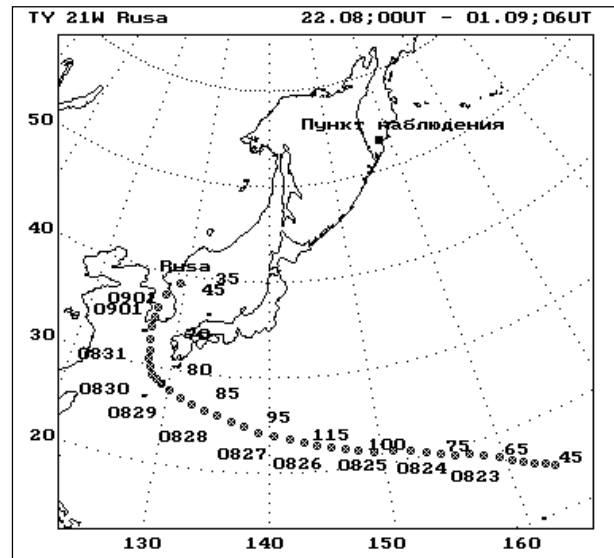


Рис.1. Траектория тайфуна Rusa в западной части Тихого океана в августе-сентябре 2002 г. Цифры вдоль трека: четырехзначные – дата (месяц, день), двух или трехзначные – значения скорости ветра в узлах (1 узел = 1,87 км/ч). В заголовках указаны дата и время начала и конца каждого циклона по версии **Naval Pacific Meteorology and Oceanography Center**.

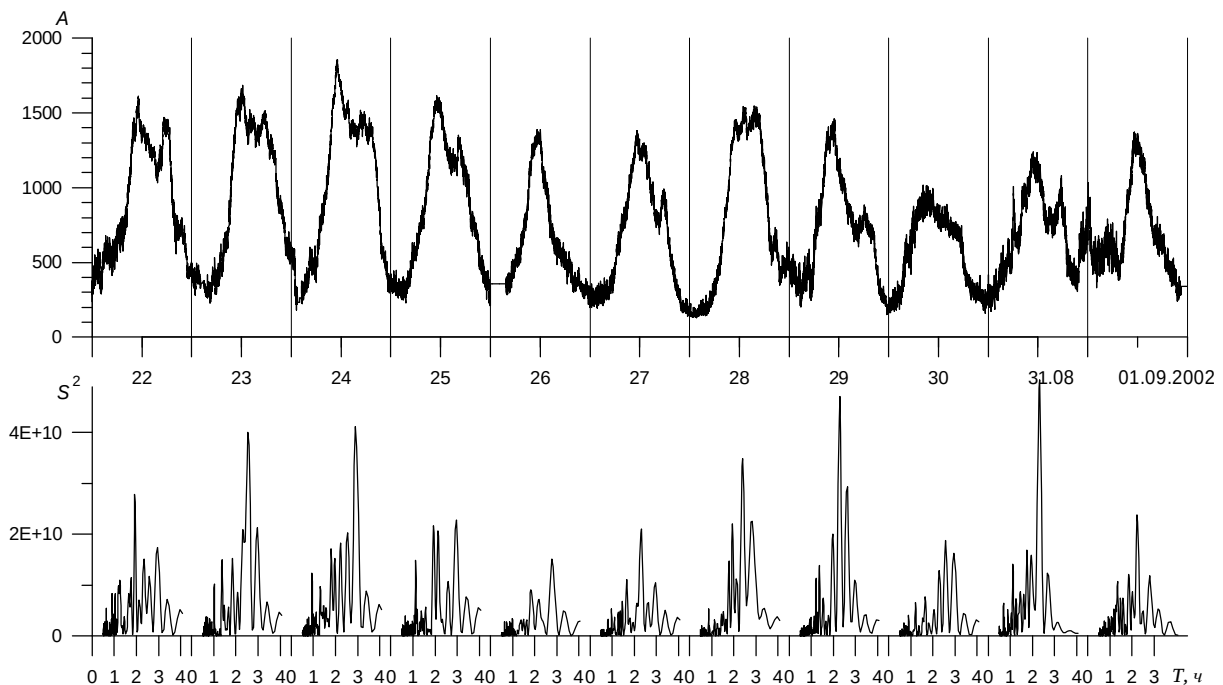


Рис.2. Последовательность суточных вариаций интенсивности атмосферных радиопомех на $f = 4,65$ кГц (в UT) во время тропических циклонов Rusa и Sinlaku (вверху) и соответствующих спектров наложенных атмосферных шумов в полосе периодов $T=0,5-3$ ч (внизу).

последовательность их спектров в полосе 0,5-3 ч. Видно, что интенсивность отдельных компонент спектра довольно случайным образом изменяется ото дня ко дню. Максимумы в спектрах приходятся на периоды $T = 2-3$ ч, интенсивность которых заметно возросла 29 и 31 августа при совпадении по времени двух циклонов. Аналогичная последовательность спектров получена для всего периода наблюдений в разных условиях: спокойная метеорологическая обстановка, наличие слабых и умеренных циклонов, период зарождения мощного тайфуна, а также во время магнитной бури. Одновременно с развитием циклонов определялся их азимут с помощью ОНЧ-пеленгатора. Представляло интерес выделить в суточных вариациях АРШ наличие солнечно-суточных приливных тепловых колебаний, которые, как уже было показано ранее [5], постоянно присутствуют в нижней ионосфере. В качестве иллюстрации на рис. 3 показана последовательность суточных вариаций радишумов в период 27 – 30 августа. Выбор интервала обработки длительностью четверо суток необходим для надежного выделения первой суточной гармоник в атмосфере Земли. Результаты спектральной обработки приведены на рисунке в полосе периодов 0-48 ч (2); 0-18 ч (3); 0,5-3 ч (4). Гармоника с $T = 24$ ч преобладает по интенсивности ($S^2 \sim 3 \cdot 10^9$) над субгармониками ($T \sim 15$; 12; 10; 8 ч) ($S^2 < 3 \cdot 10^8$) и на три порядка превышает компоненты, совпадающие с периодами ВГВ ($S^2 \sim 7 \cdot 10^6$). В последнем фрагменте (4) преобладают компоненты с $T = 2-3$ ч. Август месяц был выделен не только наличием трех сильных тропических циклонов, но и спокойными геомагнитными и сейсмическими условиями. Вариации спектров АРШ во время магнитной бури 24-26 октября показаны на рис.4.

Анализ всей совокупности полученных нами спектров мощности атмосферных радиопомех на частоте 4,65 кГц в широкой полосе периодов 0,5-36 ч показал следующее:

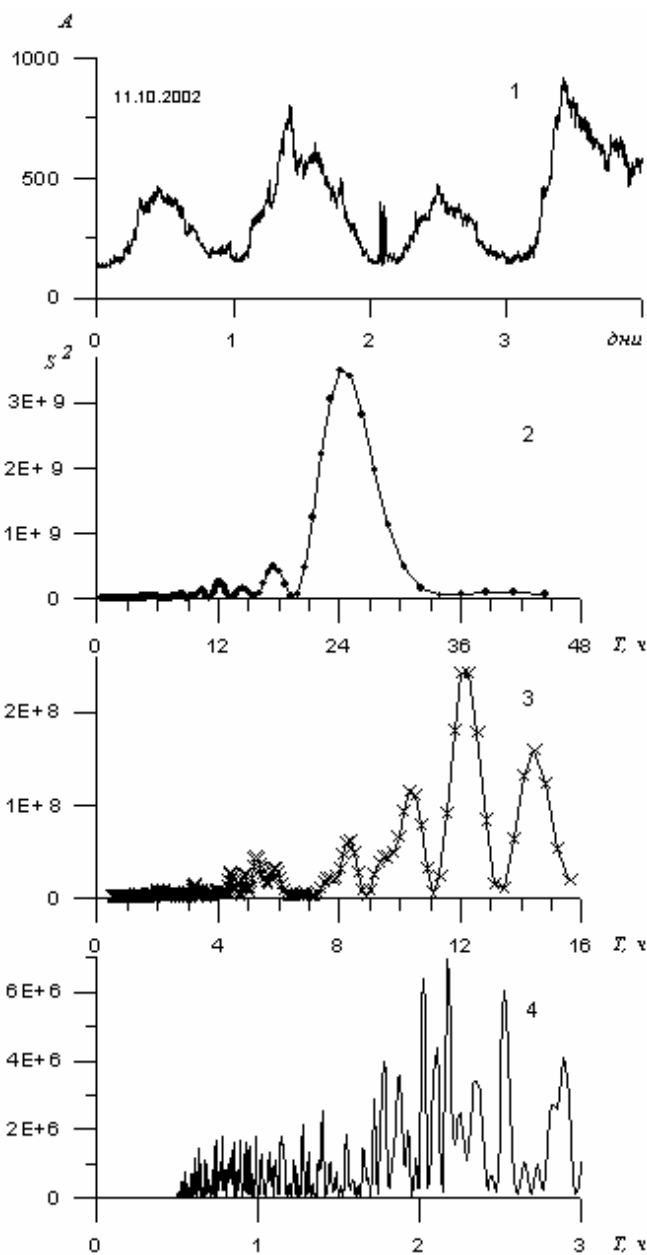


Рис.3. Спектры мощности атмосферных радишумов в полосе периодов 0-48 ч (2); 0-18 ч (3) и 0,5-3 ч(4) во время тропического циклона Bavi.

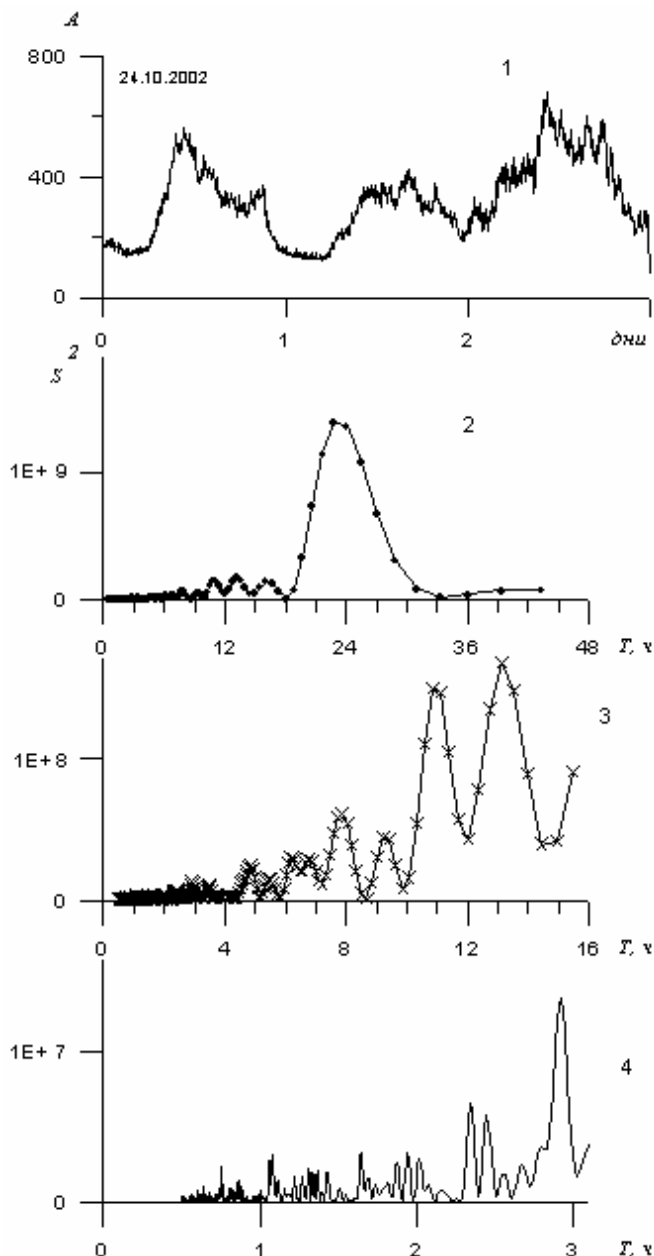


Рис.4. То же, что и на рис.3, но во время магнитной бури.

- во время тропических циклонов по мере их развития в течение нескольких суток наблюдалось усиление спектральных компонент в полосе 0,5-3 ч с максимумом с $T=2-3$ ч. интенсивность максимума в 1,5-2 раза превышала фоновые значения;

- во время магнитной бури спектральная плотность мощности в полосе периодов 0,5-3 ч падала ниже фонового уровня;

- необычное поведение спектров мощности в полосе 0,5-36 ч проявилось в том, что только основная компонента с $T=24$ ч оказалась очень устойчивой по периоду с незначительными изменениями по интенсивности. В тоже время, как при тропических циклонах, так и во время магнитной бури отмечена сильная изменчивость второй и третьей гармоник ($T = 12, 8$ ч) как по величине периодов, так и по интенсивности. Детальный анализ этого эффекта выходит за рамки данной работы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 02-05-79066; 04-05-65100).

Список литературы

1. Вальков С.П., Громов Б.Н., Дружин Г.И., Козлов В.И., Лаптев А.Д. Однопунктовая пеленгация дальних атмосфериков // Геофизические явления на авроральных широтах / Ред. Е.Ф.Вершинин. –Якутск: ЯНЦ СО АН СССР. 1990. С.117-120.
2. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. – М.: Мир, 1978. – 532 с.
3. Краснушкин П.Е. Проблема распространения длинных и сверхдлинных радиоволн вокруг Земли и нижние слои ионосферы (С, D, E) в свете теории информации // ДАН. 1961.Т.139, №1. С.67-70.
4. Метеорологические эффекты в ионосфере / Ред. А.Д. Данилов и др. – Л. : Гидрометеиздат. 1987. – 269 с.
5. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Дружин Г.И., Капустина О.В. Обнаружение атмосферных волн в спектрах мощности атмосферных помех на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2004. Т.44, №2. С.245-253.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ЗНАЧЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ШУМОВ В ВАРИАЦИЯХ КВАЗИСТАТИЧЕСКОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ КАМЧАТКИ

ATMOSPHERIC NOISE EXTREMES IN QUASI-STATIC ELECTRIC FIELD VARIATIONS IN THE NEAR GROUND ATMOSPHERE OF KAMCHATKA

Ю.М. Михайлов¹, Г.А. Михайлова¹, О.В. Капустина¹, А.В. Бузевич³, С.Э. Смирнов²

¹*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН,*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

Time and spectral characteristics of atmospheric noise were investigated in the period band 0.5-3 hours, superimposed on diurnal variations of quasi-static electric field strength in the near ground atmosphere of Kamchatka. It was shown that experimental background values of noise in normal meteorological conditions are the most possible value of the order ± 20 V/m. During field strength anomaly, accompanied by earthquakes at the absence of precipitation, these values of noise amount to ± 200 V/m, and during precipitation - ± 1000 V/m. Spectral density of noise power in field anomaly, accompanied by earthquakes, is one – one and a half orders higher the corresponding background values, but it is one order less in the presence of precipitation.

Аномалии в суточных вариациях квазистатического электрического поля в приземной атмосфере наблюдались как бухтообразные понижения величины напряженности поля перед землетрясениями в различных сейсмически активных регионах мира, включая и Камчатку [1, 2]. Это послужило основанием исследовать эту аномалию как гипотетический предвестник землетрясения и положило начало их интенсивному изучению. Регулярные наземные наблюдения квазистатического электрического поля в атмосфере п/о Камчатка начаты в 1991 г. Институтом космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН [1] в обл. Паратунка ($\varphi = 52^{\circ}58.3'N$, $\lambda = 158^{\circ}14.9'E$) и продолжают в настоящее время. Статистический анализ 103 случаев такой формы одиночных аномалий, наблюдаемых в обл. Паратунка в период 1997-2002 г.г., показал, что в пределах 24 ч в 36% случаев аномалии сопровождаются землетрясениями [3]. Такой низкий процент возникновения землетрясений вслед за аномалией поля указывает на то, что наличие аномалии в электрическом поле не является достаточным условием для появления землетрясения. По-видимому, должны существовать еще какие-то дополнительные условия, либо не все наблюдаемые аномалии в электрическом поле в приземной атмосфере связаны с процессами в земной коре.

Ранее авторами была предпринята попытка поиска дополнительных условий в вариациях спектров мощности квазистатического электрического поля в приземной атмосфере. Предварительные результаты этих исследований показали следующее [4]:

В спектрах мощности суточных вариаций напряженности поля E_z были выделены компоненты с периодами, совпадающими с регулярными солнечно-суточными тепловыми приливными волнами в атмосфере: $T = 24, 16, 12, 8, 4$ ч, а также с колебаниями внутренних гравитационных волн (ВГВ) с периодами менее 4 ч. Оказалось, что интенсивность этих спектральных составляющих существенно изменяется в период подготовки землетрясений. В частности, было показано, что накануне землетрясения их интенсивность на порядок и более по величине возрастает по сравнению с фоновыми спектрами в нормальных метеорологических условиях. Этот результат послужил основанием для более детального анализа особенностей именно этой части спектра мощности. Во временной форме эти колебания представляют собой случайный шум, наложенный на суточные вариации напряженности квазистатического электрического поля. Результатам этого анализа и посвящена данная работа.

Для дальнейшего детального анализа выделенного атмосферного шума были сначала использованы данные непрерывных регистрации напряженности E_z -компоненты поля в период сентябрь-октябрь 1999 г.

Временные вариации интенсивности атмосферных шумов. В качестве иллюстрации на рис. 1 приведен метод анализа. На рис. 1а показаны экстремальные в течение часа значения всплесков шумов, включая дни с осадками и помехами, а на рис. 1б - корень из среднеквадратичного значения напряженности поля, усредненного за час (rms) (вертикальные отрезки - СКВ-значения). Здесь же на рис. 1в представлены данные об осадках за сентябрь 1999 г. В дни с осадками экстремальные значения шума достигали величин от плюс 800 В/м до минус 1000 В/м, во много раз превышая уровень атмосферного шума в нормальных метеорологических условиях. Далее были исключены дни с осадками и помехами. На кривых отчетливо выделяется всплеск 17 сентября, превышающий по интенсивности фоновые значения в (2-10) раз. Как известно [4], 17 сентября была зарегистрирована отрицательная аномалия E_z -компоненты поля накануне землетрясения 18 сентября с магнитудой $M = 6.1$ ($t = 21:28$ UT, $\varphi = 51.21^\circ N$, $\lambda = 157.56^\circ E$, $h = 60$ км). Из рисунка видно, что всплески экстремальных значений атмосферного шума, наложенного на эту аномалию, достигали величины (минус 200 - плюс 150) В/м, а $\sqrt{E^2} \sim 120$ В/м при глубине аномалии порядка 400 В/м [4].

Далее были определены кривые распределения величин экстремальных всплесков и значений $\sqrt{E^2}$. Был выбран дискретный шаг по интенсивности в 10 В/м. Соответствующие гистограммы их распределения приведены на рис. 4а и 4б. Как видно, в распределении этих величин в нормальных метеорологических условиях преобладают соответственно значения в 10-20 В/м, более интенсивные шумовые всплески встречаются крайне редко, а всплески шума 17 сентября порядка (минус 200 - плюс 150) В/м и $\sqrt{E^2} \sim 120$ В/м лежат на "хвосте" распределения.

Спектральные вариации интенсивности атмосферных шумов. Результаты спектральной обработки атмосферных шумов в полосе периодов 0.5-3 ч за сентябрь приведены на рис. 3 для нормальных метеорологических условий (кривая 1), для дней с осадками (кривая 2) и для 17 сентября (кривая 3). Сравнение кривых 1 и 3 показывает, что спектральная плотность атмосферного шума накануне землетрясения в полосе периодов 2-3 ч возросла на порядок, а на $T < 2$ ч - почти на 1.5 порядка по величине по сравнению с фоновым спектром. В дни с осадками (кривая 2) спектральная плотность атмосферного шума во всей полосе периодов 0.5-3.0 ч на порядок по величине превышает интенсивность 17 сентября и на два порядка - фоновый уровень. Аналогичные значения приведенных выше параметров атмосферных шумов наблюдались также и в октябре.

Рассмотрим поведение атмосферных шумов при развитии индивидуальных землетрясений.

Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г. [5]. Это был рой землетрясений, и параметры самых сильных толчков приведены в табл. 1, хотя кроме этих толчков произошло более 20 форшоков с магнитудой $M \geq 5$ и более 60 афтершоков в течение 5 и 6 декабря. Сейсмическая активность протекала при нормальных метеорологических условиях. Вариации напряженности E_z -компоненты поля в течение пяти дней приведены на рис. 4 (кривая 1). Стрелками указаны моменты самых сильных толчков. Видно, что за 11.5 ч перед главным толчком происходит скачкообразное уменьшение уровня E_z от величины ~ 560 В/м почти до нулевого уровня с последующими более слабыми бухтообразными понижениями перед двумя последующими сильными толчками.

Далее исходная запись E_z -компоненты поля за период с 4 по 8 декабря обрабатывалась описанным выше методом, но с перекрытием на половину суток. На

фрагментах 3 и 4 отчетливо видно усиление интенсивности шумов по сравнению с фоновыми значениями и особенно с минимальным уровнем в бухте понижения Ez . На фрагменте 5 приведена последовательность спектров мощности, оцененных на временных интервалах длительностью одни сутки, но с перекрытием на половину суток, начиная с 4 декабря в 06 UT. Максимальная интенсивность спектра мощности поля приходится на 4 декабря (a), т.е. за сутки до главного толчка, в полосе периодов $T = 1-2$ ч. По мере развития сейсмической активности интенсивность этих компонент уменьшалась (b), была минимальной в бухте (c), затем возросла, не превышая уровня 4 декабря. При этом 6 и 7 декабря (после трех сильных толчков) спектр мощности, в отличие от 4 декабря, расширился в область более длинных периодов, т.е. $T > 2$ ч (d, e).

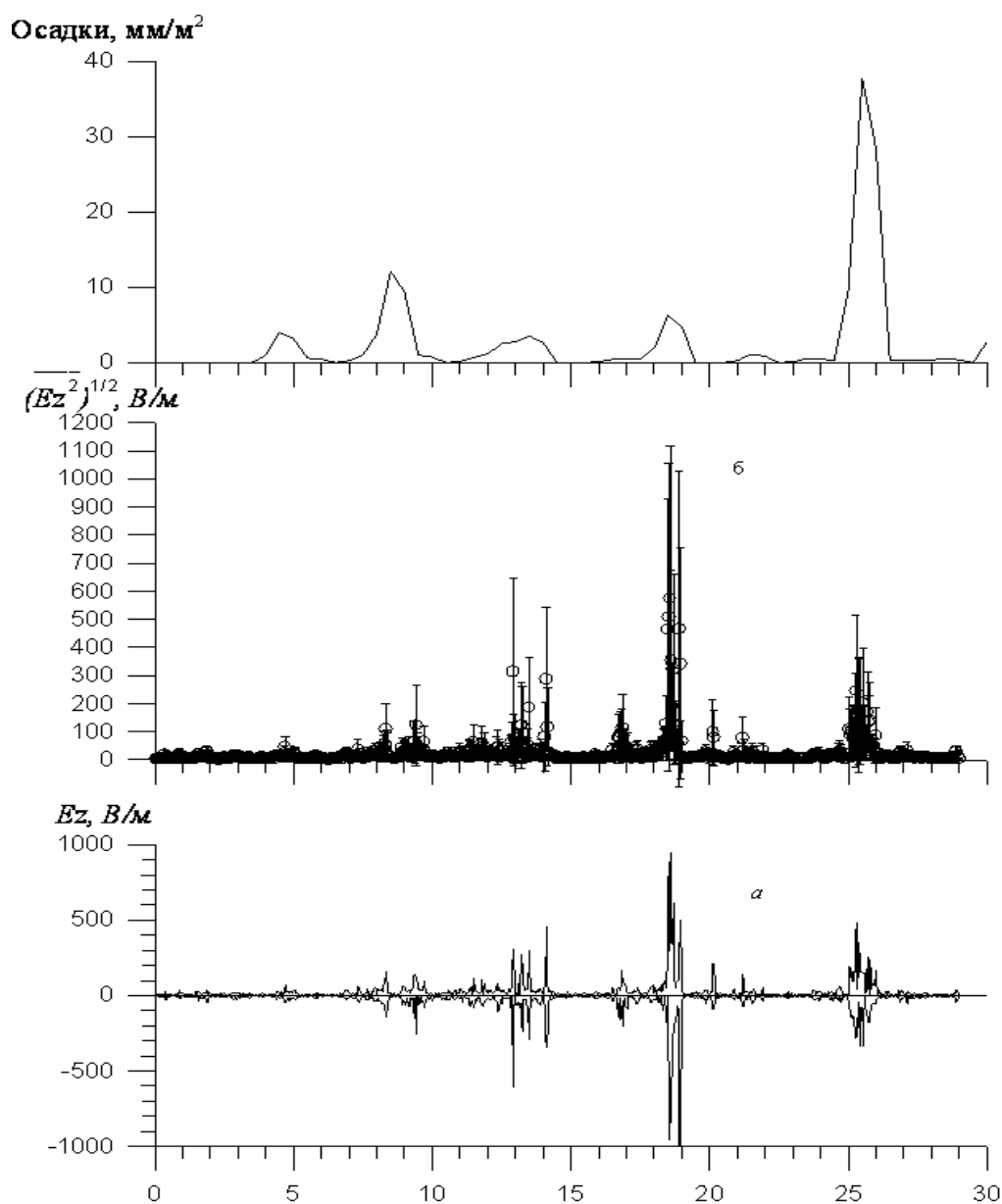


Рис.1. Экстремальные значения интенсивности шумов (a); корень из среднего значения квадрата интенсивности шумов (b); вариации уровня осадков, измеренных дважды в сутки (c). Данные за сентябрь 1999 г.

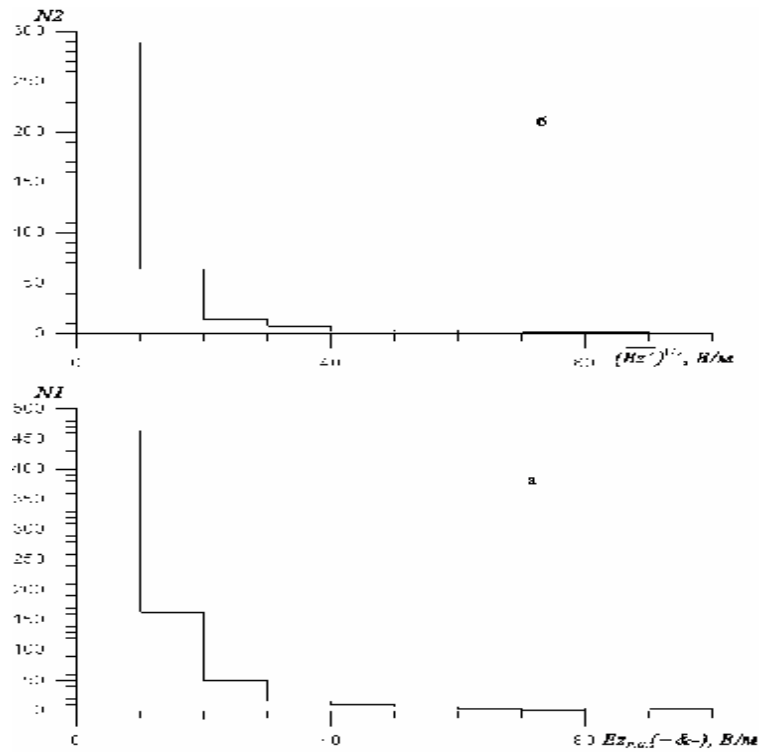


Рис.2. Гистограммы распределения интенсивности шума с шагом по уровню 10В/м.

Таблица 1. Землетрясения 5-6 декабря 1997 г.

Дата	Время	Координаты		Глубина	Класс	Расстояние	Магнитуда
	UT	φ, град	λ, град	h, км	K	R, км	M
05.12	11.26:43.6	54.95	163.23	4	15.5	420	7.7
05.12	18.48:17.2	53.60	161.84	0	14.1	270	6.8
06.12	10.59:07.8	53.87	161.99	10	13.7	280	6.3

Примечание: R - расстояние от области эпицентра до пункта регистрации.

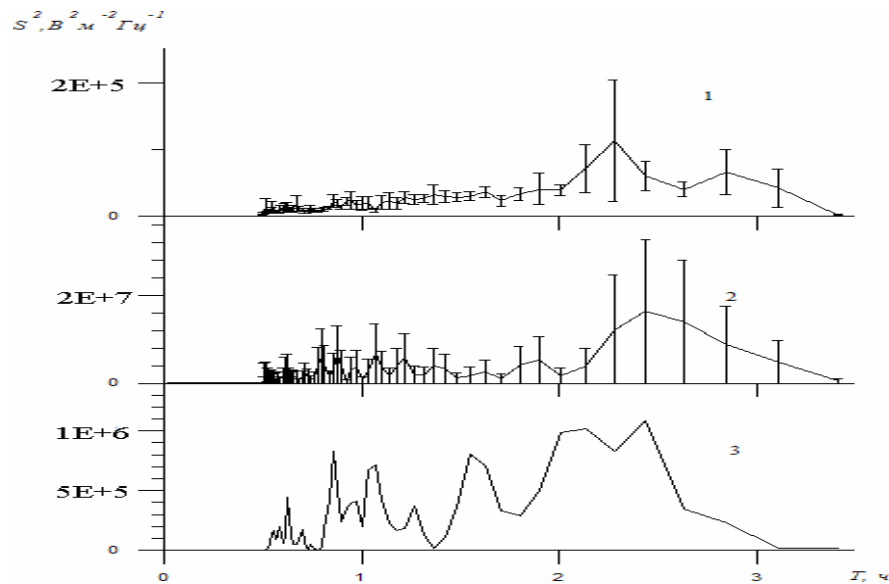


Рис.3. Спектры мощности атмосферных шумов в полосе периодов 0.5-3 ч: нормальные метеорологические условия (1); в дни с осадками (2); 17 сентября накануне землетрясения (3).

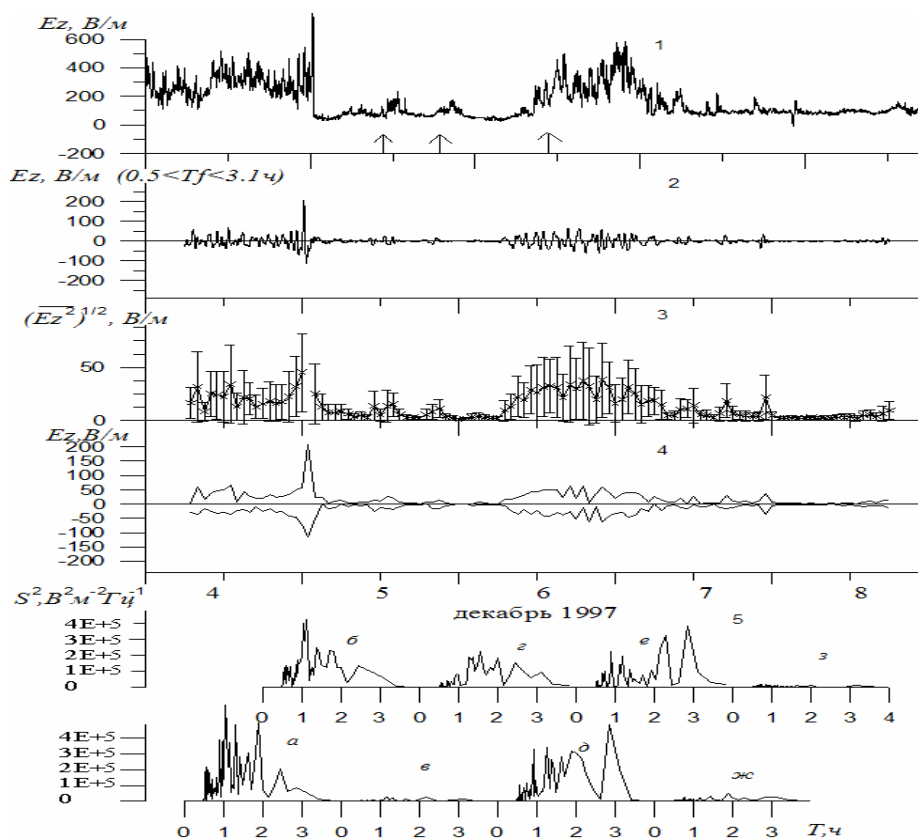


Рис.4. Временные и спектральные характеристики атмосферного шума накануне Кроноцкого землетрясения 5 декабря 1997 г.

Анализ индивидуальных сильных землетрясений, произошедших на Камчатке, таких как 1 июня 1998 г., 8 марта 1999 г., 18 сентября 1999 г., 8 октября 2001 г., 16 октября 2002 г., 30 августа 2004 г. показал аналогичные результаты.

Выводы

Вся совокупность полученных результатов исследования атмосферного шума в полосе периодов 0.5-3 ч, наложенного на суточные вариации напряженности Ez -компоненты квазистатического электрического поля в приземной атмосфере, показала следующее:

- Экстремальные значения шума во временных вариациях для нормальных метеорологических условий составляют наиболее вероятные величины в пределах ± 20 В/м. Это так называемый фоновый уровень.

- При аномалии Ez -компоненты поля, сопровождаемой землетрясениями в нормальных метеорологических условиях, экстремальные значения шума достигают величины в пределах ± 200 В/м.

- При наличии осадков (дождь, снег) аномалии Ez -компоненты поля принимают форму либо знакопеременных изменений величины напряженности поля, либо бухтообразного понижения (чаще всего), подобного аномалии, сопровождаемой землетрясениями. В этом случае величины понижения напряженности поля могут быть равными (минус 1000-1500) В/м, а экстремальные значения шума, наложенного на эти аномалии, могут изменяться в очень широких пределах - ± 1000 В/м.

- Спектральная плотность мощности атмосферных шумов в аномалии поля, сопровождаемой землетрясением, на один-полтора порядка по величине превышает соответствующую величину в фоновых спектрах.

- Спектральная плотность мощности атмосферного шума в аномалии поля, вызванной осадками, на порядок по величине превышает спектр в аномалии, сопровождаемой землетрясениями.

Эти выводы, касающиеся особенностей атмосферных шумов в полосе периодов 0.5-3 ч, совпадающих с периодами атмосферных внутренних гравитационных волн, представляют практический интерес для целей краткосрочного прогноза землетрясений. При отсутствии осадков усиление спектральной плотности мощности шумов в рассмотренной полосе периодов при аномалии квазистатического электрического поля можно рассматривать как дополнительный признак надвигающегося события, но при одновременном контроле метеорологических условий в учащенном по времени режиме.

Полученные результаты об интенсивности атмосферных шумов и усилении их перед землетрясениями могут быть полезными при построении моделей связи литосфера атмосфера-ионосфера, в которых рассматривается канал связи через атмосферные волны.

В заключение авторы благодарят Ю.Г. Рапопорта, стимулирующего проведение этих исследований, а также Ю.К. Калинина за полезное обсуждение результатов работы.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ № 04-05-6510 и 04-05-7913

Список литературы

1. Бузевич А.В., Дружин Г.И., Фирстов П.П., Вершинин Е.Ф., Смирнов С.Э., Филимонов В.И. Гелиогеофизические эффекты, предвещающие Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г., $M=7.7$ / Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года. Предвестники, особенности, последствия. – Петропавловск-Камчатский: Камчатская Гос. Академия рыбопромыслового флота. 1998. С. 177—188.
2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Вариации спектров мощности электрического поля приземной атмосферы на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2003. Т. 43, № 3. С. 750-758.
3. Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В. Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник Камчатского землетрясения 6 марта 1992, $M = 6.1$ // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 6. С. 980-982.
4. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы // Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
5. Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т. 45, № 2. С. 282-287.

ЭФФЕКТЫ В ЭЛЕКТРОМАГНИТНОМ ПОЛЕ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ РАЗЛОМОВ В ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

THE EFFECTS WHICH APPEAR IN THE ELECTROMAGNETIC FIELD DURING THE FORMATION OF FRACTURES IN THE ICE COVER OF THE LAKE BAIKAL

Ю.Ф. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

In winter 2006 experimental observations of the horizontal and vertical components of electrotelluric field were made from the Lake Baikal's ice cover. The horizontal lines are oriented across and along the lake. The length of the main lines is 500m and 250m for duplicating ones. The discontinuity of measures is 0.02sec and 1 sec. The time of permanent observations is 2 months. At the observation period an earthquake took place under the lake's bottom which caused tsunami and led to the formation of fractures in the ice cover up to 1.5 deep. The width of the fractures is 1-2 m, the length is tens of kilometers. The appearance of the fractures is represented in the electric field as high-frequency fluctuations with the period of 2-5sec. The beginning of the fluctuations was 10sec before the formation of the fractures. The fluctuation period is 50sec. Their intensity varies from the first initial periods up to tens parts mV/km. It's important that these fluctuations didn't appear at the station which is the nearest to the coast and at the observation point Patrony. Two suppositions can be made about the nature of high-frequency variations:

1) Electromagnetic radiation appears in the lake's ice when the fractures are being formed. It has a local nature and is registered near the fractures.

2) During the fractures' formation the ice cover and correspondingly the registering lines "are shaking". The movement of lines in the magnetic field of the Earth leads to the induction and appearance of high-frequency variations of the electric field in it.

During the following experiments it'll be possible to confirm one of these suppositions.

Существует гипотеза, что при возникновении трещин и разломов в земной коре излучаются электромагнитные волны, которые могут быть предвестниками землетрясений. Проверить эту гипотезу в реальных условиях трудно из-за ограниченной информации о времени образования трещин и их местоположения в земной коре. Дополнительную информацию о гипотезе можно получить при наблюдениях естественного электрического поля на озере в зимний период, когда в ледяном покрове толщиной 1.5-2 м образуются крупные трещины протяженностью до первых десятков километров и шириной до первых метров. Трещины образуются по различным причинам, связанным с волнением озера. Волнение может быть также и при землетрясениях. При наблюдениях со льда озера мы имеем возможность контролировать время и место возникающих трещин. В этом случае данные мониторинга естественного электрического поля позволяют нам судить об аномальных эффектах, связанных с трещинами в ледяном покрове озера. Возникает вопрос, в какой мере можно отождествлять трещины в ледяном покрове с разломами в земной коре? Данная тема требует специального обсуждения и в настоящей статье она не рассматривается.

Краткая геоэлектрическая характеристика озера Байкал

Впадина озера в первом приближении является квазидвумерной. Она вытянута почти на 640 км, при средней ширине около 50 км. Максимальная глубина озера 1.7 км. Удельное электрическое сопротивление воды 100-300 Ом·м. Водная толща подстилается осадочными отложениями мощностью до первых километров со средним продольным сопротивлением в первые единицы Ом·м. Ниже залегают породы кристаллического фундамента с удельным электрическим сопротивлением в первые тысячи Ом·м. Фундамент разбит разломами на крупные блоки. Наиболее погруженный блок располагается в средней части Байкальской впадины. Бортовые части впадины сложены дислоцированными и метаморфическими породами сопротивлением от первых сотен до первых тысяч Ом·м. Северо-западный борт впадины более крутой, чем юго-восточный.

Впадина озера ограничена крупными разломами протяженностью в первые сотни километров. Ширина зон разломов оценивается в первые десятки-сотни метров и более. Предполагается, что литосфера под Байкалом содержит проводящие слои, связанные с повышенным содержанием жидких флюидов.

Методика эксперимента

Регистрация естественного электрического поля выполнена со льда озера Байкал и на суше в п.Тырган (рис.1) в период с февраля по апрель 2006 года. Пункт наблюдений на льду озера расположен в средней части озера, где глубина дна около 1000 м. Для регистрации электрического поля использованы горизонтальные и вертикальная приемные линии (рис.2). Горизонтальные линии ориентированы вдоль и поперек озера. Длина основных линий 500 м, дублирующих 250 м. Длина вертикального канала 250 м. Для контакта с водой использованы свинцовые электроды. В горизонтальных линиях они располагались на глубине 2 м, т.е. под нижней кромкой ледяного покрова. Вертикальный канал закреплен с помощью груза и якоря. Регистрация поля осуществлялась автоматизированным прибором IAE с дискретностью 0.01 и 1 с. Прибор размещен в углублении льда. Оно было перекрыто изоляционным материалом и сверху "ледовым покрывалом". Температура в приборе была на уровне 4°C. На дневную поверхность были выведены провода для снятия информации, которая производилась один раз в десять дней.

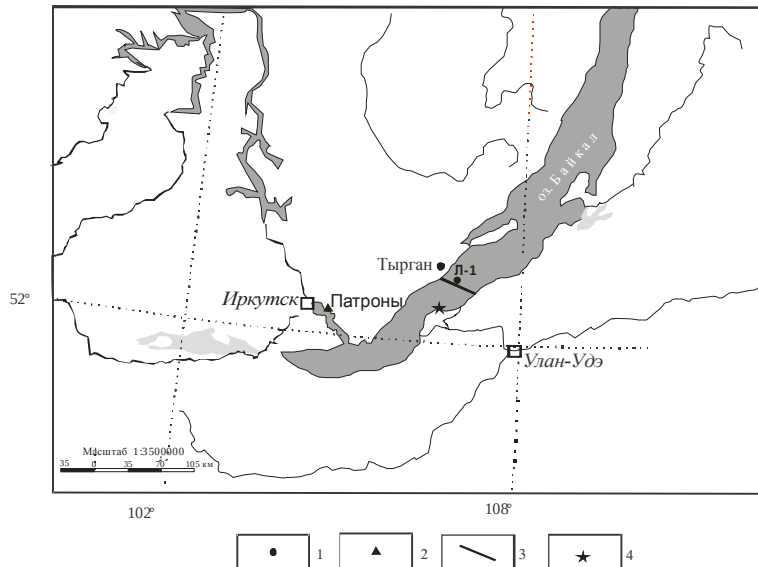


Рис.1. Схема расположения пунктов наблюдений. 1- пункты наблюдений электрического поля; 2 – обсерватория геомагнитного поля; 3 – местоположение трещины в ледовом покрове озера; 4 – эпицентр землетрясения.

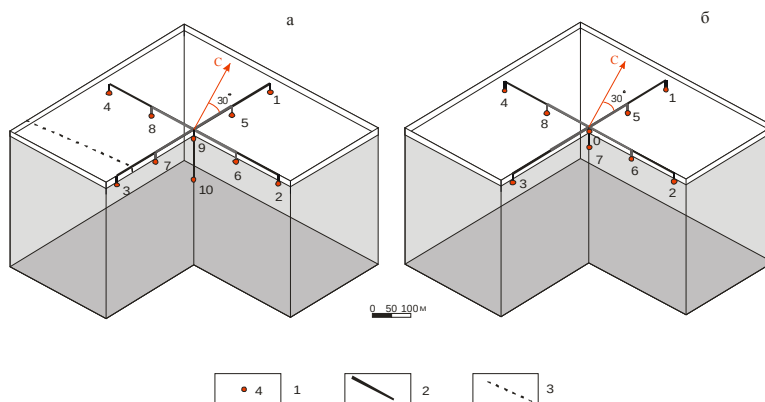


Рис.2. Схемы измерительных линий электрического поля на льду озера в п. Л-1 (а) и в п.Тырган (б): 1 – электрод и его номер; 2 – линии MN; 3 – фрагмен трещины в ледяном покрове.

В п. Тырган горизонтальные каналы ориентированы по направлению вдоль и вкрест простирания геоэлектрической неоднородности среды (рис.2). Для регистрации вертикальной компоненты электрического поля использована скважина глубиной 44 м. В качестве заземления применялись также свинцовые электроды, погруженные на глубины

4 м и 44 м. Скважина затопнирована глиной. Регистрация электротеллурического поля производилась с дискретностью 10 с. В обсерватории Патроны (рис.1) синхронно регистрировались H, D и Z компоненты вариаций геомагнитного поля с дискретностью 1 с.

Анализ результатов эксперимента

Интенсивность вариаций электротеллурического поля по направлению вдоль озера (азимут 30°) в несколько раз выше, чем поперек озера (Аз 120°). Эта особенность свойственна для всех вариаций электротеллурического поля в регистрируемом диапазоне периодов от десятых долей до 1000 и более секунд. Она связана с вытянутой формой впадины озера, заполненной мощной толщей хорошо проводящих осадочных пород. В поведении вертикальной компоненты электротеллурического поля, практически не выражены короткопериодные вариации, что свидетельствует в пользу плоской модели первичной электромагнитной волны, используемой в магнитотеллурике.

Рассмотрим аномальные возмущения в связи с землетрясением и образованием крупной трещины в ледяном покрове озера. 13.03.06 (01 час 06 мин 11 сек) произошло землетрясение с $K=8.9$. Эпицентр его расположен в устье р. Селенги (рис.1). В горизонтальных компонентах электротеллурического поля, примерно за час до землетрясения, появились высокочастотные вариации (рис.3). В большей мере они выражены на каналах, ориентированных вдоль озера. Интенсивность высокочастотных вариаций заметно уменьшилась через 20 минут после землетрясения, но оставалась повышенной в течение нескольких часов. Примерно за 15 минут до землетрясения проявилась бухтообразная вариация с периодом 9-10 минут. Высокочастотные вариации не выражены в поведении вертикальной компоненты электротеллурического поля.

Какова природа высокочастотных возмущений в электротеллурическом поле? Для ответа на данный вопрос, мы сопоставили наблюдения со льда озера с наблюдениями в п. Тырган и в обсерватории Патроны. Высокочастотные вариации проявились одновременно во всех пунктах. Это свидетельствует о том, что они имеют региональное распространение и связаны скорее всего с ионосферными, магнитосферными источниками магнитотеллурического поля. Высокочастотные электрические токи, индуцированные в земной коре, возможно, явились триггерным эффектом для землетрясения. Также нельзя исключить случайное совпадение высокочастотных возмущений электромагнитного поля с землетрясением.

Наряду с рассмотренными вариациями электрического поля зарегистрированы аномальные возмущения, которые связываются с образованием крупной трещины в ледяном покрове озера. Трещина возникла в результате волнения озера, вызванного землетрясением. Обратимся к данным наблюдений. На рис.4 изображены графики напряженности компонент электрического поля, полученные 13.03.2006 г. в период с 02 час 47 мин 02 сек по 02 час 57 мин 01 сек, когда возникла трещина. На графиках хорошо видны высокочастотные возмущения в горизонтальных составляющих электрического поля. В вертикальной компоненте высокочастотные возмущения не выражены. В поведении этой компоненты проявляется интенсивная бухтообразная вариация. Резкое изменение интенсивности вертикальной компоненты отвечает интенсивному возмущению горизонтальных составляющих электрического поля. Максимум вариации вертикальной компоненты, по-видимому, фиксирует максимальное влияние волны воды озера на вертикальный диполь. Время между моментом землетрясения и максимумом вертикальной компоненты 1 час 46 мин. За это время волна преодолела расстояние в 32 км. Скорость волны составляет около 5 м/с. В результате влияния волны воды на ледяной покров возникла крупная трещина которая изображена на рис.1и 2.

Судя по графику (рис.4д), интенсивность вариации вертикальной компоненты, вызванной волной воды, равна 1.7 мВ/км. Вариацию можно объяснить индукцией в вертикальном канале при его движении в магнитном поле Земли. Согласно [1],

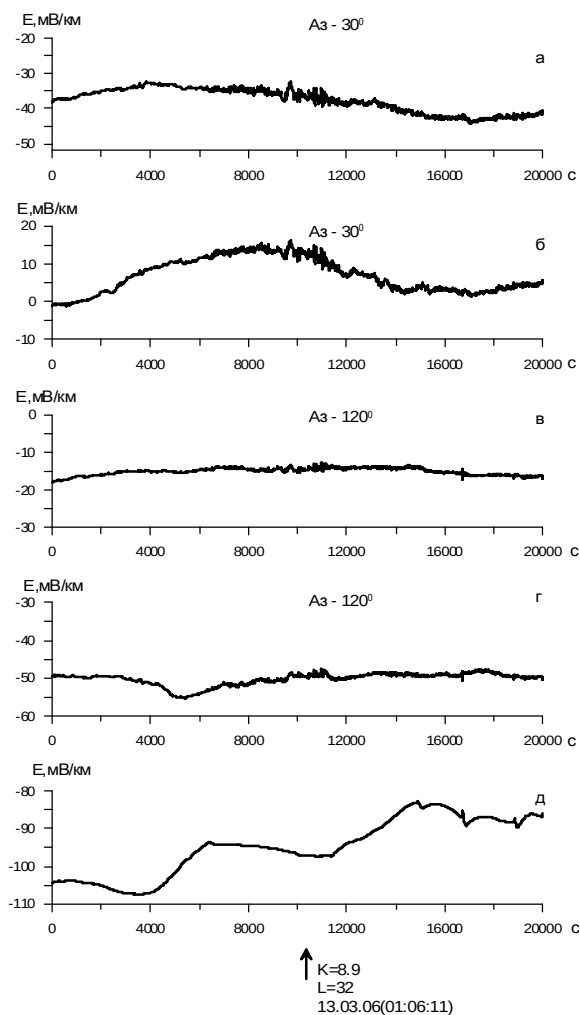


Рис.3. Графики напряженности электрического поля в п. Л-1 в период, когда произошло землетрясение. К – энергетический класс; L – эпицентральное расстояние в км; а, б – продольные ($Az - 30^\circ$), в, г – поперечные ($Az - 120^\circ$), д – вертикальная – составляющие поля; обозначения а, б, в, г, д – соответствуют приемным линиям MN на рис.2а: а – 1-3; б – 5-7; г – 6-8; д – 9-10. Время наблюдений: 12.03.06 г. (22 час 13 мин 19 сек) – 13.03.06 г. (03 час 46 мин 39 сек). Стрелкой показан момент землетрясения 13.03.06 г. (01 час 06 мин 11 сек).

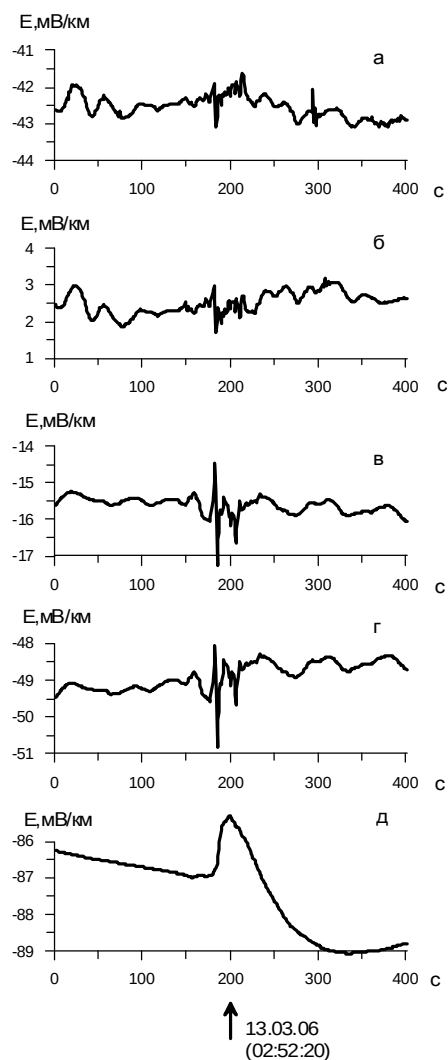


Рис.4. Графики напряженности поля в п. Л-1 в период, когда возникла трещина в ледяном покрове озера. Стрелкой показан максимум напряженности вертикальной компоненты электрического поля. Время наблюдений: 13.03.2006 г.: 2 час 49 мин 00 сек – 2 час 55 мин 40 сек. Пояснения к а,в,г,д – на рис.3.

напряжение электрического поля в движущемся проводнике в магнитном поле можно представить в виде:

$U = -Blv$, где U – напряжение электрического поля в В, l – длина проводника в м, v – скорость его движения в м/с, B – магнитная индукция в нТл.

По этой формуле (для зарегистрированной напряженности электрического поля 1.7 мВ/км) скорость движения проводника является близкой к скорости волны в озере. Следует отметить, что в горизонтальных компонентах поля подобной интенсивной

бухтообразной вариации не отмечается. Это связано с тем, что горизонтальные линии, расположенные на льду озера, не испытывают такого движения от волны воды.

Рассмотрим высокочастотные колебания, приуроченные ко времени образования трещины в ледяном покрове озера (рис.4 а,б,в,г). Продолжительность этих колебаний около 50 с. Начинаются они резким изменением напряженности горизонтальных составляющих поля примерно за 10 с до образования трещины. Период колебаний 2-5 с. Интенсивность колебаний от первых десятых долей мВ/км до первых единиц мВ/км. Характерно, что интенсивность высокочастотных вариаций в поперечных линиях MN (рис.4 в, г) почти в 2 раза выше, чем в продольных (рис.4 а,б). Высокочастотные вариации не проявились на береговой станции Тырган и в обсерватории Патроны. Эти особенности являются принципиальным отличием от вариаций, связанных с внешним источником, которые более интенсивны в продольных линиях MN и проявились в п. Тырган и в обсерватории Патроны. Есть основания полагать, что высокочастотные колебания могут быть вызваны электромагнитными эффектами, возникшими при образовании трещины в ледяном покрове озера. Эти эффекты наводят в приемных линиях высокочастотные возмущения электрического поля. Интенсивность возмущений зависит от длины проекции линий MN на направление трещины. Проекция поперечных линий MN на направление трещины в 2 раза больше, чем продольных. Проекция вертикального канала равна нулю. Поэтому, интенсивность высокочастотных вариаций в поперечных линиях в два раза выше, чем в продольных, а в вертикальной компоненте близка к нулю.

Следует отметить, что примерно через 54 минуты ситуация повторилась. Аналогичные аномальные возмущения проявились в горизонтальных и вертикальной компонентах электрического поля. Время аномальных возмущений составляет около 1 минуты. Начало их во времени приурочено к увеличению напряженности вертикальной компоненты электрического поля. Максимум вариации вертикальной компоненты электрического поля отвечает максимальному смещению вертикального канала в геомагнитном поле. Это смещение вызвано волной в озере. Высокочастотные вариации не выражены в вертикальной составляющей электрического поля. Они также не проявились в обсерватории Патроны. Предполагается, что на льду озера высокочастотные возмущения в горизонтальных составляющих поля вызваны электромагнитными эффектами, связанными с дальнейшим развитием трещины в ледяном покрове озера. В конечном результате протяженность трещины достигла десятков километров, а ширина – первые метры. Смещение по трещине составило около 4 м.

Наряду с этим существует вероятность возникновения высокочастотных вариаций в связи с «тряской» ледяного покрова озера во время растрескивания льда и образования трещины. Так как линии MN вморожены в лед, то при "тряске" они совершают колебания в магнитном поле, что приводит к возникновению в них индуцированного электрического тока. Обратимся вновь к формуле $U = -Blv$ и оценим возможность индуцирования напряжения в линиях MN. По данным обсерватории Патроны напряженность (индукция) компонент магнитного поля составляет: $H = 19000$, $D = 1600$, $Z = 57000$ нТл [2]. По направлению приемных линий MN, т.е. в продольном и поперечном направлениях, напряженность магнитного поля равна, соответственно, 17300 и 10900 нТл. При движении приемных линий в горизонтальной плоскости интенсивность индуцируемых высокочастотных вариаций будет одинаковой в продольных и поперечных электрических каналах. При движении линий MN в вертикальной плоскости интенсивность индуцированных высокочастотных вариаций в поперечных каналах будет примерно в 1.6 раз выше, чем в продольных. В эксперименте мы имеем разницу почти в 2 раза.

Оценки показывают, что для индуцирования напряжения в первые единицы мВ (как в эксперименте) скорость движения поперечной линии длиной 250 м в вертикальной плоскости должна быть примерно первые десятые доли м/с. К сожалению, нам трудно судить о реальной скорости перемещения каналов в горизонтальной и вертикальной плоскостях при образовании трещины в ледяном покрове озера. Поэтому, приводимые

оценки показывают лишь вероятность индуцирования высокочастотных колебаний при колебаниях ("тряске") ледяного покрова озера.

Таким образом, выполненный анализ свидетельствует о возможности возникновения высокочастотных возмущений электрического поля при образовании трещин во льду озера. Они могут быть связаны с электромагнитными эффектами при разрушении льда или с индукцией, вызванной движениями приемной линии в геомагнитном поле. Возможно оба эти явления проявляются совместно. Для уточнения природы аномальных возмущений электрического поля необходимы дополнительные наблюдения со льда озера одновременно в нескольких пунктах. Такой эксперимент планируется в ближайшее время на оз. Байкал.

Выводы

На льду озера зарегистрированы высокочастотные возмущения электрического поля различной природы. Особенности этих возмущений следующие.

1. В горизонтальных компонентах поля проявились высокочастотные вариации в период, когда произошло землетрясение с $K=8.9$ на эпицентральной расстоянии 32 км. Аномальные возмущения проявились примерно за 1 час до землетрясения. Их интенсивность заметно уменьшилась через 20 мин после землетрясения. В вертикальной компоненте вариации отсутствуют. Они хорошо выражены на береговой станции и в обсерватории Патроны во всех компонентах электромагнитного поля. Это свидетельствует, что высокочастотные вариации имеют региональное распространение и связаны скорее всего с ионосферными, магнитосферными источниками электромагнитного поля. Возможно, высокочастотные возмущения поля послужили триггерным эффектом для землетрясения. Однако, не исключается случайное совпадение времени возмущений и землетрясения.
2. В электрическом поле зарегистрированы аномальные возмущения, которые приурочены во времени к приходу волны воды от землетрясения и образованию трещины в ледяном покрове. В вертикальной компоненте аномальное возмущение выражено в виде бухтообразной вариации с периодом около 2 мин. Вариация связывается с индукцией электрического тока при движении вертикальной линии в геомагнитном поле. В горизонтальных компонентах возмущение выражено в виде высокочастотных вариаций с периодом в первые секунды. Высокочастотные вариации могут быть обусловлены электромагнитными эффектами, возникающими при образовании трещины в ледяном покрове. Также не исключается индукция в линиях MN при их движении в геомагнитном поле в результате "тряски" ледяного покрова при образовании трещины.

Список литературы

1. Кухлинг Х. Справочник по физике. – М. : Мир. 1982. – 491 с.
2. Мороз Ю.Ф., Назарец В.П., Мороз Т.А. Сравнительная характеристика вариаций геомагнитного поля на Камчатке и оз. Байкал // Физика Земли. 2005. № 9. С. 36-45.

ИЗУЧЕНИЕ СВЯЗИ ПЕРИОДИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ПОЛЮСОВ С ПЕРИОДАМИ ОБРАЩЕНИЯ ПЛАНЕТ

STUDY OF RELATIONSHIP OF PERIODIC MOVEMENT OF GEOGRAFIC POLES WITH PLANET PERIODS

О.В. Пономарева

Камчатский государственный университет имени Витуса Беринга

In the spectral analysis of periodic movement of the Earth's geographical pole we are usually limited by two periodic components: «Year Component» $T = 1,0004$ of the year and «Chandler's component» $T = (1,12-1,19)$ of the year, (with the corresponding frequencies: $f_e = 0,9996$ (cycle/year) $f_{ch} = (0,84 - 0,89)$ (cycle/year)). In the present research some spectral peaks were distinguished and correlated with (synodic) orbital periods of planets. The frequencies corresponding to the following planets were reliably determined: Jupiter: $f_j = 0,9157$ (cycle/year); Saturn: $f_s = 0,9660$ (cycle/year); Venus: $f_v = 0,6250$ (cycle/year); Mars: $f_m = 0,4885$ (cycle/year). The factors responsible for spectral peaks in the field of frequencies $f_m = (0,75 - 0,8)$ (cycle/year) have not been determined yet.

The comparison of spectral peak intensity shows that the energy generated by the Earth from the influence of the Jupiter and the Saturn is commensurable with energy generated by the Earth at «Chandler's » and "year" components. However, the analysis of planetary static inflows emphasizes the maximal influence of the Venus, which does not have its own magnetic field, on the Earth. Therefore, in our opinion, transfer of energy to the Earth, which increases its seismicity, occurs due to the gravitational field of planets.

Периодическое движение полюсов

Считается, что Земля испытывает свободную прецессию. В геофизической литературе ее обычно называют «свободной нутацией Эйлера», или по имени ее первооткрывателя в 1891 г. - «Чандлеровское движение полюса». В данной работе используется термин «Периодическое движение полюса Земли – ПДП Земли».

На основе анализа астрономических наблюдений у ПДП Земли выявляются следующие периодические компоненты: постоянная «годовая составляющая» $T_s = 1,0$ (год) и переменная «чандлеровская составляющая» $T_{ch} = (1,12-1,19)$ года. Наличие «годовой» компоненты движения полюса связывают с сезонными гидрометеорологическими процессами [8], а «чандлеровскую» компоненту исследователи связывают с физическими процессами, происходящими внутри Земли [1, 4, 5], и с сейсмической активностью так называемых «Тихоокеанского кольца» и «Альпийско-Гималайского пояса» [2].

В настоящем исследовании спектральный анализ ПДП Земли показал наличие полос частот, соответствующих синодическим периодам планет Солнечной Системы: Сатурн $f_s = 0,9660$ цикл/год ($T_s=1,035$ г.); Юпитер $f_j = 0,9157$ цикл/год ($T_j=1,092$ г.); Венера $f_v = 0,6250$ цикл/год ($T_v=1,6$ г.); Марс $f_m = 0,4885$ цикл/год ($T_m=2,047$ г.) (см. рис. 1, построенный при помощи электронной базы данных и программного продукта, которые любезно предложил к.ф.-м.н. Кролевец А.Н., КамГУ им. В. Беринга).

В результате анализа ПДП Земли был также определен частотный диапазон, примерно соответствующий так называемой «Эйлеровой нутации»: $f_e = (1,19-1,21)$ цикл/год ($T_e=(302-306)$ суток) (рис. 1).

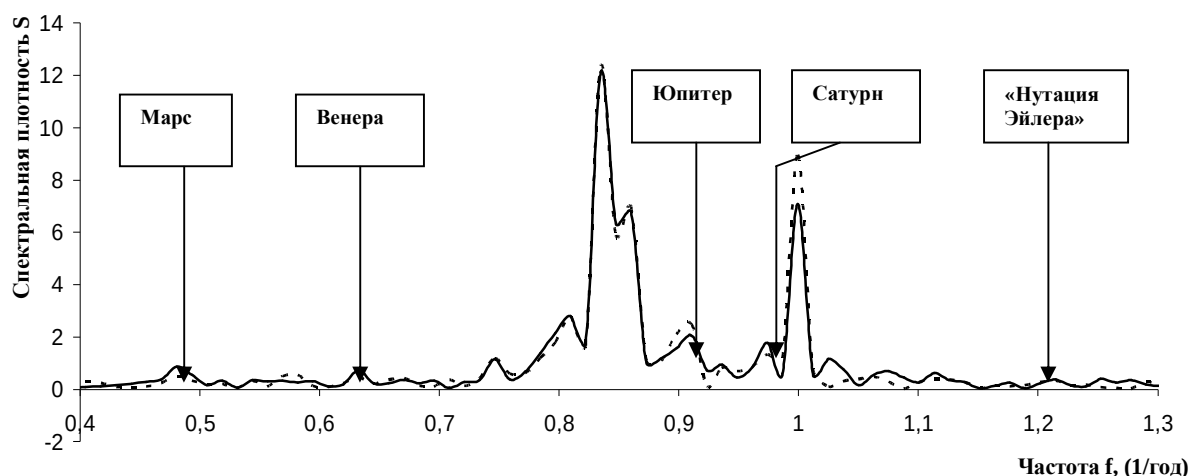


Рис.1. Огибающие спектров X_p (сплошная линия), Y_p (пунктирная линия) ПДП Земли (1890-1969 г.г.) по данным работы [11].

Если данный частотный диапазон действительно определяется «Эйлеровой нутацией», то определенно могут существовать такие состояния Земли, при которых (за счет геофизических интерференционных процессов) Земля может в определенные периоды времени «демонстрировать» себя как «Эйлерово тело» (т.е. абсолютно жесткое), но с различными во времени коэффициентами динамического сжатия, и «нутировать» с упомянутыми выше частотой и периодом.

Спектральный анализ ПДП Земли в настоящем исследовании был проведен для различных массивов данных, применялись различные методики спектрального анализа, при этом менялся вид участка спектра, ответственного за «чандлеровские колебания», но, тем не менее, всякий раз определялись, хотя и с различной интенсивностью, планетные составляющие.

Таблица № 1

Высоты статических планетных приливов

Планета	Параметры планеты			Влияние планеты на Солнце		Влияние планеты на Землю	
	Синодический период планеты, (сутки)	Сидерический период планеты, (земных лет)	Частота влияния планеты на ПДП Земли, (1/год)	Абсолют. амплитуда солнечного прилива ΔR , (см)	Степень влияния планеты на Солнце, (место)	Абсолют. амплитуда планетного прилива ΔR , (см)	Степень влияния планеты на Землю, (место)
Меркурий	115.88	0.2407	3.1527	0.04	3/4	2×10^{-5}	4/5
Венера	583.92	0.6653	0.6255	0.09	2	4×10^{-3}	1
Земля	365,26	1.000	1.0000	0.04	3/4	-	-
Марс	779.94	1.8809	0.4883	0.001	6	4×10^{-5}	3
Юпитер	398.88	11.867	0.9157	0.095	1	4×10^{-4}	2
Сатурн	378.09	29.666	0.9660	0.005	5	2×10^{-5}	4/5
Уран	369.657	84.048	0.9881	1×10^{-4}	7	2×10^{-7}	6
Нептун	367.489	164.49	0.9939	2×10^{-4}	8	7×10^{-8}	7
Плутон		245.73		5×10^{-9}	9	8×10^{-12}	8

Суммарная высота прилива под воздействием всех планет на Солнце составляет около 4 мм

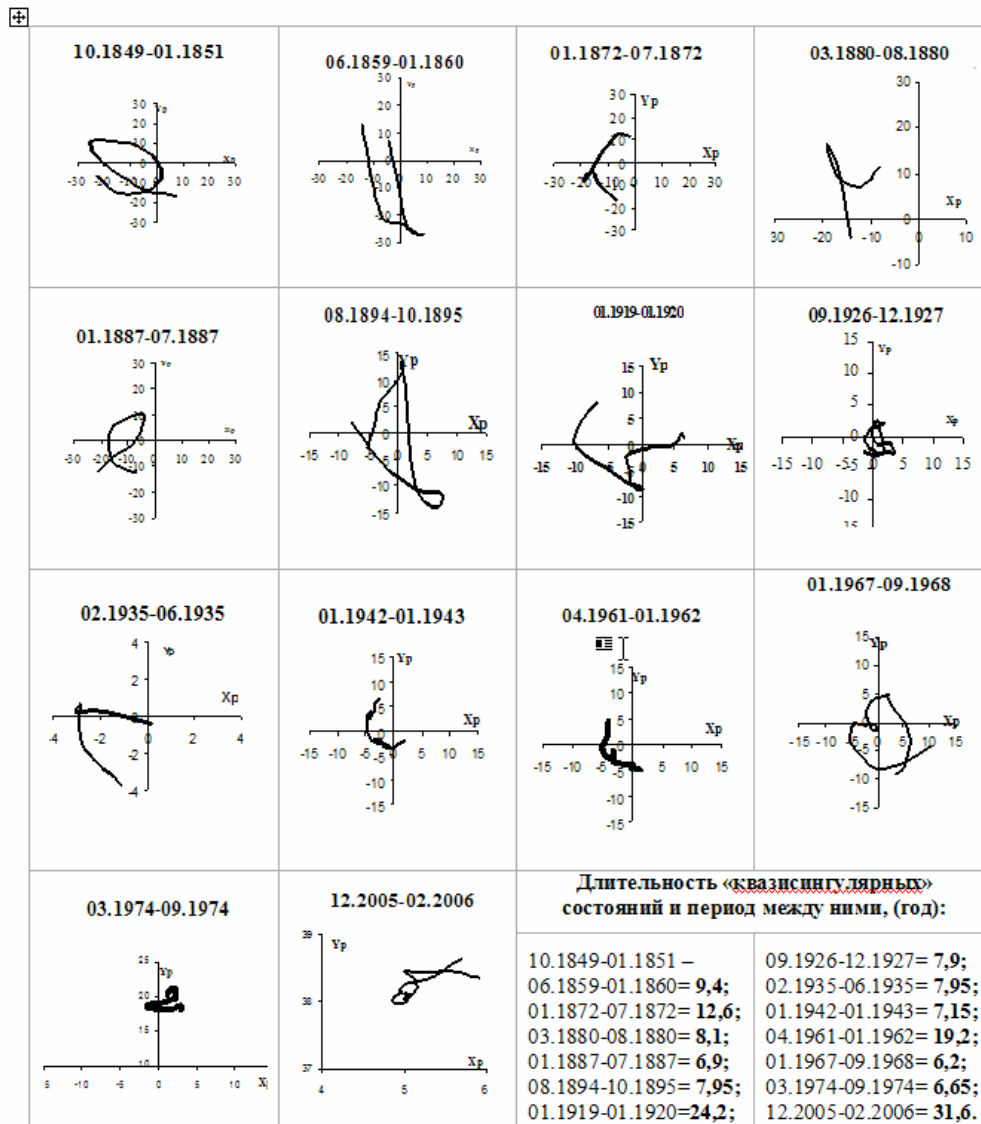


Рис.2. Портреты «квазисингулярных» состояний ПДП Земли X_p , $Y_p \times 10^{-2}$ сек за период 1849 – 2007 г.г. по данным [11, 13].

Частотный анализ ПДП Земли показывает, что, с одной стороны, энергия, высвобождаемая Землей при воздействии на нее планет, особенно Юпитера и Сатурна, соизмерима с энергией, выделяемой при «чандлеровской» и «годовой» компонентах, а с другой стороны, анализ планетных статических приливов говорит о том, что максимальное влияние на Землю оказывает Венера (не имеющая магнитного поля), а не Юпитер и Сатурн (см. табл. 1).

Это наводит на мысль о том, что Земля, Юпитер и Сатурн, как гравитирующие массы, периодически находятся (в противовес резонансу орбитальному) в своеобразном планетном динамическом резонансе.

В настоящем исследовании при анализе ПДП Земли выявлены периодические «квазисингулярные» состояния (см. рис. 2) продолжительностью около года со средней периодичностью 6,6 лет (или кратные этому периоду), характеризующиеся «петлеобразной» траекторией движения полюса, резким изменением направления его движения, минимальной амплитудой колебаний полюса.

О солнечно-планетных связях

Принято считать, что циклы солнечной активности вызваны взаимодействием между «генератором», порождающим магнитное поле Солнца, и вращением Солнца. Солнце вращается не как твердое тело, причем экваториальные области вращаются быстрее, что вызывает усиление магнитного поля. Существует предположение, что именно магнитное поле ответственно за цикличность солнечной активности. В конце каждого цикла полярность магнитного поля меняется, поэтому полный период составляет 22 года (цикл Хейла). Предполагается существование «вековых» циклов активности Солнца длительностью 44, 55, 88, 210 и 420 лет [7, 14]. Числа Вольфа за последние 900 лет приведены на рис. 3.

Многочисленными исследованиями выявлено, что величина максимума циклов солнечной активности меняется со временем. В литературе приводятся примеры периодов различной продолжительности (от 11 лет до 420 и более лет).

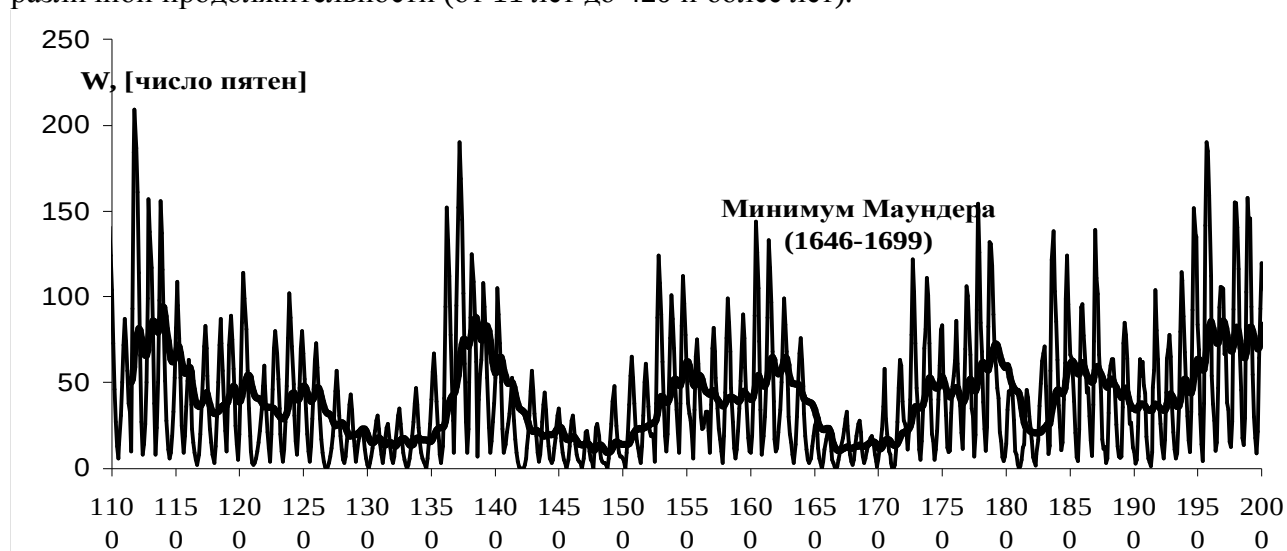


Рис. 3 Временной ряд солнечной активности («Yearly Wolf numbers (1090-2002) ZIGS») и его тренд (утолщ. линия)

Есть основания полагать, что значительное влияние на солнечную активность оказывает самая массивная планета Солнечной Системы – Юпитер [10], который обладает наибольшими орбитальным (61%) и собственным (63%) моментами среди всех тел Солнечной Системы [3].

Из анализа многочисленных научных публикаций на тему «Солнечная активность», проведенного спектрального анализа характеристик солнечной активности за различные периоды наблюдений видно, что период солнечной активности хоть и близок сидерическому периоду Юпитера, но влияние Юпитера не совсем очевидно, так как в среднем цикл солнечной активности, колеблясь в значительном диапазоне (8-16) лет, тем не менее, «придерживается» своего среднего значения. По последним данным 10,71 лет по максимальным и 9,67 лет по минимальным значениям солнечной активности [14].

Исходя из этого, в настоящем исследовании рассматривается не «прямое», а так называемое «модулирующее» влияние планет. За основу были взяты минимумы солнечной активности, один из которых в интервале (1646-1699) г. был обнаружен Маундером Э.В. (Maunder). В течение этого периода солнечная активность постоянно была на низком уровне, а солнечные пятна наблюдались редко, и в течение 37 лет не было зарегистрировано ни одного полярного сияния (т.н. минимум Маундера). Выявлено несколько периодов минимальной солнечной активности (см. рис. 3), которые предлагается также связать с именем Маундера и назвать их «циклами Маундера». Предполагается, что циклы Маундера связаны с влиянием на солнечную активность планет, однако, значимые подтверждающие аргументы пока отсутствуют.

Имеется много примеров, когда относительно слабое энергетическое воздействие вызывало весьма мощные процессы. При слабодиссипативных процессах в Солнечной Системе такие воздействия могут способствовать постепенному накоплению энергии в системе «Солнце - межпланетная среда – Земля». Спустя некоторое время накопленная энергия достигает критической величины, и будет достаточно небольшого импульса, чтобы начался качественно новый процесс быстрого высвобождения накопленной энергии.

Выводы

Проведенный спектральный анализ ПДП Земли показал наличие гармоник, соответствующих синодическим периодам обращения некоторых планет: Юпитера, Сатурна, Венеры, Марса.

Обнаруженные циклы Маундера в рядах солнечной активности по своей природе аналогичны «квазисингулярным» состояниям ПДП Земли, так как объясняются одним и тем же: влиянием гравитационного поля планет-гигантов, и в первую очередь Юпитера, как на ПДП Земли, так и на солнечную активность.

Объяснить в рамках предположений об орбитальных планетных резонансах «модулирующее» влияние Юпитера с различной кратностью на солнечную активность пока не представляется возможным. Поскольку одна из важнейших особенностей солнечно-планетных связей заключается в нелинейности взаимодействующих систем и, как следствие, отсутствует пропорциональность между интенсивностью воздействия и вызываемым им откликом системы. Предполагается существование динамического отклика Солнца на статические приливы своих планет.

Отсутствие ожидаемой детерминированности процессов, протекающих на Солнце, в межпланетной среде и на Земле позволяет предположить наличие в системе солнечно-земных связей триггерного (спускового) механизма воздействия первичного фактора на протекание результирующего процесса. Этот механизм работает и в атмосфере Солнца, но особое значение он имеет для процессов на Земле.

Список литературы

1. Авсюк Ю.Н. Приливные силы и природные процессы. – М. : ОИФЗ РАН, 1996. – 188 с.
2. Викулин А.В., Кролевец А.Н. Чандлеровское колебание полюса и сеймотектонический процесс // Геология и геофизика. 2001. Т.42, № 6. С. 996-1009.
3. Викулин А.В., Мелекесцев И.В. Вихри и жизнь // Ротационные процессы в геологии и физике. – М. : ДомКнига. 2007. С. 39-101.
4. Горшков В.Л., Воротков М.В. Динамика движения полюса и долгопериодические вариации скорости вращения Земли // Изв. ГАО РАН, 2002. № 216. С. 415.
5. Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. – М. : Наука, 1983.
6. Котляр П.Е., Ким В.В. Положение полюса и сейсмическая активность Земли. – Новосибирск : 1994. – 124 с.
7. Обридко В.Н. Новый взгляд на проблемы солнечной активности // Известия Академии наук. Серия физическая. 1999. Т. 63, № 11.
8. Сидоренков Н.С. Межгодовые колебания системы атмосфера–океан–Земля // Физика. 2002. № 25/98.
9. Сытинский А.Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами. – Л. : 1987. – 100 с.
10. Тимашев С.В. О базовых принципах «нового диалога с природой» // Проблемы геофизики XXI века: в 2 кн. – М. : Наука, 2003. Кн. 1. С. 104-141.
11. Федоров Е.П., Корсунь А.А., Майор С.П. и др. Движение полюса Земли с 1890 по 1969 – Киев: Наукова думка., 1972. – 264 с.
12. IASPEI. Global Seismicity: 1900-1999 by E.R. Engdahl and A. Villaseñor (Global Earthquake Catalog of Magnitude ≥ 7).
13. IERS Annual Report. Paris. 2006. (1890-2006), (1846-1889) Internet-monitoring. 2007. (1962 - 2007) (<http://hpiers.obspm.fr/>)
14. The INTER-SOL Programme (ISP) (Observatory Paderborn <http://data.inter-sol.org>).

АРКТИЧЕСКИЙ ПОЛЯРНЫЙ СТРАТОСФЕРНЫЙ ВИХРЬ И ОБЛАКА

ARCTIC POLAR STRATOSPHERIC VORTEX AND CLOUDS

А.А. Черемисин¹, А.В. Кушнаренко¹, В.Н. Маричев², С.В. Николашкин³, П.В. Новиков⁴

¹Политехнический институт Сибирского федерального университета,

²Институт оптики атмосферы СО РАН,

³Институт космических исследований и аэронавтики СО РАН им. Ю.Г. Шафера,

⁴Филиал ГОУ ВПО Иркутский государственный университет путей сообщения

In winter time in the stratosphere of Arctic region a so-called polar stratospheric vortex is formed. In a central part of this vortex there is an essential reduction of atmospheric temperatures. At temperatures less than 200K the requirements for condensation of particles of polar stratosphere clouds (PSC) can be satisfied. It is known that the PSCs play an important role in ozone destruction. Till 2004 on the near polar area of Russia there were no lidar stations for observations of the PSCs. Regular lidar measurements of PSCs were started in Yakutsk in 2004. In the given report the results of last three winters periods observations are present.

According to the balloon data and data of Upper Atmosphere Research Satellite (UARS), PSCs were observed at stratospheric temperatures which were significantly higher than the known temperature thresholds of PSC particles condensation. The backward trajectories of air masses passed above Yakutsk at different altitudes on the days of PSCs observation were calculated on the base of wind and temperature UARS data. The analysis has shown that PSCs could be formed 2-6 days before their observation at the lowest temperatures on air mass trajectory. These temperatures were frequently higher than PSC formation threshold right up to 10K. Besides Scandinavia, new regions of PSCs formation have been found.

Стратосферные аэрозоли привлекают к себе внимание, т.к. доказано, что они оказывают заметное влияние на климат [2]. Известно, что стратосферный аэрозольный слой наполняется в основном за счет вулканических извержений [1, 8]. Но среди стратосферных аэрозольных образований особый интерес вызывают полярные стратосферные облака (ПСО), которые могут оказывать климатическое влияние и, что еще более важно, которые играют существенную роль в механизме разрушения озонового слоя и возникновения озоновых дыр. На поверхности частиц ПСО происходит накопление и активация галогенов, что приводит к разрушению молекул озона. ПСО наблюдаются в некоторых районах Земли, в частности, в северной Европе, на Аляске и в Антарктиде в зимний период. Причиной образования облаков являются низкие температуры, свойственные воздушным массам северного и южного полярных стратосферных вихрей. В этих условиях происходит конденсация частиц ПСО, состоящих из воды, серной и азотной кислот, размер которых может достигать нескольких микрон и даже десятков микрон.

С начала 90-х годов 20-го века в исследовании ПСО, благодаря своим широким возможностям, находят средства лидарного зондирования, размещенные на наземных станциях и на самолетах. В Европе лидарные станции действуют на широтах от 66° до 79° с.ш. и на долготах от 12° до 27° в.д. В настоящее время стратосферная лидарная станция создана и в России, в г. Якутске (62° с.ш., 130° в.д.). Ее географическое положение вблизи границы полярного круга дает возможность наблюдать явления, характерные для полярных областей и, в частности, ПСО.

Лидарный пункт зондирования создан совместно Институтом оптики атмосферы (ИОА) СО РАН и Институтом космических исследований и аэронавтики (ИКФИА) СО РАН. Лидар СЛ-1 для этих целей был разработан и создан в ИОА СО РАН на основе телескопа системы Ньютона с приемным зеркалом диаметром 60 см и Nd-YAG-лазера с длиной волны излучения 532нм. Основные параметры лидара и методика восстановления аэрозольной стратификации атмосферы из одноволновых лидарных измерений описаны в [4]. Профиль аэрозольной стратификации отслеживается по отношению R суммарного коэффициента обратного рассеяния к молекулярному. Значение отношения рассеяния R ,

близкое к единице указывает на практическое отсутствие аэрозоля. ПСО можно было неоднократно наблюдать визуально с земли как перламутровые облака.

Измерения вертикального распределения стратосферного аэрозоля в дежурном режиме наблюдений были начаты с 1 ноября 2004 г.

В течение трех зим над г. Якутском неоднократно наблюдались ПСО. Уже при первых наблюдениях облаков в ноябре выявились, на наш взгляд, интересные особенности существования ПСО над г. Якутском [4]. В данной работе представлены результаты трехлетних исследований эпизодов появления ПСО на основе результатов лидарных измерений коэффициента обратного рассеяния, спутниковых данных по температуре и полю скоростей ветра в стратосфере северного полушария, а также ретроспективного анализа движения воздушных масс. Использование совокупности этих данных позволило выявить особенности появления ПСО над г. Якутском.

Мы провели ретроспективный анализ температуры для стратосферных воздушных масс, которые прошли над г. Якутском на различных высотах в интересующие нас дни лидарного наблюдения ПСО. Рассчитывалось перемещение лагранжевой точки (воздушной массы) в заданном поле скоростей. Использовались данные BADC (British Atmospheric Data Centre) [9], которые содержат информацию о трех компонентах скорости ветра и температуре в зависимости от широты, долготы, высоты и времени. Данным BADC соответствует синоптический масштаб усреднения по времени и географическим координатам. Данные по скорости приведены в узлах сетки с шагом 2,5 градуса по широте и 3,75 градуса по долготе, с шагом от 2 до 3 км по высоте и с периодом 1 сутки. Исходное положение воздушной массы задавалось временем ее прохождения над г. Якутском, географическими координатами города и его высотой над уровнем моря.

При интегрировании использовалась простейшая интерполяция скорости ветра по пространству и времени, на основе использования точек, которые являются ближайшими к текущей точке траектории. Согласно оценкам на основе данных BADC, вертикальное перемещение воздушных масс за неделю не превышало 1-2 км. Изменение метеопараметров за счет такого смещения оказалось не очень существенным по сравнению с декларированными ошибками измерений. Поэтому в данном случае мы пренебрегли вертикальным перемещением и учитывали только горизонтальное перемещение воздушной массы вдоль изобарической поверхности.

На рис.1 представлены обратные траектории воздушных масс, которые находились на высоте 18 км над г. Якутском 22 и 23 ноября 2004 г. и поле температур на 18 ноября 2004 г.

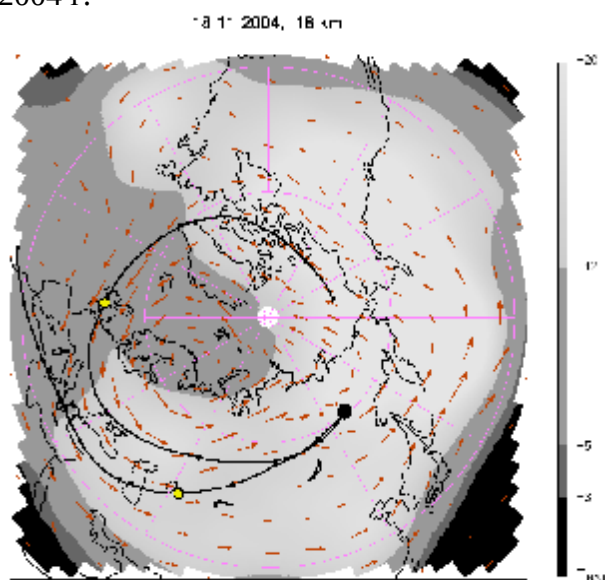


Рис.1. Обратные траектории воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 22 и 23.11.2004 и поле температур на 18.11.2004.

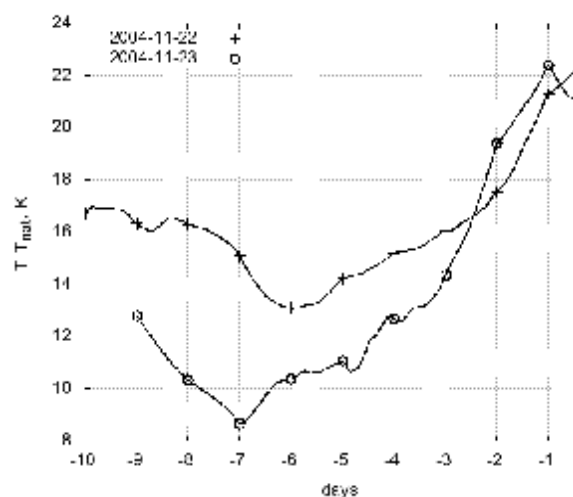


Рис.2. Температура движущихся воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 22 и 23 ноября 2004 г.

Характер траекторий отражает факт существования в это время на синоптическом масштабе циркумполярного стратосферного вихря.

Температура воздушной массы должна соответствовать температуре атмосферы в соответствующей точке траектории. Температура движущихся воздушных масс, прошедших над г. Якутском 22 и 23 ноября 2004 г., представлена на рис.2. Начало отсчета времени соответствует времени прохождения воздушной массы над Якутском. Температуры отсчитываются от пороговой температуры T_{NAT} конденсации NAT.

На рис.3 представлена обратная траектория воздушных масс, которые находились на высоте 18 км над г. Якутском 3 декабря 2004 г. и поле температур на 30 ноября 2004 г. На рис.4 представлена температура движущихся воздушных масс.

Стратосфера должна была быть достаточно холодной, чтобы в ней началась конденсация частиц ПСО и сформировались облака. Конденсация частиц на высотах около 18 км должна происходить при температурах, которые ниже примерно 195 К [7]. Между тем, согласно данным спутниковых измерений температура в стратосфере на высоте 18 км над Якутском не только в дни наблюдения 22 и 23, но и в предшествующие дни ноября была заметно выше порога образования частиц ПСО более, чем на 17К. Спутниковые измерения температуры над Якутском были подтверждены данными шарзондовых измерений, которые отличались от спутниковых не более, чем на 5К. При этом средняя ошибка при определении температуры со спутника равна 1-2К.

Итак, согласно существующим представлениям, при наблюдаемой достаточно высокой температуре стратосферы конденсации частиц ПСО над г. Якутском не должно было происходить. Можно предположить, что облака образовались ранее, когда температура соответствующей воздушной массы была более холодной. Как видно из рис.1 область наиболее холодной атмосферы находилась в окрестности центра циркумполярного вихря. Анализ поля скоростей ветра показал, что области наиболее холодной стратосферы связаны с полярным вихрем, эпицентр которого 18 ноября находился в районе Норвежского моря. Траектории воздушных масс, прошедших над Якутском 23 ноября на высоте 18 км, пересекли 18 ноября эти области наиболее холодной стратосферы. С этими минимальными температурами можно связать образование сильных аэрозольных слоев, которые затем наблюдались в г. Якутске.

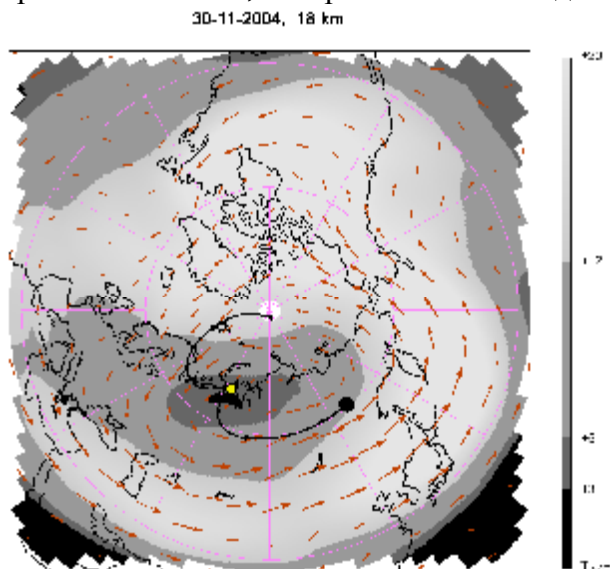


Рис.3. Обратные траектории воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 3 декабря 2004 г. и поле температур на 30 ноября 2004 г.

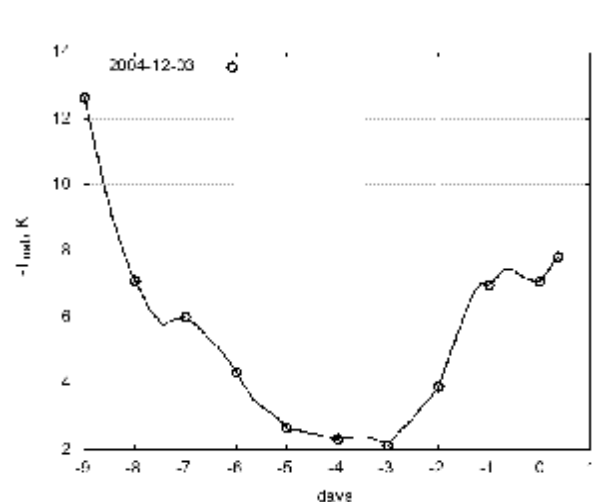


Рис.4. Температура движущихся воздушных масс, прошедших на высоте 18 км над г. Якутском 3 декабря 2004 г.

Между тем, минимальные по спутниковым данным температуры воздушных масс были выше указанных температур конденсации частиц ПСО.

Следует отметить, что в настоящее время известно, что ПСО могут образовываться, когда температура на синоптическом масштабе на несколько градусов выше температуры образования ПСО. В этом случае формирование облаков весьма часто управляется похолоданием, вызываемым гравитационными волнами [5]. Согласно модельным расчетам при температурах, превышающих порог образования частиц ПСО, сравнительно длительное время могут существовать ПСО, состоящие из твердофазных частиц [6]. В дополнение следует сказать, что результаты физико-химического анализа условий конденсации смесей воды, серной и азотной кислот предсказывают существование композитных частиц с температурами образования 195-205 К и даже 205-220 К [3]. Эти величины превышают температуры воздушных масс вблизи эпицентра полярного вихря, а значит, возможно образование ПСО из такого рода частиц. Так или иначе, аэрозольные слои наблюдались в г. Якутске на тех высотах, для которых ретроспективные части соответствующих траекторий воздушных масс проходили по области наиболее холодной стратосферы вблизи эпицентра полярного вихря.

В случае эпизода наблюдения ПСО 3 декабря 2004 г. (рис.3 и 4), с учетом погрешности спутниковых измерений, температуры вполне соответствуют классическому порогу образования частиц облаков. Так же как и в первом случае воздушные массы имели низкие температуры за несколько дней до их прихода в Якутск.

Таким образом, ретроспективный анализ траекторий и температур воздушных масс, прошедших над Якутском, выявил, что ПСО наблюдались в те дни, для которых ретроспективные части соответствующих траекторий воздушных масс проходили по области наиболее холодной стратосферы вблизи эпицентра циркумполярного вихря. Это области вблизи Скандинавии, где часто наблюдают ПСО, и область Северный Урал – Новая Земля. Можно предположить, что ПСО образовались в этих холодных областях и затем за несколько суток ветром были перенесены в г. Якутск.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 07-05-00734а.

Список литературы

1. Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н. Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью // Физика атмосферы и океана. 1988. Т.24, №8. С. 818-823.
2. Кондратьев К.Я. Атмосферный аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Свойства аэрозоля различных типов // Оптика атмосферы и океана. 2004. Т.17, №1. С. 5-24.
3. Поповичева О., Старик А., Фаворский О. Проблемы влияния авиации на газовый и аэрозольный состав атмосферы // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36, №2. С. 163-176.
4. Черемисин А.А., Кушнаренко А.В., Маричев В.Н., Николашкин С.В., Новиков П.В. Метеоперенос и полярные стратосферные облака над г. Якутском зимой 2004-2005 г. // Метеорология и гидрология. 2007. №3. С. 47-53.
5. Blum U., Fricke K.H., Baumgarten G., Schoch A. Simultaneous lidar observations of temperatures and waves in the polar middle atmosphere on the east and west side of the Scandinavian mountains: a case study on 19/20 January 2003 // Atmos. Chem. Phys. 2004. V. 4. P. 809-816.
6. König von M.V., Bremer H., Kleinböhl A. *et al.* Using gas-phase nitric acid as an indicator of PSC composition // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, No.D20. P. 101029-101039.
7. Stein B., Wenderkind C., Wille H. *et al.* Optical classification, existence temperature, and coexistence of different polar stratospheric clouds types // J. Geophys. Res. 1999. V. 104, No.D19. P. 23983-23993.
8. Zuev V.V., Burlakov V.D., El'nikov A.V. *et al.* Processes of long-term relaxation of stratospheric aerosol layer in Northern Hemisphere midlatitudes after a powerful volcanic eruption // J. Atmosph. Environment. 2001. V. 35. P. 5059-5066.
9. <http://badc.nerc.ac.uk/home>

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИОНИЗАЦИИ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

SOME QUESTIONS OF NEAR GROUND ATMOSPHERE IONIZATION

Н.В. Чернева¹, П.П. Фирстов², Е.А. Пономарев³

¹Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

³Институт солнечно-земной физики СО РАН

In the paper we consider the influence of four factors on the formation of local atmospheric electrostatic field (AEF, E_z):

- radon inflow into the atmosphere,
- cosmic ray flux variations,
- change of light and heavy ion balance at the moments of sunset and sunrise,
- the effect of ionospheric electric current potential on AEF potential.

It was shown that during the change of structure of solar wind magnetic field (Forbush effect) the cosmic ray flux intensity must cause conductivity variation which is significant for E_z value in the near ground layer.

We estimated the influence of light conditions on E_z value via the change of heavy and light ion concentration by photo-detachment and photo-attachment processes. It was shown that non-equipotentiality of ionosphere during magneto-disturbed time is enough for the appearance of observable E_z variation.

1. Введение

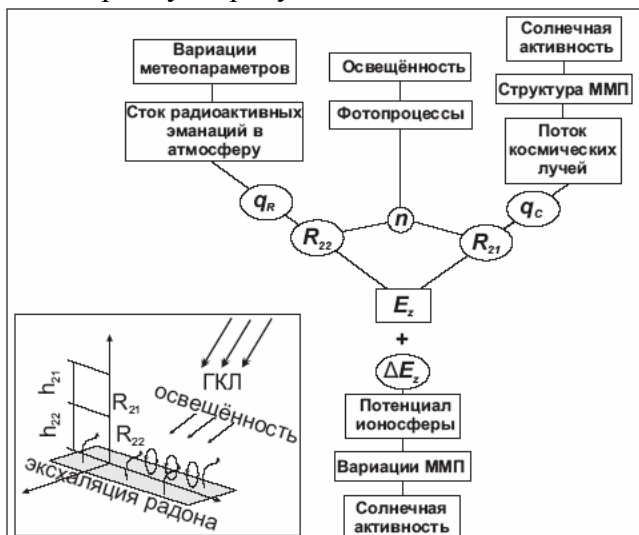
Электростатическое поле атмосферы является чутким индикатором многих геофизических процессов. Наблюдения над его вариациями уже используются для мониторинга загрязнений воздушной среды, для прогноза землетрясений и еще для многих других практических целей. Однако многие эти работы ведутся на эмпирической основе. Исследуется так же влияние отдельных факторов, таких как воздействие выхода радона в атмосферу, землетрясений и т.д. [4, 13, 17], эффект вариации интенсивности космических лучей [22, 20, 2], влияние условий в околоземном космическом пространстве на неэквипотенциальность электроносферы [23].

Задачей предлагаемой работы является совместный анализ этих факторов на основе простой модели. На рис. 1 представлена схема взаимодействия указанных выше процессов в их влиянии на атмосферное электрическое поле.

Как известно, разность потенциала между поверхностью Земли и ионосферой составляет 300 – 350 киловольт. Если рассматривать атмосферу, как горизонтально однородную среду с экспоненциально падающей плотностью нейтральной компоненты, а

ионизованную составляющую – как малую примесь, то можно считать, что на некоторой высоте z_e нейтральная атмосфера быстро переходит в достаточно хорошо проводящую среду.

Рис.1. Схема процессов формирования электрического поля атмосферы в присутствии факторов, влияющих на его величину в приземном слое. Буквами R_{22} и R_{21} отмечены области ионизации атмосферы радоном (R_{21}) и космическими лучами (R_{22}).



Примем z_e за границу электроносферы, имеющую потенциал U_e . Потенциал земли примем за 0. Между электроносферой

и землей должен течь ток, плотность которого j , будет постоянна по высоте. Таким образом:

$$j_z = s(z)E_z(z) = -s(z) \frac{dU(z)}{dz} = s_0 E_z(0), \quad (1)$$

где $E_z(z)$ – напряженность вертикальной компоненты электрического поля, $s(z)$ – проводимость воздуха, $s_0 = s(0)$, $E_z(0)$ – проводимость воздуха и напряженность вертикальной составляющей АЭП на уровне земли, $U(z)$ – потенциал электрического поля.

Согласно (1) получаем:

$$E_z(0) = - \frac{U}{\int \frac{s_0}{s} dz}, \quad (2)$$

где интегрирование ведется от уровня земли до уровня электроносферы z_e . Таким образом, напряженность электрического поля зависит от интегральной проводимости и значения потенциала электроносферы.

Отдельным вопросом является влияние аэрозолей на состояние электрического поля приземного слоя. Это влияние может проявляться в трех аспектах. Во-первых, частицы аэрозолей могут являться коллекторами для легких ионов и электронов, к которым последние могут прилипать (преимущественно ночью), а потом – отлипать (преимущественно днем). Таким образом, аэрозоли могут существенно влиять на проводимость [7]. Второй тип аэрозолей обладает естественной радиоактивностью. Слои этого типа часто встречались в период интенсивного проведения ядерных испытаний. Образуются они и сейчас из-за выбросов электростанций, зола которых содержит соединения урана и тория в больших концентрациях. Наконец, аэрозоли третьего типа содержат частицы разной крупности, обладающие различными по знаку зарядами. В процессе гравитационного разделения зарядов в таких облаках образуются локальные электрические поля. Все эти соображения нужно иметь в виду при интерпретации данных наблюдений.

Следует внести определенность в понятия – *региональное* и *локальное* АЭП. Считается, что высота «выравнивающего слоя» – изопотенциальной поверхности, вдоль которой выравнивание потенциала происходит за достаточно короткое время, – имеет высоту около 60 км. Следовательно, неоднородность АЭП на поверхности земли, вызванная неоднородностью распределения потенциала на этом слое тоже должна быть порядка 60 км.

Это и есть определение регионального масштаба. Локальных масштабов может быть много, но все они лежат внутри регионального. Одним из масштабов будет высота верхней границы слоя перемешивания радона. Она колеблется от сотни метров зимней безветренной ночью до 6-8 и даже 12 километров в жаркий и ветреный летний день. (Следует принять во внимание, что зимой поступление радона в атмосферу может быть частично или полностью блокировано смерзанием почвы и снежно ледовым покровом – настом). Некий универсальный, для данной местности, масштаб определяется геологической структурой региона.

Однако, проводимость приземного слоя определяется, в конечном счете, концентрацией легких ионов, которая зависит, помимо интенсивности поступления радона, еще от целого ряда факторов. Эти процессы, накладываясь на унитарную вариацию, формируют локальные особенности, которые маскируют последнюю [10]. Особняком стоит прямое воздействие на показания электрометров дополнительной разности потенциалов земля – ионосфера, связанной с неэквипотенциальностью самой ионосферы, с ионосферными токами. Задачей данной статьи является оценка относительного вклада этих факторов в наблюдаемые вариации АЭП.

2. Краткая характеристика данных наблюдений

На Камчатке, обсерватория «Паратунка», начиная с 1996 г., проводятся регулярные наблюдения за электрическим полем в приземном слое атмосферы. С 1997 г. выполнялись наблюдения объемной активности радона ($AO Rn$) в подпочвенном воздухе [17, 18, 19]. Для измерения атмосферного электрического поля используется электростатический флюксметр «Поле-2м», в комплексе с анализатором ионного состава воздуха, метеостанцией и магнитометрической аппаратурой.

Регистрация $OA Rn$ в подпочвенном воздухе в пункте наблюдений проводилась на двух уровнях – в зоне аэрации (на глубине один метр) и вблизи зоны полного влагонасыщения (на глубине 2,5 метра). В 1998-1999 г.г. регистрация радона велась с помощью радиометра РГА-01. С конца 1999 г. – радиометрами «РЕВАР».

Метеорологические характеристики и магнитные данные для выделения эффекта влияния потенциала ионосферных токов получены в магнитной обсерватории «Паратунка». Данные интенсивности космических лучей, использованные для оценки влияния Форбуш-понижений на вариации АЭП [20], получены в Магадане с помощью нейтронного монитора.

3. Факторы, влияющие на распределение радона в приземном слое и высотный профиль скорости ионизации атмосферы космическими лучами

Главным фактором, определяющим величину локального атмосферного электрического поля, является сопротивление приземного слоя атмосферы, которое зависит от ионизирующего воздействия космических лучей и радона. Суточные вариации выхода радона из почвы определяются вариациями атмосферного давления, а сезонные – вариацией проницаемости грунтов – коэффициента фильтрации (по Дарси).

Объемная плотность мощности источника ионизации q_{0R} , связанного с условиями эксхалации радона, дается уравнением [3]

$$q_{0R} = \frac{2x J \tau}{h_D}, \quad (3)$$

где x – ионизационная эффективность радона, $x = 3 \cdot 10^5$ пар ионов на один распад [16], q_{0R} – плотность мощности источника ионизации у земли, J – эксхалация радона (плотность потока радона с поверхности пород) в $\text{Бк} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ($OA Rn$), (Бк – беккерель, единица радиоактивности, равная одному распаду в секунду, один распад производит $3 \cdot 10^5$ пар ионов), τ – постоянная времени распада радона, равная $3.3 \cdot 10^5$ с, h_D – высота слоя перемешивания, определение которой связано со значительными трудностями. Референтные, то есть опорные значения J и h_D , которым соответствует среднее значение $q_{0R} = 1.5$ пар ионов в $\text{см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, будут, соответственно, $3.7 \cdot 10^{-7}$ Бк $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ и 500 метров.

Метеорологические факторы, вероятно, играют главную роль и в формировании годового хода атмосферного электростатического поля. Более высокие значения напряженности поля зимой, по-видимому, связаны с тем, что выход радона в зимние месяцы затруднен из-за мощного снежного покрова, промерзания почвы, а так же из-за малой интенсивности солнечного освещения, что приводит к увеличению доли тяжелых ионов из-за фотоприлипания. Тяжелые ионы имеют малую подвижность, и проводимость в целом в эти периоды падает, а электрическое поле возрастает. И зимой, и особенно летом играют роль динамические параметры атмосферы, поскольку от них зависит степень перемешивания радона, а, следовательно, и его концентрация в приземном слое.

В летнее время приземный слой воздуха интенсивно нагревается и получает положительную плавучесть. Всплывает он, обычно, изолированными колоннами – термиками. Решающим при определении устойчивости атмосферы является высотный градиент температуры g и его отношение к так называемому сухоадиабатическому

градиенту $g_a = g/c_p$, где g – ускорение силы тяжести, c_p – теплоемкость при постоянном давлении. Это постоянная величина, равная 10° на километр [11]. Очевидно, что если $g > g_a$, то атмосфера абсолютно неустойчива, при $g_a = g$ – атмосфера условно устойчива, а при $g_a > g$ – абсолютно устойчива.

Первая ситуация возможна только летом, третья – только зимой, а вторая – в любое время года. В случае возникновения такого распределения температур, которое соответствует неустойчивому состоянию, начинает развиваться конвективная неустойчивость (неустойчивость Релея-Тейлора), которая приводит к термической турбулизации атмосферы. Возникающая при этом турбулентная теплопроводность приводит к уменьшению температурного градиента, а атмосфера принимает условно устойчивое состояние. Распределение ионизирующего фактора будет при этом описываться уравнением

$$q_R = q_{0R} \exp(-z/h) \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}, \quad (4)$$

где h – высота слоя перемешивания, q_{0R} – это вклад радона в ионизацию атмосферы на уровне земли.

Факт корреляции между интенсивностью космических лучей и E_z подтвердился наблюдениями в горных районах [8].

Для описания q_C мы используем приближенное выражение, интерполирующее зависимость ионообразования космическими лучами от высоты, приведенную в [5].

$$q_C = \frac{2.3q_{0C} \cdot \exp(2Z)}{2 + \exp 4.5(Z - 1.5)} \quad (5)$$

где $Z = z/H$, H – высота однородной атмосферы. Соответствующий высотный ход интенсивности ионообразования показан на рис.2.

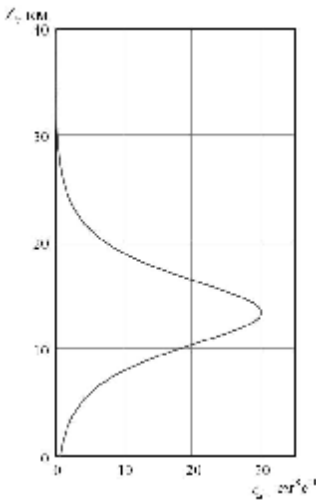


Рис.2. Средний высотный ход ионизации атмосферы космическими лучами.

На рис. 3 показана зависимость $E_z(0)$ от q_R при фиксированном значении q_C и зависимость от q_C при фиксированном q_R . Напомним, что q_R – это вклад радона в ионизацию атмосферы (4), а q_C – это вклад космических лучей (5). Обращает на себя внимание то обстоятельство, что $E_z(0)$ убывает при росте q_R и возрастает с ростом q_C , что подтверждается экспериментальными данными. Действительно в момент Форбуш понижения мы наблюдаем практически синхронное понижение в АЭП. Экспериментальные данные, подтверждающие расчеты, приведены в работах [19, 20].

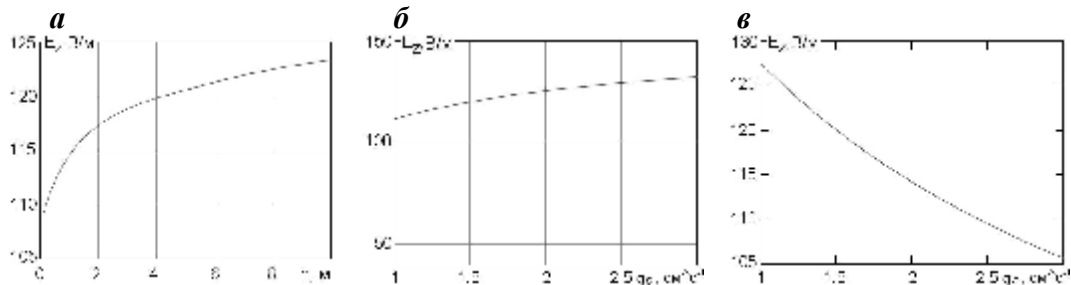


Рис.3. Влияние изменения интенсивности ионизатора на $E_z(0)$: а – изменение E_z с высотой, б – влияние интенсивности ГКЛ при постоянной интенсивности радона, в – влияние интенсивности радона при постоянной интенсивности ГКЛ; высота слоя перемешивания h в обоих случаях 2300 метров.

На рис. 4, а показан средний ход электрического поля в момент восхода, полученный методом наложения эпох по 37 случаям хорошей погоды, выбранных за весенне-летние месяцы 2004 и 2005 года. За начало эпохи выбран час восхода. Видно, что в двухчасовом интервале после начала эпохи наблюдается плавный максимум величиной в несколько процентов.

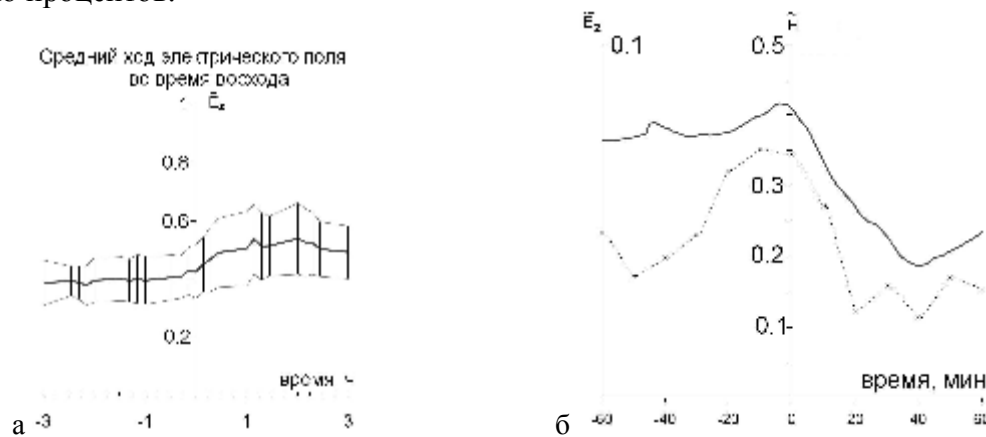


Рис.4. а - выделение восходной вариации АЭП, б - Выделение вариации АЭП, связанной с вариацией геомагнитной возмущенности (сплошная линия – Н-компонента магнитного поля Земли, пунктирная – E_z). За начало эпохи выбрано начало бухты в геомагнитных вариациях во временном диапазоне около полуночи. Значения нормированы на максимум.

Предложенная модель из-за большой неопределенности в коэффициентах вряд ли обеспечит необходимую для практики точность воспроизведения вариаций электрического поля приземного слоя атмосферы. Для практических целей гораздо лучше подойдут эмпирические модели. Ценность модели мы видим в другом. Она позволяет анализировать взаимоотношение всех учитываемых в ней факторов, пусть пока и на качественном уровне.

4. Влияние ионосферной разности потенциалов на электрическое поле атмосферы

Ионосфера Земли находится под воздействием потенциального электрического поля, формирующегося в магнитосфере в результате сложных процессов трансформации кинетической энергии солнечного ветра в электромагнитную. Парк [23] еще в 1976 году рассмотрел воздействие ионосферного потенциала на электрическое поле атмосферы и пришел к выводу, что это воздействие может быть существенным в близи авроральной зоны и может составлять до 10 V/m для E_z . Рейтер [24] по измерениям АЭП на горе Цугшпитц обнаружил отклик E_z на солнечные вспышки с запаздыванием на 1-2 дня, а Франк-Каменецкий и др. [21] подтвердили по наблюдениям АЭП на станции «Восток», Антарктида, расчеты Парка. Поскольку ионосфера – среда хорошо проводящая, градиенты ионосферного потенциала формируют интенсивный электрический ток. Ток этот течет в довольно узкой области высот (от 100 до 120 км, с максимумом около 107 км) называемой динамо слоем. На рисунке 4, б приведен пример выделения «ионосферной» вариации электрического поля атмосферы методом наложения эпох для геомагнитных бухт. За нулевую эпоху взято начало бухты. Отобраны случаи около местной полуночи. При средней величине электрического поля ~ 120-140 в/м это около 5% - величина, выходящая за статистические погрешности метода и, в принципе обнаруживаемая, скажем – методом наложения эпох.

5. Заключение

Электрическое поле, формируемое в конденсаторе Земля - Ионосфера мировой грозовой деятельностью и имеющее поэтому, как принято считать, унитарную вариацию, подвергается еще в каждом регионе действию местных факторов, которые следует учитывать при попытках выделить из данных наблюдений еще одно постороннее влияние,

скажем – аэрозольных загрязнений или сейсмического воздействия. В работе предложена лишь схема учета этих влияний и сделаны грубые оценки. Однако, теперь очевидно, что существует перспектива создания фильтра, позволяющего очистить вариацию Ez от упомянутых выше помех.

Список литературы

1. Альперт Я.Л. Распространение радиоволн и ионосфера. – М. : Наука, 1972. – 563 с.
2. Анисимов С.В., Шихова Н.М. Отклик электрического поля приземного слоя на Форбуш-понижения интенсивности галактических космических лучей // Состав атмосферы и электрические процессы. IX Всесоюзная конференция молодых ученых, Борок. 17-19 мая 2005 г. С. 65.
3. Баранов В.И. Радиометрия. Изд-во АН СССР. – М. : 1955.
4. Бузевич А.В., Дружин Г.И., Фирстов П.П., Вершинин Е.Ф. и др. Гелиофизические эффекты, предвещающие Кроноцкое землетрясение 5 декабря 1997 г., М 7,7. / Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. Петропавловск-Камчатский : 1998. С. 177-188.
5. Герман Д.Р., Голдберг З.А. Солнце, погода, климат. – Л. : Гидрометеиздат, 1981. – 220 с.
6. Данилов А.Д. Химия ионосферы. – Л. : Гидрометеиздат, 1967. С. 292.
7. Краснопевцев Ю.В. Оценка влияния естественных радиоактивных продуктов на ионизационный баланс в свободной атмосфере // Физика атмосферы и океана. 1970. Т.6, № 10. С. 1069.
8. Кречетов А.А., Филиппов А.Х. Электрическое поле атмосферы и интенсивность космических лучей // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. – М. : ОИФЗ РАН, 2000. С. 30-32.
9. Лабораторные исследования аэрономических реакций. Труды симпозиума по лабораторным исследованиям аэрономических реакций. Торонто, Канада 3-4 сентября 1968 г. // – Л. : Гидрометеиздат, 1970. С. 226.
10. Лободин Т.В. О роли локальной компоненты в глобальных суточных вариациях электрического поля атмосферы // Тр. ГГО. Атмосферное электричество. Вып. 401. С. 108-114.
11. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. – Л. : Гидрометеиздат, 1984.
12. Пономарев Е.А. Седых П.А. Как разрешить проблему суббурь? // Геомагнетизм и Аэрономия. 2006. Т. 42, № 4. С. 1-16.
13. Руленко О.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф. Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед Камчатским землетрясением 13.11.93 г., М=7.0 // ДАН РАН. 1996. Т. 348, № 6. С. 814-816.
14. Смирнов Б.В. Отрицательные ионы. – М. : Атомиздат, 1978. С. 174.
15. Смирнов Б.М.. Физика слабоионизованного газа в задачах и решениях. – М. : Наука, главная редакция физико-математической литературы. 1985. – 423 с.
16. Физические величины. Справочник. Под. ред. Григорьева И.С., Мейлихова Е.З. Энергоатомиздат. – М. : 1991. – 1235 с.
17. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (^{222}Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997-1998 г.г. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33-43.
18. 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. 26-41.
19. Фирстов П.П., Чернева Н.В., Пономарев Е.А., Бузевич А.В. Подпочвенный радон и напряженность электрического поля атмосферы в районе Петропавловск-Камчатского геодинамического полигона // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. № 1(17). С. 102-109.
20. Чернева Н.В., Кузнецов В.В. Форбуш-понижения и эффекты терминатора в атмосферном электричестве Камчатки / Труды VIII конференции молодых ученых «Астрофизика и физика околоземного космического пространства». – Иркутск : 2005. – 242 с.
21. Frank-Kamenetsky A.V. et al. The geoelectric field at Vostok, Antarctica: its relation to the interplanetary magnetic field and the cross polar cap potential difference/Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1999. Vol. 61. P. 1347-1356.

22. Märck F. Short – term changes in atmospheric electricity associated with Forbush decreases / Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 1997. Vol. 59. No. 9. P. 975-982.
23. Park C.G. Downward Mapping of High-Latitude Ionospheric Electric Fields to the Ground / J. Geophys. 1976. Res. 81, No/1. P.168-174.
24. Reiter R. PAGEOPH. 1969.72. P. 259.

ИССЛЕДОВАНИЕ ГЕОМАГНИТНЫХ ВАРИАЦИЙ НА ЧАСТОТАХ ПРИЛИВНЫХ ВОЛН

INVESTIGATION OF GEOMAGNETIC VARIATIONS AT THE FREQUENCIES OF TIDAL WAVES

О.В. Шереметьева¹, С.Э. Смирнов²

¹*Камчатский государственный университет,*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

The magnetic field measured depends on the processes of planetary scale as well as on local ones. Planetary sources and ring current in the core of the Earth should respond to the tidal action. In the given paper, the model of variations of geomagnetic field with the tidal frequencies is developed. The geomagnetic variations which source is ring current in the liquid core have values of about $\sim 10^{-4}$ nT. The variations which source is in the magnetosphere have values of about 0.10÷1 nT. The order of magnitude of calculated values of variations coincide with the data of geophysical observatory “Paratunka”.

Введение

Естественное магнитное поле Земли, порождающееся сложными магнитогидродинамическими процессами в ядре Земли и токами в магнитосфере, испытывает постоянные возмущения. Источники этих возмущений находятся в жидком ядре, магнитосфере, ионосфере, литосфере, на Солнце [1, 3, 7]. Причиной локальных геомагнитных вариаций могут служить сейсмические процессы [3]. Имеются попытки использовать особенности ГМВ в качестве прогностических признаков при предсказании землетрясений. Это значит, что суммарный регистрируемый эффект ГМВ зависит как от процессов планетарного масштаба, так и от локальных процессов. Разделение разных источников ГМВ и оценка вклада каждого из процессов окончательно не выполнены. Некоторые из ГМВ носят регулярный характер. Хорошо изучены солнечно-суточные вариации с периодом, равным продолжительности солнечных суток (24 ч), и лунно-суточные, связанные с положением Луны, период которых составляет 25.82 ч. для волны O_1 и 12.42 ч. для волны M_2 [5]. Особенности ГМВ с периодами лунных приливных волн изучены не полностью. По нашему мнению, планетарные источники откликаются на приливные воздействия. Однако, до выполнения прямых оценок, роль каждого из источников остаётся неясной. Целью настоящей работы является построение и исследование моделей источников вариаций планетарного геомагнитного поля, оценка возникающих приливных ГМВ и сравнение полученных расчётных значений с обработанными данными геофизической обсерватории «Паратунка».

Моделирование вариаций планетарного геомагнитного поля, обусловленных приливными деформациями ядра Земли

Магнитное поле Земли порождается сложными МГД-процессами в ядре Земли. В разрабатываемой модели МГД-процессы аппроксимируются кольцевым током, текущим в плоскости магнитного экватора ядра на расстоянии 3500 км от центра Земли (рис. 1).

Приливные деформации испытывает весь объём Земли, а с ним и ядро. Это приводит к деформации контура кольцевого тока. В результате такой деформации ток движется по деформированному контуру. Исчезновение тока в недеформированном

контуре и появление его в деформированном сводится к появлению квадрупольной составляющей ГМВ с приливными частотами в масштабе планеты.

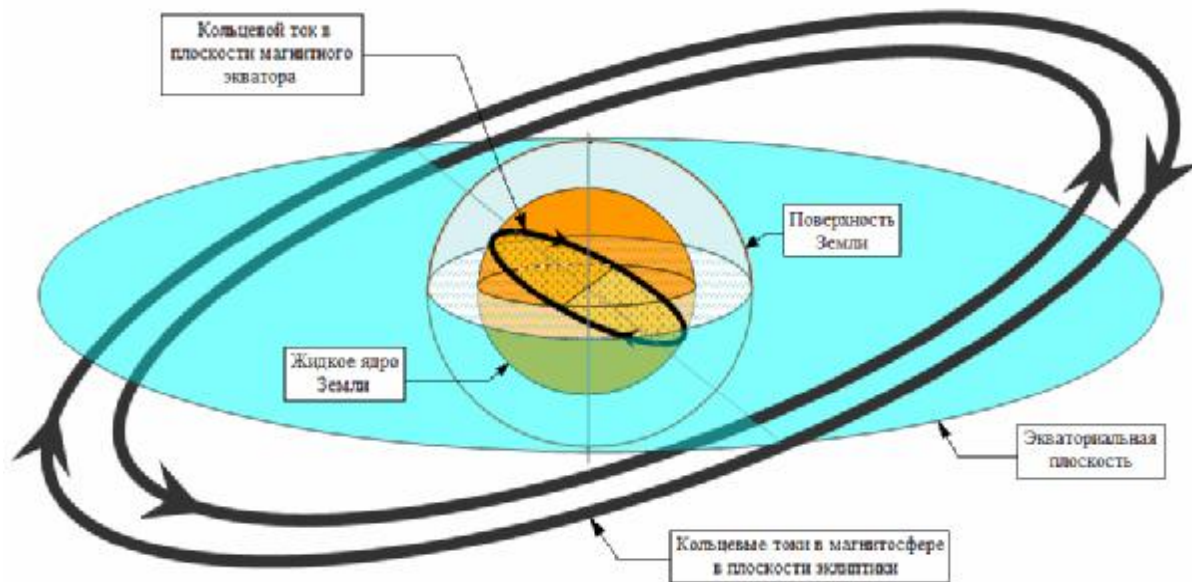


Рис.1. Принятая модель кольцевых токов в ядре и магнитосфере Земли. Вид со стороны нулевого меридиана.

Рассмотрим (на выноске рис. 2) один из четырёх сегментов, образованных при пересечении недеформированного и испытывающего приливную деформацию контуров (рис. 2). Разобьём недеформированный контур на элементы dl , каждый с током I . В результате приливных деформаций ядра каждый из элементов dl недеформированного контура смещается на вектор $\mathbf{h}$ приливной деформации. Смещение из-за приливных деформаций элементов тока эквивалентно наложению на недеформированный контур замкнутых заполняющих сегменты целиком элементарных контуров с током I . Токи смежных сторон соседних элементарных контуров компенсируют друг друга. Аналогично компенсируют друг друга ток недеформированного контура и наложенные на него токи всех элементарных контуров.

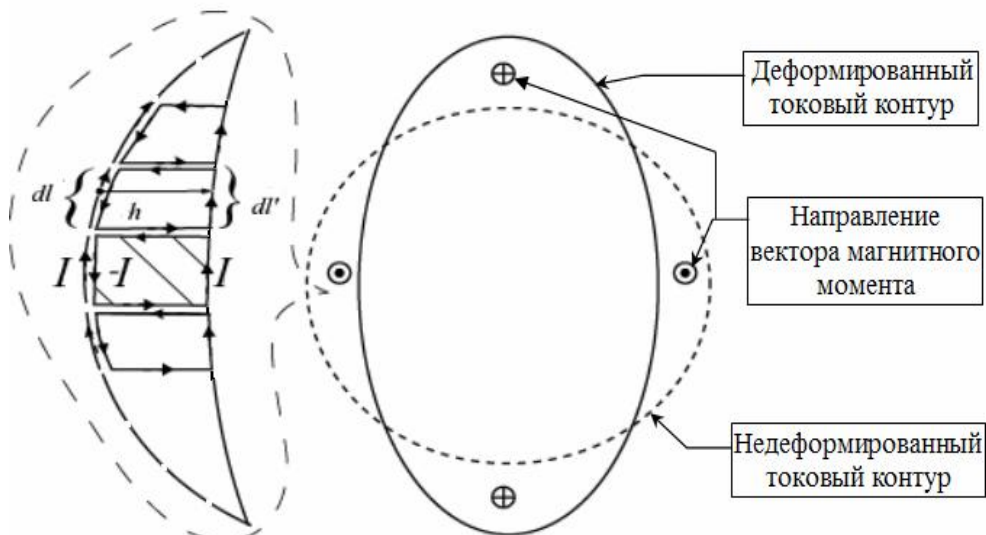


Рис.2. Изменение формы токового контура в результате воздействия суточных приливных волн (вид со стороны южного магнитного полюса).

Магнитный момент каждого элементарного контура рассчитывался по формуле:

$$d\mathbf{M} = \left[d\mathbf{I} \times \left(\mathbf{h} \cdot \frac{\mathbf{r}_{core}}{r_E} \right) \right] = \frac{r_{core}}{r_E} \cdot I \cdot [d\mathbf{r}_{core} \times \mathbf{h}], \quad (1)$$

где r_{core} – радиус ядра Земли, r_E – радиус Земли. Приливная составляющая магнитного поля, вычисляющаяся как суммарный вклад всех элементарных контуров, и является источником геомагнитных вариаций с приливными частотами. Величина электрического тока I , протекающего в ядре и порождающего магнитное поле $B=5 \times 10^{-5}$ Тл на расстоянии $r=r_E-r_{core}=2878$ км, оценивается по формуле $I \approx \frac{4p \cdot B \cdot r^2}{m \cdot S}$, где m – магнитная постоянная,

S – площадь области, ограниченной токовым контуром. Вектор приливных деформаций $\mathbf{h}$ оценим следующим образом [2, 5]: во-первых, для каждой из приливных волн будем считать вектор приливных деформаций $\mathbf{h}$ сонаправленным вектору приливной силы $(-\nabla \mathbf{W})$, где

$$W_{O_1} = A_{O_1} \cdot \sin(2j) \cdot \cos\left(\frac{2p}{T_{O_1}} \cdot t + l - l_0\right), \quad (2)$$

$$W_{M_2} = A_{M_2} \cdot \cos^2(j) \cdot \cos\left(\frac{2p}{T_{M_2}} \cdot t + 2(l - l_0)\right), \quad (2')$$

и W – потенциал приливной силы, T_{O_1} , T_{M_2} – периоды приливных волн O_1 и M_2 , φ – широта, λ – долгота, λ_0 – долгота точки наблюдения, A_{O_1} , A_{M_2} – амплитуды приливных волн O_1 и M_2 , t – время, отсчитываемое для каждой волны с момента, когда в точке наблюдения (λ_0) соответствующий приливный потенциал принимает максимальное значение; во-вторых, приливное смещение элементов поверхности жидкого ядра и токовых элементов магнитосферы считаем равными тем, какие были бы в полностью жидком теле [5]:

$$h_z = \frac{W}{g}, \quad (3)$$

где g – ускорение свободного падения, а система координат связана с точкой наблюдения с географическими координатами (φ_0 , λ_0) (ось X направлена на север, Y – на восток, Z – к центру Земли). Амплитуды A_{O_1} и A_{M_2} совпадают с амплитудами изменения приливного потенциала в точках со значениями широты $\varphi=45^\circ$ для волны O_1 и $\varphi=0^\circ$ для волны M_2 . Эти амплитуды подвержены вековым (18.6-летним) вариациям. Для вычисления этих амплитуд выбран период 2001-2003 гг. В точках с соответствующими географическими координатами с шагом 1 час выполнены прямые вычисления приливного потенциала по значениям склонений Луны и Солнца и расстояний до этих светил. Далее из полученных годовых рядов (для $\varphi=45^\circ$ и $\varphi=0^\circ$) выделялись гармонические составляющие: из первого ряда – с периодом волны O_1 , из второго – с периодом волны M_2 . Начальный момент времени t принят равным нулю и долгота $\lambda_0=158^\circ 15,02'$ Е. Полученные значения амплитуд для эпохи 2001-2003 гг. соответственно равны $A_{O_1}=0.107$ м и $A_{M_2}=0.242$ м.

Вклад $d\mathbf{B}$ в магнитные вариации от каждого элементарного контура рассчитывался на основании закона Био-Савара-Лапласа [4] с учётом формулы (1):

$$d\mathbf{B} = \frac{m \cdot I \cdot r_{core}}{4p \cdot r_E} \left(\frac{3\mathbf{r} \cdot ([d\mathbf{r}_{core} \times \mathbf{h}] \cdot \mathbf{r})}{r^5} - \frac{[d\mathbf{r}_{core} \times \mathbf{h}]}{r^3} \right), \quad (4)$$

где $\mathbf{r}$ – радиус-вектор от точки наблюдения к токовому контуру. Полные вариации $B = \int_l d\mathbf{B}$

вычислялись для различных фаз приливных волн O_1 и M_2 на различных широтах. Вычисления проведены для всех географических широт и долгот с шагом 5° . Значения амплитуд расчётных вариаций для различных фаз приливной волны O_1 составляют $(0.5 \div 6.8) \cdot 10^{-4}$ нТл, а для различных фаз волны M_2 – $(0.5 \div 8.4) \cdot 10^{-4}$ нТл. В каждой точке поверхности Земли годограф вектора вариаций магнитной индукции описывает эллипс. Эллипс лежит в плоскости, ориентация которой меняется в зависимости от географических координат. Теоретически рассчитанные значения вариаций для геофизической обсерватории «Паратунка» ($\varphi=52^\circ 58,33'$ N, $\lambda=158^\circ 15,02'$ E) с периодом волны M_2 составляют $(1.2 \div 1.7) \cdot 10^{-4}$ нТл, а с периодом волны O_1 – $(0.8 \div 1.4) \cdot 10^{-4}$ нТл.

Моделирование вариаций планетарного геомагнитного поля, обусловленных приливными деформациями токов магнитосферы

Магнитное поле Земли также порождается и кольцевыми токами, которые протекают в магнитосфере (рис. 1). В данной модели оцениваются геомагнитные вариации с частотами приливных волн O_1 и M_2 от приливных деформаций токовых контуров магнитосферы.

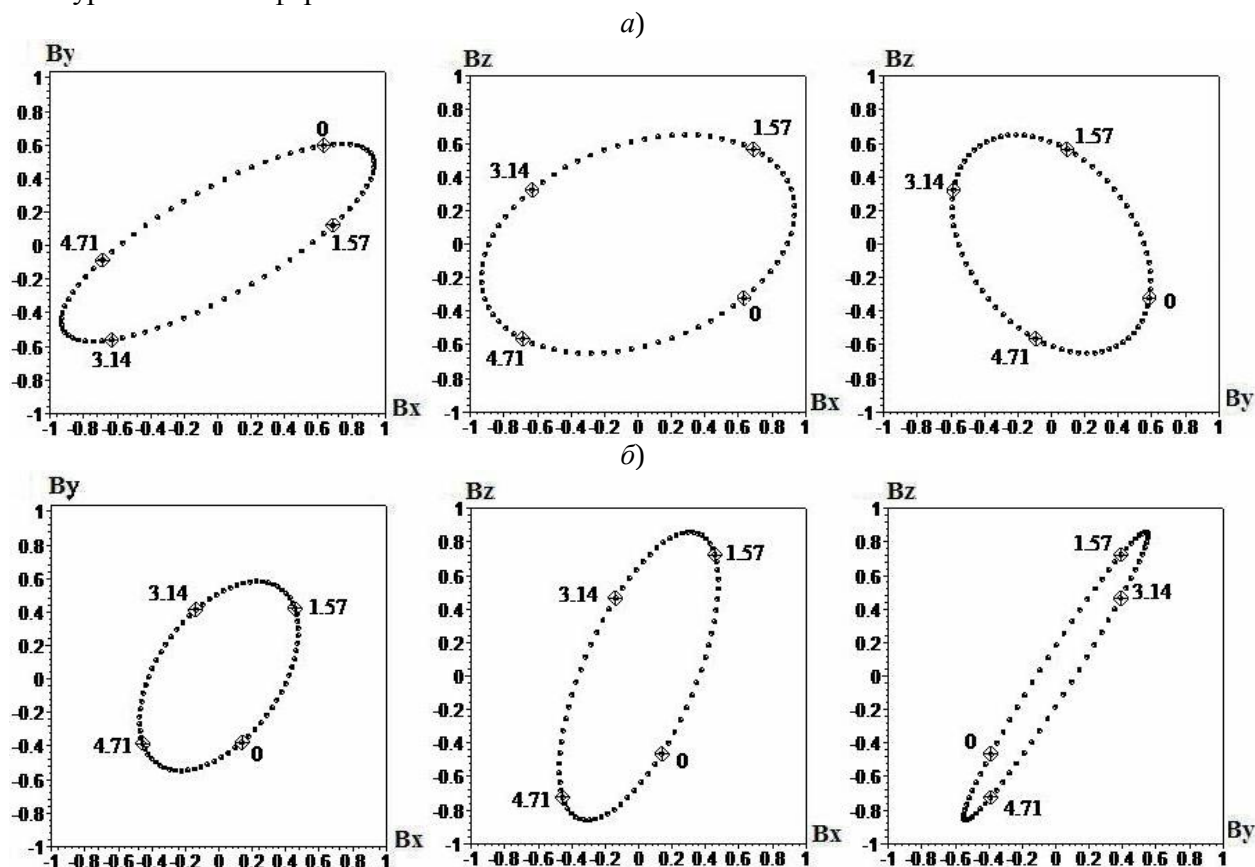


Рис.3. Проекция рассчитанных годографов составляющих вектора магнитной индукции с периодом волны M_2 (a) и с периодом волны O_1 (б) для магнитосферного источника ($\varphi=52^{\circ} 58,33' N$, $\lambda=158^{\circ} 15,02' E$). Единица измерения по осям- нТл.

Математическая модель, рассмотренная и обоснованная в предыдущем пункте, применима и к рассмотрению кольцевых токов, протекающих в магнитосфере на расстояниях 2-7 радиусов Земли [6]. В рассматриваемой модели, кольцевые токи считаются сосредоточенными в плоскости эклиптики: один ток на - расстоянии пяти радиусов Земли течёт с запада на восток, а другой - на расстоянии семи течёт с востока на запад. При вычислениях учитывался их суммарный вклад в вариации магнитного поля. Вариации вектора магнитной индукции вычислялись по формуле (4) с учётом того, что величина кольцевого тока в магнитосфере составляет $10^6 A$ [6]. Рассчитанные значения амплитуд вектора вариаций магнитной индукции для различных фаз приливной волны M_2 для различных широт и долгот с шагом 5° составляют $0.1 \div 2.5$ нТл, а для различных фаз волны O_1 – $0.1 \div 1.5$ нТл. Годограф вектора вариаций магнитной индукции с периодами волн M_2 и O_1 описывает в пространстве эллипс. Плоскость эллипса меняет ориентацию в пространстве в зависимости от координат точки наблюдения. На рис. 3 приведены проекции рассчитанного годографа вектора геомагнитных вариаций с периодами волн M_2 (a) и O_1 (б) за период 2001-2003 г. для геофизической обсерватории «Паратунка» и указано изменение направления вектора вариаций при изменении фазы приливной волны от 0 до 2π . Рассчитанные значения вариаций магнитной индукции для геофизической обсерватории «Паратунка» с периодом приливной волны M_2 составляют $0.7 \div 1.1$ нТл, а с периодом волны O_1 составляют $0.3 \div 1$ нТл. Нормальный вектор плоскости годографа

вектора геомагнитных вариаций с периодом волны M_2 имеет координаты $\mathbf{p}_{M_2}(-0.472, 0.758, 0.45)$, а с периодом волны O_1 – $\mathbf{p}_{O_1}(-0.249, -0.779, -0.576)$. Угол, образованный нормальными $\mathbf{p}_{M_2}$ и $\mathbf{p}_{O_1}$, равен $\approx 102^\circ 33'$.

Приливные компоненты геомагнитных вариаций во временных рядах данных обсерватории Паратунка

Геомагнитные данные, полученные вариационным магнитометром ЦМВС-2 (ИЗМИРАН, 1996) за период 2001-2003 гг., были предоставлены геофизической обсерваторией «Паратунка» (Камчатская область).

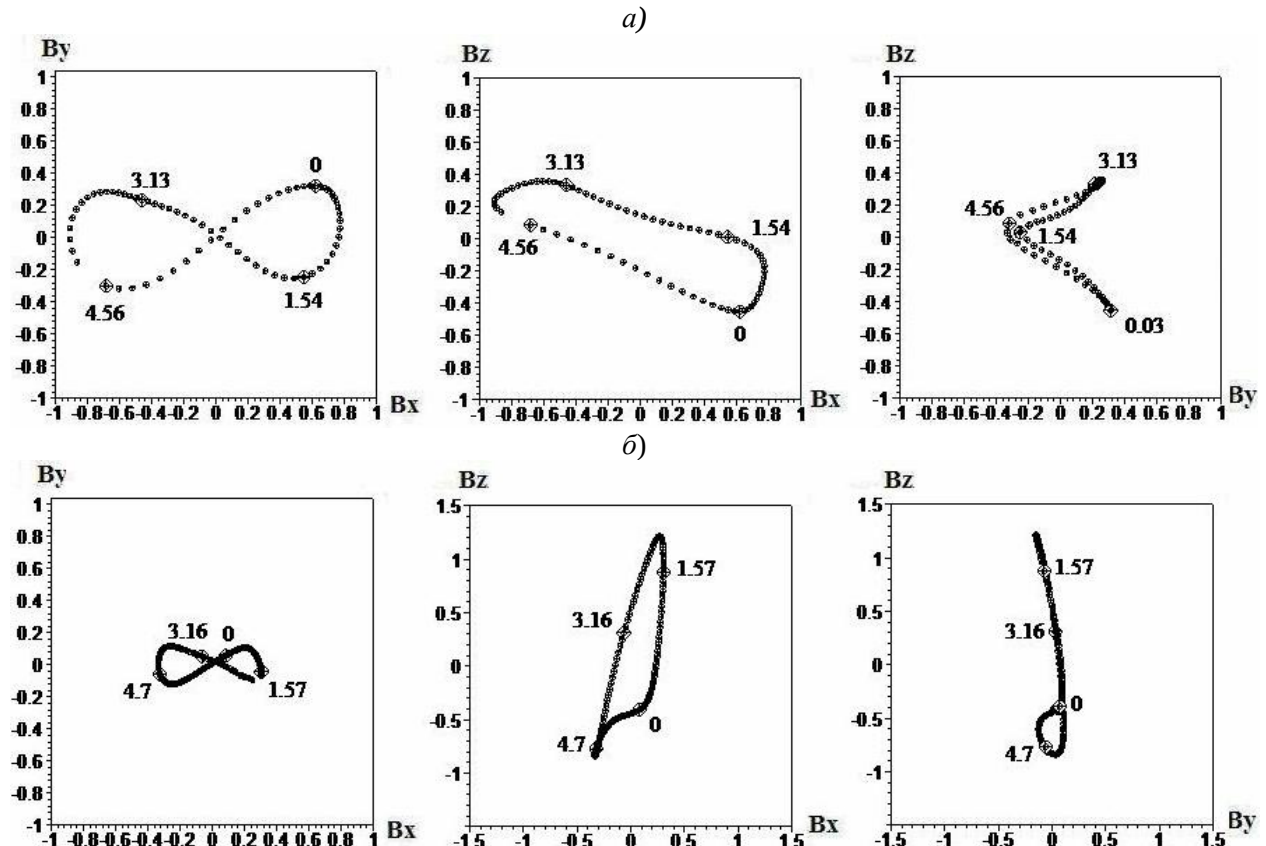


Рис.4. Проекция годографов наблюдательных составляющих вектора магнитной индукции с периодами волн M_2 (a) и O_1 (b).

Первоначально из временных рядов данных были исключены магнитовозмущённые дни [6]. Магнитовозмущёнными считали дни, для которых сумма К-индексов, усреднённых по трём часам, за сутки превышает значение 32, т.е. К-индекс не превышает значения 4. В случае, когда значение К-индекса было ≥ 4 , компоненты вектора геомагнитных вариаций принимались равными нулю. На втором этапе для уменьшения разброса значений данные были усреднены по часу (60 мин) и по двум суткам (2880 мин) с шагом 10 минут. К усреднённым данным применили синхронное накопление с периодами волн O_1 и M_2 по трём годам 2001-2003гг. Для выделения тренда к усреднённым данным с периодами волн O_1 и M_2 был применён низкочастотный фильтр не изменяющий фазу. На рис. 4 приведены проекции годографов составляющих вектора магнитной индукции с частотами приливных волн M_2 (a) и O_1 (b).

Вектор градиента имеет координаты $\mathbf{g}_{O_1}(-0.34, -0.94, 0)$ для составляющей с периодом волны O_1 и координаты $\mathbf{g}_{M_2}(-0.1, 0.99, -0.13)$ для составляющей с периодом волны M_2 . Угол между полученными векторами $\mathbf{g}_{O_1}$ и $\mathbf{g}_{M_2}$ равен $\approx 153^\circ 32'$. Направление оси цилиндрической поверхности для составляющей с периодом волны O_1 задаётся вектором $\mathbf{d}_{O_1}(0.24, -0.1, 0.97)$, а для составляющей с периодом волны M_2 - вектором $\mathbf{d}_{M_2}(-0.89, -0.04, 0.44)$. В первом случае (с периодом волны O_1), ось поверхности составляет угол $\approx 15^\circ$ с осью Z, а коэффициент сжатия параболы в сечении перпендикулярном оси

поверхности равен $\approx 7^\circ$. Во втором случае (с периодом волны M_2), ось поверхности составляет угол $\approx (-64^\circ)$ с осью Z и коэффициент сжатия параболы равен ≈ 8 . Угол между осями параболических цилиндров составляет $\approx 78^\circ$.

Обработанные значения геомагнитных вариаций с периодом волны O_1 составляют $0.1 \div 1.3$ нТл, причём минимумы соответствуют фазам ≈ 0.769 ($\approx 44^\circ$) и ≈ 3.363 ($\approx 193^\circ$), а максимумы - фазам ≈ 2.147 ($\approx 123^\circ$) и ≈ 4.417 ($\approx 253^\circ$), значения геомагнитных вариаций с периодом волны M_2 составляют $0.1 \div 1$ нТл с минимумами в фазах ≈ 2.293 ($\approx 131^\circ$) и ≈ 5.393 ($\approx 309^\circ$) и максимумами в фазах ≈ 0.282 ($\approx 16^\circ$) и ≈ 4.22 ($\approx 242^\circ$).

Выводы

1. Рассчитанные амплитуды вариации вектора магнитной индукции, обусловленные приливными воздействиями, для геофизической обсерватории «Паратунка» составляют $\sim 10^{-4}$ нТл для источника, находящегося в ядре Земли, и $0.10 \div 2$ нТл - для магнитосферного источника. *Оцененные значения вариаций, вызванных приливной деформацией магнитосферных токов* на четыре порядка выше вариаций от источника в ядре Земли.

2. Выполненные оценки показывают, что эффекты ГМВ, обусловленные приливной деформацией ядра маскируются эффектами деформаций кольцевого тока магнитосферы

3. Годографы составляющих вектора магнитной индукции представляют собой эллипсы. Ориентация плоскостей, которым принадлежат эллипсы, зависит от точки наблюдения.

4. *Вариации геомагнитного поля за период 2001-2003 гг. в районе обсерватории «Паратунка» содержат приливные составляющие с частотами волн O_1 (амплитуда 0.7 нТл) и M_2 (амплитуда 0.94 нТл).*

5. Точки годографов, полученных по геомагнитным измерениям в геофизической обсерватории «Паратунка», принадлежат параболическим цилиндрам. Оси цилиндров перпендикулярны оси Y, направленной на восток.

6. Качественное совпадение расчетных значений геомагнитных вариаций с наблюдательными, полученными на геофизической обсерватории «Паратунка», подтверждает адекватность принятой теоретической модели.

7. Не полное совпадение ориентаций годографов может быть объяснено: линейностью выбранной модели, влиянием локальных источников вариаций.

8. Полученные результаты могут быть использованы для выделения в наблюдательных данных сигналов, не связанных с деформационными процессами в литосфере.

Список литературы

1. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмoeлектромагнитные явления. – М. : Наука, 1988. – 174 с.
2. Кролевец А.Н., Копылова Г.Н. Приливные составляющие в электротеллурическом поле // Физика Земли. 2003. № 5. С. 251-257.
3. Кролевец А.Н., Шереметьева О.В. Возможный механизм магнитных вариаций // Вулканология и сейсмология. 2004. № 4. С. 16-21.
4. Ландау Л.Д., Лифшиц Е. Теория поля. – М. : Гостехиздат, 1941. – 283 с.
5. Мельхиор П. Земные приливы. – М. : Мир, 1968. – 374 с.
6. Яновский Б.М. Земной магнетизм. – Л. : Изд-во Ленингр. ун-та, 1978. – 592 с.

НОВАЯ МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ И СОПОСТАВЛЕНИЯ ВАРИАЦИЙ СКОРОСТИ СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКОГО ДВИЖЕНИЯ И ДИНАМИКИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ ВОЗДУХЕ

A NEW METHOD OF RESEARCH AND COMPARISON OF VARIATIONS OF SEISMOTECTONIC MOVEMENT RATE AND ELECTRIC FIELD DYNAMICS IN THE NEAR GROUND AIR

В.А. Широков, О.П. Руленко

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

Novelty of a method of appraisal of speed seismo-tectonic motion U is based on the use sun-daily component of seismic process. In typical conditions for subduction zones changes of phase of a relative compression-decompression of lithosphere increase U corresponds to growth of pressure of compression and decrease - to a relative stretching. It is found out, that during short-term preparation of strong earthquakes value U , as a rule, essentially grows. The new method of the analysis of dynamics of a gradient of potential of electric field V' in the near-ground air based on use of synchronous registration on twopoints is developed also. It consists in consideration of a difference of standardized values V' , received on these points. On an example of observations which have been carried out on Southern Kamchatka in july-october 2006, comparison of variations U and differences of standardized values V' is executed. Linear connection of these parameters and satisfactory concurrence in their time extremuma is found out. It is marked, that the maximal values of parameters were observed 1 - 3 weeks before the strongest earthquake of Southern Kamchatka with magnitude M_w (NEIC) = 6,5. The received results evidence to significant influence of processes in lithosphere on dynamics of an electric field in near-ground air.

Введение

В июне-октябре 2006 г. на геофизическом полигоне ИКИР ДВО РАН проводились синхронные измерения электрического поля в приземном воздухе на обсерваторском пункте "Паратунка" и пункте "Микижа", расстояние между которыми 2.9 км. В этот период в районе Южной Камчатки, на расстоянии 220 км от пунктов наблюдений, 24 августа произошло землетрясение с моментной магнитудой $M_w = 6.5$ (данные NEIC GS USA), наиболее сильное на Камчатке в 2006 г. Представляется целесообразным исследовать связь динамики электрического поля с сейсмичностью района Южной Камчатки.

Для характеристики сейсмического процесса обычно пользуются оценками параметров долговременного сейсмического режима. К их числу относятся сейсмическая активность (A), максимально возможные для соответствующих сейсмоактивных зон энергетический класс ($K_{\text{макс}}$) и магнитуда ($M_{\text{макс}}$) землетрясений, наклон графика повторяемости землетрясений (γ) по величинам K . Ю.В. Ризниченко [11, 12] ввёл интегральную характеристику сейсмичности, именуемую скоростью сеймотектонического движения (W), которая зависит от перечисленных выше параметров сейсмического режима. W является осреднённой долговременной (годы) характеристикой деформаций сжатия и растяжения сейсмоактивного объёма [13]. На наш взгляд, представляет интерес изучение вариаций W на временных интервалах длительностью несколько месяцев. Например, в работе [17] показано, что примерно за месяц до начала сильных извержений вулканов Камчатки в области промежуточных глубин очагов землетрясений 70-300 км W увеличивается на 1-2 порядка по сравнению с долговременным фоном.

Задача настоящей работы заключается в кратком описании усовершенствованной методики оценки параметра W , использовании модифицированного параметра W для оценок изменения скорости сеймотектонического движения во времени, а также в сравнении вариаций W с динамикой электрического поля в приземном воздухе по

наблюдениям на двух пунктах в июне-октябре 2006 г. Раздел 1 подготовлен В.А. Широковым, раздел 2 – О.П. Руленко.

1. Новая методика расчёта вариаций скорости сейсмотектонического движения для решения задач геодинамики и прогноза землетрясений.

Прежде чем описать новый методический подход к оценке скорости сейсмотектонического движения W , изложим в кратком виде методику определения этого параметра автором метода Ю.В. Ризниченко. В соответствии с его подходом [11, 12] скорость деформации изменения длины, например, по вертикальной оси z равна

$$W = \alpha W_1 = (\cos^2 \varphi_{\text{раст}} - \cos^2 \varphi_{\text{сж}}) W_1 \text{ год}^{-1},$$

где $\varphi_{\text{раст}}$ и $\varphi_{\text{сж}}$ - углы между осью z и осями растяжения и сжатия по данным о механизмах очагов землетрясений, а величина

$$W_1 = \gamma A M(K_0) \mu^{-1} f(\gamma) 10^{(C_2 - \gamma)(K_{\text{макс}} - K_0)}. \quad (1)$$

В этой формуле A - сейсмическая активность для единичного диапазона энергетического класса K_0 , $M(K_0)$ - сейсмический момент, соответствующий энергетическому классу K_0 , μ - модуль упругости на сдвиг, C_1 и C_2 - постоянные коэффициенты в соотношении

$$M(K_0) = 10^{C_1 + C_2(K - K_0)}. \quad (2)$$

От величин $K_{\text{макс}}$ можно перейти к активности A по формуле [13]:

$$\lg A = C_3 + C_4(K_{\text{макс}} - K_0). \quad (3)$$

Постоянные коэффициенты в соотношениях (1-3) мало меняются от региона к региону. Например, постоянная C_2 по статистике для мировых данных равна 0.9 [11], для Камчатки, Японии и Кавказа C_4 изменяется в диапазоне 0.36-0.39 [11, 14].

На основе использования формул (1-3) рассчитана зависимость W (в относительных единицах), от параметров A , γ , α применительно к Камчатскому региону, которая имеет вид $W = B \alpha A^{3.47 - \gamma / 0.36}$, где B является константой. Вывод этой формулы, сделанный в работе [16], ввиду ограниченности объёма данной статьи не приводится.

Оценим относительный вклад параметров A , γ , α при оценке W . Для оценки влияния механизма очагов землетрясений была рассчитана зависимость изменения α с глубиной [16] для взбросо-сдвиговых дислокаций, характерных для литосферы Камчатки по данным работы [1]. Выяснилось, что в интервале глубин 50-150 км эта величина меняется не более чем в 2 раза [16]. Для коровых землетрясений эти оценки не проводились.

Для тектонических землетрясений Камчатки и других регионов мира долговременное среднее значение γ варьирует, в основном, в диапазоне 0.44-0.48 с отклонением от среднего значения не более, чем на 10%. Приняв $\gamma = 0.46$, получим, что величина W может в первом приближении рассчитываться по формуле $W = B \alpha A^{2.2}$, т.е. зависимость W от A может считаться в первом приближении квадратичной. Согласно определению, величина сейсмической активности A по уровню K_0 определяется числом землетрясений энергетического класса K_0 в год на площади 1000 км² [12]. Поскольку значение $N(K_0)$ прямо пропорционально величине $N(K \geq K_0)$, в дальнейшем мы используем параметр $N(K \geq K_0) = N$ как более информативный. Тем самым, мы приходим к выводу, что величина W в относительных единицах может в первом приближении оцениваться по формуле

$$W = \alpha N^{2.2} \quad (4)$$

В работах [17-19] обращено внимание на то, что перед сильными камчатскими землетрясениями и вулканическими извержениями менее, чем за 1-2 месяца до их возникновения увеличивается не только число землетрясений с $K \geq K_0$, но меняется их суточный ход. Землетрясения в этот период происходят намного чаще в так называемом «активном» 12-часовом интервале 8-20 часов UT. Суточный ход проявляется в диапазоне, охватывающем несколько порядков по энергии событий. В Тихоокеанском сейсмическом поясе по данным определений механизмов очагов землетрясений преобладает система

преимущественного сжатия, ориентированного вкост простираия основных тектонических структур [4]. Поэтому можно предположить, что накануне сильного землетрясения соответствующий сейсмоактивный объём находится в типичных для зон субдукции условиях сжатия, а более редкие события, регистрируемые в другой половине суток, происходят преимущественно в условиях растяжения. Смещение краёв этого «активного» интервала в ту или другую сторону для разных месяцев и лет, как правило, не превышает одного часа [18, 19].

Параметр N_1/N_2 успешно использовался после 1995 года для прогноза (с временем упреждения менее двух недель) камчатских землетрясений с $M \geq 6$ [18]. Эти результаты послужили основанием при оценке W учитывать суточную составляющую сейсмического процесса, т.е. ввести в формулу (4) вместо коэффициента α функцию $f(N_1/N_2, K_{\max} - K_0)$ которая, по нашему предположению, в той или иной степени учитывает как влияние механизмов очагов землетрясений, так и энергетику сейсмического процесса. Как уже отмечалось, если отношение N_1/N_2 на некотором интервале больше единицы, то наблюдается преимущественное сжатие, если меньше единицы - растяжение. Поскольку диапазон вариаций W может изменяться на несколько порядков, удобнее использовать величину $S = \lg W$. Примем, что знак S определяется следующим образом. При $N_1 = N_2$ сжатие и растяжение компенсируют друг друга ($\lg N_1/N_2 = 0$), поэтому $S = 0$. При $N_1 > N_2$ получим, что $\lg N_1/N_2 > 0$, поэтому $S > 0$. Наоборот, при $N_2 > N_1$ величина S будет отрицательной. С учётом знака S для оценок логарифма скорости сеймотектонического движения предлагаются следующие формулы и условия их применения:

$$S = 0, \text{ если } N_1 = N_2 \quad (5)$$

$$S = \lg [(N_1 + N_2)^2 (N_1/N_2 - 1)^2 (K_{\max} - K_0)] \quad \text{при } N_1 > N_2 \quad (6)$$

$$S = -\lg [(N_1 + N_2)^2 (N_2/N_1 - 1)^2 (K_{\max} - K_0)] \quad \text{при } N_2 > N_1 \quad (7)$$

Так как деление на нуль невозможно, поэтому принято условие, что в формулах (5-7) при N_1 или N_2 , равном нулю, величины N_1 и N_2 одновременно увеличиваются на единицу. Принимается также условие, что выбор K_0 определяется соотношением $(K_{\max} - K_0) > 1.0$.

Расчёты S проводились для сейсмоактивного района Южной Камчатки от мыса Лопатка на юге до мыса Шипунского на севере. Использовался оперативный каталог землетрясений Камчатского филиала ГС РАН. Рассматривались землетрясения с глубиной очагов меньше 60 км и энергетическими классами $K \geq 8.4$, рассчитанными для поперечных сейсмических волн. Афтершоки сильных событий исключались, кроме землетрясений с $K \geq 10.0$. Результаты расчётов параметра S по формулам (5-7) представлены на рис.1. Величина S для периода 27.06-16.10 2006 г. рассчитывалась во временных окнах длительностью 10 суток с шагом в одни сутки и относилась к середине окна.

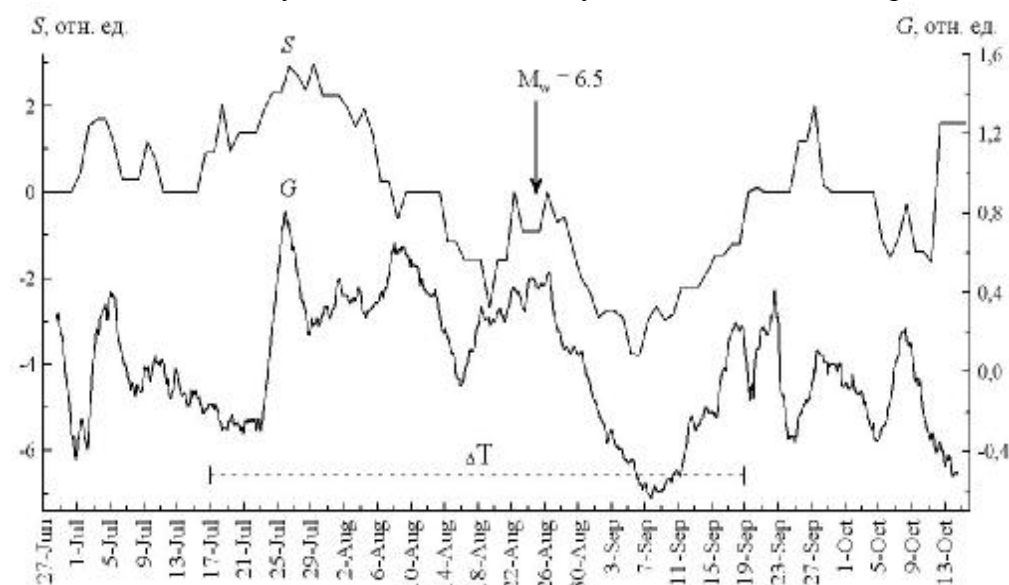


Рис.1. Поведение параметра S (логарифма скорости сеймотектонического движения) и G (разности стандартизованных среднечасовых значений градиента потенциала электрического поля между пунктами "Микижа" и "Паратунка"). Горизонтальной пунктирной линией обозначен интервал ΔT , в течение которого 96% времени отсутствовали осадки.

Из рис. 1 видно, что с середины июля до 10 октября наблюдается чередование линейных трендов увеличения и уменьшения параметра S . Фазы сжатия и растяжения с середины июля до 10 октября сменяли друг друга. До конца июля величина S закономерно возрастала и достигла своего максимального значения за весь период наблюдений в последней пятидневке этого месяца. Затем в течение пяти недель происходило в целом уменьшение параметра S (фаза растяжения), осложнённое кратковременным увеличением S вблизи момента возникновения землетрясения 24 августа 2006 г. с $M_W = 6.5$. Таким образом, это землетрясение произошло после достижения параметром S своего максимального значения в фазе преимущественного растяжения литосферы Южной Камчатки. Сопоставление вариаций S с динамикой электрического поля проводится в разделе 3.

2. Методика анализа данных синхронных измерений электрического поля в приземном воздухе на пункте "Микижа" и обсерватории "Паратунка".

Синхронные измерения электрического поля на двух и более пунктах используются в атмосферном электричестве для изучения пространственных структур вариаций поля и выделения структур, имеющих различные характерные масштабы и физическую природу. При удалении пунктов на 1-10 км друг от друга полученные данные содержат информацию о структуре метеобусловленных вариаций поля. При расстояниях между пунктами порядка нескольких сотен километров можно исследовать пространственную структуру неоднородностей поля, вызванных магнитосферными генераторами. Для выделения глобальных эффектов, обусловленных, в частности, влиянием гелиокосмических факторов, необходимы наблюдения с апертурой сети порядка тысяч километров [2, 5].

При выявлении аномальных возмущений приземного атмосферного электричества сейсмотектонической природы необходимо, на наш взгляд, учитывать следующее. Активизация сейсмотектонического процесса сопровождается воздействием на атмосферу крайне неоднородной и иерархично расчлененной земной коры, особенно вблизи поверхности. Воздействие протекает наиболее интенсивно на границе земля-атмосфера, где значительны потоки массы и энергии [3, 8]. Поэтому реакция приземного атмосферного электричества, в том числе электрического поля, должна быть в разных местах разной, что может привести к появлению пространственной структуры вариаций электрического поля. Учитывая это, целесообразно проводить синхронную регистрацию поля на двух и более пунктах [10, 20].

При сравнении атмосферного электрического поля на двух и нескольких пунктах рассматривается разность одновременных значений градиента потенциала (напряженности) поля, которая имеет размерность В/м. Применяется также сравнительный анализ особенностей поведения этой характеристики поля. В настоящей работе использована новая методика анализа данных синхронных измерений электрического поля, проведенных на двух пунктах.

С 27 июня по 16 октября 2006 г. на пункте "Микижа" и наблюдательном пункте обсерватории "Паратунка" синхронно регистрировался градиент потенциала V' электрического поля в приземном воздухе. Измерения V' осуществлялись электростатическими флюксметрами "Поле-2" [7]. Рассматривались данные, полученные в условиях любой погоды. Атмосферные осадки на пункте "Микижа" регистрировались с использованием метеостанции Conrad WS-2300. Исходные данные получены коллективом исследователей (см. доклад Ю.В. Марапульца, О.П. Руленко, М.А. Мищенко в настоящем сборнике).

На рис. 2 представлены сглаженные методом скользящего среднего во временном окне 72 часа среднечасовые значения градиента потенциала V' на пунктах "Микижа" и "Паратунка". Сглаживание позволяет удалить возмущения V' , вызванные кратковременными (менее трех суток) ухудшениями погоды. Предполагается, что на

интервалах такой длительности существенных изменений перестройки поля сейсмотектонических напряжений не происходит.

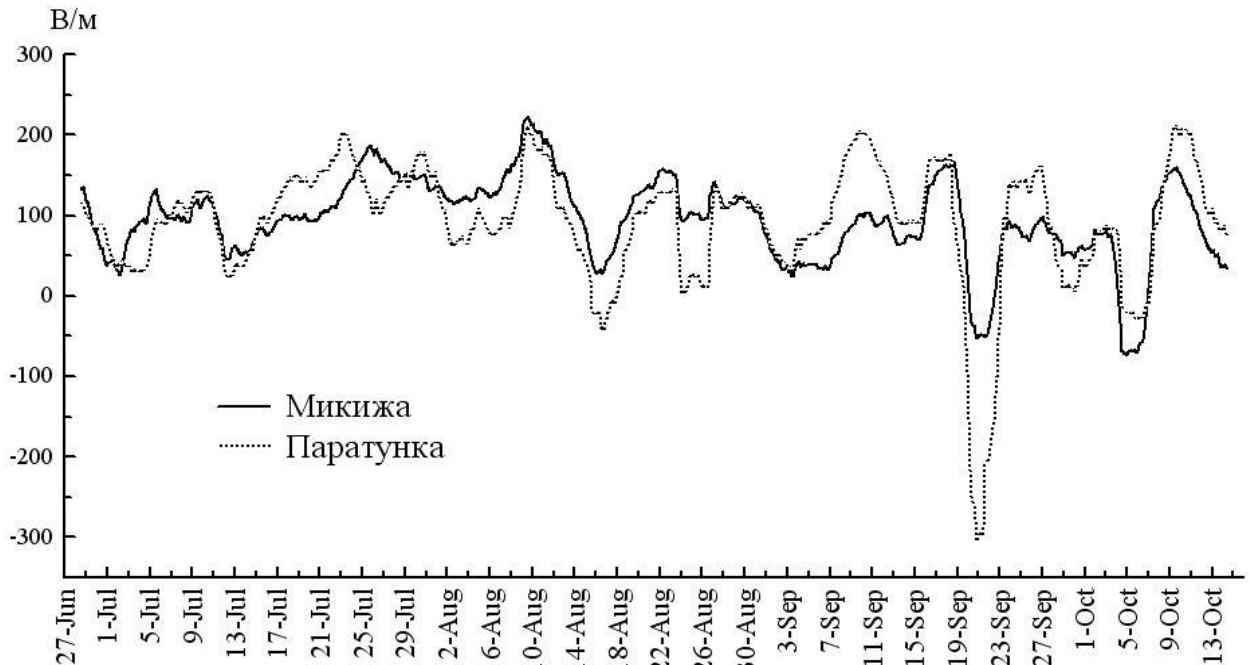


Рис.2. Сглаженные методом скользящего среднего во временном окне 72 часа среднечасовые значения градиента потенциала электрического поля на пунктах "Микижа" и "Паратунка".

Как видно на рис. 2, сглаженные значения V' на пунктах хорошо коррелируют между собой. Коэффициент линейной корреляции равен 0.71 с уровнем значимости меньше, чем 0.001. Однако в отдельные периоды времени значения V' на пункте "Микижа" становятся больше или меньше, чем на пункте "Паратунка". Учитывая расстояние между пунктами, это можно объяснить различием в интенсивности локальных электрических генераторов, что обусловлено неодинаковой изменчивостью приземной атмосферы. Как будет показано ниже, более информативным параметром при рассмотрении пространственной структуры вариаций электрического поля является разность стандартизованных значений V' на пунктах.

На пункте "Микижа" измерения V' осуществлялись на высоте 7 см от поверхности земли, а на пункте "Паратунка" они проводились на высоте 3.4 м с использованием металлической выравнивающей сетки. Учитывая топографию местности, значения V' на пункте "Микижа" можно считать абсолютными значениями. На пункте "Паратунка" они получены в искусственно усиленном электрическом поле и в других топографических условиях. В таком случае для сравнения результатов измерений между пунктами данные по V' на пункте "Паратунка" следует привести к абсолютным значениям. Однако, используемый при этом коэффициент редукции, который определяется экспериментально, не остается постоянным, а зависит от наличия вблизи земли объемных электрических зарядов [15] и атмосферного электрического поля [9]. Вместе с отличием в топографии местности это затрудняет сравнение данных между пунктами по указанной схеме.

Учитывая сказанное, представляется целесообразным стандартизовать последовательности среднечасовых значений V' на пунктах, затем определить их разность и провести далее сглаживание. Стандартизация случайной величины состоит из центрирования и нормирования. Математическое ожидание стандартизованной случайной величины равно нулю, а ее дисперсия - единице. Применительно к нашему случаю центрирование среднечасовых значений V' в значительной степени устраняет усиление электрического поля, обусловленное установкой флюксметра на некоторой высоте, что особенно важно для пункта "Паратунка". Последующее нормирование приводит к безразмерным величинам, использование которых упрощает сравнение результатов,

полученных в разных условиях на разных пунктах. Стандартизируя случайную величину, мы добиваемся относительно слабой компактности ее распределения путем линейного преобразования [6].

На рис. 1 одновременно с параметром S дано поведение параметра G , который представляет сглаженную методом скользящего среднего во временном окне 72 часа разность стандартизованных среднечасовых значений градиента потенциала электрического поля между пунктом "Микижа" и "Паратунка".

3. Анализ результатов и выводы.

Для выяснения связи между параметрами S и G за весь период наблюдений оценен коэффициент корреляции суточных значений этих параметров ($r_1 = 0.39$, уровень значимости $p_1 < 0.001$). На интервале ΔT (рис.1) были преимущественно невозмущенные погодные условия, так как осадки наблюдались только 4% времени. Для этого интервала, который составляет 59% от периода наблюдений, коэффициент корреляции значительно выше ($r_2 = 0.55$, $p_2 < 0.001$). Значимое различие r_1 и r_2 указывает на уменьшение тесноты линейной связи между параметрами S и G при плохой погоде. Следовательно, рассматриваемые параметры, характеризующие динамику процессов в литосфере и приземной атмосфере, линейно связаны. Полученные результаты свидетельствуют о значительном влиянии процессов в литосфере (параметр S) на динамику электрического поля в приземном воздухе (параметр G).

Из рис. 1 видно, что по времени практически совпадают 2 главных экстремума для обоих параметров: максимальные S_+ и G_+ (26-27 июля) и минимальные S_- и G_- (6-8 сентября). Другая общая особенность состоит в том, что накануне землетрясения 24 августа с $M_w = 6.5$ в течение длительного времени наблюдались только положительные значения как для параметра S (аномалия S_+ в период 15 июля-8 августа), так и для параметра G (аномалия G_+ в период 24 июля-15 августа). На наш взгляд, положительные аномалии S_+ и G_+ могут рассматриваться в качестве краткосрочных предвестников этого сильного сейсмического события. Землетрясение произошло примерно через две недели после окончания аномалии S_+ .

Сформулируем основные результаты проведенных исследований.

1. Разработаны новые методики оценки логарифма скорости сейсмотектонического движения (параметр S) и выявления пространственной структуры вариаций электрического поля в приземном воздухе с использованием регистрации на двух пунктах (параметр G). Методики апробированы на примере наблюдений в районе Южной Камчатки в июне-октябре 2006 г.

2. Впервые для вариаций параметров S и G обнаружена статистически значимая линейная корреляция. Таким образом, эти параметры связаны между собой и отражают динамику перестройки поля тектонических напряжений в исследуемой части зоны субдукции Камчатки.

3. Землетрясение 24 августа 2006 г. с $M_w = 6.5$, произошедшее в районе Южной Камчатки, предвлялось краткосрочными, со временем упреждения 1-2 недели, предвестниковыми аномалиями параметров S и G , выявленными при ретроспективном анализе данных.

4. Полученные результаты свидетельствуют о взаимосвязи исследуемых геофизических процессов, протекающих в различных геосферных оболочках, и существенном влиянии процессов в литосфере на динамику электрического поля в приземном воздухе.

Авторы признательны д.-ф.м.н. Б.М. Шевцову, к.т.н. Ю.В. Марапульцу за содействие в организации и проведении атмосферно-электрических наблюдений.

Работа поддержана в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 16, гос. контракт № 10104-34/П-16/041-404/310506-014 и грантов ДВО РАН 06-I- П16-070 и 06 III А-08-336.

Список литературы

1. Аверьянова В.Н. Детальная характеристика сейсмических очагов Дальнего Востока. – М. : Наука, 1968. – 192 с.
2. Аджиев А.Х., Куповых Г.В. Атмосферно-электрические явления на Северном Кавказе. – Таганрог : Изд-во ТРТУ, 2004. – 137 с.
3. Адушкин В.В., Спивак А.А. Роль тектонических нарушений в межгеосферных взаимодействиях на границе земная кора-атмосфера // Докл. РАН. 2005. Т. 402, № 1. С. 92-97.
4. Балакина Л.М., Введенская А.В, Голубева Н.В. и др. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. – М. : Наука, 1972. – 180 с.
5. Бандилет О.И., Канониди Х.Д., Шефтель В.М., Ярошенко А.Н. Пространственно-временная структура вариаций E_z в высокоширотной зоне // Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. – М. : ОИФЗ РАН, 2000. С. 33-36.
6. Вероятность и математическая статистика: Энциклопедия / Гл. ред. Ю.В. Прохоров. – М. : Большая Российская энциклопедия. 1999. – 910 с.
7. Гордюк В.П. Исследование принципов построения приборов для измерения напряженности электрического поля в приземном слое атмосферы // Труды ГГО. 1981. Вып. 442. С. 96-102.
8. Гохберг М.Б. Взаимодействие процессов в литосфере и у земной поверхности с внешними оболочками Земли // Геофизика на рубеже веков. – М. : ОИФЗ РАН, 1999. С. 163-169.
9. Куповых Г.В., Шефтель В.М., Ярошенко А.Н. К вопросу определения коэффициента редукции при измерении атмосферного электрического поля в приэлектродном слое // Труды ВГИ. – М. : Гидрометеиздат, 1989. Вып. 76. С. 66-69.
10. Моргунов В.А., Матвеев И.В., Статиев А.В. Электричество атмосферы в зоне тектонического разлома // Магнитосферные исследования № 15. – М. : ВИНТИ, 1990. С. 65-68.
11. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Землетрясения и геолого-геофизические поля. Изд-во Инст. геофизики АН Груз. ССР. Тбилиси : 1975. С. 21-30.
12. Ризниченко Ю.В. Расчёт скорости деформации при сейсмическом течении горных масс. Земли. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1977. № 10. С. 35-46.
13. Ризниченко Ю.В. Джибладзе Э.А. Определение максимальных возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1974. № 5. С. 32-40.
14. Федотов С.А., Шумилина Л.С. Сейсмическая сотрясаемость Камчатки. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1971. № 9. С. 28-41.
15. Чалмерс Дж. А. Атмосферное электричество. – Л. : Гидрометеиздат, 1974. – 421 с.
16. Широков В.А. О связи извержений вулканов с тектоническими землетрясениями Камчатки. Автореферат канд. диссертации. – М. : 1980. – 19 с.
17. Широков В.А. Некоторые вопросы методики комплексного прогноза побочных извержений вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология. 1985. № 6. С. 40-55.
18. Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений с магнитудой $M = 6-7.8$ по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петр.-Камч. 2001. С. 95-116.
19. Широков В.А., Кузьмин Ю.Д. О суточной цикличности вулканических землетрясений в Курило-Камчатской зоне // Вулканология и сейсмология. 1988. № 5. С. 92-99.
20. Bufe C., Nanevich J. Atmospheric electric field observations, animal behavior, and earthquakes // Pros. EHRP Conf. I. 23-24 Sept. 1976. California. P. 95-106.

FM-CW / MAGDAS OBSERVATIONS DURING SC

НАБЛЮДЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ FM-CW / MAGDAS ВО ВРЕМЯ
ВНЕЗАПНОГО НАЧАЛАA. Ikeda¹, M. Shinohara², K. Nozaki³, K. Yumoto^{1,2}¹*Department of Earth and Planetary Sciences., Kyushu University*²*Space Environment Research Center, Kyushu University*³*National Institute of Information and Communication Technology*

Внезапное увеличение динамического давления (P_{sw}) солнечного ветра приводит к внезапному увеличению геомагнитного поля, особенно на низких широтах. Такое явление называется внезапное геомагнитное начало (ВН). Магнитное возмущенное поле ВН изучалось многими исследователями. Тем не менее, электрические поля, связанные с ВН, в ионосфере на низких широтах еще не достаточно изучены.

Для того, чтобы измерять электрические поля, в Сасагури, Фукуока (магнитная широта=23.2 градусов, магнитная долгота=199.6 градусов), нами разработан радар FM-CW (BC радар). Наблюдения радара FM-CW были начаты в ноябре 2002 г. С помощью доплеровского режима наблюдения можно определять скорость вертикального смещения (v) ионосферы и ее высоту с 10-сек выборкой. Ионосферное электрическое поле E рассчитывается с помощью выражения отношения $E = -v \times B$. Для расчета магнитного поля (B) в Сасагури используется модель IGRF. С помощью вышеупомянутого отношения мы можем измерить ионосферное электрическое поле в восточно-западном направлении, а также можем наблюдать короткопериодные явления электрических полей, проникающих (или распространяющихся) из магнитопаузы в низкоширотную ионосферу.

Нами выбраны 40 событий с ВН, которые были определены магнитометром в KUU (широта =23.6градусов, долгота =203.2 градусов) и FM-CW радаром за период с 2002 по 2005 гг. Магнитная станция является частью тихоокеанской цепи CPMN [Юмото и группа CPMN, 2001]. Сначала мы анализировали изменения ступенчато-подобной функции ионосферных электрических полей во время ВН и обнаружили, что ионосферные электрические поля направлены на восток в дневное время (06-20 LT) и на запад в ночное время (17-07 LT). Средний диапазон амплитуды электрических полей составляет 0,5 мВ/м в дневное время и 1,0 мВ/м в ночное время. Мы сравнили изменения ступенчато-подобной функции электрических полей с изменениями ступенчато-подобной функции магнитных полей во время ВН и обнаружили положительную корреляцию (коэффициент корреляции =0.70) между изменениями электрических и магнитных полей. Мы также сравнили ионосферные электрические поля с изменениями в P_{sw} во время межпланетного ударного события. Между ними наблюдается слабая корреляция (коэффициент корреляции =0.65), в то время как между электрическими полями солнечного ветра (E_{sw}) и ионосферными электрическими полями не было найдено никакой корреляции. Оказывается, что ионосферные электрические поля зависят в основном от P_{sw} .

Эти наблюдения предполагают, что ионосферные электрические поля на низких широтах во время ВН состоят из электрических полей утро-вечер со средней амплитудой 0,75 мВ/м, которые проникают из полярной ионосферы в экваториальную ионосферу и направленных на запад электрических полей волн сжатия со средней амплитудой 0,25 мВ/м, которые распространяются поперек магнитосферы.

The ionospheric electric field at low latitude during the main impulse (MI) phase of geomagnetic sudden commencement (SC) was investigated by Doppler observation of an FM-CW ionospheric radar with 10 seconds sampling. From the statistical analysis of the ionospheric electric field intensity for 40 SC events, we found that there is a positive correlation between the ionospheric electric field and the change in the geomagnetic H-component at the time of SC in low latitude. Therefore it seems that the source of the low-latitude ionospheric electric field at the time of MI is the dynamic pressure of the solar wind.

1. Introduction

The sudden increase of the dynamic pressure of the solar wind causes a sudden increase of the geomagnetic field especially in low-latitude region. This phenomenon is called geomagnetic sudden commencement (SC). The disturbance field of SC is divided into two components [e.g. Araki, 1977].

$$D_{SC} = DL + DP$$

where DL represents a step-function like increase of the H-component dominant at low latitudes. It is caused by the current circuit flowing on the magnetopause and the propagating compressional hydromagnetic (HM) wave [Araki, 1994]. DP shows the two pulse structure dominant at high latitudes due to the polar ionospheric electric field.

$$DP = DP_{PI} + DP_{MI}$$

PI (preliminary impulse) and following MI (main impulse) are caused by the dusk-to-dawn and dawn-to-dusk electric fields respectively. These electric fields are believed to penetrate into the polar ionosphere from the magnetosphere [Tamao, 1964; Araki, 1994], and transmit instantaneously to the low-latitude ionosphere by a TM mode [e.g. Kikuchi and Araki, 1979].

Kikuchi et al. [1985, 1986] analyzed low-latitude ionospheric electric field at the time of SC by a High Frequency (HF) Doppler measurement. Then they found that the preliminary frequency deviation (PFD) caused by the dusk-to-dawn electric field occurs simultaneously with high-latitude PRI. Moreover he showed the subsequent main frequency deviation (MFD) caused by the dawn-to-dusk electric field occurs simultaneously with MI.

However, the intensity of the SC-associated electric fields in the low-latitude ionosphere is not yet clarified sufficiently.

In order to measure ionospheric electric fields that penetrate the low-latitude ionosphere, we have constructed an FM-CW radar (HF radar) at a low-latitude station Sasaguri, Fukuoka, Japan [Yumoto et al., 2006]. An FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) radar is one kind of HF (High Frequency) radar and using it for Doppler observation was first put to practical use by Poole [1985] and Poole and Evans [1985]. Nozaki and Kikuchi [1987, 1988] made improvements to the design.

Our Doppler observation started in November, 2002. By using the Doppler mode of the FM-CW radar, we can measure vertical drift velocity and virtual height of ionospheric plasmas with high time resolution. Therefore, we can estimate the intensity of the ionospheric electric fields by the method explained in section 2 of this paper. Furthermore, altitude information enables us to confirm whether or not the observed ionosphere is F-region.

2. Data Set

This present study is based on the data from our FM-CW radar located at Sasaguri, Fukuoka, Japan (Magnetic Latitude 23.2°, Magnetic Longitude 199.6°). The FM-CW radar is a type of HF radar and can measure the range of target as well as its Doppler related information. This application of the FM-CW radar is a variation of a technique developed by Barrick [1973] to measure sea scatter. With our radar system, we are able to measure the vertical drift velocity of the F-region of the ionosphere and its virtual height. Generally sampling time of our radar is 10 seconds.

When the eastward electric field penetrates into the low-latitude ionosphere, it drifts upward owing to the frozen-in effects ($\mathbf{E} \times \mathbf{B}$ effects) of the F-region. On the other hand, the ionosphere drifts downward when the westward electric field penetrates.

Our radar provides us the Doppler frequency Δf which is the difference of transmitting frequency (f_0) and receiving frequency ($\Delta f + f_0$) because of the Doppler effect responsible for the vertical movement of the ionosphere. The relational expression of Δf and f_0 is represented by $\Delta f = f_0 \times 2v/c$, where v is vertical drift velocity, and c is the velocity of light. Generally we use 8.0 MHz in daytime and 2.5 MHz in nighttime for the transmitting frequency f_0 , because of the day and night variations of the ionospheric plasma density. From the above relational expression, the

vertical drift velocity v of the ionosphere is given. The accuracy of the vertical drift velocity is 1.5 m/s by 8.0 MHz and 4.7 m/s by 2.5 MHz.

In addition, to estimate the intensity of the ionospheric electric fields, we are trying to calculate E of $\mathbf{E} = \mathbf{v} \times \mathbf{B}$, where E is east-west electric field of the F-region, v is vertical drift speed, and B is the magnetic H-component at Sasaguri. This B is derived using the IGRF model provided from World Data Center for Geomagnetism, Kyoto (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>), which requires two inputs: (1) the altitude of the F-region (in this case, given by our radar), and (2) the geographical coordinates of Sasaguri given by GPS system.

Moreover, in order to detect the onset time of SC, we use 3 seconds averaged data from magnetometer at Kujyu (KUJ; M. Lat. 23.6°, M. Lon. 203.2°) or Kagoshima (KAG; M. Lat. 21.9°, M. Lon. 202.3°). For the data gaps at KUJ, the data from a similar instrument at KAG were used. KUJ is about 100 km southeastward from Sasaguri and KAG is about 230 km southward from Sasaguri. These magnetometer stations are a part of the Circum-pan Pacific Magnetometer Network [Yumoto and the CPMN Group, 2001].

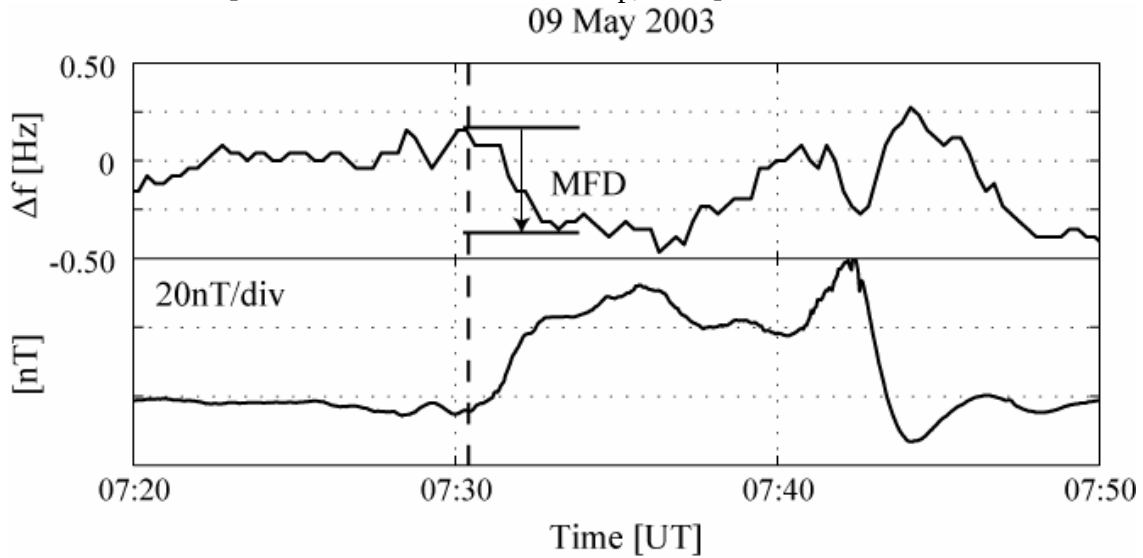


Fig.1. SC at daytime on May 9, 2003. The upper panel shows the Doppler frequency Δf observed at Sasaguri and the bottom panel shows the geomagnetic H-component at KAG.

3. Data Analysis

3.1. SC on May 9, 2003

Figure 1 shows a geomagnetic field variation of the H-component at KUJ and Doppler frequency measured at Sasaguri on May 9, 2003. When the westward electric field penetrates into the low-latitude ionosphere, the ionospheric plasma drifts downward and the Doppler frequency deviates positively. While, when the eastward electric field penetrates, the Doppler frequency deviates negatively. The SC onset at 07:30 UT (16:30 LT) is indicated by the vertical dashed line in Figure 1 and the amplitude of SC is about 38 nT (initial peak-to-peak change of H-component at KAG). After the SC onset, an abrupt decrease of the Doppler frequency occurs with correspondence to an increase of the H-component. Therefore, this negative deviation is an MFD. The initial peak-to-peak change of the MFD is -0.51 Hz, and from this value we estimate the electric field intensity (Hereafter, we call this electric field the MI-electric field) as 0.27 mV/m (eastward). During this SC event, the radar transmitting frequency was 8.0 MHz and the observed ionospheric altitude was about 300 km (virtual height).

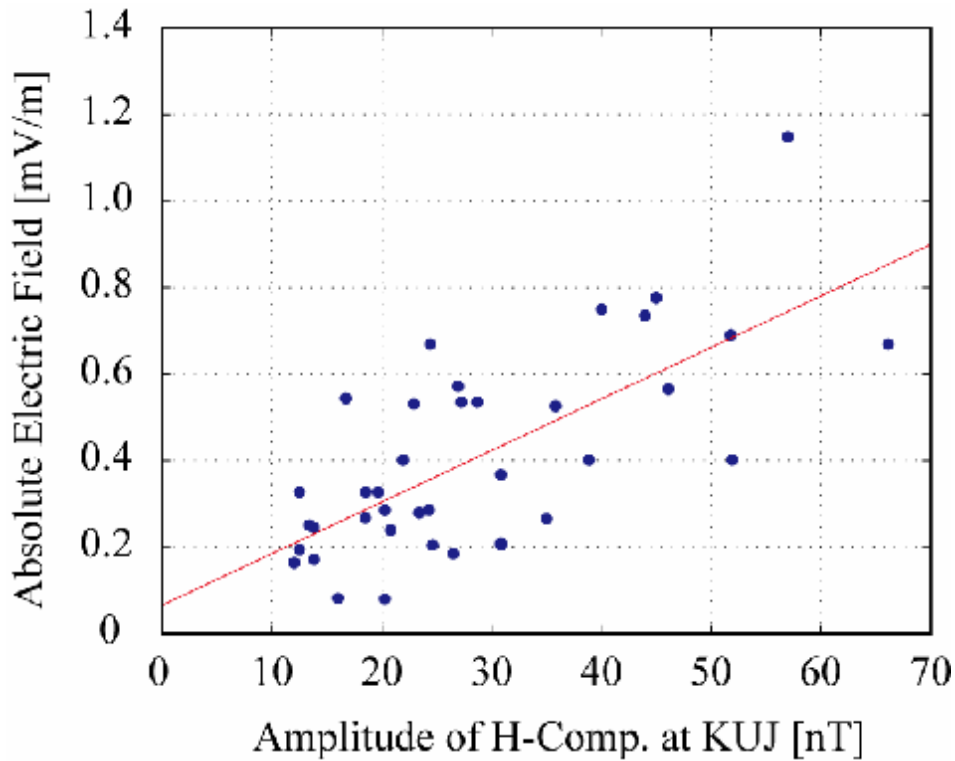


Fig.2. Scatter plot of the MI-electric field intensity versus the amplitude of the geomagnetic H-component. We note that the direction of MI-electric field is eastward in daytime and westward in nighttime, therefore the MI-electric field intensity of Figure 2 is absolute value.

3.2. Relation between ionospheric electric field and geomagnetic field

In order to verify the relation between ionospheric electric field and geomagnetic field, we analyzed 40 SC events that were recorded by a magnetometer at KIJ or KAG within a period from 2002 to 2005. The criteria of the analyzed SC events are that a geomagnetic field variation of the H-component rapidly increases more than 10 nT at KIJ or KAG. In these SC events, the amplitude of analyzed SC was in a range from 12 nT to 66 nT at KIJ or KAG, and the observed altitude of the ionosphere was in a range from 210 km to 460 km.

We compared MI-electric field intensity with change in the H-component of the magnetic fields at the time of SC (MI), and found a positive correlation between the electric and magnetic field changes (Figure 2). The correlation coefficient is 0.70. We note that the direction of MI-electric field is eastward in daytime and westward in nighttime, therefore the MI-electric field intensity of Figure 2 is absolute value.

4. Discussion and Conclusion

There is a positive correlation between the SC amplitude of geomagnetic H-component in low-latitude region and sudden changes in the dynamic pressure of the solar wind (e.g., Siscoe et al., 1968). This fact means that the source of the variation of the geomagnetic field at the time of SC is the dynamic pressure of the solar wind. From our observational fact (see Fig.2), it seems that the source of the ionospheric electric field at the time of MI is also the dynamic pressure of the solar wind.

However, the response of the geomagnetic field to dynamic pressure of the solar wind shows the dependence on local time [e.g. Russell et al., 1994]. Furthermore it depends on the direction of the interplanetary magnetic field (IMF). Therefore it seems that the MI-electric field also depends on local time and the direction of the IMF. We need to analyze the dependence of MI-electric field on local time and IMF in future study.

Acknowledgments

We would like to thank Mr. Ishihara, Mr. Mori and Mr. Shinbaru for helping to construct our FM-CW radar system. We also acknowledge to thank Dr. Shinbori for providing us SC list and discussion. The author (Ikeda A.) is supported by Professor Tatsuro Matsumoto Scholarship Fund. The work for this paper was supported by JSPS as the Grant-in Aid for Overseas Scientific Survey (15253005).

References

1. Araki, T. (1977), Global structure of geomagnetic sudden commencements, *Planet. Space Sci.*, 25, 373-384.
2. Araki, T. (1994), A physical model of the geomagnetic sudden commencement, in *Solar Wind Sources of Magnetospheric Ultra-Low-Frequency Waves*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 81, edited by M. J. Engebretson et al., P. 183-200, AGU, Washington, D. C.
3. Barrick, D. E. (1973), FM-CW Radar Signals and Digital Processing, NOAA Technical Report ERL 283-WPL 26.
4. Kikuchi, T. and T. Araki (1979), Transient response of uniform ionosphere and preliminary reverse impulse of geomagnetic storm sudden commencement, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 41, 917-925.
5. Kikuchi, T., T. Ishimine, and H. Sugiuchi (1985), Local time distribution of HF Doppler frequency deviations associated with storm sudden commencements, *J. Geophys. Res.*, 90, 4389.
6. Kikuchi, T. (1986), Evidence of transmission of polar electric fields to the low latitude at times of geomagnetic sudden commencements, *J. Geophys. Res.*, 91, 3101.
7. Nozaki K. and Kikuchi T. (1987), A new multimode FM/CW ionosonde, *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, 47, pp.217-224.
8. Nozaki K. and Kikuchi T. (1988), Preliminary results of the multimode FM/CW ionosonde experiment, *Proc. NIPR Symp. Upper Atmos. Phys.*, 1, pp.204-229.
9. Poole, A.W.V. (1985), Advanced sounding 1. The FMCW alternative, *Radio Sci.*, 20, pp.1609.
10. Poole, A.W.V., and Evans, G.P (1985). Advanced sounding 2. First results from an advanced chirp ionosonde, *Radio Sci.*, 20, pp.1617.
11. Russell, C. T., M. Ginskey, and S. M. Petrinec (1994), Sudden impulses at low latitude stations: Steady state response for southward interplanetary magnetic field, *J. Geophys. Res.*, 99, A7, 13,403-13,408, 1994
12. Siscoe, G.L., Formisano, V., Lazarus, A.J. A calibration of the magnetopause. *J. Geophys. Res.* 73, 4869-4874, 1968.
13. Tamao, T. (1964), Hydromagnetic interpretation of geomagnetic SSC*, *Rep. Ionos. Space Res. Jpn.*, 18, 16-31.
14. Yumoto, K. and the CPMN Group (2001), Characteristics of Pi2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations: A review of the STEP results, *Earth Planets Space.*, 53, 981-992.
15. Yumoto, K., and the MAGDAS Group (2006); MAGDAS project and its application for space weather, *Solar Influence on the Heliosphere and Earth 's Environment: Recent Progress and Prospects*, Edited by N. Gopalswamy and A. Bhattachayya, IBN-81-87099- 40-2, pp. 399-405.

DP2 TYPE IONOSPHERIC ELECTRIC FIELD FLUCTUATIONS OBSERVED BY FM-CW HF RADAR

ФЛУКТУАЦИИ DP2 ИОНОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ, НАБЛЮДАЕМЫЕ С ПОМОЩЬЮ ВЧ РАДАРА FM-CW

**M. Shinohara¹, A. Ikeda², K. Nozaki³, S. Watari³, K. Kitamura³,
Vasily V. Bychkov⁴, Boris M. Shevtsov⁴, K. Yumoto^{1,2}**

¹ *Space Environment Research Center, Kyushu University, shino@geo.kyushu-u.ac.jp*

² *Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University,*

³ *National Institute of Information and Communication Technology,*

⁴ *Institute of Cosmophysical Research and Radiowave Propagation (IKIR) of the Far Eastern
Branch of Russian Academy of Sciences*

Геомагнитные флуктуации типа DP2 характеризуются квазипериодическими вариациями с временной шкалой примерно от 30 минут до нескольких часов. Геомагнитные пульсации типа DP2 появляются одновременно на высоких широтах и на дневной стороне четко на экваторе. Южно-направленные вращения межпланетного магнитного поля являются основным источником колебаний DP2. Эквивалентная токовая система колебаний DP2 состоит из двух вихрей в полярной области. Локальное электрическое поле проникает на низкие широты и в экваториальную область. На дневной стороне четко на экваторе ионосферный ток сильно увеличивается местным увеличением проводимости (эффект обтекания). Соответственно, магнитные колебания усиливаются на дневной стороне четко на экваторе. Используя эту особенность, можно рассчитать локальное электрическое поле в ионосфере по измерениям магнитного поля. С другой стороны, ионосферная проводимость уменьшается в ночное время. Таким образом, ионосферный ток уменьшается на ночной стороне четко на экваторе. В этом случае колебания электрического тока в ионосфере нельзя рассчитать по магнитным вариациям. Для того, чтобы наблюдать ионосферное электрическое поле в ночное время, необходимо прямое наблюдение за ионосферой с помощью ВЧ радара.

ВЧ радар FM-CW (частотно-модулируемая незатухающая волна) – это разновидность ионозонда. Этот радар излучает волну высокой частоты в ионосферу и наблюдает доплеровские смещения частоты волны, отраженной ионосферой. Магнитуа доплеровского смещения полученной частоты волны соответствует вертикальной скорости смещения ионосферы. Ионосферная плазма передвигается смещением $E \times B$. Локальное электрическое поле становится возможным источником вертикального смещения низкоширотной ионосферы.

Согласно этой особенности низкоширотной ионосферы колебания локального электрического поля, связанные с геомагнитными колебаниями DP2, наблюдались с помощью ВЧ радара FM-CW на низкоширотной станции Сасагури (SAS), Япония. Данные тихоокеанской сети магнитометров MAGDAS/CPMN и NICT также используются для сравнения с магнитными вариациями. Колебания DP2 ионосферного электрического поля наблюдались как на дневной, так и на ночной сторонах на низких широтах. Эти колебания имеют корреляцию с магнитными колебаниями DP2, наблюдаемыми в полярной области и на дневной стороне четко на экваторе. Кажется, что наблюдаемые вертикальные смещения ионосферы на низкоширотной станции SAS вызваны проникновением электрического поля рассвет-закат из полярной области.

Мы установили ВЧ радар FM-CW на станции Паратунка в сентябре 2006 года для наблюдений за широтным контуром ионосферного локального электрического поля, которое распространяется от полярной области. В докладе будут представлены первые результаты.

DP2 type geomagnetic fluctuations are characterized by quasi-periodic variations with time scales of about 30 minutes to several hours. DP2 type geomagnetic fluctuations appear coherently in high latitudes and the dayside dip equator [Nishida, 1968a]. Southward turnings of the interplanetary magnetic field are main cause of DP2 fluctuations [Nishida, 1968a, Sibeck et al., 1998]. The equivalent current system of DP2 fluctuations consists of two vortices in the polar region. And the zonal electric field penetrates to the low latitudes and the equatorial region. In the dayside dip equator, the ionospheric current is strongly amplified by the localized conductivity enhancement (Cowling effect). Accordingly, magnetic fluctuations are amplified in

the dayside dip equator. By using this peculiarity, the zonal electric field in the ionosphere can be estimated from the magnetic field measurement. On the other hand, the ionospheric conductivity decreases in the nighttime. The ionospheric current also decreases in the nightside dip equator. In this case, electric field fluctuations in the ionosphere cannot be estimated from magnetic variations. In order to observe ionospheric electric field variations even in the nighttime, the direct observation of the ionosphere by the HF radar is needed. *Gonzales et al.* [1979] presented a case study of nightside observations of DP2 type electric field fluctuations by the Jicamarca radar. However, characteristics of the DP2 type electric field fluctuations in nightside are not yet clarified.

The FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave) HF radar is a kind of ionosonde. Space Environment Research Center (SERC) installed our first FM-CW HF radar at the low latitude station Sasaguri (SAS, geomagnetic latitude = 26 degrees), Kyushu, Japan in 2002. And the second FC-CW HF radar was installed at the mid-latitude station Paratunka (PTK, geomagnetic latitude = 46 degrees), Kamchatka, Russia in 2006 in cooperation with Institute of Cosmophysical Research and Radiowaves Propagation (IKIR). Figure 1 shows the location of the FM-CW HF radars.

The FM-CW HF radar transmits high frequency wave to the ionosphere, and observes the Doppler shift of the wave frequency reflected by the F region. The magnitude of the Doppler shift of the received wave frequency corresponds to the vertical drift velocity of the reflecting layer in the ionosphere. The ionospheric plasma is moved by the $E \times B$ drift. The zonal electric field becomes a possible cause of the vertical drift of the low latitude ionosphere (Figure 2). According to this feature of the low latitude ionosphere, the FM-CW HF radar can observe zonal electric field fluctuations associated with DP2 magnetic fluctuations even in the nightside.

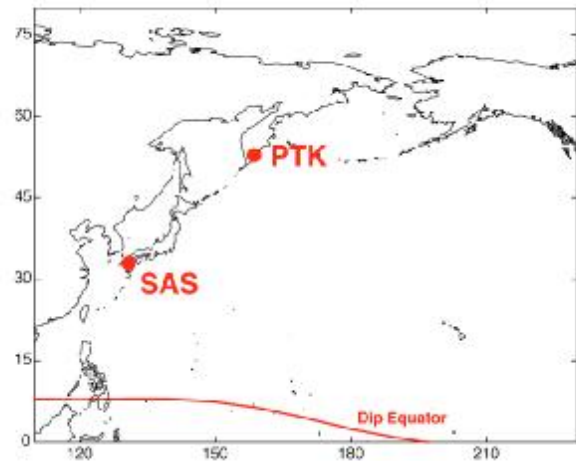


Fig.1. FM-CW HF radars are located at the mid-latitude station PTK, Russia, and the low latitude station SAS, Japan. Geomagnetic latitude are 46, and 26 degrees, respectively.

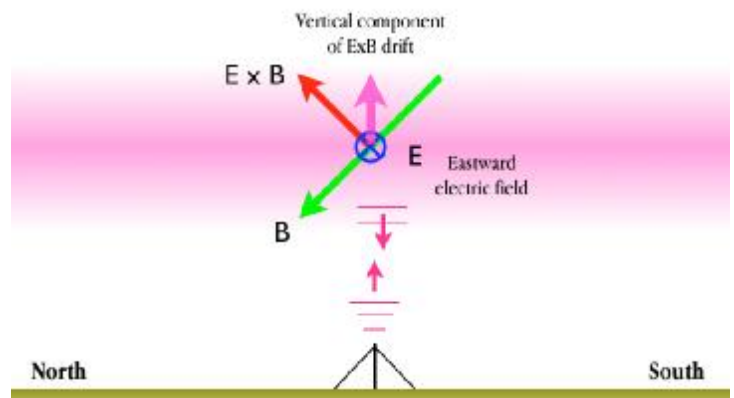


Figure 3 shows the virtual height of the reflecting layer of the transmitted wave (Figure 3a), the Doppler shift of the received wave frequency (Figure 3b), and the estimated eastward electric field in the F region (Figure 3c) observed by the FM-CW HF radar at PTK during the interval from 1200 to 2000 UT on April 1, 2007. Quasi-periodic fluctuations with a time scale of an hour were seen in both of the virtual height and the Doppler shift of the received wave. The vertical drift velocity of the reflecting layer was calculated by the Doppler shift of the received wave. At the PTK station, an eastward electric field of 1 mV/m causes a vertical upward drift velocity of 9.5 m/s by the $E \times B$ drift in the ionosphere. The zonal electric field at PTK was estimated by this relation. DP2 type fluctuations of the electric field in the F region ionosphere were seen in Figure 3c. Peak to peak amplitudes of electric field fluctuations were about 4 mV/m in this event.

Figure 4 shows H component magnetic field variations observed at the dip equator station Ancon (ANC, geomagnetic latitude = 0.8 degrees), Peru, and at the low latitude station Santa Maria (SMA, geomagnetic latitude = -19 degrees), Brazil for the same 8-hour interval shown in Figure 3. Both stations were located in the dayside hemisphere during this period. DP2 type magnetic fluctuations were clearly seen in both stations. The amplitude enhancement of DP2 fluctuations was seen at ANC. The amplitude enhancement of magnetic variations at the dayside dip equator is caused by the localized enhancement of the zonal ionospheric conductivity (Cowling effect). The zonal ionospheric current is also intensified by the localized conductivity enhancement. The positive intensification of DP2 magnetic fluctuations at ANC implies the penetration of the eastward electric field into the equatorial ionosphere. SMA is located outside of the conductivity enhancement region. Therefore, magnitudes of DP2 magnetic fluctuations were smaller than those at ANC.

To discuss the global distribution of DP2 type fluctuations, Figure 5 shows the H component magnetic data at the dayside equator ANC, PCN (Northern Polar Cap) index measured near the northern magnetic pole, and the zonal electric field at the nightside mid-

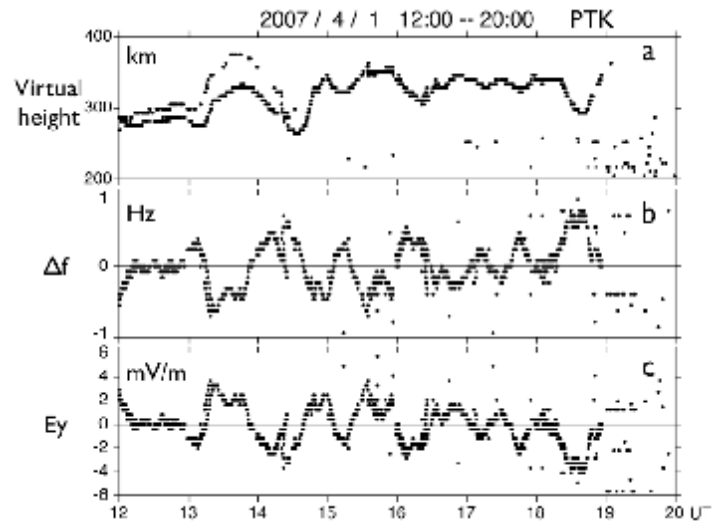


Fig.3. (a) Virtual height of the reflecting layer of the transmitted wave, (b) Doppler shift of the received wave frequency, and (c) the estimated eastward electric field in the F region observed by the FM-CW HF radar at PTK during the interval from 1200 to 2000 UT on April 1, 2007.

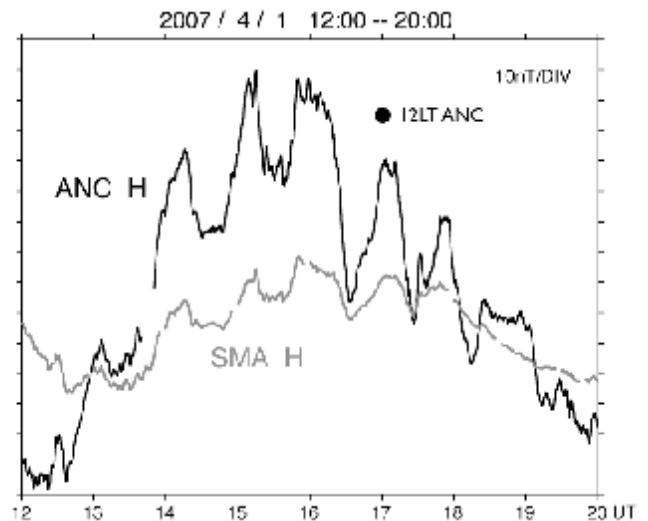


Fig.4. The H component magnetic data at the equatorial station ANC, and the low latitude station SMA. ANC and SMA were located in the dayside hemisphere. Amplitude enhancement of DP2 fluctuations was seen at ANC.

latitudes PTK for the same 8-hour interval shown in Figure 3. In Figure 5c, the westward direction is assigned to the positive value of the zonal electric field to fit the phase relation with the other observations.

Positive peaks of DP2 fluctuations coherently appeared at ANC, PCN, and PTK. As discussed above, positive enhancement of the H component magnetic field at ANC means that the eastward electric field was imposed into the equatorial ionosphere. The positive deviation of the PCN index was caused by the sunward ionospheric Pedersen current. Therefore, the dawn to dusk electric field was imposed in the polar cap ionosphere coherently with DP2 fluctuation at the dayside equator ANC. The FM-CW HF radar observed the intensification of the westward electric field in the nightside mid-latitude ionosphere coherently with DP2 fluctuation at ANC (Figure 5c). Consequently, DP2 type ionospheric electric field fluctuations were observed coherently at the dayside equator, the polar cap, and the nightside mid-latitudes.

From the observational results, observed electric fields at the dayside equator, the polar cap, and the nightside mid-latitudes were oriented from dawn to dusk. Region 1 field aligned current imposes the dawn to dusk electric field in the polar ionosphere. This electric field propagate into

the low latitude ionosphere. The zonal eastward and westward electric field are observed in the dayside and nightside low latitude ionosphere, respectively.

Figure 6a-c presents the solar wind velocity, the dynamic pressure, and the Interplanetary Magnetic Field (IMF) Bz observed by the ACE satellite, and Figure 6d shows the magnetic H component at ANC. The solar wind data were shifted 60 minutes to fit the ground data. During this period, solar wind parameters were very stable. The solar wind velocity and the dynamic pressure were almost constant about 550 km/s, and 2 nPa, respectively. On the other hand, the IMF Bz component changed with a time scale of an hour. Southward (Negative) deviation of the IMF Bz intensify the Region 1 field aligned current. Accordingly southward fluctuations of the IMF Bz occurred simultaneously with positive peaks of DP2 fluctuations observed at ANC.

The epsilon parameter is a useful tool for the estimation of the energy input from the solar wind to the magnetosphere. During this period, the solar wind velocity was stable. Then, the epsilon parameter mainly depended on the southward deviation of the IMF Bz. Therefore, the time variation of the epsilon parameter (not shown) also correlated to DP2 magnetic fluctuations at ANC.

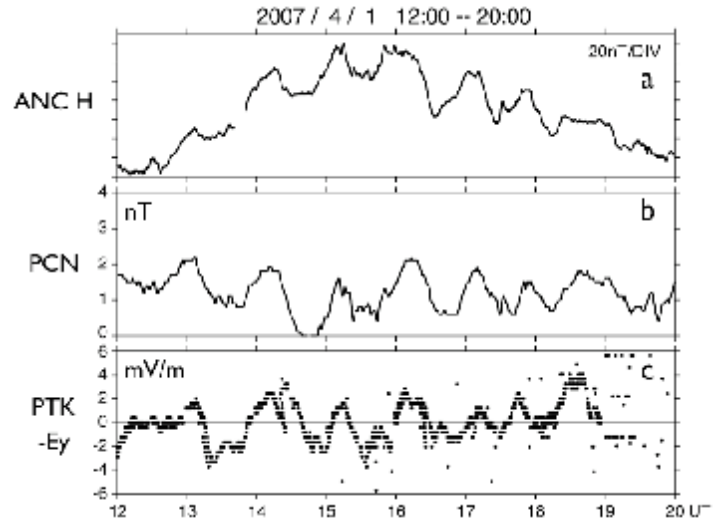


Fig.5. (a) The magnetic H component at ANC, (b) the northern polar cap index (PCN), and (c) the westward ionospheric electric field at PTK. DP2 type fluctuations were coherently seen.

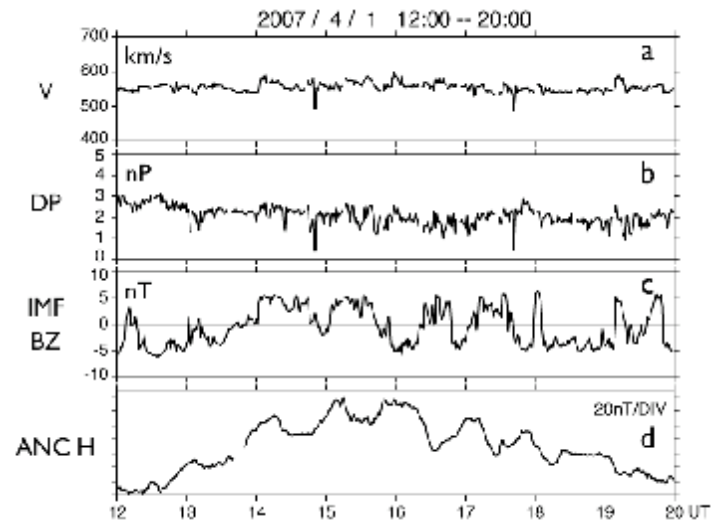


Fig.6. (a) The solar wind velocity, (b) the dynamic pressure, (c) the IMF Bz, and (d) the magnetic H component at ANC.

Summary

By using the FM-CW HF radar, DP2 type fluctuations of ionospheric electric field were observed in the mid-latitudes in nighttime. These fluctuations correlated with DP2 magnetic fluctuations observed at the dayside equator and the polar cap. From the observational results, dawn to dusk ionospheric electric fields were coherently imposed at the dayside equator, the polar cap, and the nightside mid-latitudes. Similar fluctuations were found in southward component of the IMF Bz. Therefore, the region 1 field aligned current globally imposed the dawn to dusk electric field to the earth's ionosphere.

The other FM-CW HF radar is operating at the low latitude station SAS. Unfortunately, there are no radar data available at SAS for this interval. Therefore, we could not discuss latitudinal dependence of the ionospheric electric field in this event. It will be discussed in the future observation.

References

1. Gonzales, C. A., M. C. Kelley, B. G. Fejer, J. F. Vickrey, and R. F. Woodman, Equatorial electric fields during magnetically disturbed conditions, 2, Implications of simultaneous auroral and equatorial measurements // *J. Geophys. Res.* 1979. V.84. P. 5803-5812.
2. Nishida, A., Geomagnetic DP2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena // *J. Geophys. Res.* 1968a. V. 73. P. 1795-1803.
3. Nishida A., Coherence of geomagnetic DP2 fluctuations with interplanetary magnetic field variations // *J. Geophys. Res.* 1968b. V. 73. P. 5549-5559.
4. Sibeck D. G., K. Takahashi, K. Yumoto, and G. D. Reeves, Concerning the origin of signatures in dayside equatorial ground magnetograms // *J. Geophys. Res.* 1998. 103, 6763-6769.

GROUND-BASED OBSERVATIONS OF THERMOSPHERIC/IONOSPHERIC WAVES AND LOW-LATITUDE AURORAS USING ALL-SKY COOLED-CCD IMAGERS

НАЗЕМНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ТЕРМОСФЕРНЫМИ / ИОНОСФЕРНЫМИ ВОЛНАМИ И ЗА НИЗКОШИРОТНЫМ СВЕЧЕНИЕМ АТМОСФЕРЫ С ПОМОЩЬЮ ПАНОРАМНЫХ ОХЛАЖДАЕМЫХ ПЗС ФОТОПРИЕМНИКОВ

K. Shiokawa, Y. Otsuka, and T. Ogawa

Solar-Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University, Toyokawa, 442-8507, Japan

Мы запустили девять панорамных ПЗС камер в Японии (на 4 станции), Австралии (1 станция), Индонезии (1 станция), Канаде (2 станции) и в США (1 станция), которые являются частью оптических фотоприемников для наблюдения за мезосферой и термосферой (OMTI, <http://stdb2.stelab.nagoya-u.ac.jp/omti/index.html>). Фотоприемники измеряют излучение свечения атмосферы на следующих длинах волн: 557.7 нм (кислород, высота: 90-100 км), 630.0 нм (кислород, 200-300 км), и 720-910 нм (излучение полосы гидроксила, 80-90 км). При измерениях с помощью фотоприемника можно получить двух пространственные изображения гравитационных волн небольшой шкалы (менее 100 км) в области мезопаузы, перемещающиеся ионосферные возмущения средней и большой шкалы в термосфере/ионосфере, и явления свечения атмосферы на низких широтах во время магнитных бурь. В этом докладе мы даем обзор характерных черт этих волн и свечений атмосферы, которые наблюдаются с помощью фотоприемников. Мы также представляем наш план установки новых фотоприемников и индукционных магнитометров на Дальнем Востоке России в сотрудничестве с Институтом космофизических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН.

1. Introduction

The Earth's atmosphere at high altitudes (above 80 km) emits weak light at night at several line wavelengths. They are called nocturnal airglow. Figure 1 shows a schematic picture of the typical airglow emission layers and their relations to the atmospheric temperature and ionospheric ion density.

The oxygen green line at a wavelength of 557.7 nm and hydroxyl (OH) band emissions (many lines at near-infrared wavelengths) have airglow layers near the mesopause region, where the atmospheric temperature is lowest in the Earth's atmosphere. Since the electron density is very low at this altitude range, the variations of these airglow emissions are controlled by variations in the atmosphere, mostly due to atmospheric gravity waves. The emission of oxygen red line at a wavelength of 630.0 nm comes from the lower thermosphere at altitudes of 200-300 km. Since this emission is basically excited by interactions of oxygen ion (O^+) and molecular oxygen (O_2) (e.g., Sobral et al., 1993), the intensity of 630-nm airglow is a sensitive indicator to the changes in ionospheric ion density and in the height of the ionosphere. By using highly-sensitive all-sky imagers with cooled charge coupled device (CCD) cameras and narrow band-pass filters, one can obtain two-dimensional images of these airglow emissions and hence the atmospheric and ionospheric variations.

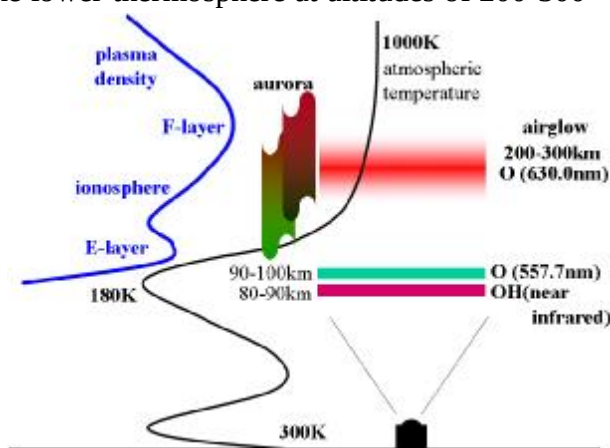


Fig.1. Schematic pictures of the three airglow layers, aurora, atmospheric temperature profile, and ionospheric ion density profile.

2. The Optical Mesosphere Thermosphere Imagers (OMTIs)

The Optical Mesosphere Thermosphere Imagers (OMTIs) have been made airglow imaging observations since 1997 (Shiokawa et al., 1999). The OMTIs consist of all-sky imagers, a Fabry-Perot interferometer, meridian scanning photometers, and airglow temperature photometers. In this paper we mostly focus on the results obtained by the all-sky imagers. The imager uses thinned and back-illuminated cooled-CCD with 512x512 pixels. All the OMTIs imagers have at least four filters on a wheel to measure 557.7-nm, 630.0-nm and OH-band emissions, and sky background emissions at 572.5 nm. The time resolution and exposure times to obtain these emissions are ~2-5 min and 10-165 s, respectively. Some imagers have additional filters to measure emissions from thermospheric oxygen (777.4 nm), mesospheric sodium (589.3 nm) and auroral oxygen (844.6 nm) and hydrogen (486.1 nm). The bandwidths of the band-pass filters for the measurement are ~1.5-2.0 nm. For details of the imagers, please see Shiokawa et al. (2000).

The imagers and other optical instruments have been installed at various places in the world. Figure 2 shows the current and planned stations of all-sky imagers. Table 1 lists the latitudes and longitudes of the stations. The imager at Resolute Bay (RSB) measures sun-aligned auroral arcs and polar cap patches (Hosokawa et al., 2006). The imagers at Athabasca (ATH) measures auroras at subauroral latitudes (Sakaguchi et al., 2007). The imagers at mid- and low-latitudes in

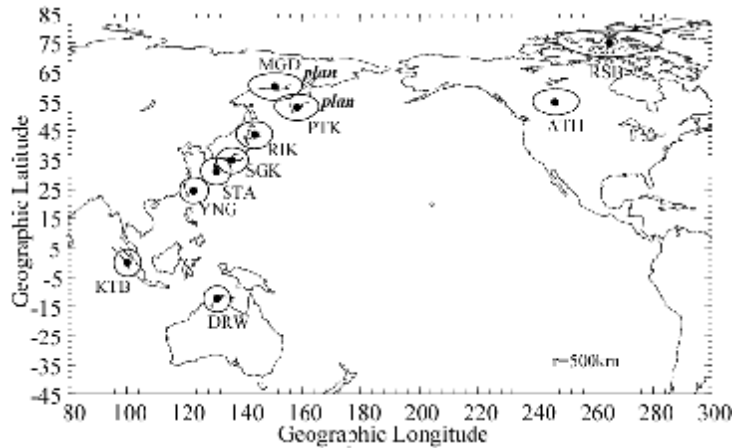


Fig.2. Stations of the Optical Mesosphere Thermosphere Imagers (OMTIs). The imager at YNG belongs to the Electronic Navigation Research Institute (ENRI).

Japan (RIK, SGK, STA, and YNG), Indonesia (KTB), and Australia (DRW) measures atmospheric gravity waves in the mesopause region and traveling ionospheric disturbances and plasma bubbles in the thermosphere/ionosphere through the airglow emissions in

station	abbr.	geographic latitude	geographic longitude	magnetic latitude	inclination (degree)	declination (degree)	observation period
Resolute Bay	RSB	71.7	265.1	82.0	88.1	32.4	Jan 2005
Athabasca	ATH	54.7	246.7	61.7	76.6	17.4	Sep 2003-
Magsalan	MGD	60.0	150.9	51.9	71.5	-11.1	planned
Paratunka	PTK	52.9	158.3	45.7	64.5	6.5	planned
Rikubetsu	RIK	43.5	143.8	34.0	57.4	-8.0	Oct 1995-
Shigaraki	SGK	34.8	136.1	25.0	48.6	-7.0	Oct 1995-
Sata	STA	31.0	130.7	21.5	41.1	-5.9	Jul 2000-
Yanaguni	YNG	24.5	123.0	14.6	35.1	-3.6	Mar 2006-
Kotabang	KTB	-0.20	100.3	-10.4	-19.8	-0.3	Oct 2002-
Darwin	DRW	-12.4	131.0	-21.8	-39.9	3.5	Oct 2001-

Table 1. List of stations shown in Figure 2. Geomagnetic values are calculated using the IGRF-10 mode at epoch 2005 at an altitude of 0 km.

3. Some images obtained by OMTIs

Figure 3 shows typical examples of airglow and auroral images obtained by the imagers of OMTIs. The top left panel shows the gravity waves in the mesopause region observed by the all-sky imager at Shigaraki, Japan at 14:05 UT (23:05 LT) on May 20, 2007 with an exposure time of 15 s. The gravity wave was seen in the OH-band images (emission altitudes: 80-90 km). The wave has phase front of ESE-WNW with a wavelength of ~20-30 km propagate toward NNE throughout the night.

Figure 1.

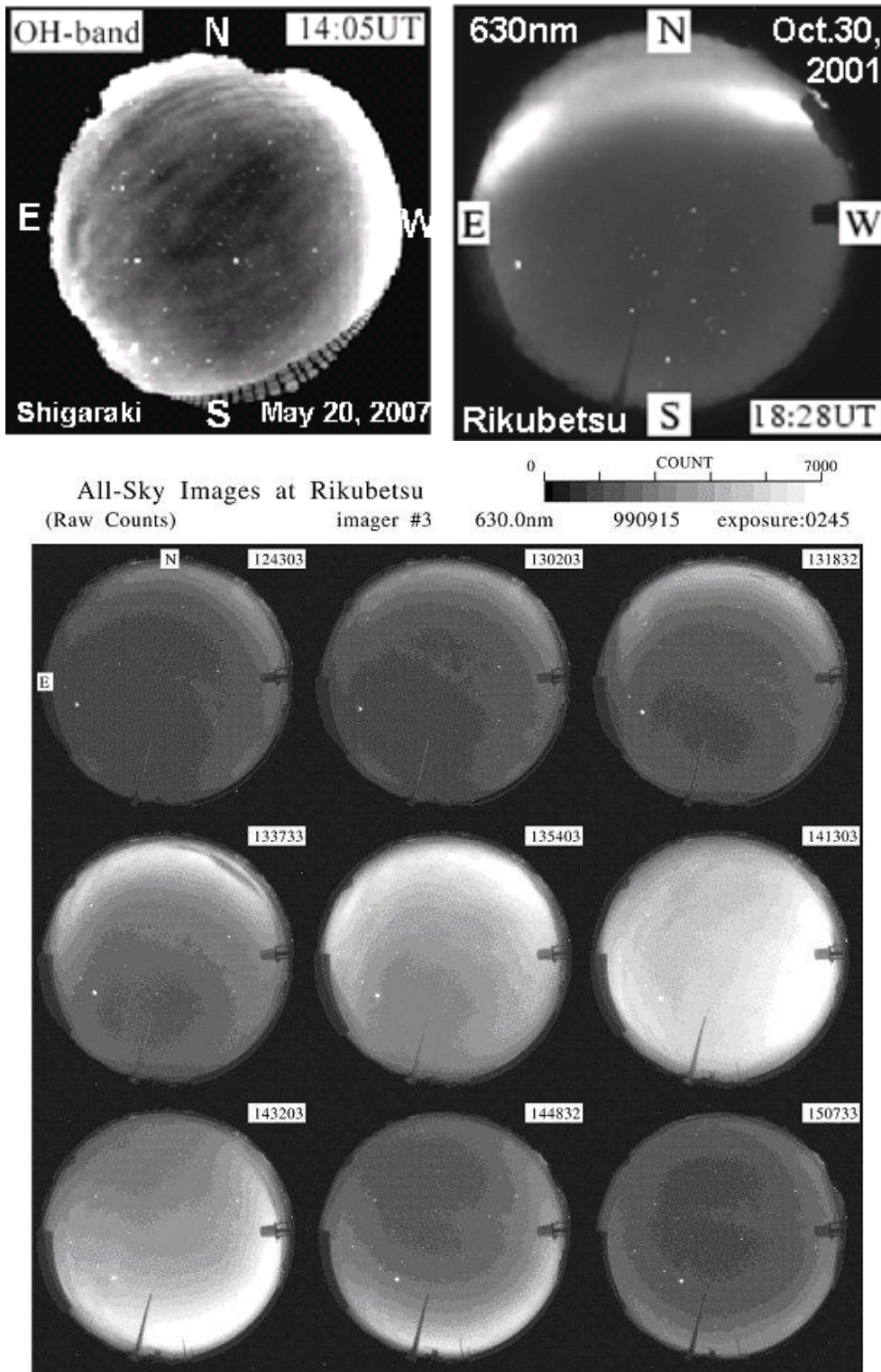


Fig.3. Typical airglow/aurora images obtained by the imagers of OMTIs. Top left: gravity wave in the mesopause region, top right: low-latitude red aurora during a geomagnetic storm, and bottom nine panels: large-scale traveling ionospheric disturbance during a geomagnetic storm.

The top right panels of Figure 3 is an event of low-latitude red aurora observed at Rikubetsu, Japan at 18:28 UT (03:28 LT) during the severe geomagnetic storm of October 30, 2001. The aurora in red (630-nm) emission approached to Rikubetsu from the northern horizon, as the storm develops. Using this highly-sensitive all-sky imager, we have succeeded to observe 20 events of low-latitude red auroras in Japan during the last solar maximum of 1999-2004. Details of these observations were reported by Shiokawa et al. [2005].

The bottom nine images in Figure 3 show a passage of large-scale traveling ionospheric disturbance from north to south during the moderate geomagnetic storm of September 15, 1999 (Shiokawa et al., 2002). During geomagnetic storms, we often observe such large scale (~ 1000

km) ionospheric waves in the 630-nm airglow images (e.g., Shiokawa et al., 2003; 2007). They are probably large scale atmospheric waves in the thermosphere caused by auroral energy input to the high latitude auroral zone and propagating to lower latitudes.

4. Observation plan in far-eastern Russia

As shown by the examples in the previous section, OMTIs are capable of imaging various atmospheric/ionospheric waves and auroras. These waves are indications of energy flow from space into the high-altitude atmosphere and propagation of the energy to lower latitudes. In order to connect the disturbances at high latitudes to those at low latitudes, such as Japan, we plan to install two imagers in far-eastern Russia in collaboration with the Institute of Cosmophysical Research and Radiowave Propagation (IKIR), Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences. Figure 4 is a schematic diagram showing the configurations of measurements. As shown in Figure 2, we plan to install two all-sky airglow/auroral imagers in the far-eastern Russia. The aurora, storm-time red aurora at lower latitudes, and thermospheric waves produced by auroral energy input and by other atmospheric/ionospheric disturbances, can be monitored by the chain of all-sky imagers. These imaging measurements will be combined with other related measurements, such as (1) SuperDARN HF radar at Rikubetsu, Japan, which has been started routine observations of the plasma drift in the ionosphere since December 2007, (2) GEONET network, which consists of more than 1000 GPS receivers to measure total electron content over Japan, MAGDAS/CPMN/210MM magnetometer networks, and many satellites at the ionospheric and magnetospheric altitudes. These combined measurements will give new insights into dynamics of the upper atmosphere and the ionosphere and their relation to the energy input from the magnetosphere.

Acknowledgements

We thank the Institute of Cosmophysical Research and Radiowave Propagation (IKIR), Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, for their support in preparation of the installation of two stations at far eastern Russia. The measurements of OMTIs have been supported by the Grant-in-Aid for Scientific Research (11440145, 13573006, 13136201, 16403007, 18403011, 19403010, and Priority Area 764) and Dynamics of the Sun-Earth-Life Interactive System (No.G-4, the 21st Century COE Program) of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology of Japan.

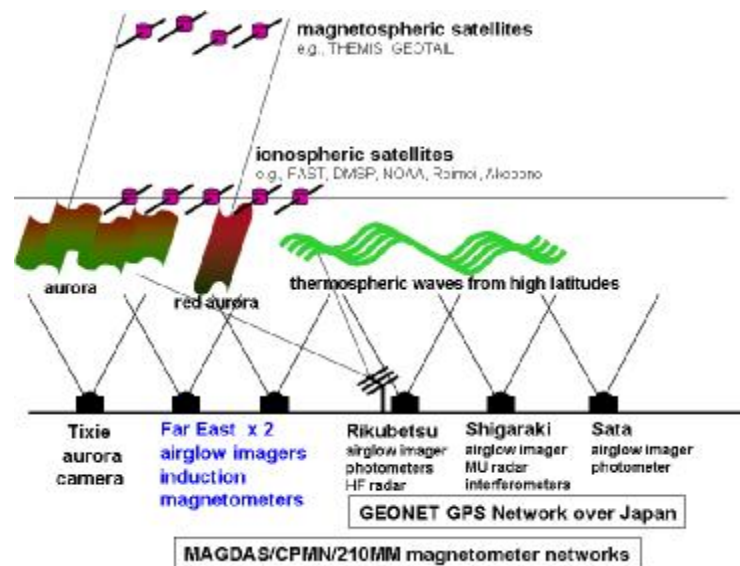


Fig.4. Schematic diagram showing the configuration of the measurements using stations in Japan and far-eastern Russia.

References

1. Hosokawa, K., K. Shiokawa, Y. Otsuka, A. Nakajima, T. Ogawa, and J. D. Kelly, Estimating drift velocity of polar cap patches with all-sky airglow imager at Resolute Bay, Canada, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15111, doi:10.1029/2006GL026916, 2006.
2. Sakaguchi, K., K. Shiokawa, A. Ieda, Y. Miyoshi, Y. Otsuka, T. Ogawa, M. Connors, E. F. Donovan, and F. J. Rich, Simultaneous ground and satellite observations of an isolated proton arc at subauroral latitudes, *J. Geophys. Res.*, 112, A04202, doi:10.1029/2006JA012135, 2007.
3. Shiokawa, K., Y. Katoh, M. Satoh, M. K. Ejiri, T. Ogawa, T. Nakamura, T. Tsuda, R. H. Wiens, Development of optical mesosphere thermosphere imagers (OMTI), *Earth Planets Space*, 51, 887-896, 1999.
4. Shiokawa, K., Y. Katoh, M. Satoh, M. K. Ejiri, and T. Ogawa, Integrating-sphere calibration of all-sky cameras for nightglow measurements, *Adv. Space Sci.*, 26, 1025-1028, 2000.
5. Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, N. Balan, K. Igarashi, A. J. Ridley, D. J. Knipp, A. Saito, and K. Yumoto, A large-scale traveling ionospheric disturbance during the magnetic storm of September 15, 1999, *J. Geophys. Res.*, 107(A6), 10.1029/2001JA000245, 2002.
6. Shiokawa, K., Y. Otsuka, T. Ogawa, S. Kawamura, M. Yamamoto, S. Fukao, T. Nakamura, T. Tsuda, N. Balan, K. Igarashi, G. Lu, A. Saito, and K. Yumoto, Thermospheric wind during a storm-time large-scale traveling ionospheric disturbance, *J. Geophys. Res.*, 108(A12), 1423, doi:10.1029/2003JA010001, 2003.
7. Shiokawa, K., G. Lu, Y. Otsuka, T. Ogawa, M. Yamamoto, N. Nishitani, and N. Sato, Ground observation and AMIE-TIEGCM modeling of a storm-time traveling ionospheric disturbance, *J. Geophys. Res.*, 112, A05308, doi:10.1029/2006JA011772, 2007.
8. Shiokawa, K., T. Ogawa, and Y. Kamide, Low-latitude auroras observed in Japan: 1999-2004, *J. Geophys. Res.*, 110, A05202, doi:10.1029/2004JA010706, 2005.
9. Sobral, J. H. A., H. Takahashi, M. A. Abdu, P. Muralikrishna, Y. Sahai, C. J. Zamlutti, E. R. DE Paura, and P. P. Batista, Determination of the quenching rate of the $O(^1D)$ by $O(^3P)$ from rocket-borne optical (630 nm) and electron density data, *J. Geophys. Res.*, 98, 7791-7798, 1993.

MAGDAS PROJECT FOR MONITORING SPACE AND LITHOSPHERE WEATHER

ПРОЕКТ MAGDAS ДЛЯ МОНИТОРИНГА КОСМИЧЕСКОЙ И ЛИТОСФЕРНОЙ ПОГОДЫ

K. Yumoto, M.G. Cardinal and MAGDAS Group

Space Environment Research Center, Kyushu University

С тех пор, как начались изучения и измерения магнитного поля, было собрано огромное количество информации о магнитном поле Земли. Центром исследования околоземного пространства (SERC) университета Кюшу (КУ) в Японии собраны геомагнитные данные за период более 10 лет с помощью системы тихоокеанской сети магнитометров (Circum-pac Pacific Magnetometer Network, CPMN) (Yumoto и др., 2001). В настоящее время SERC устанавливает новую систему сбора магнитных данных в реальном времени (MAGDAS) в тихоокеанском регионе, а также сеть радаров FM-CW вдоль 210° магнитного меридиана для исследования космической погоды и (Yumoto и др., 2006). Этот проект подразумевает полное подключение сети MAGDAS, а затем использование данных для изучения космической и литосферной погоды. В данной работе мы предполагаем, что с помощью нового метода мы изучим какая из трех моделей СНЧ излучений, связанных с землетрясениями, не противоречит магнитным наблюдениям в Тихоокеанском регионе.

1. SCIENTIFIC OBJECTIVES

The MAGDAS project as shown in Figure 1 aims to establish a continuous monitoring electromagnetic network and utilize the observations for forecasting changes in space and lithosphere environments. This project is actively providing information about the space weather condition through the following: (1) Global 3-dimensional current system - to know electromagnetic coupling of regions 1 and 2 field-aligned currents, auroral electrojet current, Sq current, and equatorial electrojet current; (2) Plasma mass density along the 210° MM - to understand the plasma environment change during space storms; (3) Ionospheric electric field intensity with 10-sec sampling at L=1.26 - to understand how the external electric field penetrates into the equatorial ionosphere.

To forecast changes in the lithospheric environment with electromagnetic (EM) techniques, it is necessary to understand the role of the space environment at the same time because ground-based magnetometers are more affected by space events than by lithospheric events. Lithospheric signal changes are small in comparison to signal changes caused by the space environment.

Numerous studies have been published on electromagnetic precursors and its association with earthquakes and volcanic activity. This type of precursor has been studied with a wide frequency range such as ULF and electric pulsating emission (Hayakawa et al., 1996; Hayakawa et al., 2000; Hashimoto et al., 2002), VLF and VHF sounding of the atmosphere (Gokhberg et al., 1982; Oike and Yamada, 1994; Eftaxias et al., 2003) and satellite plasma wave observations (Molchanov et al., 2003). But the ground observations of EM waves in the ULF range ($f < 10$ Hz) are considered the most promising means for monitoring crustal activity because the skin depth of EM is comparable to the depth at

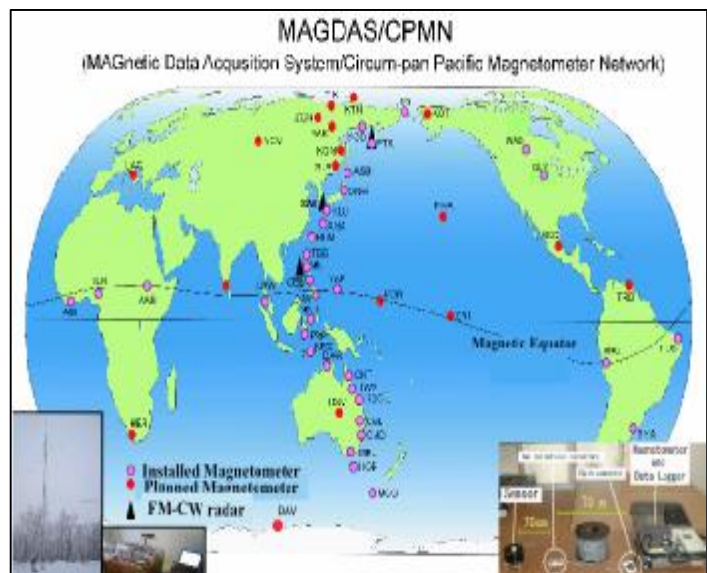


Fig.1. Location of MAGDAS stations.

which crustal activities take place, and fluctuations of electric conductivity in the Earth's interior can be detected directly (Park et al., 1993; Molchanov et al., 1992; Hayakawa et al., 2000; Hattori et al., 2002). Therefore, this project proposes only to look into the most promising range, which is the ULF range.

ULF emissions have been considered to directly reflect information on the microfracturing in the lithosphere. There are two known models for this mechanism as shown in Figure 2. One model based on relaxation of charges on the walls of opening cracks was considered by Molchanov and Hayakawa (1995, 2001). The second model was suggested by Fenoglio et al. (1994). They proposed a model of ruptured isolated reservoirs, resulting in the electro-kinetic (EK) generation of a transient magnetic field. This model considers electro-kinetic conversion in a course of water diffusion just after the crack opening in order to compensate changes in high pore pressure around the crack (Mizutani et al., 1976; Jouniaux and Pozzi, 1995; Fenoglio et al., 1995). Aside from the direct ULF radiation from the earthquake (EQ) origin zone connected with the earthquake preparation and reflected in ULF electromagnetic emissions, the third model is the changing of geo-electric conductivity inside and nearby the EQ focal zone which leads to the changing of amplitudes of reflected electromagnetic waves generated by non-lithospheric sources (Mogi, 1985; Kovtun, 1980). Using the three models, we will investigate which is best for space and lithosphere weather forecasting in the CPMN region.

Generally, magnetic polarization method is used to investigate ULF magnetic emissions. It was shown (Hayakawa et al., 1996; Kopytenko et al., 1999) that there is an increasing trend in the polarization (Z/H ratio) values before a strong earthquake takes place, and after the earthquake the ratio decreases. A new method SOFCUA (Separation method Of Factors Controlling ULF Amplitude) was proposed by Yumoto and Obana in order to study the third model. This new method enables the separation of the wave amplitude factors of the solar wind, magnetosphere, ionosphere, and lithosphere from processed magnetic data. Upon extraction of the wave-amplitude factor of the lithosphere, we can monitor a long-term electric conductivity change in the lithosphere.

2. ULF EMISSION MODELS ASSOCIATED WITH EARTHQUAKES

2.1 Microfracturing

In this model, ULF emissions are believed to be definitely generated in the focal zone and propagate up to the subsurface ULF sensors as shown in Figure 2. The observed increase in ULF magnetic field results from induced electric currents flowing in a fault-zone where it is made temporarily much more electrically conductive by stress-induced reorganization of pore geometry. Let's consider a rock medium, which can be characterized by the macroscopic dielectric permittivity and conductivity. In principle, any fluctuation of charge or electromagnetic field in a source dimension should cease after some time if there are no changes in external fields like geomagnetic field, geo-electric potential or electro-kinetic potential on the water-solid contact. Since the time scale of these fields is in the order of macroscopic stress changes;

$\sim 10^5 - 10^8$ seconds, we cannot obtain the rather fast ULF variations. Therefore, it seems that the

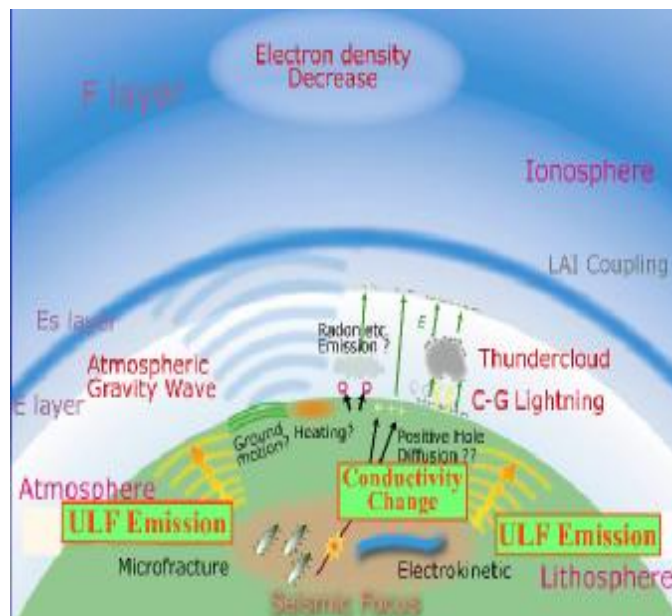


Fig.2. Three known models of ULF emissions associated with earthquakes. (Courtesy of Hattori, 2006)

only stress-induced process that can explain the observations is the opening of microcracks of dimensions $c = t V_c = 10^{-4} - 10^{-1}$ m. Where t is a time scale of $10^{-4} - 10^{-7}$ s, and V_c is the velocity of the opening of cracks, i.e. the order of seismic velocity ($\sim 10^3$ m/s). If the rate of production of microcracks is rather high, then the process of opening microcracks will lead to production of wideband electromagnetic noise. This noise dissipates outside the source region and produces ULF emissions on the earth's surface with an upper cutoff frequency ~ 1 Hz due to the skin depth attenuation.

2.2 Electro-kinetic

This model proposes that during the failure of faults containing sealed compartments with pore pressures ranging from hydrostatic to lithostatic levels, electric and magnetic fields are generated. The rupture of seals between compartments produces rapid pore pressure changes and fluid flow and may create fractures that propagate away from the high-pressure compartment along the fault face. Then, a nonuniform fluid flow results from pressure decrease in the fracture from crack-generated dilatancy, partial blockage by silica deposition, and clearing as the pressure increases. The direct consequence of this unsteady fluid flow is the associated transient magnetic signals. The electro-kinetic signals produced by this unsteady flow are comparable in magnitude and frequency to the magnetic signals observed during large earthquakes.

2.3 Changing geo-electric conductivity

The external electromagnetic waves incident on the earth's surface is the normal magnetic-noise background. These waves are reflected and transmitted at the earth's surface due to the earth's conductivity. The reflected magnetic field is practically equal to the incident field and, as a result, the measured background-level amplitude is twice that of the incident magnetic field. The implication of this result is that no model of horizontal conductive layers could create the observed anomalous high magnetic fields. However, theoretically, this mechanism is possible if an electromagnetic wave impinges on a thin infinitely long wire with incident electric field parallel to the wire. The field induces a current within the wire, which acts as an antenna and in turn creates a circumferential magnetic field. Then if a highly-conductive long thin region was created under or nearly under the magnetometer towards the time of the earthquake, then the incident electromagnetic waves would have induced a high current in this region, which in turn created the anomalous high magnetic fields. Therefore, in a quasi-static model, the conductive fault zone acts as an antenna to couple with the external electromagnetic field to generate the observed magnetic anomalies.

3. METHODOLOGY

A new study is designed to examine which of the three models of ULF emissions associated with earthquakes is consistent with the magnetic observations in the CPMN region. However, prior to that, we need to establish a complete electromagnetic network.

The research design is organized into the following sections: (1) Electromagnetic observation network set up, (2) Implementation and comparison of the three models.

3.1 Electromagnetic observation network set up

Figure 3 shows that in order to detect ULF anomaly for earthquakes with a magnitude greater than 7.0, the magnetic station should at least be located within the distance of 100km from the epicenter.

3.2 Implementation and comparison of the ULF emission models associated with earthquakes

The following methods will be implemented in order to find out which of the three models agrees with the magnetic observations for lithosphere weather forecasting in the CPMN region.

Polarization Analysis Method

Magnetic field polarization method refers to the ratio of the vertical component (Z) of the magnetic field variations to the horizontal (H) component. This method is used under the microfracturing model. Polarization values are calculated from magnetic data measured on the Earth's surface by 3-component magnetometers. Then, the raw data is checked for completeness, impulsive noise, etc. In order to remove man-made noise and geomagnetic activity of solar origin from the data, FFT (Fast Fourier transform) is applied. From the processed data, calculate the Polarization values and check its trend whether it is increasing or decreasing.

Magneto-telluric Method

This is an electromagnetic method, which maps the spatial variation of the Earth's resistivity by measuring naturally occurring electric and magnetic fields at the Earth's surface. This method is used under the electro-kinetic model. With continuous data analysis of this method, it is possible to reveal a systematic trend in magneto-telluric field behavior before, during and after strong earthquakes. Some studies observed abrupt variations in electromagnetic field component intensity prior to earthquakes. And also, maximum values of MT-fields components had been recorded at the moment of events. Therefore, an abnormal variation in MT-field components, intensity and vector trend observed, may probably forecast an up coming EQ event.

SOFCUA Method

As for the third model we use this new technique, SOFCUA (Separation method Of Factors Controlling ULF Amplitude) which analyzes Pc 3-5 magnetic pulsations (ULF waves) observed at magnetic conjugate and longitudinally separated stations in order to monitor long-term electromagnetic change of the lithosphere. This method allows the extraction of the wave amplitude factors of the solar wind, magnetosphere, ionosphere, and lithosphere from Pc 3-5 pulsations. Pc 3 pulsations are ultra-low frequency hydro-magnetic wave with a continuous waveform of 10<45-second period observed at lower latitudes in the dayside magnetosphere. These pulsations are excited as standing field-line oscillation of magnetic line of force by an external source wave in the solar wind region. Therefore, Pc 3 pulsations have the information of its excitation and propagation regions. Also, it must be controlled by parameters in the solar wind, magnetosphere, ionosphere and lithosphere.

4. LOCAL EDUCATIONS, GLOBAL OUTREACH AND DATABASE SERVICE

The SERC of Kyushu University (KU) conducts space weather “now casting” everyday. There are two main goals in this effort: (1) To train and educate KU students about the complexities of the Sun-Earth system so that they will be equipped as space weather scientists in

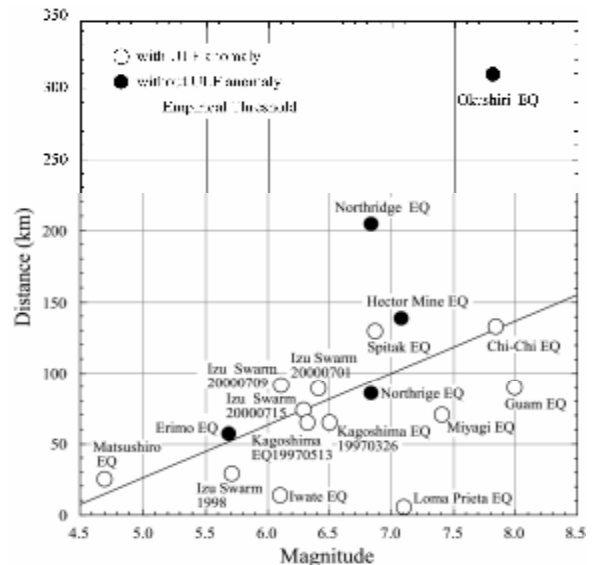


Fig.3. The relationship between the magnetic station distance from epicenter and the magnitude of the earthquake. (Courtesy of Hattori, 2006)

the near future. (2) To disseminate space weather information globally through SERC in service to the scientific community and the general public.

In order to understand the complexities of the Sun-Earth system, KU students analyze the data from four regions: solar surface, solar wind, geospace, and the Earth's surface. Using real-time public data from SOHO Real Time Movies, Solar Monitor, NASA/GSFC/SDAC, SEC's Anonymous FTP Server, they check daily the sun spot number, locations of active regions and coronal holes, and identify events of flare: GOES X-Ray Flux, CME: SOHO/LASCO-C2, 3, and proton event: GOES Proton Flux. Analyzing ACE Real Time Data, KU students read solar wind (speed, density, temperature) and interplanetary magnetic field (IMF: Bt, Bz, Phi), and identify events of sector boundary, CIR, CME, and shock/discontinuity. For understanding magnetic activities in geospace and on the Earth's surface, storms and substorms are also analyzed by using Dst index (Kyoto Univ.), Kp index (NOAA), EE Index (Equatorial Electrojet: SERC) and Magnetic Pulsation Index (Pc 3, 4, and 5: SERC). Every morning KU students create a Space Weather report and then discuss it with the staff at SERC for local training and education. The report and its details are published at home page of SERC (<http://www.serc.kyushu-u.ac.jp>) for global outreach through dissemination of space weather information by SERC.

MAGDAS magnetometers were installed in 19 locations along the 210° MM and in 15 locations at the magnetic dip equator in 2006, including East Asia, Pacific Ocean and Micronesian Islands, and South America and Africa as shown in Figure 1. After performing data quality check of the obtained MAGDAS data at SERC, MAGDAS project collaborators may access through a SERC server (in which the corrected data are stored) and may acquire a 1-sec <1-min. digital data. Moreover, MAGDAS data will be made available online for scientific purposes. SERC will offer its MAGDAS database to the scientific community for collaborative works.

References

1. Yumoto, K., and the CPMN Group; Characteristics of pi 2 magnetic pulsations observed at the CPMN stations; A review of the STEP results, *Earth Planets Space*, Vol. 53, 981-992, 2001.
2. Yumoto, K., and the MAGDAS Group (2006); MAGDAS project and its application for space weather, *Solar Influence on the Heliosphere and Earth's Environment: Recent Progress and Prospects*, Edited by N. Gopalswamy and A. Bhattacharyya, ISBN-81-87099-40-2, pp. 399-405.
3. Hayakawa, M., Kawate, R., Molchanov, O.A., and Yumoto, K.: Results of ultra-low-frequency magnetic field measurements during the Guam earthquake of 8 August 1933, *Geophys. Res. Lett.* 1996.23,241-244,
4. Hayakawa M., I. Tetsuya, K. Hattori and K. Yumoto. ULF electromagnetic precursors for an earthquake at Biak, Indonesia on February 17, 1996, *Geophys. Res. Lett.* 2000. Vol. 27, No. 10, 1531-1534.
5. Hashimoto, H., Enomoto, Y., Tsutsumi, Y. and Kasahara, M.: Anomalous geo-electric signals associated with recent seismic activities in Tsukuba and volcanic activity at Mt. Usu in Hokkaido, in: *Seismo-Electromagnetics (Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling)*, edited by: Hayakawa, M. and Molchanov, O., Terrapub, 77-80, 2002.
6. Gokhberg, M., Morgunov, V., and Tomizawa, I.: Experimental measurements of electromagnetic emissions possibly related to earthquake in Japan, *J. Geophys. Res.*, 1982. 87(B9), 7824-7828.
7. Oike, K. and Yamada, T.: Relationship between shallow earthquakes and electromagnetic noises in the LF and VLF ranges, in: *Electromagnetic phenomena related to earthquake prediction*, (Eds) Hayakawa, M. and Fujinawa, Y., Terrapub, Tokyo, 115- 130, 1994.
8. Eftaxias, K., Kapisir, E., Polygiannakis, A., Peratzakis, A., Kopanas, J., Antonopoulos, G.: Experience of short term earthquake precursors with VLF-VHF electromagnetic emissions , *Natural Hazards and Earth System Sciences*. 2003.3, 217-228.
9. Molchanov, O. A., Akentieva, O. S., Afonin, V. V., Mareev, E. A., and Fedorov, E. N.: Ionospheric plasma density-electric field turbulence from observation on satellites, Its generation and possible connection with seismicity, *Geophysical Research Abstracts*. 2003. Vol. 5, 30.1.
10. Park SK, Johnston MJS, Madden TR, Morgan FD, Morrison HF.: Electromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: A review of observations and mechanisms. *Rev Geophys.* 1993. 32,117-132.

11. Molchanov OA, Kopytenko YA, Voronov PM, Kopytenko EA, Matiashevili TG, Fraser-Smith AC, Bernardi A.: Results of ULF magnetic field measurements near the epicenter of the Spitak ($M_s = 6.9$) and Loma Prieta ($M_s = 7.1$) earthquakes: Comparative analysis. *Geophys Res Lett* . 1992. 19:1495–1498.
12. Hattori K, Takahashi I, Yoshino C, Nagao T, Liu J-Y, Shieh C-F. ULF geomagnetic and geopotential measurement at Chia-Yi, Taiwan // *J Atmos Electr*. 2002. 22, 217–222.
13. Molchanov, O. A. and Hayakawa, M.: Generation of ULF electromagnetic emissions by microfracturing // *Geophys. Res. Lett*. 1995. 22, 3091–3094.
14. Molchanov, O. A., Kulchitsky, A. V., and Hayakawa, M.: ULF emission due to inductive seismo-electromagnetic effect, in: book “Seismo Electromagnetics (Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling)”, (Eds) Hayakawa, M. and Molchanov, O .A., TERRAPUB, Dec., 2001.
15. Fenoglio, M. A., Johnston, M. J. S., and Byerlee, J. D.: Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zone—application to the Loma Prieta ULF emissions, *Proc. of Workshop LXIII*, Menlo Park, CA, 262–278, 1994.
16. Mizutani, H., Ishido, T., Yokokura, T., and Ohnishi, S.: Electrokinetic phenomena associated with earthquakes, *Geophys. Res. Lett*. 1976. 3, 365–368.
17. Jouniaux, L. and Pozzi, J. P.: Streaming potential and permeability of saturated sandstones under triaxial stress: Consequences for electrotelluric anomalies prior to EQs // *J. Geophys. Res.* 1995. 100, 10 197–10 209.
18. Fenoglio, M. A., Johnston, M. J. S., and Byerlee, J. d.: Magnetic and electric fields associated with changes in high pore pressure in fault zone-application to the Loma Prieta ULF emissions, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 100, 12 951–12 958, 1995.
19. Mogi, K. *Earthquake Prediction*, Academic Press, 1985. –355p.
20. Kovtun, A. A.: Using of natural electromagnetic field of the Earth under studying of Earth's electroconductivity, St.-Petersburg, Leningrad University, p. 195, 1980.
21. Kopytenko, Yu. A., Ismaguilov, V. S., Voronov, P. M., Kopytenko, E. A., Molchanov, O. A., Hayakawa, M., and Hattori, K.: Magnetic disturbances in ULF range connected with seismic sources, 2nd International Conference on Marine Electromagnetics – Marelec 99, France, Conference proceedings, 435–445, 1999.

Секция 3 «Распространение радиоволн в условиях повышенной солнечной, циклонической и сейсмической активности»

ВЛИЯНИЕ ИОНОСФЕРЫ НА РАДИОАСТРОНОМИЧЕСКИЕ СИГНАЛЫ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ УРОВНЯХ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

IONOSPHERE INFLUENCE ON RADIOASTRONOMICAL SIGNALS FOR DIFFERENT LEVELS OF GEOMAGNETIC ACTIVITY

Э.Л. Афраймович, П.В. Татаринов, Ю.В. Ясюкевич

Институт солнечно-земной физики СО РАН

VHF signals are widely used for observations of the Sun and pulsars. Nowadays huge VHF radio astronomical arrays (LOFAR, 30-240 MHz; MIRA, 80-300 MHz) are being constructed to record pulsar radiation at maximum possible distance. Registration of VHF solar radio emission is very important along with other methods of monitoring of coronal mass ejections. At the interpretation of the data it is necessary to take into account the possible distortions of these signals at the Earth ionosphere. We have developed a method and software for calculation of the ionosphere measure of rotation (RM), and the measure of dispersion (DM). We used the ionosphere model IRI-2001, magnetic field model IGRF-10 and values of ionosphere total electron content as deduced from GPS measurements. The obtained values of the ionosphere DM and RM were recalculated into characteristics of phase delay, Faraday amplitude modulation and polarization changes.

1. Введение

Регистрация интенсивности УКВ радиоизлучения Солнца имеет большое научное и прикладное значение как эффективный метод мониторинга выбросов корональной массы [5]. Особый интерес проявляется к регистрации радиоизлучения в низкочастотной части УКВ диапазона, поскольку это позволяет расширить размеры наблюдаемой радиокороны Солнца. Большое значение для фундаментальной науки имеет исследование радиоизлучения пульсаров [6]. И в этом случае понижение частоты позволяет регистрировать излучение радио пульсаров на предельно больших расстояниях. Для этих исследований в Нидерландах разворачивается гигантская радиоастрономическая решетка LOFAR (30-240 МГц); аналогичная решетка MIRA (80-300 МГц) создается на западе Австралии.

До сих пор предполагается, что в УКВ диапазоне ионосферные искажения радиоастрономических сигналов пренебрежимо малы, и их можно не учитывать при интерпретации наблюдений. Между тем это далеко не так. Эффекты многолучевой и поляризационной интерференции, приводящей к сильным искажениям интенсивности радиоастрономических сигналов при распространении в ионосфере были описаны ранее в [7]. Однако 25 лет назад еще не было возможности провести точные расчеты для конкретных условий эксперимента, и полученные оценки были основаны на средних характеристиках ионосферы.

В настоящее время появились средства непрерывного и глобального мониторинга ионосферы по данным наземных средств (ионозондов, радаров HP) и навигационных систем GPS, ГЛОНАСС [1]. Разработаны ионосферные модели типа IRI, NeQuick, PIM, позволяющие рассчитать модулирующую функцию ионосферы (МФИ) [9, 10]. Однако в отличие от современных систем навигации и радиолокации, в которых все более точное восстановление параметров ионосферы является встроенной функцией [1], в радиоастрономии это направление должного развития не получило. Это входит в противоречие с все возрастающими требованиями к точности анализа амплитудного профиля излучения, угловому и поляризационному разрешению радиотелескопов нового поколения. Целью данной работы является анализ влияния ионосферы на

радиоастрономические сигналы УКВ диапазона на основе использования современных возможностей GPS-зондирования ионосферы и ионосферного моделирования.

2. Расчет модулирующей функции ионосферы

При распространении сигнала в ионосфере фазовое запаздывание определяется величиной полного электронного содержания (ПЭС) вдоль направления распространения [4]

$$\Delta f = \frac{2p}{c} \int_s \frac{40.308}{f^2} N_e ds = \frac{8.44 \cdot 10^{-7}}{f} \int_s N_e ds, \quad (1)$$

где f - частота сигнала, Гц; N_e - электронная концентрация (ЭК) в m^3 . Величина

$\int_s N_e ds \equiv I$ равна значению ПЭС вдоль луча зрения на источник и определяет меру дисперсии DM радиосигнала при вычислении фазового запаздывания (1) на различных частотах.

Амплитудные искажения трансionoсферного сигнала вследствие фокусировки, весьма существенные в КВ диапазоне, пренебрежительно малы в УКВ диапазоне из-за обратной квадратичной зависимости от частоты.

Более значимы и хорошо исследованы амплитудные мерцания, обусловленные рассеянием на мелкомасштабных ионосферных неоднородностях, расположенных на высотах максимума ионизации [1]. В УКВ диапазоне глубина амплитудных мерцаний в обычных условиях незначительна, а период мерцаний (1-30 сек) достаточно мал, что позволяет компенсировать влияние мерцаний радиоастрономических сигналов с помощью хорошо известных и достаточно простых способов обработки сигнала.

Однако в случае линейно или эллиптически поляризованного сигнала более значимым может оказаться амплитудный эффект, обусловленный вращением плоскости поляризации (эффектом Фарадея) [4]. В работе [2] дано определение такого вида модуляции как Фарадеевской Амплитудной Модуляции (ФАМ).

При квазипродольном распространении **угол поворота плоскости поляризации** определяется выражением

$$\Omega = 2.365 \cdot \frac{10^4}{f^2} \int_s N_e B_0 \cos q ds \quad (2)$$

где B_0 - напряженность магнитного поля, Тл; q - угол между вектором магнитного поля и направлением распространения сигнала.

Величина $\int_s N B_0 \cos q ds$ имеет характер «меры вращения». Мера вращения RM в радиоастрономической литературе определяется различными способами (с точностью до коэффициента). В рамках данной работы мы определяем меру вращения как коэффициент при $1/f^2$ в (2).

$$RM = 2.365 \cdot 10^4 \int_s N B_0 \cos q ds \quad (3)$$

Для расчета меры вращения и поворота плоскости поляризации часто [4] используют приближенные формулы (при этом предполагается, что магнитное поле меняется достаточно слабо вдоль луча распространения сигнала, по крайней мере, в той области, где концентрация электронов существенна)

$$RM \approx 2.365 \cdot 10^4 \langle B_0 \cos q \rangle \int_s N ds$$

$$\Omega \approx 2.365 \cdot \frac{10^4}{f^2} \langle B_0 \cos q \rangle \int_s N ds = 2.365 \cdot \frac{10^4}{f^2} \langle B_0 \cos q \rangle \cdot DM$$
(4)

$\langle B_0 \cos q \rangle$ - среднее значение произведения $B_0 \cos q$ вдоль луча на источник, которое можно вычислить для фиксированного значения угла места на источник с использованием подходящей модели магнитного поля.

Для сигнала линейной (эллиптической) поляризации **изменение амплитуды сигнала** при приеме на антенну линейной поляризации определяется коэффициентом передачи $M(t)$ [7]

$$A(t) = M(t) \cdot R(t),$$
(5)

$$M(t) = \sqrt{1 + a^2 + 2a \cdot \cos[2\Omega(t) + j_0]},$$
(6)

где $R(t)$ - исходный сигнал до ионосферы, $A(t)$ - «выходной» сигнал, a - глубина модуляции (соотношение амплитуд компонент электромагнитной волны с правым и левым направлением вращения); j_0 - начальная фаза.

Набор формул (1-6) позволяет рассчитать эффекты ионосферной модуляции фазы, поворота плоскости поляризации и фарадеевской амплитудной модуляции (ФАМ) [2] при известных значениях меры дисперсии DM и меры вращения RM . В настоящее время есть несколько вариантов расчета меры дисперсии DM и меры вращения RM , основанных на данных ионосферного GPS мониторинга и результатов моделирования с использованием ионосферных моделей и моделей магнитного поля Земли.

Один из вариантов расчета DM и RM заключается в использовании глобальных ионосферных карт (GIM) вертикального ПЭС, рассчитываемых на основе данных международной сети приемников GPS различными научными центрами [11]. Эти карты представлены в Интернет в формате IONEX [1]. Однако возникают значительные трудности в пересчете вертикального ПЭС в значения наклонного ПЭС вдоль луча зрения на источник при различных значениях угла места θ и азимута α направления на источник, особенно при низких углах места.

Мы предлагаем другой способ расчета, основанный на данных двухчастотных измерений фазового запаздывания сигналов GPS вдоль направления на ИСЗ GPS, представленных в Интернет в формате RINEX [1]. Методика восстановления наклонного ПЭС по данным двухчастотных приёмников GPS в достаточной степени разработана и описана в ряде источников [1]. Приведем лишь конечные формулы для вычисления ПЭС вдоль луча зрения из точки приёма на навигационный ИСЗ:

$$I = -\frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(P_1 - P_2) + nP + dP],$$
(7)

$$I = \frac{1}{40.308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 l_1 - L_2 l_2) + K + nL],$$
(8)

где f_1, f_2 - рабочие частоты СРНС; P_1, P_2 - дополнительные пути радиосигналов, обусловленные групповым запаздыванием в ионосфере, м; $L_1 l_1, L_2 l_2$ - дополнительные пути радиосигналов, обусловленные фазовым запаздыванием в ионосфере, м; L_1, L_2 - число набегов фазы на рабочих частотах СРНС; l_1, l_2 - длины волн, м; K - постоянная величина, определяемая неоднозначностью фазы; nP, nL - погрешности определения группового и фазового пути, dP - неизвестная постоянная величина, определяемая сдвигом часов на двух рабочих частотах GPS.

Исходными данными для вычисления ПЭС являются файлы в формате RINEX, в которых содержатся значения L_1, L_2, P_1, P_2 . Для восстановления ПЭС по формуле (8) в качестве первого приближения нами была использована простая методика грубого разрешения неоднозначности фазовых измерений по значениям P_1 и P_2 в предположении, что $dP = 0$. Постоянная неоднозначности K определялась для каждого непрерывного интервала наблюдения как

$$K = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_2 - P_1 - (L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2))_i, \quad (9)$$

где i – номер текущего отсчёта значений L_1, L_2, P_1, P_2 ; N – количество отчётов в интервале наблюдения.

Выходными данными после первичной обработки являются значения азимута и угла места на ИСЗ GPS из пункта расположения приёмника и значения наклонного ПЭС, восстановленные по формулам (8, 9).

Поскольку величина dP неизвестна, для получения оценки абсолютного наклонного ПЭС необходимо привлечение дополнительных данных. Мы использовали значения вертикального ПЭС I_{GIM} , получаемые по картам GIM для ячеек GIM, ближайших к приемной станции GPS. Для расчета этой поправки фиксировались экспериментальные значения $I_{\max}$ и время $UT_{\max}$, соответствующие максимальным значениям угла места $g_{\max}$. Далее определялось значение I_{GIM} для момента времени $UT_{\max}$, после чего оно пересчитывалось в величину наклонного ПЭС $I_{GIM\_SLANT} = I_{GIM} / \sin c_{\max}$. Соответствующая поправка к значению абсолютного наклонного ПЭС $\Delta I = I_{GIM\_SLANT} - I_{\max}$. Исправленные значения наклонного ПЭС использовались далее для проведения расчетов.

Для расчетов на основе моделирования необходимо использование таких ионосферных моделей, которые адекватно воспроизводят профиль электронной концентрации существенно выше максимума F2 слоя. Имеется несколько таких ионосферных моделей, в том числе широко используемая международная эмпирическая модель IRI-2001 [9] и модель NeQuick [10]. Модель IRI-2001 справедлива до высот порядка 2000 км, модель NeQuick – до высот порядка 20000 км. В новой версии IRI-2006, выход которой ожидается в ближайшее время, предполагается корректировка профиля электронной концентрации выше максимума F2 слоя [10], в том числе путем расчета профиля электронной концентрации до высот 20000 км на основе NeQuick.

Представленную в сети Интернет рабочую программу модели IRI-2001 [<ftp://nssdcftp.gsfc.nasa.gov/models>] мы использовали прежде всего для расчетов меры дисперсии DM . Знание меры дисперсии DM позволяет вычислить угол поворота плоскости поляризации Ω по формуле (4) достаточно приближенно, поэтому вполне очевидно, что больший интерес представляет «точное» значение меры вращения RM и соответствующее ей значение угла Ω , вычисленные по формулам (3) и (2).

Приведенные ниже результаты расчетов относятся к частоте 100 МГц. Для любой другой выбранной частоты вид зависимостей остается прежним, меняются только масштабные множители $1/f$ (для фазы) и $1/f^2$ (для угла поворота). При расчетах (6) модулирующей функции ФАМ $M(t)$ необходимо задать глубину модуляции a и начальную фазу j_0 . В рамках качественного рассмотрения влияния ионосферы на радиоастрономические сигналы мы ограничились значением $a = 0.5$, характерным для эллиптической поляризации, и нулевым значением начальной фазы j_0 .

3. Результаты расчетов

Для того, чтобы продемонстрировать максимально ожидаемые искажения радиоастрономических сигналов в ионосфере, мы выбрали возмущенный день 30 октября 2003 г. (день 303, Кр~7, Ар~191), когда произошла большая магнитная буря [3].

На Рис.1а, 1в представлены вариации наклонного ПЭС $I(t)$ для дневного (а) и ночного (в) времени, вычисленные с использованием формул (7-9) по данным измерений фазового и группового запаздывания на GPS станции **PUR3**, расположенной вблизи радиотелескопа **Arecibo** в районе северного гребня экваториальной ионосферной аномалии (жирные кривые). Для соответствующих зависимостей углов места и азимута направления на ИСЗ PRN 01 (Рис.2а) по модели IRI-2001 рассчитаны модельные значения наклонного ПЭС (Рис.1а, тонкие кривые), а также мера вращения $RM(t)$, рассчитанная с использованием модели магнитного поля IGRF-10 (Рис.1б, 1г) по экспериментальным данным (жирные кривые) и ионосферной модели IRI-2001 (тонкие кривые – приближенный расчет, формула (4); пунктирные кривые – точный расчет, формула (3)).

Рассчитанные для частоты 100 МГц фазовое запаздывание $\Delta f(t)$, угол поворота плоскости поляризации $\Omega(t)$ и модулирующая функция ионосферы $M(t)$ представлены на Рис.2 б, в, г соответственно. Дополнительное фазовое запаздывание может изменяться по порядку величины от 10^3 рад. до 10^4 рад., а угол поворота плоскости поляризации - от десятков до нескольких сотен рад. При приеме сигнала на антенну линейной поляризации это приводит к заметной модуляции амплитуды сигнала с характерным периодом от часа до единиц минут. Этот эффект следует учесть при анализе вариаций амплитуды линейно поляризованного радиоизлучения пульсаров [6].

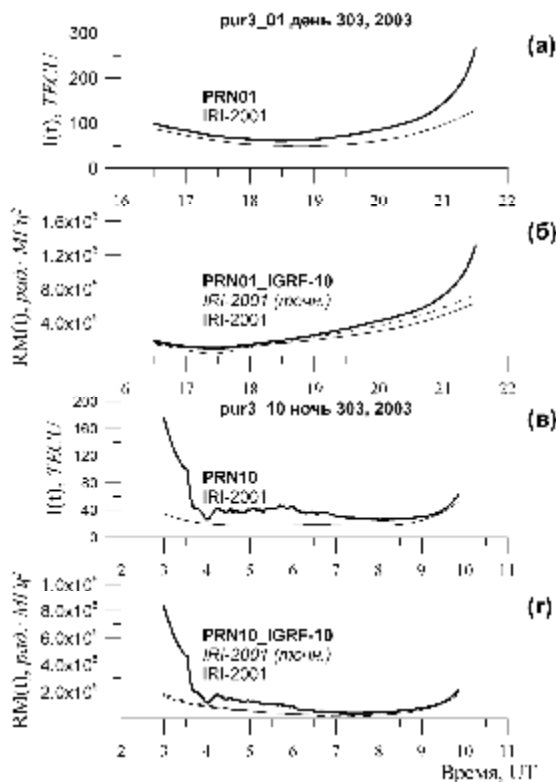


Рис.1 Наклонное ПЭС $I(t)$, измеренное на GPS станции PUR3 и рассчитанное по модели IRI-2001; мера вращения $RM(t)$, рассчитанная с использованием модели магнитного поля IGRF-10 по экспериментальным данным и ионосферной модели IRI-2001.

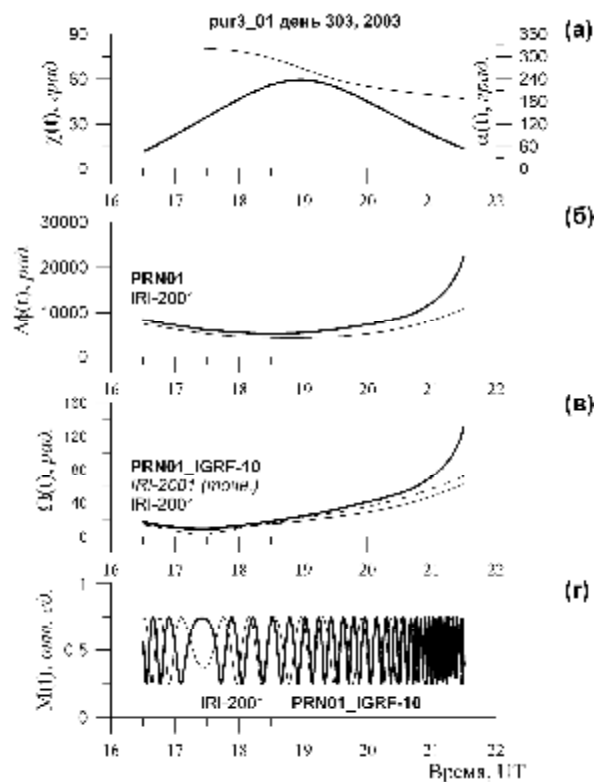


Рис.2. Азимут $\alpha(t)$ и угол места $\chi(t)$ луча зрения от станции PUR3 на ИСЗ PRN01 – а); Рассчитанные для частоты 100 МГц фазовое запаздывание $\Delta f(t)$, угол поворота плоскости поляризации $\Omega(t)$ и МФИМ(t) – панели б-г.

Такие сильные искажения вызваны тем, что во время главной фазы большой магнитной бури 30 октября значения вертикального ПЭС достигали 200 TECU, а градиенты ПЭС – до 5-8 TECU на градус широты (долготы). Азимут луча на PRN-01 в интервале времени 17-21 UT изменялся от северо-западного до юго-западного направления, где образовалось т.н. «горячее пятно» повышенной ионизации [8]. При этом значения наклонного ПЭС достигали очень большой величины до 400 TECU.

Следует отметить неплохое согласие между результатами как приближенных (4), так и точных расчетов (3) по данным эксперимента и модели IRI-2001. Расхождение между экспериментом и моделью увеличивается, когда пространственное распределение ионизации во время магнитной бури отличается от соответствующего невозмущенного распределения.

В КВ диапазоне эффекты ФАМ еще более существенны, чем в УКВ, тем более, что в этом диапазоне антенны линейной поляризации используются чаще, чем в УКВ, например, антенны типа УТР-2 [<http://www.ira.kharkov.ua/UTR2>].

Искажения радиоастрономических сигналов варьируются в широких пределах, определяемых географическим положением радиотелескопов, местным временем, уровнем геомагнитной активности и направлением на радиоисточник.

4. Заключение

Мы разработали метод и программное обеспечение для расчета меры вращения (RM) и меры дисперсии (DM) радиоастрономических сигналов в ионосфере. Мы использовали модель ионосферы IRI-2001, модель магнитного поля IGRF-10 и значения полного электронного содержания, полученные по данным сети двухчастотных приемников GPS. Значения DM и RM затем пересчитывались в величины фазовой задержки и поворота плоскости поляризации, а также функцию фарадеевской амплитудной модуляции. На примере магнитной бури 30 октября 2003 г. показано, что расчет модулирующей функции ионосферы для конкретных условий эксперимента в радиоастрономии является совершенно необходимым на современном этапе развития радиоастрономических систем.

Список литературы

1. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. 2006. Институт солнечно-земной физики. – Иркутск : – 480 с.
2. Афраймович Э.Л. Ионосферная фарадеевская модуляция интенсивности радиоастрономических сигналов // Доклады Академии Наук (принято к печати).
3. Веселовский И. С. и др. Солнечные и гелиосферные явления в октябре-ноябре 2003 г.: причины и следствия // Космические исследования. 2004. Т. 42. № 5. С. 453-508.
4. Дэвис К. Радиоволны в ионосфере. – М. : Мир. 1973. – 502 с.
5. Железняков В.В. Радиоизлучение Солнца и планет. – М. : Наука. 1964. – 560 с.
6. Манчестер Р., Тейлор Дж. Пульсары. – М. : Мир. 1980. – 296 с.
7. Afraimovich E.L. Cepstral analysis of broad-band radio emission. New possibilities in radio astronomy // Astron. Astrophys. 1981. Т. 97, N2. P. 366-372.
8. Astafyeva E.I., Afraimovich E.L., Kosogorov E.A. Dynamics of total electron content distribution during strong geomagnetic storms // J. Adv. Space Res. 2007. doi:10.1016/j.asr.2007.03.006.
9. Bilitza D. International reference ionosphere // Rad. Sci. 2001. 36(2). 261-275.
10. Coisson P., Radicella S.M., Leitinger R., Nava B. New option for IRI topside electron density profile using NeQuick model // IRI NewsLetter 2005. 12 (1,2,3). 5-7.
11. Mannucci A.J., Wilson B.D., Yuan D.N., Ho C.M., Lindqwister U.J., Runge T.F. A global mapping technique for GPS-derived ionospheric TEC measurements // Radio Sci. 1998. V. 33(3). P. 565-582.

ВАРИАЦИИ ФАЗЫ И АМПЛИТУДЫ СДВ ПОЛЯ ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНОГО ЗАТМЕНИЯ 9 МАРТА 1997 г.

VARIATIONS OF PHASE AND AMPLITUDE OF ULW FIELD DURING SOLAR ECLIPSE ON MARCH 9, 1997

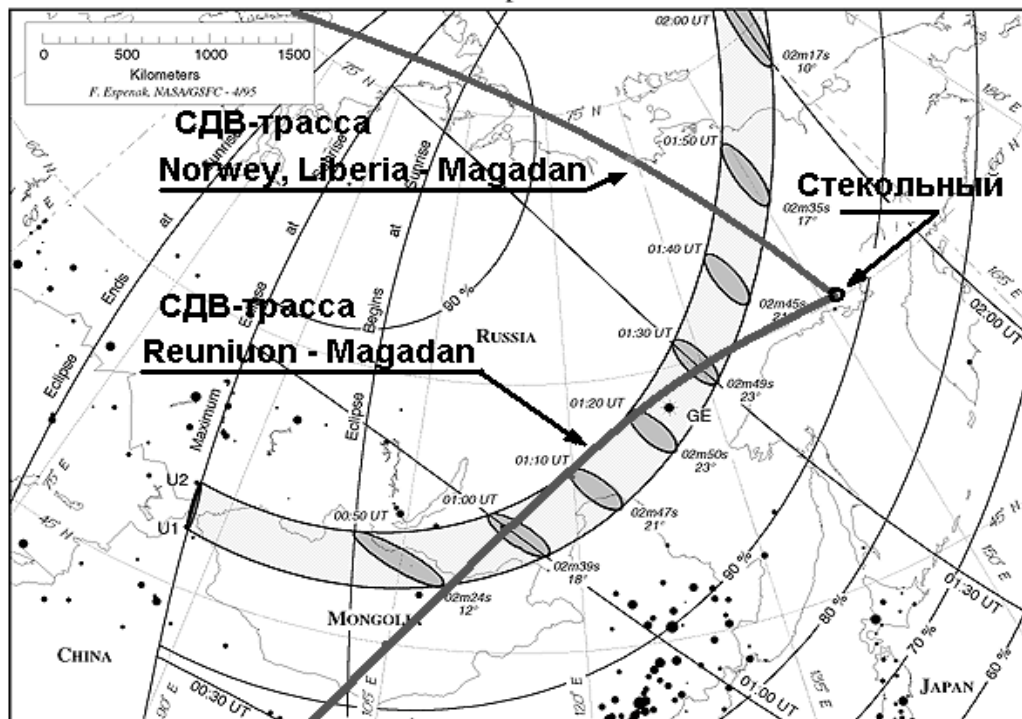
И.Н. Поддельский, А.И. Поддельский

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Radio observations during a solar eclipse allow to study the ionospheric processes occurring in conditions of fast change of intensity of solar radiation at almost constant zenith corner of the Sun. Some results concerning to an eclipse on March, 9 1997, are discussed in this message.

Известно, что по сравнению с другими методами ионосферное зондирование сверхдлинными радиоволнами (СДВ) оказывается наиболее чувствительным к вариациям ионизации в самых нижних слоях ионосферы. Явления в ионосфере, происходящие во время солнечного затмения представляются наиболее подходящими для анализа процессов формирования состава нейтральной атмосферы, температурного профиля и концентраций заряженных частиц, поскольку в большей степени исключаются другие различные факторы воздействия на параметры СДВ-сигнала. Поэтому представляется интересным изменение амплитудных и фазовых характеристик СДВ-сигналов в зависимости от условий освещенности трассы распространения в период солнечного затмения. Для анализа использованы результаты регистрации сигналов радионавигационной системы «Омега» в приемном пункте п. Стекольный (вблизи Магадана, 60° N, 151°E) в диапазоне частот 10,2 – 13,6 кГц в марте 1997 года, в том числе во время полного (более 90% закрытия солнечного диска) солнечного затмения 9 марта, отличительной особенностью которого был охват широкой материковой области сибирской части России. При этом полоса лунной тени перемещалась от средних широт до полярных областей в течении около полутора часов и пересекла 5 часовых поясов с запада на восток. Геометрия эксперимента приведена на рис.1, где указаны

Total Solar Eclipse of 1997 Mar 9



местоположение приемного пункта (п. Стекольный), проекции траекторий радиотрасс (фрагменты) и границ движения полной фазы солнечного затмения (СЗ) на земную поверхность. Полоса полной тени на земной поверхности начиналась на границе КНР и России и проходила далее по территориям Монголии и России вблизи городов Чита (полное затмение), Иркутск, Улан-Удэ, Улан-Батор. Наибольшая ширина полосы полной тени на поверхности земли достигала около 380 км, скорость ее перемещения составляла 0.7-1.0 км/сек. На высотах распространения СДВ радиоволн область полной тени пролегла несколько южнее. Геофизическая обстановка в дни наблюдений характеризовалась низкой солнечной активностью и спокойной геомагнитной обстановкой (несколько повышенной в предшествующий солнечному затмению день 8 марта). Эффекты СЗ наблюдались в восходный период и полуденное время. Измерения параметров СДВ поля проводилось на компьютеризированном приемно-регистрирующем комплексе. Усредненные за минуту значения амплитуды и фазы сигнала регистрировались и автоматически обрабатывались. Аппаратурная погрешность измерения фазы составляла 0,05 мкс, амплитуды не более 1%. Наблюдения велись одновременно на восьми трассах на всех излучаемых частотах. Для рассмотрения указанного явления были взяты СДВ-трассы Норвегия-Магадан (длина трассы-6040 км), Либерия-Магадан (12200 км) и Реюньон-Магадан (12300 км), траектории которых проходили через зону солнечного затмения. Трасса Реюньон-Магадан характеризуется совпадением с направлением перемещения полосы полной тени, т.е. распространение СДВ-сигнала происходило вдоль движения границ СЗ. Трассы Норвегия-Магадан и Либерия-Магадан располагались поперек движения границ солнечного затмения. Такое расположение СДВ-трасс привело к тому, что полное солнечное затмение на трассе Реюньон-Магадан наблюдалась в течении 45 минут (с 00:50 до 01:35 UT), а на двух других только в течении нескольких минут, зато скорость перемещения тени на этих трассах была максимальной. Таким образом, условия распространения СДВ-сигналов на различных трассах сильно отличались друг от друга. На рис.2 представлены результаты измерений вариации фазы и относительное изменение амплитуды СДВ радиосигналов для различных частот на разных по направлению и протяженности трассах. На первых двух трассах (Норвегия-Магадан, 6000 км и Либерия-Магадан, 12000 км), расположенных поперек движения границ солнечного затмения на поверхности земли, наблюдалось увеличение фазы, составляющее 40-50 процентов от регулярной суточной вариации. Причем основное изменение приходилось на небольшой период времени с 01:42-01:47 UT, когда пятно полной тени пересекалось с направлением распространения СДВ-волны. Начало увеличения фазы сигнала совпадает с началом закрытия трассы тенью, после прохождения которой, спустя некоторое время, начинается восстановление регулярных фазовых характеристик. На более длинной трассе Либерия-Магадан восстановление обычных параметров несколько затягивается по сравнению с трассой средней протяженности. Небольшое увеличение амплитуды сигнала (до 10-25 % на трассе средней протяженности и до 25-40 % на длинной трассе) начинается за 15-20 минут и заканчивается за 5-10 минут до начала закрытия трассы распространения СДВ-сигнала лунной тенью. Совсем по другому происходят изменения параметров СДВ-поля в случае совпадения направления трассы (Реюньон-Магадан) с направлением перемещения полосы полной тени, т.е. при распространении СДВ-сигнала вдоль движения границ СЗ. В этом случае еще до закрытия трассы лунной тенью сначала происходит двускачковое (увеличение-уменьшение-увеличение) увеличение фазы сигнала на 60-70 % от обычного значения, которое в момент закрытия трассы тенью сменяется резким уменьшением до регулярных значений. После закрытия трассы лунной тенью снова начинается увеличение фазы сигнала, величина которой сохраняется до конца затмения, после чего величина фазы сигнала возвращается к регулярному значению. Аналогичным образом меняется и амплитуда сигнала, сначала наблюдается скачкообразное увеличение на 35-50 процентов (за 25-30 минут до начала закрытия трассы тенью), затем некоторое уменьшение и снова

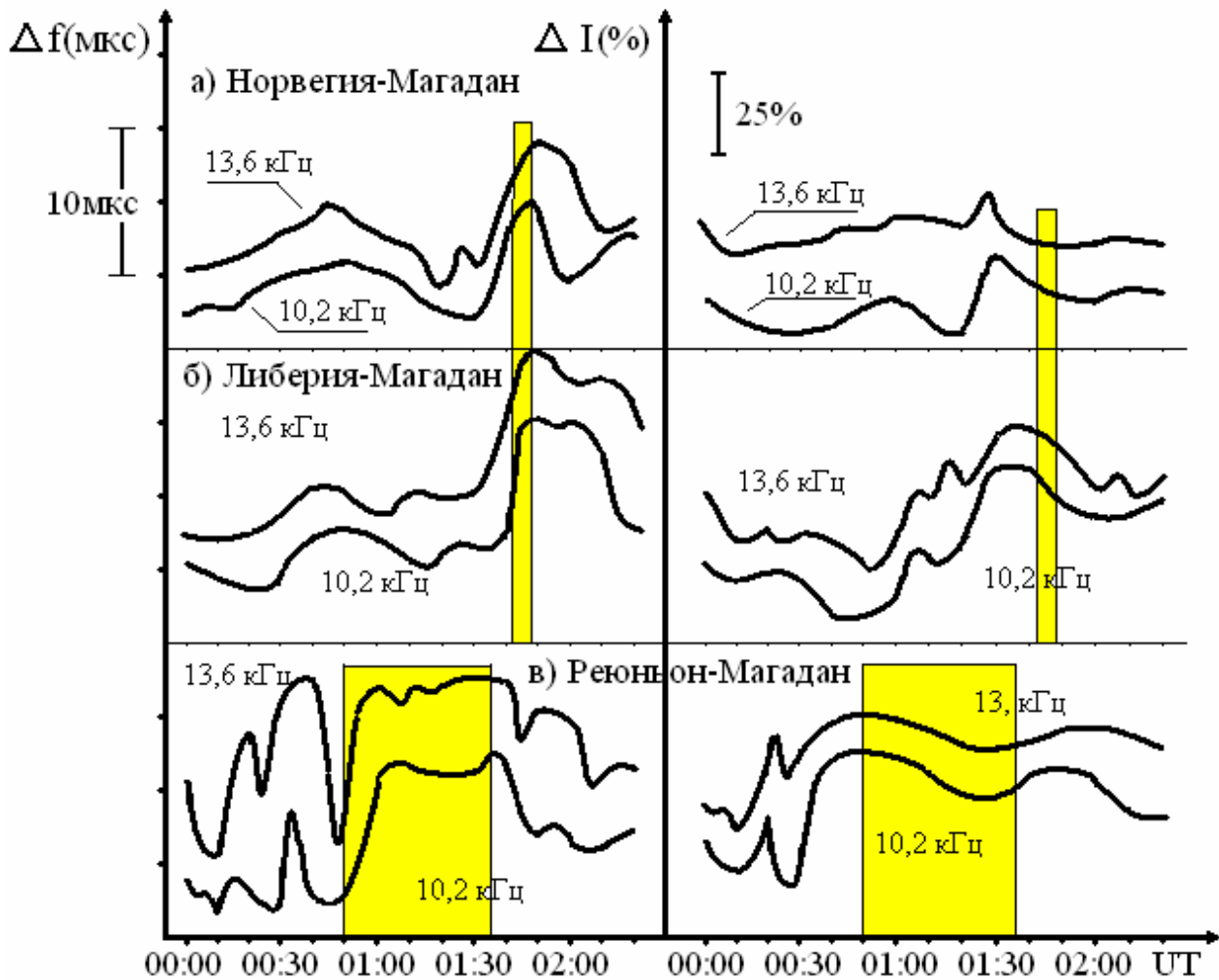


Рис.2.Вариации фазы (Δf) и относительное изменение амплитуды (ΔI) СДВ радиосигналов РНС «Омега» для различных частот на различных по направлению и протяженности трассах. Желтым цветом выделены периоды, когда на указанных трассах наблюдается полное солнечное затмение.

увеличение амплитуды сигнала, значение которой сохраняется до окончания солнечного затмения. На длинных трассах фазовые изменения СДВ-сигнала имеют более сложный характер. При изменениях фазы и амплитуды сигналов имеется определенная частотная зависимость. Низкие частоты более подвержены изменениям фазы и амплитуды сигнала при изменении условий распространения волны.

Радиоволны СДВ диапазона распространяются в сферическом волноводе Земля-ионосфера за счет последовательных отражений от границ волновода. В дневное время суток верхняя граница волновода определяется областью D, в ночное-областью E. При этом в суточном ходе амплитуды и фазы сигнала в переходное время суток и во время солнечного затмения наблюдаются резкие колебания. В среднем отклонения фазы радиосигналов составляют в период затмения 30-35 %, а возрастание амплитуды- 30-40 % суточного хода, причем наблюдается опережение начала роста этих параметров СДВ сигнала относительно времени прохождения полосы полной фазы затмения через эту трассу.

ВЕРОЯТНОСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИОНОСФЕРНЫХ МЕРЦАНИЙ

PROBABILISTIC CHARACTERISTIC OF IONOSPHERIC SCINTILLATIONS

И.Н. Поддельский, А.И. Поддельский

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

In the report probabilistic characteristics of the ionospheric scintillations are considered. They were received by the results of registration of amplitude fluctuations of radio signals from an artificial satellite at the frequency 150 MHz in the North-East of Russia. It was determined, that the probability of observation of ionospheric fluctuations is maximal in the morning and minimal in the evening. Day maximum of probability of ionospheric scintillations is observed in northern latitudes. Increase of solar and geomagnetic activity leads to the general increase of probability of observation of scintillations though there are some peculiarities. These data give an idea about seasonal, daily and latitudinal distributions of probability of ionospheric scintillations in various geophysical conditions.

В мировой практике радиосвязи все большее значение приобретают космические линии связи УКВ-диапазона, что требует знание конкретных данных о среде распространения. Для оценки помехоустойчивости и надежности спутниковых навигационных и связных систем, использующих ионосферные каналы распространения, необходимо иметь информацию о распределении вероятностей уровня радиосигналов и о возможных механизмах их искажений в зависимости от состояния ионосферы (наличия и концентрации неоднородных образований, их высоты расположения, эффективных размеров и т.д.).

Наземные спутниковые методы изучения ионосферных неоднородностей основаны на регистрации радиосигналов искусственных спутников Земли (ИСЗ) и анализе изменений их параметров на неоднородных образованиях ионосферной плазмы, приводящих к замиранию и усилению амплитуды радиоволны, флуктуациям ее фазы и изменениям угла прихода, т.е. к ионосферным мерцаниям [1, 2, 4].

В настоящей работе представлены результаты исследования вероятности наблюдения ионосферных мерцаний радиосигналов в Северо-Восточном регионе России методом радиопросвечивания [3] ионосферы сигналами орбитальных ИСЗ (полярная орбита с высотой около 1000 км от поверхности Земли) навигационной системы "Транзит" на частоте 150 МГц. Прием осуществлялся в п. Стекольный Магаданской области (60° N, 151° E) и п. Мыс Шмидта (68,6° N, 180,8°E) на три, пространственно разнесенные (база разнесения 400 м) в направлении север – юг (с учетом максимального совпадения с проекцией траектории движения спутника) и восток – запад, антенны [5-8].

Для получения характеристик пространственных и временных изменений мерцаний радиосигналов спутников проводилась количественная оценка уровня мерцаний, т.е. измерялась относительная величина флуктуаций интенсивности - индекс мерцаний (SI).

$$SI = (A_{\max} - A_{\min}) / (A_{\max} + A_{\min})$$

где $A_{\max}$ и $A_{\min}$ - соответственно усредненный по интервалу обработки максимум и минимум амплитуды сигнала.

Благодаря перемещению орбитального ИСЗ имеется возможность рассмотрения зависимости SI от географической широты для различных времен суток и сезона наблюдений. В результате проведенных в 1978 - 1993 годах наблюдений собраны данные о 10000-12000 пролетах ИСЗ, относящихся к различному времени суток, года, состоянию геомагнитной и солнечной активности. Получен обширный материал, анализ которого позволяет сделать некоторые выводы о характере ионосферных мерцаний, в частности, о вероятности наблюдения (P) на данной широте мерцаний определенной интенсивности в соответствующее время суток и сезон наблюдений.

Вероятность регистрации флуктуаций радиосигналов с индексом мерцаний (SI) больше определенной величины ($SI > K$) определялась по формуле

$$P_{SI>K} = N_{SI>K}/N_0$$

где N_0 – общее число записей с зарегистрированными флуктуациями сигналов в данный период времени и на определенной широте, $N_{SI>K}$ – число записей с $SI>K$. Пример этих вероятностных зависимостей представлен на рис.1 (осенне-зимний период, октябрь-январь) и рис.2 (весенне-летний период, март-июнь). Знание зависимости $P(\varphi, LT)$

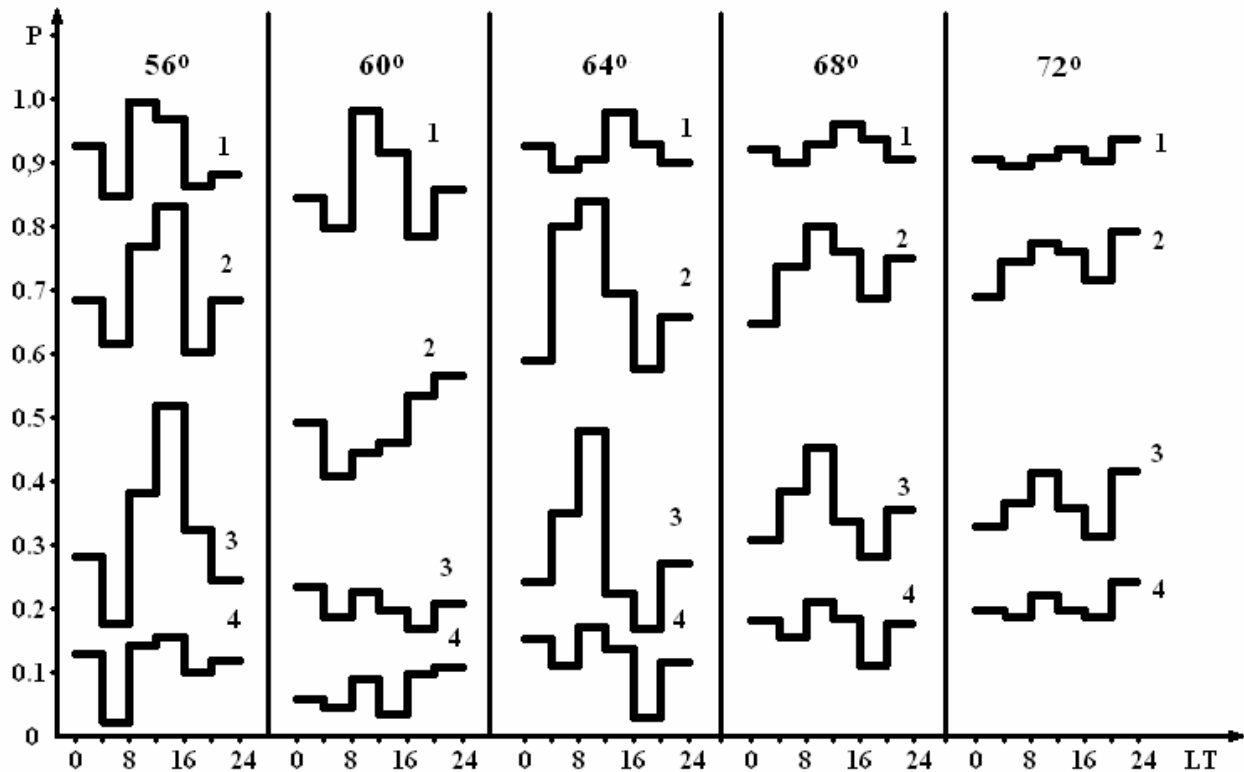


Рис.1. Вероятность наблюдения флуктуаций радиосигналов ИСЗ (150 МГц) с определенным индексом мерцаний ($SI>...$) в **осенне-зимний период**. 1 – $SI>0,01$; 2 – $SI>0,025$; 3 – $SI>0,05$; 4 – $SI>0,1$.

позволяет прогнозировать изменение уровня флуктуаций сигнала спутника в зависимости от широты, сезона и времени наблюдения, что имеет важное практическое значение. Из представленных зависимостей видно, что в зимний период наблюдений максимум вероятности регистрации мерцаний средней интенсивности ($SI>0,05$) приходится на южные (56° с.ш., $P\sim 0,55$) и центральные (64° с.ш., $P\sim 0,45$) участки широтного интервала в 12-16 и 8-12 ч. местного времени соответственно. На широте 60° вероятность наблюдения таких мерцаний сильно падает и приблизительно составляет 0,15-0,2, значение $P_{SI>0,05}$ в дневное время сравнивается с ночным периодом ($P\sim 0,22$ на 60° с.ш.), при этом наблюдается общее снижение P на фоне небольших суточных изменений. В суточном распределении вероятности регистрации мерцаний на всех широтах четко выделяются два минимума – в утреннее (04-08) и вечернее (16-20) местное время (LT) и два максимума – в полночь (22-02) и полдень (10-14). На северных широтах (72° с.ш.) суточное распределение вероятности регистрации мерцаний имеет сглаженный характер в сравнении с южным (56°) и средним (64°) участками широтного интервала наблюдений.

Весной отмечается уменьшение вероятности наблюдения ионосферных мерцаний радиосигналов ИСЗ на всех широтах, кроме среднего участка (64°) широтного интервала, где она возрастает. В этот период наблюдений суточное изменение P становится более резким (изменяется в течении суток в 5-10 раз) от и сдвигается по времени. На всех широтах в этот период выделяются утренний максимум и дневной минимум. Наибольшие значения вероятности наблюдения мерцаний средней интенсивности ($SI>0,05$) приходятся на южный участок (56° , $P\sim 0,4$) с 4 до 8 ч. утра и на северный (72° , $P\sim 0,6$) в ночное и утреннее время. Минимальные значения отмечаются в послеполуденные и вечерние часы. Необходимо отметить, что небольшие ($SI>0,01$) флуктуации радиосигналов ИСЗ

присутствуют всегда и вероятность их наблюдения мало меняется в течении суток. Так, в зимний период наблюдений $P_{SI>0.01}$ принимает значения от 0,85 до 1.0 на южных широтах

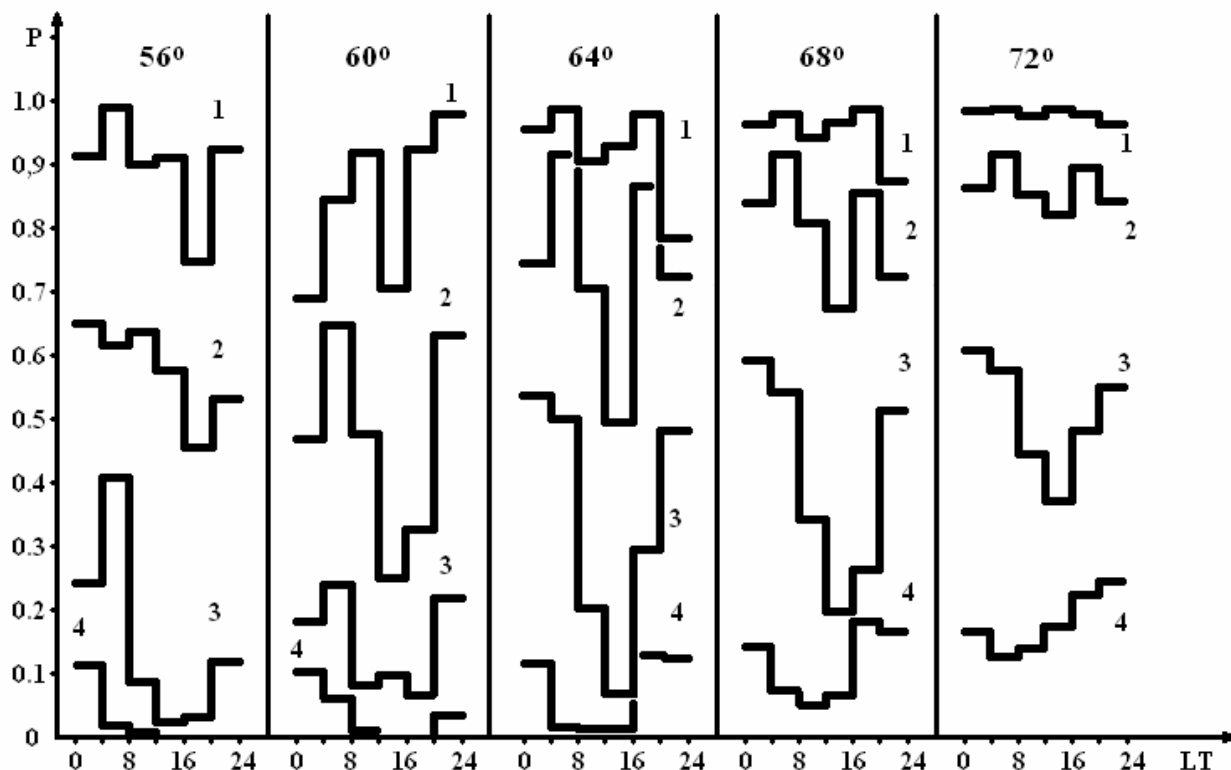


Рис.2. Вероятность наблюдения флуктуаций радиосигналов ИСЗ (150 МГц) с определенным индексом мерцаний ($SI>...$) в **весенний-летний период**. 1 – $SI>0,01$; 2 – $SI>0,025$; 3 – $SI>0,05$; 4 – $SI>0,1$.

интервала наблюдений (56°) и 0,9 – 0,93 на северном (72°), соответственно весной она имеет значения 0,72 – 0,98 на юге (56°) и 0,97 – 1,0 на севере (72°). Наибольшие суточные изменения вероятности наблюдения мерцаний такой интенсивности регистрируются на широтах 60° – 64° (от 0,7 до 1,0).

Полученные данные по ионосферным мерцаниям УКВ-сигналов ИСЗ свидетельствуют о зависимости значений P от времени суток и сезона наблюдения и от соответствующей геофизической обстановки. На рис.3 приведена усредненная по периодам наблюдений пространственно-временная зависимость вероятности регистрации мерцаний с $SI>0,05$.

Весенние периоды включали измерения, проведенные в марте – июне с 1978 по 1993 года, зимние периоды – соответственно в октябре – январе. Результаты измерений разделены по признаку геомагнитной активности: к невозмущенным относятся периоды наблюдений с суммарным суточным $K_\Sigma \leq 20$, к возмущенным – $K_\Sigma > 25$. Индекс магнитной активности определялся суммированием 3-часовых значений магнитного K -индекса в течение суток для магнитных станций в пунктах наблюдений. Видно, что в условиях **низкой геомагнитной активности в зимний период** можно отметить регулярный суточный ход $P_{SI>0,05}$ с максимумом значений в утренние и минимум в вечерние часы. Наибольшая величина $P \sim 0,3$ и наибольший разброс значений (от 0,1 до 0,45) в суточном распределении вероятности наблюдения мерцаний с $SI>0,05$ наблюдаются на среднем участке широтного интервала наблюдений (64° с.ш.) с максимумом в 04-08 и минимумом в 16-20 часов местного времени. На южном участке суточное изменение P небольшое (от 0,08 до 0,14), а на северных широтах (68° – 72°) в суточном распределении вероятности наблюдения мерцаний с $SI>0,05$ появляется дневной максимум вероятности в 12-16 часов. **Весенний период** наблюдений отличается от зимнего большими экстремальными значениями P (максимум – до 0,4, минимум – до 0,01). Причем область максимальных

значений и перепадов вероятности наблюдения мерцаний средней интенсивности перемещается в область более южных широт (на 60°) по сравнению с зимним периодом. Суточное изменение P происходит аналогично зимнему, только минимум достигается раньше, в 12-16 ч. На северных широтах (как и зимой) выделяется дневной максимум P , примерно, той же величины (0,15).

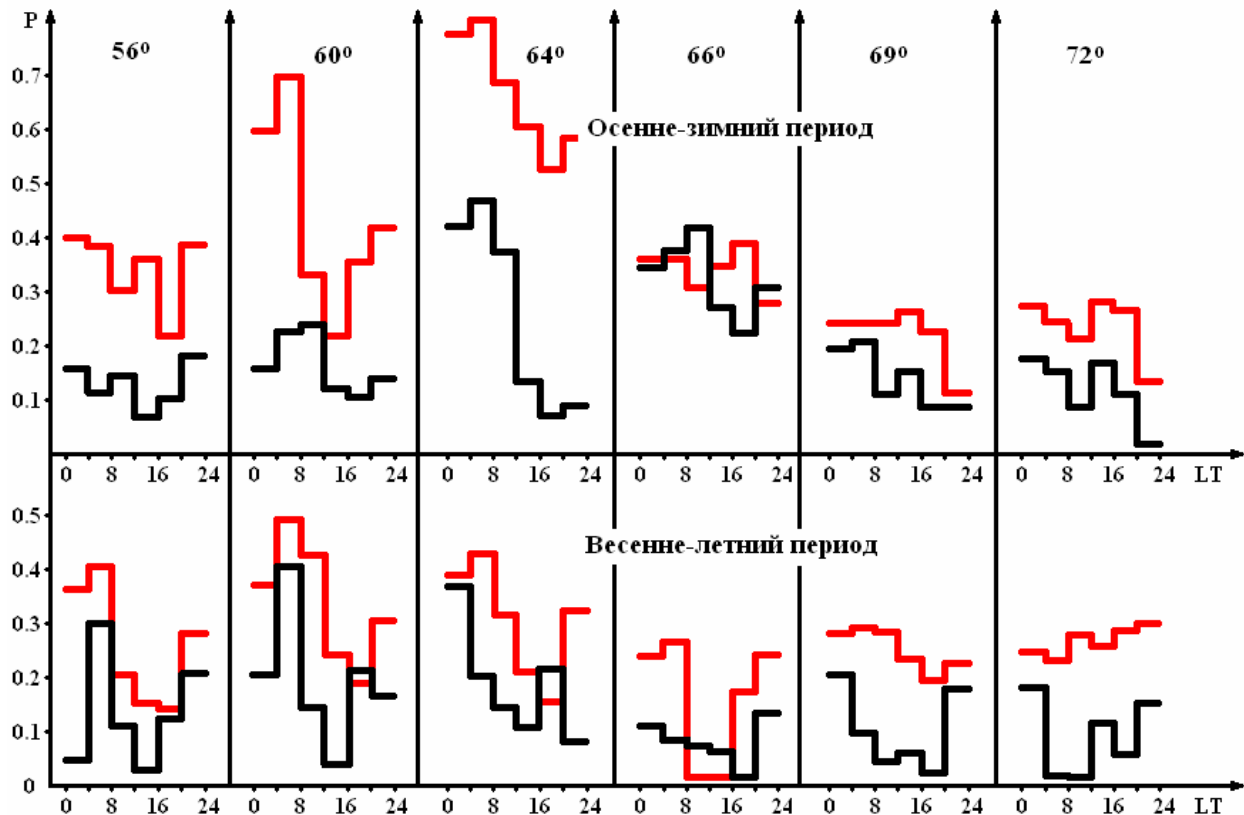


Рис.3. Пространственно-временная зависимость вероятности наблюдения флуктуаций радиосигналов ИСЗ (150 МГц) с индексом мерцаний $SI > 0,05$ в период **низкой** ($K_p \leq 20$, черная линия) и **высокой** ($K_p > 25$, серая линия) геомагнитной активности.

В период наблюдений с **высокой геомагнитной активностью** наблюдаем общее увеличение значений вероятности наблюдения мерцаний (с сохранением суточного хода P). Можно отметить небольшое влияние магнитной возмущенности на рост P на северных участках интервала наблюдений, уменьшение суточного разброса P на этих широтах в весеннее время и даже уменьшение значений P на 66° с.ш. в зимний период. Основное увеличение вероятности регистрации мерцаний при росте геомагнитной возмущенности наблюдается на широтах южнее 64° (в зимнее время больше, чем весной). Например, в случае увеличения значений K -индекса, вероятность $P_{SI > 0,05}$ в зимнее время на 60° - 64° с.ш. возрастает с 0,2 до 0,8.

В результате рассмотрения представленных данных можно сделать выводы, что вероятность наблюдения ионосферных флуктуаций радиосигналов ИСЗ принимает наибольшие значения утром, наименьшие вечером. На северных широтах наблюдается выделение дневного максимума P . Рост геомагнитной активности ведет к общему увеличению P с сохранением суточного хода, причем основные изменения происходят на южном участке широтного интервала наблюдений (особенно в зимнее время). С точки зрения помехозащищенности космических линий УКВ-радиосвязи от ионосферных мерцаний можно рекомендовать работу на южных широтах (56 - 60°) в послеполуденные и вечерние часы (12-20 LT). На средних широтах (64 - 66°) наиболее благоприятный период работы на УКВ – с 16 до 20 LT, северный участок характеризуется возможностью работы в любое время, но предпочтительнее в 08-12 LT.

Полученные данные о вероятности наблюдения ионосферных флуктуаций спутниковых сигналов являются недостаточными, их объяснение затрудняется рядом факторов. Однако они дают представление о сезонном, суточном и широтном распределении вероятности наблюдения ионосферных мерцаний радиосигналов ИСЗ, о влиянии на эти характеристики геомагнитного возмущения. Данная работа дополняет ранее опубликованную [9] представлением большего статистического материала и некоторым уточнением.

Список литературы

1. Ааронс, Уитни, Аллен. Глобальная морфология ионосферных сцинтилляций // ТИИЭР. 1971. Т. 59, №2. С. 54-66.
2. Гундзе Е., Лю Чжаохань. Мерцания радиоволн в ионосфере // ТИИЭР. 1982. Т. 70, № 4. С. 5-45.
3. Ерухимов Л.М. Исследование неоднородностей электронной концентрации в ионосфере радиоастрономическим методом и с помощью искусственных спутников: Дис. канд. физ.-мат. наук. – Горький : 1965.
4. Крейн Р.К. Мерцания радиосигналов в ионосфере // ТИИЭР. 1977. Т. 65, № 2. С. 5-29.
5. Мясников Е.Н., Поддельский И.Н. О характеристиках неоднородной структуры ионосферы в Северо-Восточном регионе СССР // Геомагнетизм и аэрономия. 1991. Т.31, № 2. С. 377
6. Поддельский И.Н. Мерцания радиосигналов ИСЗ и параметры ионосферных неоднородностей в период солнечного затмения 18 марта 1988 года // Исследование явлений в ионосфере и магнитосфере Земли: Тр. ИКИР ДВО АН СССР. – Владивосток : 1990. С. 30-36.
7. Поддельский И.Н. Некоторые результаты исследования неоднородной структуры ионосферы с помощью искусственного спутника Земли (ИСЗ) // Радиофизические исследования геофизических явлений на востоке СССР: Тр.СВКНИИ ДВО АН СССР. – Магадан : 1987. С. 135-143.
8. Поддельский И.Н. Спектральные характеристики ионосферных неоднородностей на Северо-Востоке России // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. 1999., выпуск 109, часть II. С. 157.
9. Поддельский И.Н. Вероятностные характеристики ионосферных мерцаний радиосигналов ИСЗ // Солнечная активность и солнечно-земные связи: Тр. ИКИР ДВО АН СССР. – Владивосток : 1991. С. 97-101.

ПОЛЯРИЗАЦИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПОМЕХ В ИОНОСФЕРНОМ КАНАЛЕ СВЯЗИ

ATMOSPHERIC NOISE POLARIZATION IN THE IONOSPHERIC COMMUNICATION CHANNEL

В.П. Сивоконь

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

The Institute of Cosmophysical Research and Radio Wave Propagation FEB RAS conducted experiments on application of rotating polarization waves in short-wave range. These waves show considerable increase of noise stability and carrying capacity of ionospheric communication channel. In the course of investigation we specified the polarity properties of atmospheric noise and of total field, formed during the interference of direct waves and those reflected from a semiconducting underlying surface.

Elliptic polarization of atmospheric noise was experimentally derived. We also obtained evaluative values of atmospheric noise polarization coefficient, they are within the limits 0.09-0.37 for the North-Southern direction of Kamchatka peninsular.

Dependence of field fadings at the receiving point from the oscillator location relatively the underlying surface on the transmitting side is shown.

Поляризация атмосферных помех

Оценка временных и пространственных вариаций уровня атмосферных помех возможна только статистическими методами, основанными на результатах обработки наблюдений во многих пунктах земного шара, на разных частотах и в различное время. Исследования проводились во многих странах, результаты их обобщены и опубликованы в [2].

Следует отметить, что эти измерения не могут дать исчерпывающих сведений о физических свойствах атмосферных помех. Для полного решения проблемы атмосферных помех необходимо получить возможно более подробные сведения о структуре и физических свойствах самого поля атмосферных помех. Одним из физических свойств поля является его поляризация.

При проведении экспериментальных исследований [3] использовались приёмные антенны эллиптической поляризации, и вопрос о поляризационных свойствах атмосферных помех возник в процессе измерений. Для удобства обработки данных, между циклами излучения волн различной поляризации вводилась специальная пауза, которую условно называли защитной. В этой паузе передатчик запирался, а регистрирующее устройство продолжало записывать информацию, поступающую с антенн различной поляризации. Автор обнаружил отличие сигналов в защитных паузах с антенн противоположной поляризации и задался целью определить причину этого различия.

Анализ помеховой обстановки в пункте проведения эксперимента позволил сделать вывод, о том, что основной вклад в регистрируемые сигналы вносят атмосферные помехи. Поскольку для регистрации использовалось одно радиоприёмное устройство, то различие в характере изменения сигналов могло быть вызвано только антенно-фидерными трактами, вернее их свойствами. Используя поляризационные и резонансные свойства антенн приёмного комплекса удалось установить эллиптическую поляризацию атмосферных помех.

Дальнейшие исследования были направлены на уточнение поляризационных свойств атмосферных помех. В результате были получены оценочные величины коэффициента поляризации атмосферных помех, которые находятся в пределах 0,09-0,37. Можно предположить, что изменение коэффициента поляризации от эксперимента к эксперименту объясняется вариациями грозовой активности в области, где проявляются поляризационные свойства приёмных антенн. С другой стороны, выявлена корреляция

степени поляризации атмосферных помех с состоянием магнитного поля Земли, а именно с вариациями Dst-индекса. Роль геомагнитного фактора Dst вариаций применительно к селективному поляризационному возбуждению ионосферных характеристических волн отмечалась ранее [1] и описывается в [5].

Влияние подстилающей поверхности на поляризационные свойства результирующей волны

В зависимости от способа реализации устройства генерации волн вращающейся поляризации коротковолнового диапазона подстилающая поверхность может играть роль, как нежелательного явления, так и фактора, обеспечивающего получение поля эллиптической поляризации. В случае, когда поле эллиптической поляризации формируется антенной свойства подстилающей поверхности необходимо учитывать, поскольку при определённых условиях результирующее поле может вырождаться в поле линейной поляризации. С другой стороны, подстилающая поверхность может выступать в качестве инструмента преобразования линейно поляризованной волны в эллиптическую и, в особых случаях, круговую. Это относится к методу получения поля эллиптической поляризации на основе линейного излучателя, расположенного над полупроводящей поверхностью [6]. Наконец, элементы антенных устройств могут быть не параллельны (не перпендикулярны) подстилающей поверхности, что также оказывает влияние на поляризационные характеристики поля.

На одном из этапов исследований на передающей стороне использовался набор поляризационных характеристик излучаемой волны. Измерения показали, что замирания поля в точке приёма при излучении волны вибратором, наклонённым к поверхности земли под углом 45^0 больше, нежели под углом 135^0 . При этом замирания больше чем, в случаях, когда излучалась волна горизонтальной или вертикальной поляризации. Наименьшие замирания наблюдались при использовании левосторонней эллиптической поляризации волны.

При расположении вибраторов под углом к подстилающей поверхности результирующее поле можно представить как сумму горизонтальной и вертикальной составляющих. Горизонтальная составляющая напряжённости поля вибратора, расположенного под углом 45^0 к горизонту, противоположна по направлению горизонтальной составляющей напряжённости поля вибратора, расположенного под углом 135^0 . При этом вертикальная составляющая опережает по фазе горизонтальную. Принято считать, что результирующий вектор в случае эллиптической поляризации поля вращается от вектора, опережающего по фазе, к вектору, отстающему по фазе. Таким образом, в случае расположения вибратора под углом 45^0 имеем правостороннюю поляризацию результирующего поля в направлении на корреспондента. Соответственно в случае, когда вибратор расположен под углом 135^0 , результирующее поле имеет левостороннюю поляризацию. В то же время в [1] показано, что направление вращения вектора напряжённости электрического поля результирующей волны в пункте передачи, обуславливает величину замираний поля в пункте приёма.

Направление вращения вектора электрического поля результирующей волны, играет существенную роль и накладывает ограничения на угол азимутального отворота в способе [6] предложенном Фальковичем И.С. При переходе конца вибратора, как результате азимутального отворота, из первого квадранта в четвёртый, или из второго в третий **направление вращения вектора электрического поля результирующей волны меняется на противоположное.**

Результаты экспериментальных исследований подтверждают выводы, сделанные в работе [8], о возможности улучшения качества канала связи за счёт случайного поляризационного согласования, как следствие паразитной эллиптической поляризации антенн коротковолнового диапазона. Но равновероятно, что паразитная эллиптическая поляризация может привести к ухудшению качества ионосферного канала связи. В связи

с этим при проектировании коротковолновых линий связи и разработке антенных устройств оценка влияния подстилающей поверхности на поляризационные свойства формируемого поля, должна исходить из свойств, геометрии и структуры реальной земной поверхности, как это показано, к примеру, в [9].

Заключение

Экспериментально установлена эллиптическая поляризация атмосферных помех и получены оценочные величины коэффициента поляризации атмосферных помех, которые для направления север-юг на полуострове Камчатка находятся в пределах 0,09-0,37. Обнаружение эллиптической поляризации атмосферных помех позволяет по-новому подойти к проблеме обнаружения и различения сигналов при наличии поляризованной помехи. Выявлена корреляция коэффициента поляризации атмосферных помех с вариациями Dst-индекса, характеризующего состояние магнитного поля Земли.

Опытным путём показана зависимость замираний поля в точке приёма от положения вибратора относительно подстилающей поверхности на передающей стороне.

Список литературы

1. Сивоконь В.П., Дружин Г.И. Оценка замираний при излучении волн вращающейся поляризации в КВ диапазоне // Электросвязь. 2005. № 10. С. 39-41.
2. Отчёт 322 МККР, Женева, 1963. – М. : Связь, 1971. – 80 с.
3. Сивоконь В.П., Дружин Г.И., Поддельский И.Н., Поддельский А.И., Аллакулиев Ю.Б., Тарасенко Д.В., Цуканов А.В., Шумилов Ю.С. Аппаратурный комплекс для исследования волн вращающейся поляризации в КВ-диапазоне // Электросвязь. 2004. № 8. С. 9-11.
4. Поздняк С.И., Мелетицкий В.А. Введение в статистическую теорию поляризации радиоволн. – М. : Советское радио, 1974. – 478 с.
5. Сивоконь В.П., Дружин Г.И. Геомагнитный фактор Dst-вариаций в селективном возбуждении ионосферных характеристических волн // Геомагнетизм и аэронавигация. – 2006. Т. 46, № 4. С. 492-495.
6. Фалькович И.С., Калинин И.Н. КВ антенна круговой поляризации на основе линейного диполя, размещённого над полупроводящей землёй // Электросвязь. 1995. № 3. С. 29-31.
7. Арефьева Л.Н., Березин Ю.В. Селективное поляризационное возбуждение волн в ионосферном канале связи // Радиотехника. 1991. № 1. С. 6-8.
8. Чернов Ю.А. Эллиптическая поляризация волн на КВ трассах. – М. : Труды НИИР, 2002. С. 87-90.
9. Кузубов Ф.А. Некоторые вопросы взаимодействия радиоволн с реальной земной поверхностью. Рассеяние дециметровых волн на неровных поверхностях конечной проводимости. – М. : ИЗМИРАН СССР, 1974. – 156 с.

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 космических 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_oF2 data of Kamchatka peninsula.

В последние годы в прогностике хорошие результаты были показаны на основе технологий, основанных на нейронных сетях. Использование нейронных сетей здесь предполагает рассмотрение задачи прогнозирования как задачи построения отображения $F: X \rightarrow X_f$, где X - 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 построенного на основе нейронных сетей отображения, во-первых, во многом 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 применения конструкции вейвлет-преобразования. Базовое выражение аппроксимируемой функции, например, для двухслойной нейронной сети с последовательными связями выглядит в этом случае следующим образом:

$$y(t) = j \left(\sum_i w_{ij} j_i \left(\sum_j w_{ij} \sum_{l,k} \langle x_j, \Psi_{b_0;l,k} \rangle \Psi_{b_0}^{l,k}(t) \right) \right), \quad \Psi_{b_0;j,k}(t) = 2^{j/2} \Psi(2^j t - kb_0) \quad - \text{ базисный}$$

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 f_oF_2 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.

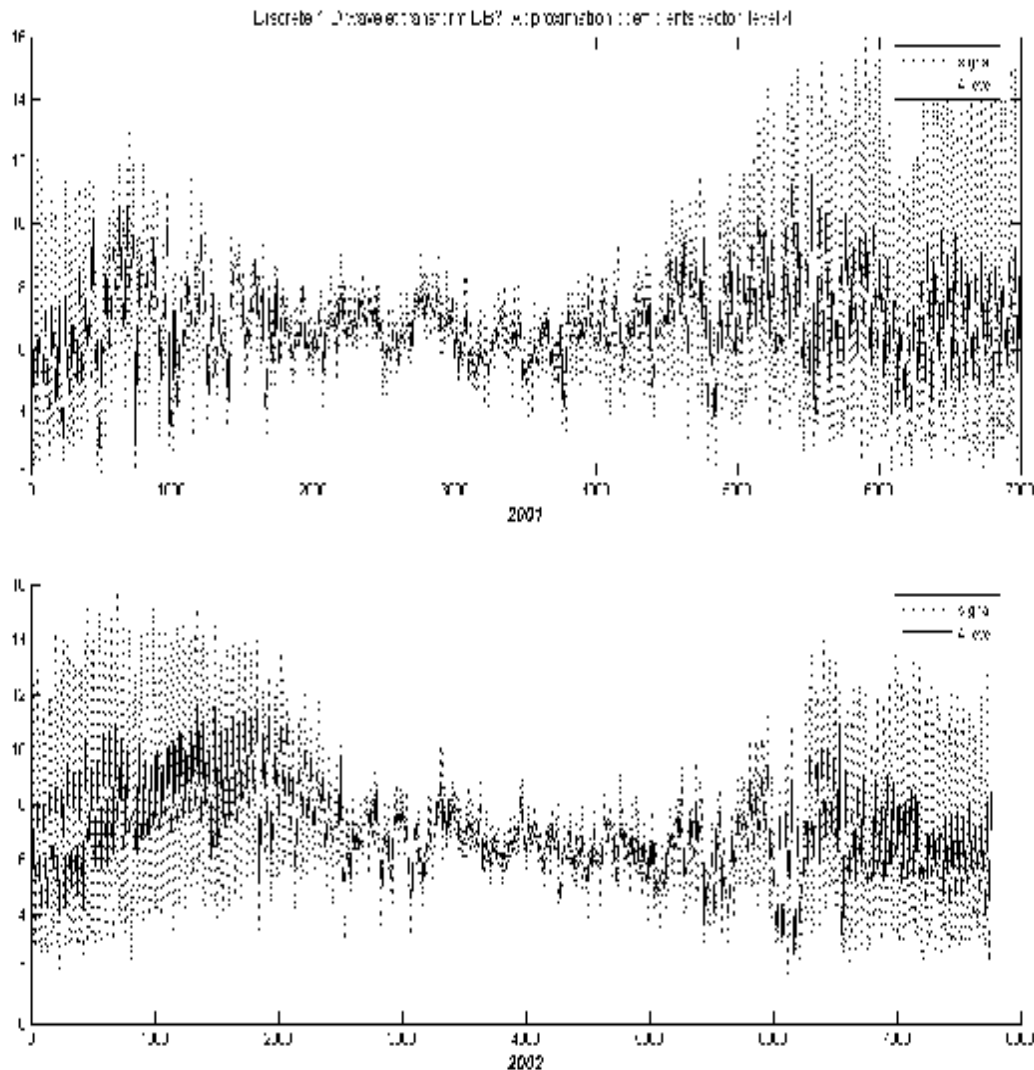


Рис.1. Черным цветом показаны данные регистрации критической частоты (верхний график содержит данные за 2001 г., нижний – за 2002 г.), серым цветом показан восстановленный сигнал данных регистрации критической частоты после применения процедуры дискретного вейвлет-разложения на 4 масштабный уровень (верхний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

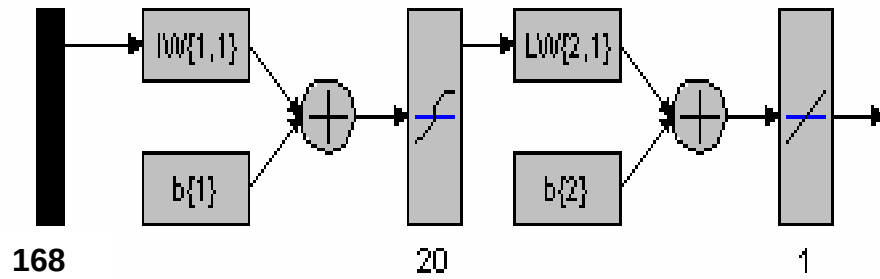


Рис.2. Структура нейронной сети.

На рис.3 показан результат работы сети, в качестве тестовой выборки использовались восстановленные данные критической частоты зимнего периода 1983 г., ошибка сети составила $e=0,0026$. 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 вейвлет-преобразования, 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.

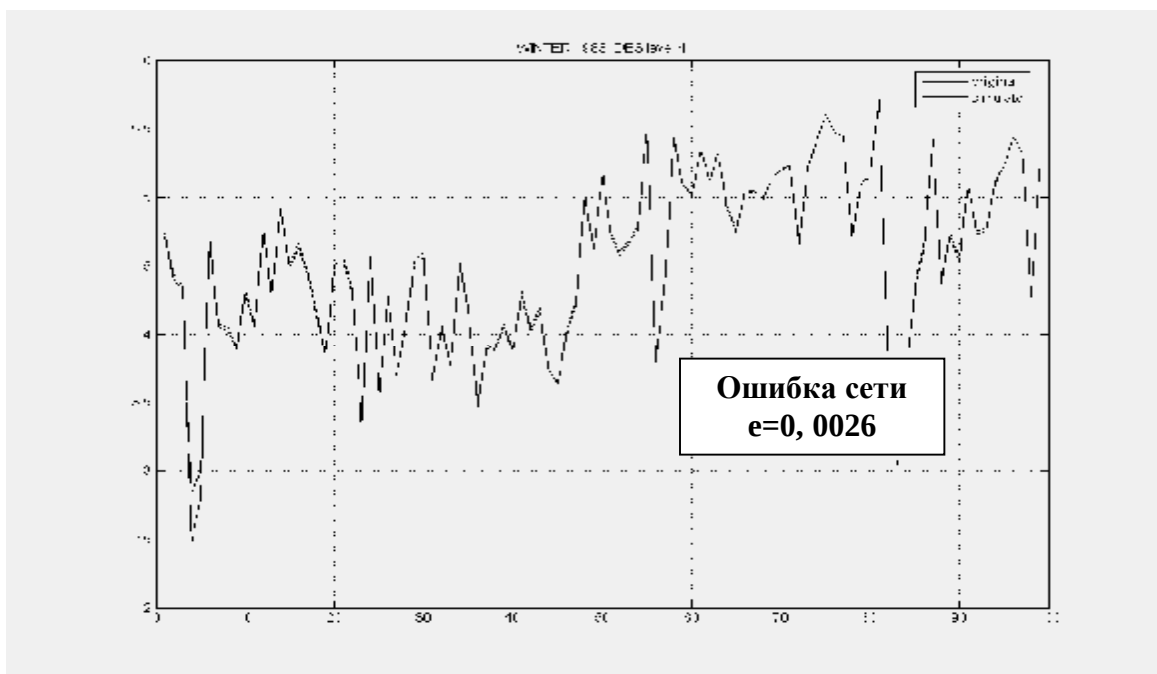


Рис.3. Результат работы сети при подаче на ее вход восстановленных данных регистрации критической частоты зимнего периода 1983 г. после применения процедуры дискретного вейвлет-разложения на 4 масштабный уровень (черным цветом показан восстановленный сигнал регистрации критической частоты зимнего периода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

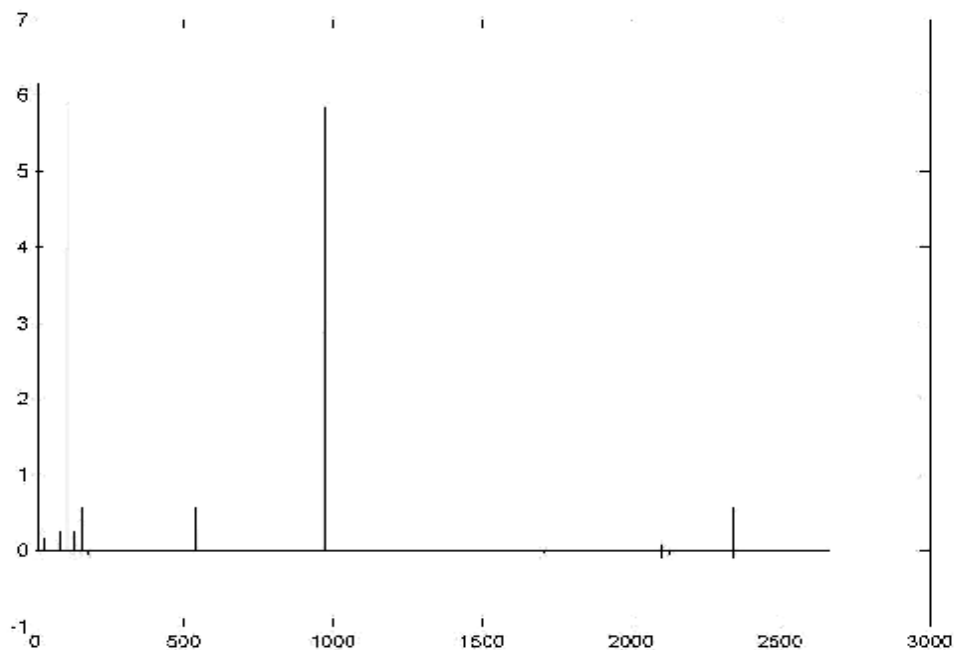


Рис.4.Ошибка сети при подаче на ее вход сигнала критической частоты зимнего периода 1972 г.

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 космических 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 $\Delta\varphi \times \Delta\lambda = 1^\circ \times 1.5^\circ$ 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 ($K>9$) 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 $\mu_{ср}$. Далее полученные ряды распределения вероятностей сейсмических событий по глубине были представлены в виде непрерывного вейвлет-преобразования. Т.к. значения коэффициентов вейвлет-преобразования 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 $K \geq 13$. В период с 1992 по 1993 г.г. в разных районах полуострова произошло 12 землетрясений энергетического класса $K \geq 13$. 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 $k \geq 13$, 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 вейвлет-коэффициентов 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 вейвлет-коэффициентов в 1991-1992 г.г. и в 1996-1997 г.г. Таким образом, на основе предложенной методики был выполнен анализ формирования вероятностной структуры распределения сейсмических событий по глубине накануне сильных землетрясений на Камчатке и выделены периоды повышенной сейсмической активности.

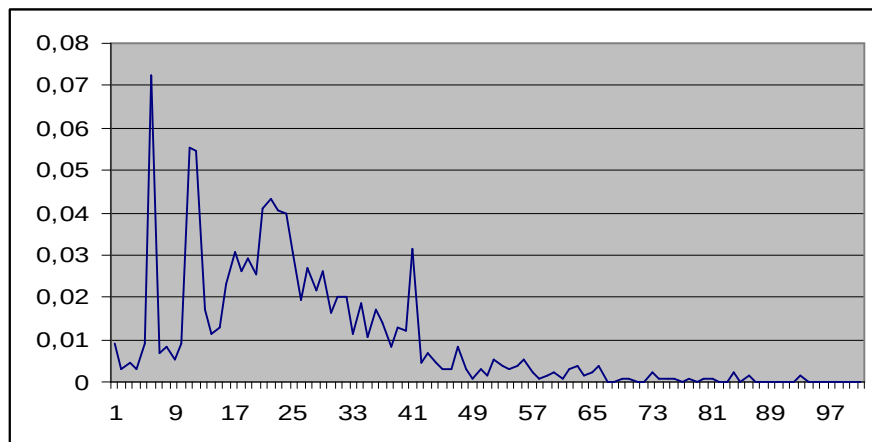


Рис.1. Значения вероятностей событий по глубине, рассчитанной за период 1990-1997 г.г., для района с координатами 54-55 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.

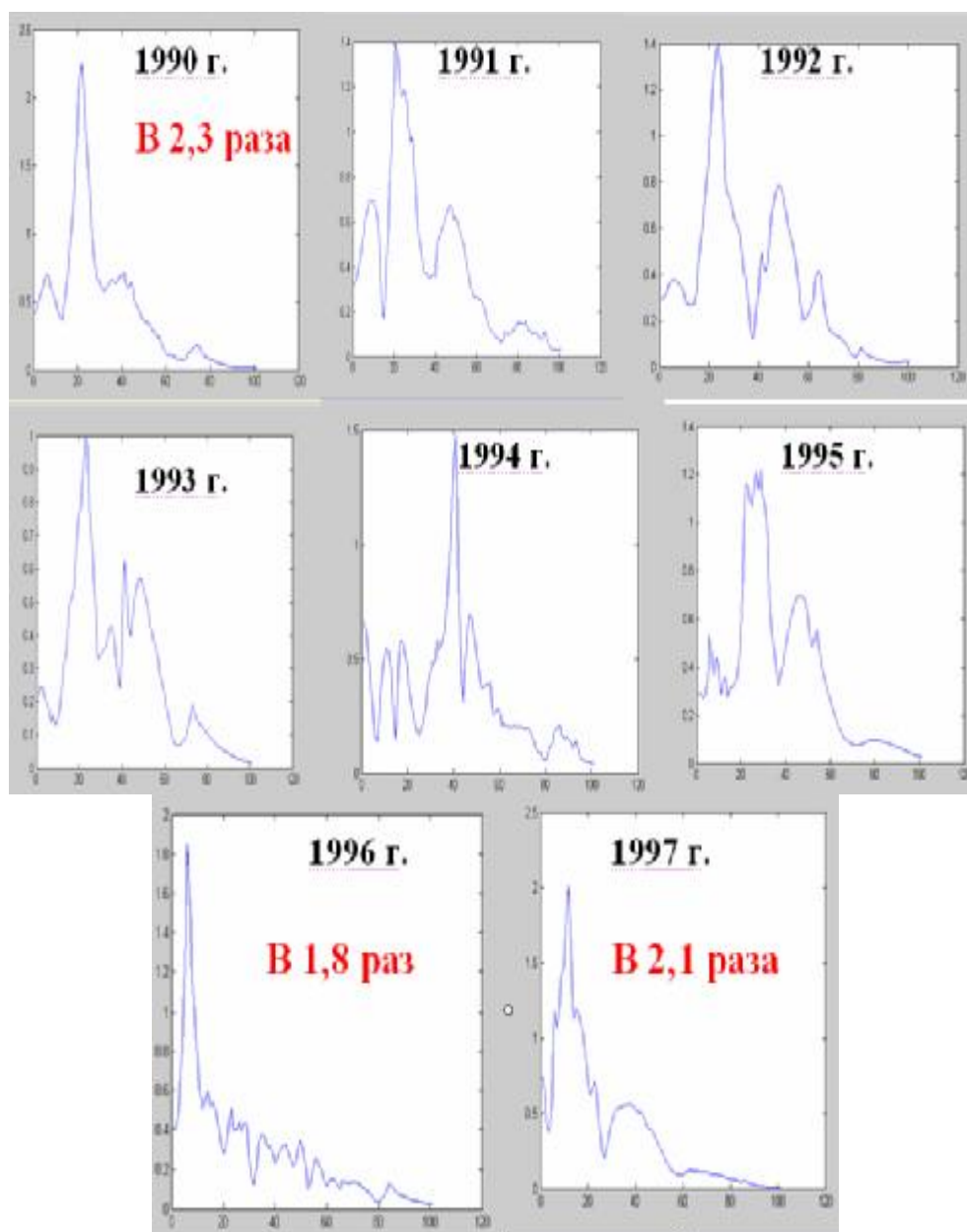


Рис.2. Суммарные значения вейвлет-коэффициентов, рассчитанные в пределах временных окон, равных 1 году, для района с координатами 54-55 град. с.ш., 161,5-163 град. в.д.

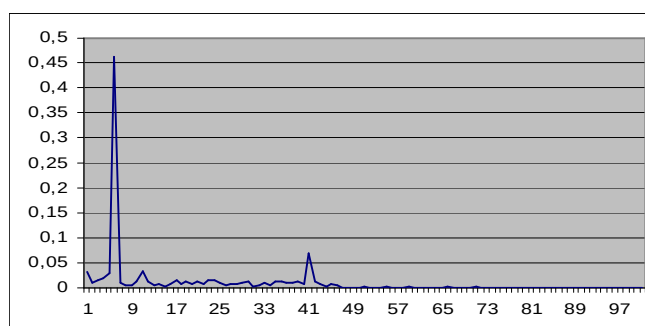


Рис.3. Значения вероятностей событий по глубине, рассчитанной за период 1990-1997 г.г., для района с координатами 51-52 град. с.ш., 158,5-160 град. в.д.

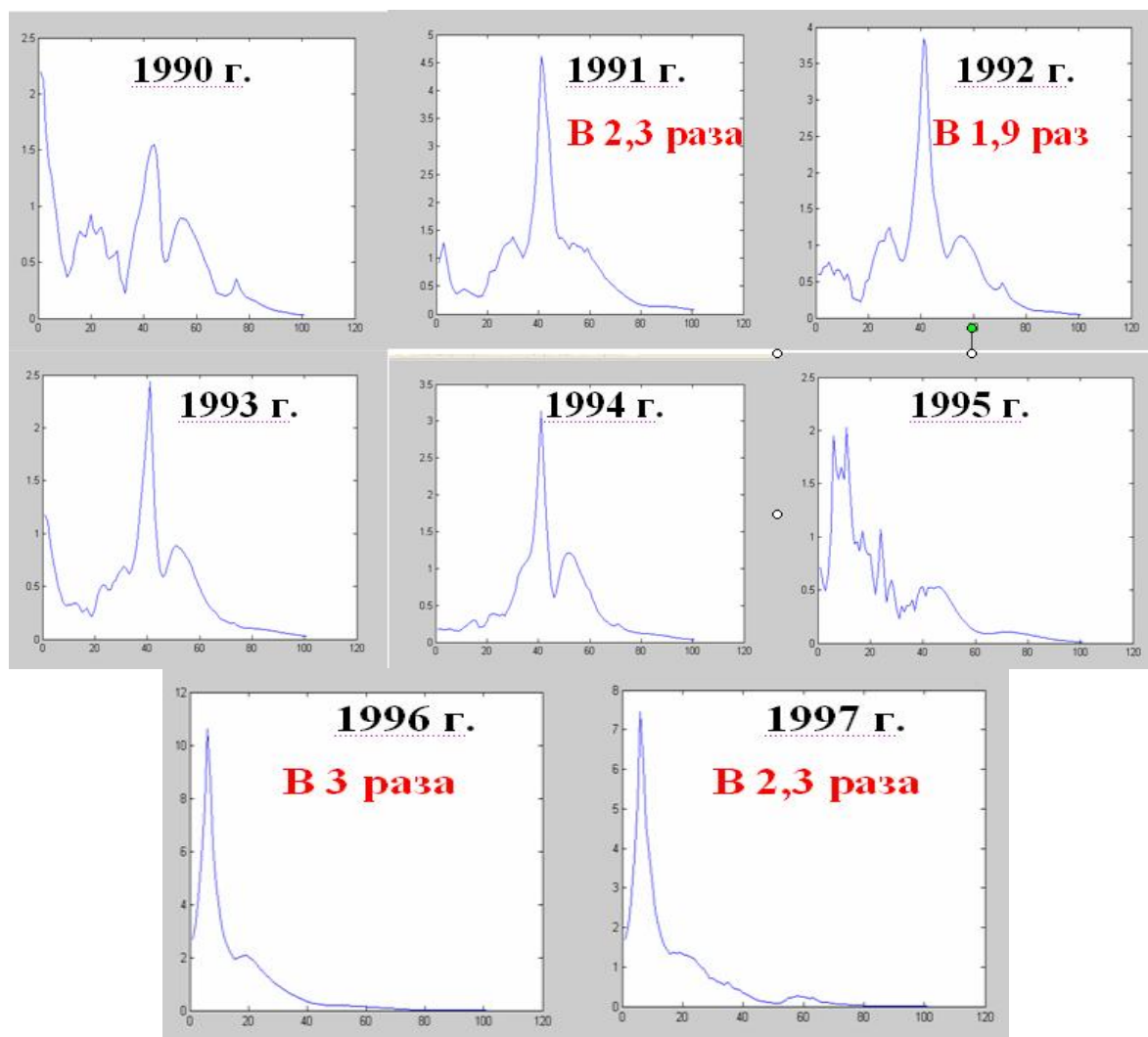


Рис.4. Суммарные значения вейвлет-коэффициентов, рассчитанные в пределах временных окон, равных 1 году, для района с координатами 51-52 град. с.ш., 158,5-160 град. в.д.

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 космифизических 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_i 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 P , 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 $F(\varphi, \lambda, h, k)$ или ее плотности $f(\varphi, \lambda, h, k)$, 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 $\Delta\varphi_i$, долготе $\Delta\lambda_j$, глубине Δh_m и по классу Δk_n вычисляются по формуле:

$$P(\Delta\varphi_i, \Delta\lambda_j, \Delta h_m, \Delta k_n) = \int_{\varphi_1}^{\varphi_2} d\varphi \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} d\lambda \int_{h_1}^{h_2} dh \int_{k_1}^{k_2} f(k, \varphi, \lambda, h) dk =$$

$$F(\varphi_i, \lambda_j, h_m, k_n) - F(\varphi_{i-1}, \lambda_{j-1}, h_{m-1}, k_{n-1}) = P(\Delta\varphi_i) \times P(\Delta\lambda_j | \Delta\varphi_i) \times P(\Delta h_m | \Delta\lambda_j, \Delta\varphi_i) \times$$

$$P(\Delta k_n | \Delta h_m, \Delta\lambda_j, \Delta\varphi_i), \quad (1)$$

где i, j, m и n – индексы, соответствующих интервалов случайных величин. В этом выражении приняты обозначения: $f(\varphi)$ – безусловная плотность распределения событий в зависимости от φ ; $f(\lambda|\varphi)$ – плотность распределения событий по λ при условии, что широта равна φ ; $f(h|\varphi, \lambda)$ – плотность распределения по h при условии, что широта и долгота соответственно равны φ и λ ; $f(k|\lambda, \varphi, h)$ – 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

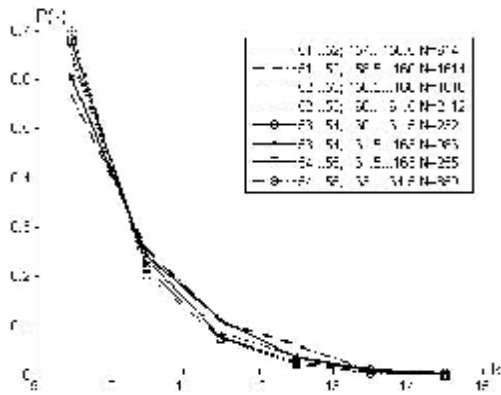


Рис.1. Распределение вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы энергетического класса.

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

S_1	$\Delta\varphi=51^\circ - 52^\circ$ с.ш., $\lambda=157^\circ - 158,5^\circ$ в.д.	S_5	$\Delta\varphi=53^\circ - 54^\circ$ с.ш., $\lambda=160^\circ - 161,5^\circ$ в.д.
S_2	$\Delta\varphi=51^\circ - 52^\circ$ с.ш., $\lambda=158,5^\circ - 160^\circ$ в.д.	S_6	$\Delta\varphi=53^\circ - 54^\circ$ с.ш., $\lambda=161,5^\circ - 163^\circ$ в.д.
S_3	$\Delta\varphi=52^\circ - 53^\circ$ с.ш., $\lambda=158,5^\circ - 160^\circ$ в.д.	S_7	$\Delta\varphi=54^\circ - 55^\circ$ с.ш., $\lambda=161,5^\circ - 163^\circ$ в.д.
S_4	$\Delta\varphi=52^\circ - 53^\circ$ с.ш., $\lambda=160^\circ - 161,5^\circ$ в.д.	S_8	$\Delta\varphi=54^\circ - 55^\circ$ с.ш., $\lambda=163^\circ - 164,5^\circ$ в.д.

Таблица 1.

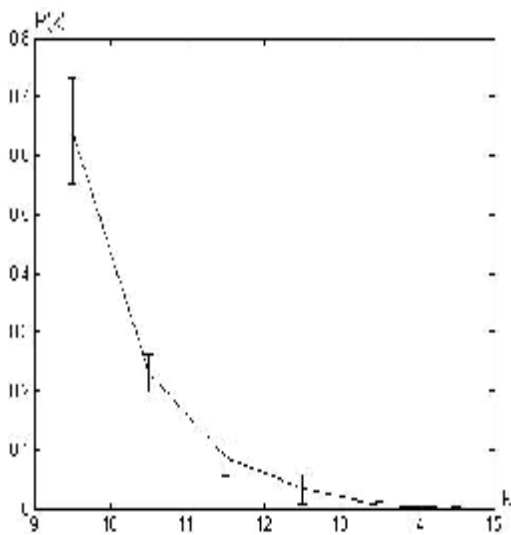


Рис.2. Доверительные интервалы для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы энергетического класса.

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

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

законов распределения от этих переменных. Обработка каталога по приведенной формуле дает возможность вычислить частоты возникновения сейсмических событий в том или ином заданном интервале изменения случайных величин 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

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 попадания сейсмического события в заданный интервал энергетического класса Δk для каждой области будет случайной величиной. Для рассматриваемых областей с некоторой вероятностью β можно определить интервал I_β , в который попадут вероятности событий для интервала энергетического класса Δk [2]. Найдём такое значение ε , для которого $P(p^*(\Delta k) - \varepsilon_\beta < p(\Delta k) < p^*(\Delta k) + \varepsilon_\beta) = \beta$, (2)

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

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

$$I_\beta = (p^*(\Delta k) - \varepsilon; p^*(\Delta k) + \varepsilon). \quad (4)$$

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

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

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

Так как $p(\Delta k)$ распределено по закону близкому к нормальному, то

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

где Φ^* - нормальная функция распределения.

Из выражения (7) получим величину отклонения от среднего:

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

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

Можно обозначить

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

тогда

$$\varepsilon_\beta = \sigma \cdot t_\beta. \quad (10)$$

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

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

На рис.2 представлены доверительные интервалы для доверительной вероятности $\beta=0.95$, вычисленные для рассмотренных выше распределений вероятностей сейсмических событий по интервалам энергетического класса $\Delta k=1$ для интервала глубины $0 \leq h \leq 100$ км.

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 ($1 \leq i \leq n$), 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 $\varepsilon_\beta(\Delta h, \Delta k)$, равной половине доверительного интервала. На рис.3 максимальное значение ε_β приходится на интервал глубины 40-41 км, на котором на площадях S_1 и S_2 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

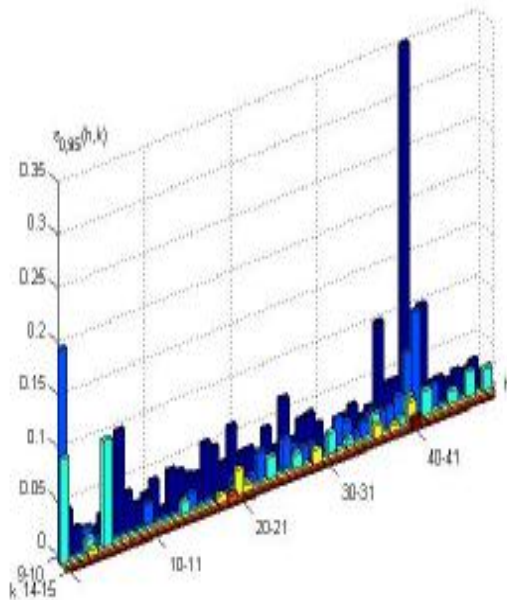


Рис.3. Отклонения от среднего $\varepsilon(h,k)$ для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1993-31.12.1993 для доверительной вероятности 0,95.

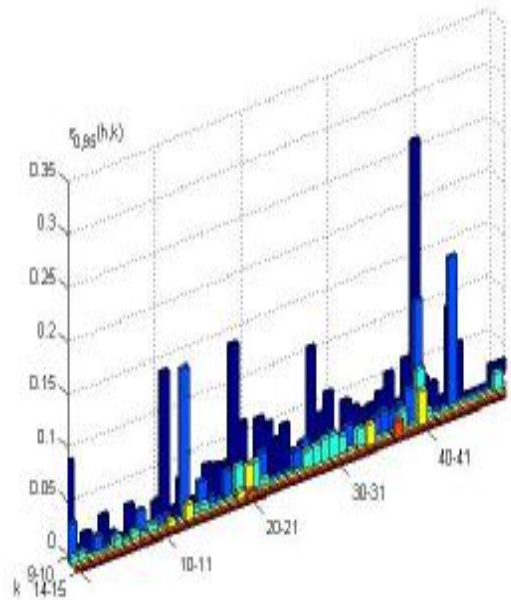


Рис.4. Отклонения от среднего $\varepsilon(h,k)$ для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1994-31.12.1994 для доверительной вероятности 0,95.

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

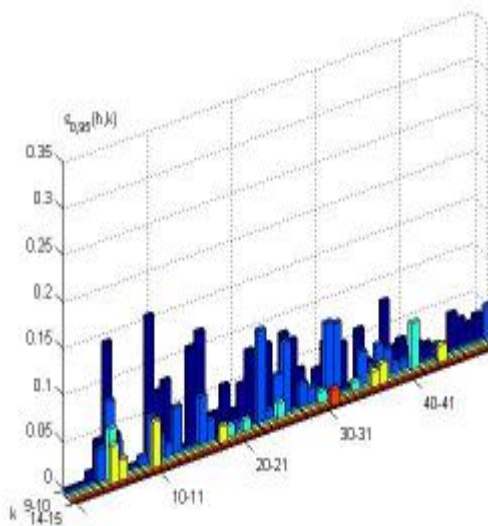


Рис.5. Отклонения от среднего $\varepsilon(h,k)$ для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1995-31.12.1995 для доверительной вероятности 0,95.

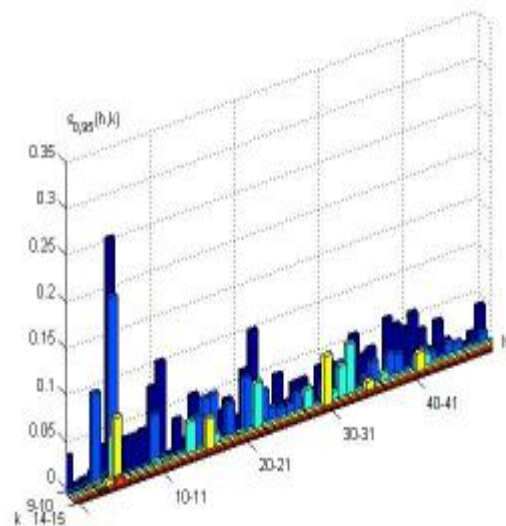


Рис.6. Отклонения от среднего $\varepsilon(h,k)$ для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1996-31.12.1996 для доверительной вероятности 0,95.

землетрясение с энергетическим классом $K=14,9$.

Таким образом, для общей области S_{Σ} , включающей в себя все площади S_i ($1 \leq i \leq n$) 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

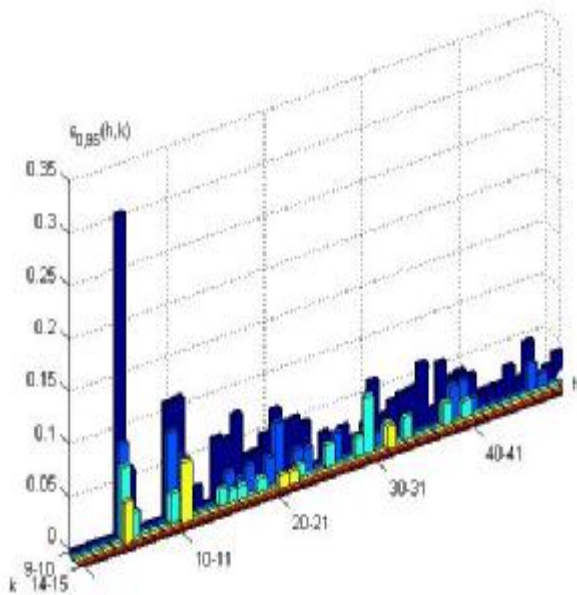


Рис.7. Отклонения от среднего $\varepsilon(h,k)$ для вероятностей попадания сейсмических событий в интервалы глубины и энергетического класса за период 1.1.1997-4.12.1997 для доверительной вероятности 0,95.

$\varepsilon_\beta(\Delta h, \Delta k)$ равна половине доверительного интервала и прямо пропорциональна дисперсии σ^2 . Увеличение $\varepsilon_\beta(\Delta h, \Delta k)$ на каких-либо интервалах глубин Δh и класса Δk свидетельствует, как следует из (6), о росте дисперсии для вероятностей, характеризующих попадание сейсмических событий в эти интервалы. Таким образом, изменение величины $\varepsilon_\beta(\Delta h, \Delta k)$ 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 5-6 км (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 (<http://www.wdcb.ru/sep/data.ru.html>). 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:

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

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

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

$$СКО = \sqrt{\frac{SS_e}{n_e}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{(n-p)}},$$

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

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

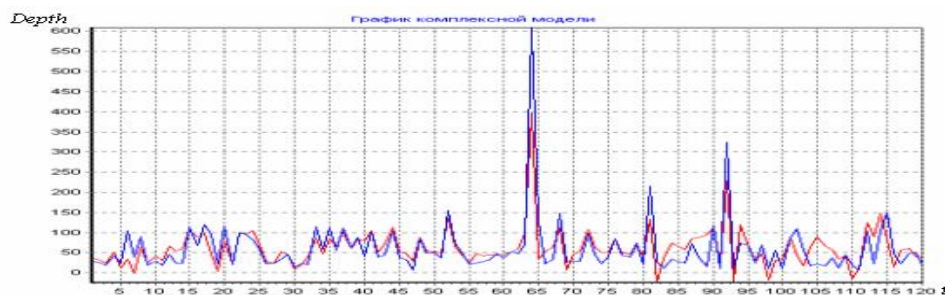


Рис.1. Графики наблюдений и комплексной модели

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).

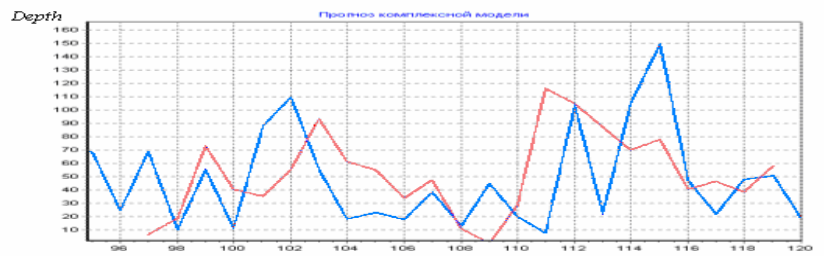


Рис.2. Прогноз по комплексной модели ряда глубины землетрясений (80%) на 2 года (20%).

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:

$$\begin{aligned}
 X(t) = & 5,678 + 0,006 \cdot t - 0,0000145 \cdot t^2 + 20,040787 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{3} + 109,81\right) + 0,051298 \\
 & \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{4} + 172,27\right) + 0,065788 \sin\left(\frac{2\pi t}{5} + 25,853\right) + 0,15895 \cdot \sin\left(\frac{2\pi t}{10} + 34,345\right) + \\
 & + 0,091643 \sin\left(\frac{2\pi t}{13} + 51,507\right) + 0,247 \cdot e(t-1) + z(t) + n(t);
 \end{aligned}$$

СКО = 0,192, $s_{\Delta} = 0,15$.

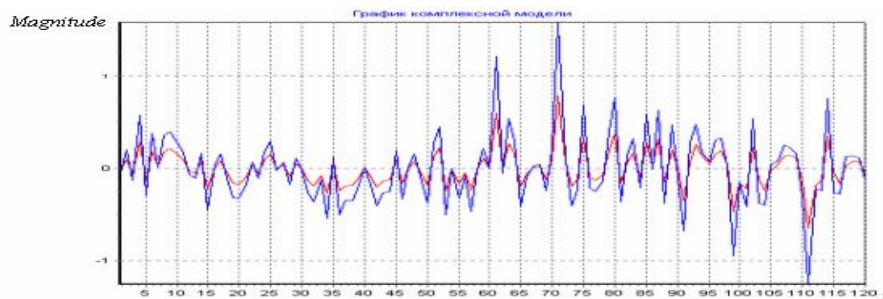


Рис.3. Графики наблюдений и комплексной модели

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:

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

$$\text{СКО} = 1,689, \quad s_{\Delta} = 1,81.$$



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].

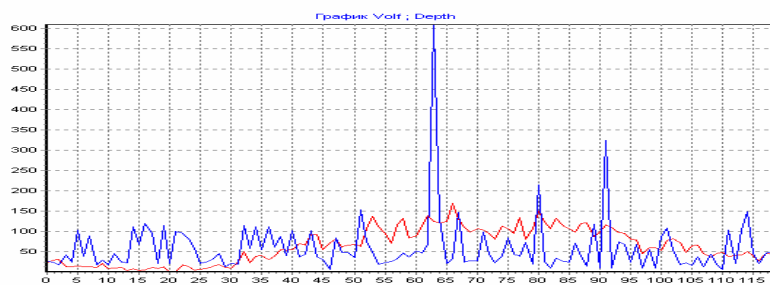


Рис.5. Графики динамики чисел Вольфа и глубины землетрясений

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. 6а на частотах, на которых наблюдаются наибольшие значения коспектра.

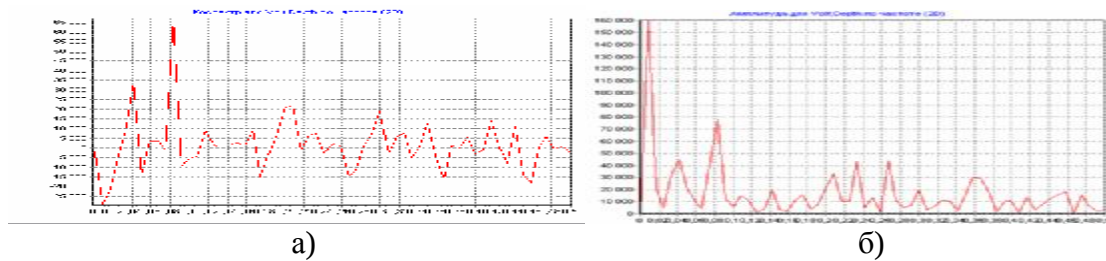


Рис.6. а) Коспектр рядов чисел Вольфа и глубины землетрясений, б) Кросс-амплитуда рядов чисел Вольфа и глубины землетрясений

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.

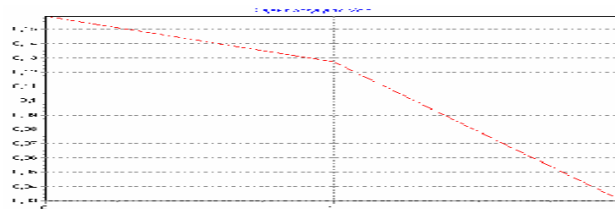


Рис.7. Сдвиг ряда глубины землетрясений относительно ряда чисел Вольфа на 2 месяца.

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 радиуса-вектора 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.

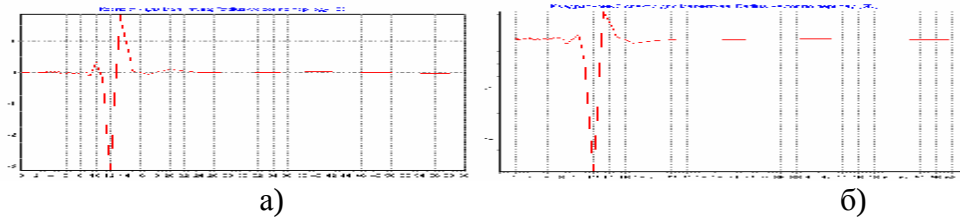


Рис.8. Характеристики кросс-спектрального анализа рядов сейсмической активности и барицентра системы Земля-Луна: а) кросс-периодограмма, б) коспектр, в) квадратурный спектр.

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

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*

²*Камчатский государственный университет,*

³*Институт космических 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 эндогенных геодинамических процессов относятся: землетрясения, активный вулканизм, тектонические деформации, являющиеся основными источниками современных движений земной коры. Наиболее масштабные 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: $10^{-2} \text{ см/с} \leq V \leq 1 \text{ км/с}$ [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 $M \leq 8,0$ 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: $V \approx 550 \pm 300, 800 \pm 300$ и 2000 ± 500 км/год соответственно.

На основании анализа мировых баз данных [3, 4, 11, 13-23] был составлен наиболее полный список землетрясений с $M \geq 8,4-8,5$, 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).

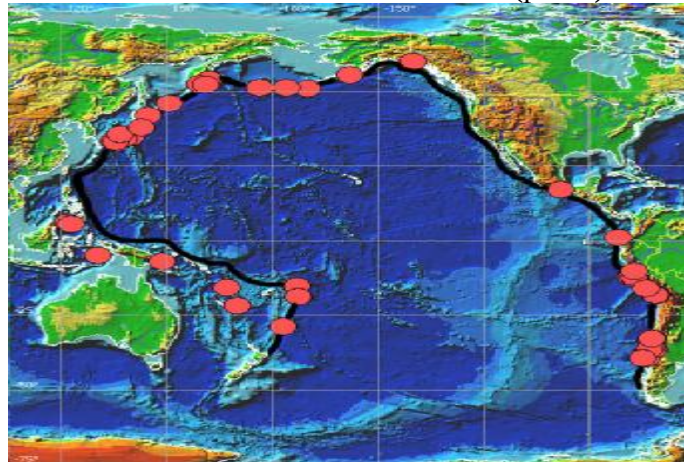


Рис.1. Расположение эпицентров тихоокеанских коровых землетрясений с $M \geq 8,4-8,5$, 1361-2005 г.г., $N=46$. Жирным цветом обозначена линия, совпадающая с глубоководными желобами, вдоль которой в работе определяется расстояние L .

Расположение очагов тихоокеанских землетрясений “инструментального” периода 1897-2005 г.г. с $M_W \geq 9.0$ на пространственно-временной карте представлено на рис.2.

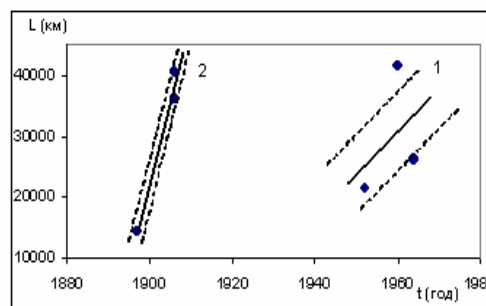


Рис.2. Пространственно-временная карта очагов тихоокеанских землетрясений 1897-1960 г.г. с $M \geq 9,0$ и определенные по ним методом наименьших квадратов две (1,2) прямые линейные цепочки миграции.

Из данных, представленных на этом рисунке видно, что эпицентры всех землетрясений с $M_w \geq 9,0$ группируются в пределах двух прямолинейных “цепочек”, скорости миграций вдоль которых составляют $V_1 \approx 700$ и $V_2 \approx 2700$ км/год, в среднем - $V_{M \geq 9,0} \approx 1700 \pm 1000$ км/год. Аналогичная ситуация наблюдается при нанесении на пространственно-временную карту очагов тихоокеанских землетрясений 1897-1965 г.г. с $M \geq 8,7$ и землетрясений 1897-1965 г.г. с $M \geq 8,5 \div 8,6$, 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 $M \geq 8,7$ - $V_{M \geq 8,7} \approx 500 \pm 200$ км/год, для землетрясений с $M \geq 8,5 \div 8,6$ - $V_{M \geq 8,5 \div 8,6} \approx 350 \pm 90$ км/год.

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

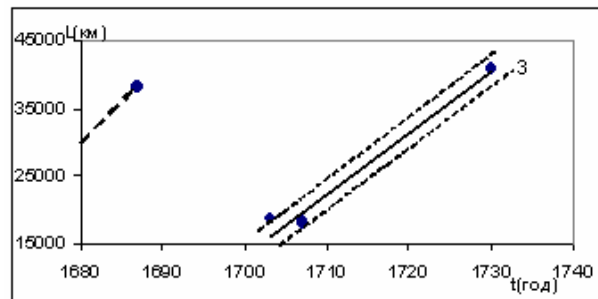


Рис.3. Пространственно-временная карта очагов тихоокеанских землетрясений 1361-1896 г.г. с $M \geq 8,9 \div 9,0$ и определенная по ним линейная цепочка (3) миграции землетрясений с $M = 8,9$.

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

Расположение эпицентров землетрясений 1361-1896 г.г., с $M \geq 8,5 \div 8,6$ на пространственно-временной карте представлено на рис.4.

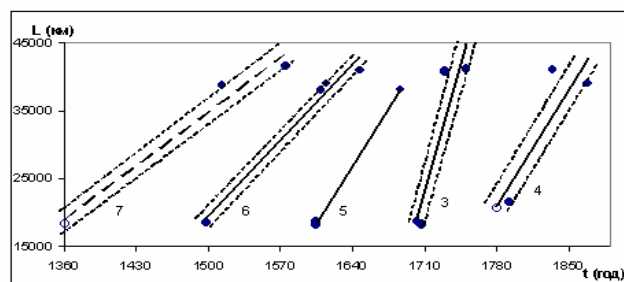


Рис.4. Пространственно-временная карта очагов тихоокеанских землетрясений 1361-1896 г.г. с $M \geq 8,5 \div 8,6$ и определенные по ним методом наименьших квадратов пять (3-7) прямые линейные цепочки миграции.

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 $V_{M \geq 8,8 \div 8,9} = 540 \pm 110$ км/год. Остальные четыре цепочки (4-7), объединяющие эпицентры землетрясений с $M \geq 8,5 \div 8,6$, имеют близкие наклоны, значения которых соответствуют значениям скоростей миграций: $V_7 \approx 115 \pm 20$, $V_6 \approx 158 \pm 15$, $V_5 \approx 240 \pm 10$ и $V_4 \approx 247 \pm 80$ км/год. Среднее значение скорости миграции землетрясений с $M \geq 8,5 \div 8,6$, определенное по этим данным, составляет $V_{M \geq 8,5 \div 8,6} \approx 200 \pm 60$ км/год.

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

Магнитудные диапазоны	$V_{\text{рассч}}$, км/год	$V_{\text{прогн}}$, км/год
$M \geq 9,0$	$\approx 1700 \pm 1000$	$\approx 2000 \pm 500$
$M \geq 8,9$	$\approx 900 \pm 80$	-
$M \geq 8,8$	$\approx 540 \pm 110$	-
$M \geq 8,7$	$\approx 500 \pm 200$	$\approx 800 \pm 300$
$M \geq 8,5$	$\approx 230 \pm 40$	$\approx 550 \pm 300$

Таблица 1. Рассчитанные в работе $V_{\text{рассч}}$ и прогнозные $V_{\text{прогн}}$ значения скоростей миграции тихоокеанских землетрясений магнитудного диапазона $M > 8$.

В этой же таблице приведены и прогнозные значения скоростей миграции $V_{\text{прогн}}$, определенные на основании ранее полученных данных [5, 6, 26]. Как видим, рассчитанные и прогнозные значения скоростей миграции землетрясений в магнитудном диапазоне $8,5 \leq M \leq 9,0$ 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: $10^{4,5} \div 10^{11} \text{ м}^3$ [24; 25]. В результате каждому извержению в базе было приписано порядковое число от $W = 1, 2, \dots, 7$, соответствующее объемам извергнутого материала $10^{4,5}, 10^6, \dots, 10^{11} \text{ м}^3$ 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 .

Ранее 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 $W \geq 5$ (86 %) и $n = 55$ извержений $N = 41$ вулкана с $W \geq 6$ (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 $W \geq 6$ ($\geq 10^{10} \text{ м}^3$), 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 $W \geq 6$.

Извержения с $W \geq 6$ ($N = 19, n = 21$) в период с 250 д.н.э. – 1932 г.г. имеют тенденцию группироваться в пределах узких областей ($N_1 = 1 \div 7$, 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 $W \geq 6$ мигрируют вдоль окраины океана со скоростью $V = 100 \pm 40$ км/год.

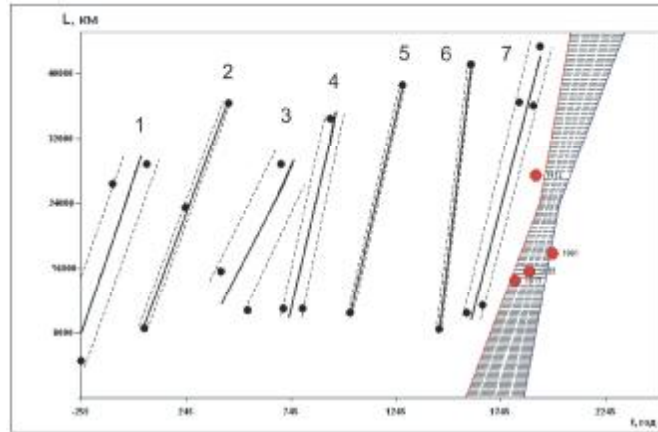


Рис.6. Расположение Тихоокеанских вулканов ($N = 25$) и их извержений ($n = 22$) с $W \geq 6$ в 250 д.н.э. – 1991 г.г. $p = 1-7$ – номера линий, определенных методом наименьших квадратов и величины среднеквадратических отклонений. Штриховкой обозначена “прогнозная” область.

p	k	a , км/год	T , 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 $W \geq 6$, представленных на рис. 6.

Примечание: p – порядковый номер области на рис. 6; k – количество извержений, попадающих в пределы области; a – значение “угла наклона” области; T – 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 $W \geq 6$: $\Delta T = 300 \pm 60$ лет, $a = 100 \pm 40$ км/год. Прогнозная область миграции, представлена на рис. 6 заштрихованной областью. Видно, что из четырех последних извержений с $W \geq 6$, 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 $W \geq 6$ 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. I 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. Пуцаровский 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>)
19. 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 (<http://www.volcano.si.edu>).
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

¹*Institute of Computational Modelling RAS SB,*

²*Siberian Federal University, Krasnoyarsk,*

³*Space Research Institute, Austrian Academy of Sciences, Graz, Austria*

Предложен новый метод оценки влияния ponderomotorных 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 ionospheric 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 $\vec{B}$ and electric $\vec{E}$ fields. Let us split vectors $\vec{E}$ into field-aligned components $E_{\parallel}$ parallel to the magnetic field and the normal components $\vec{E}_n$. The Ohm's law is valid in the rest frame of reference,

$$\vec{j} = s_{\parallel} \vec{E}_{\parallel} \quad (1)$$

$$\vec{j}_n = s_p \vec{E}'_n - s_H [\vec{E}'_n \times \vec{B}] / B \quad (2)$$

$$\vec{E}'_n = \vec{E}_n + [\vec{u} \times \vec{B}], \quad (3)$$

where $\vec{j}$ is the current density, quantities $s_p, s_H, s_{\parallel}$ are the Pedersen, Hall and field-aligned conductivities, $\vec{u}$ 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,

$$r \frac{d\vec{u}_n}{dt} = [\vec{j}_n \times \vec{B}], \quad (4)$$

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],

$$\langle s_p \rangle = s_p \frac{t}{t_0} (1 - \exp(-t_0 / t)), \quad \langle s_H \rangle = s_H \exp(-t_0 / t). \quad (5)$$

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 refereed 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 $s_C = (s_P^2 + s_H^2)/s_P$ which is sometimes used instead of Σ_C .

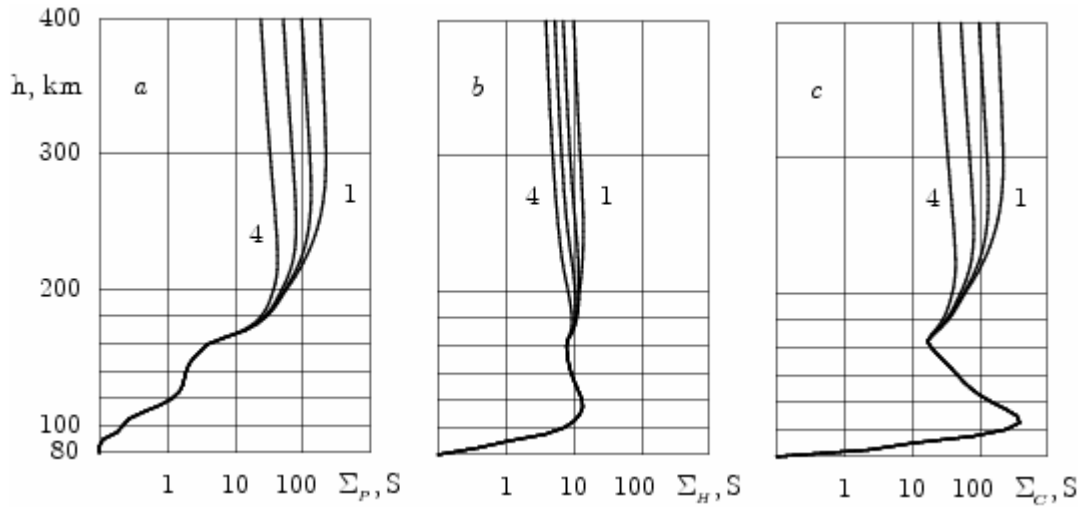


Fig.1. The height distributions of the conductances $\Sigma_P, \Sigma_H, \Sigma_C$. Midnight values above geomagnetic equator. The curves 1 present the original $\Sigma_P, \Sigma_H, \Sigma_C$ and the curves 2, 3, 4 correspond to the processes with $t_0 = 1/3, 1, 3$ hours. The ordinate h is the height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

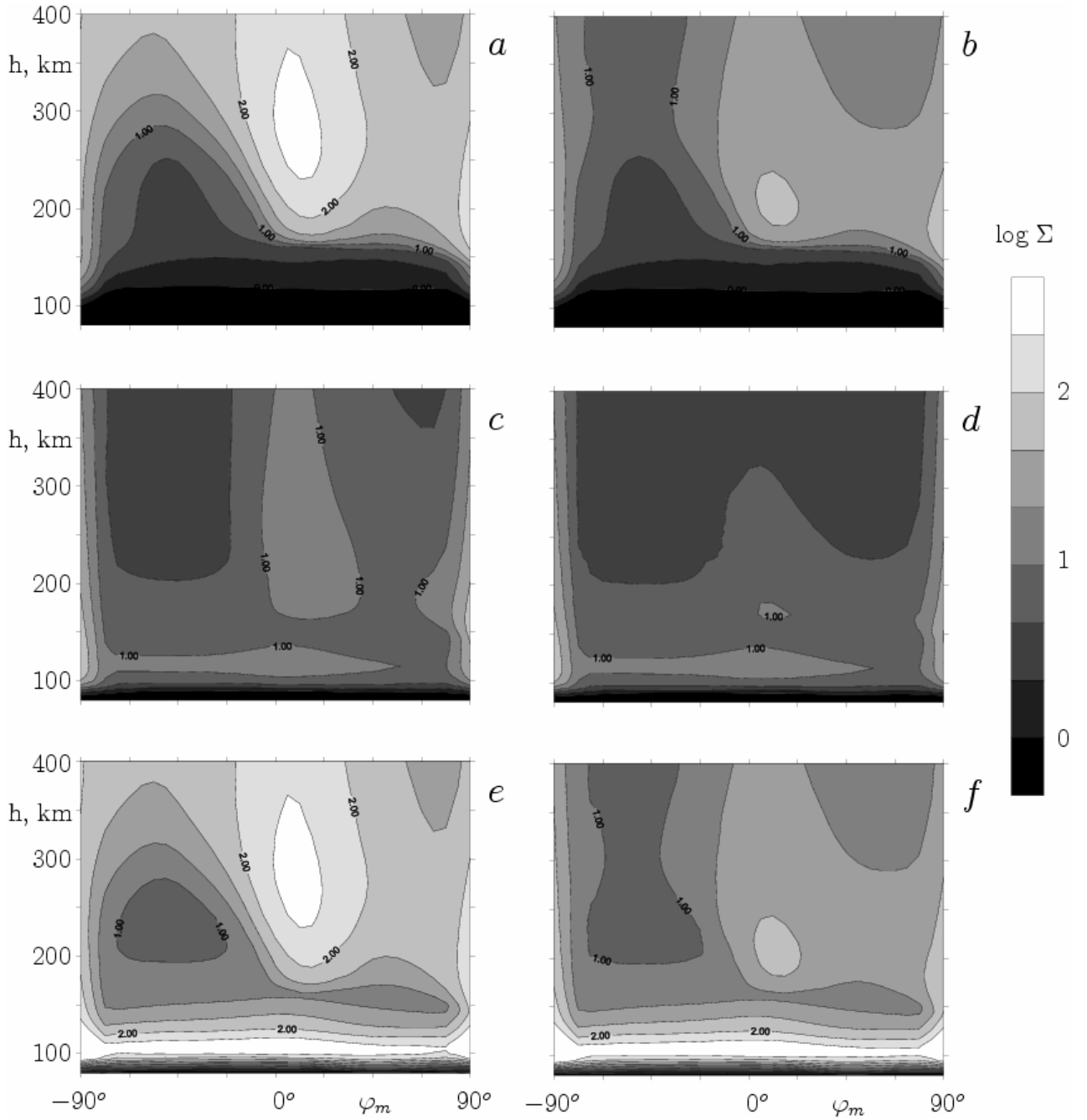


Fig.2. Conductance distributions above the night half of the geomagnetic equator. Left panels show conductances for a short-term process. Right panels show conductances for a long-term process, for which modifications of the conductivities are done for $t_0 = 3$ hours. Panels a, b are for $\log_{10} \Sigma_p$, 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 $\Sigma < 1$ S and the contours $\Sigma < 1$ S 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 Österreichischer 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.
5. 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, <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/space/model>, 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}

¹*Институт космических исследований РАН*

²*Институт 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.

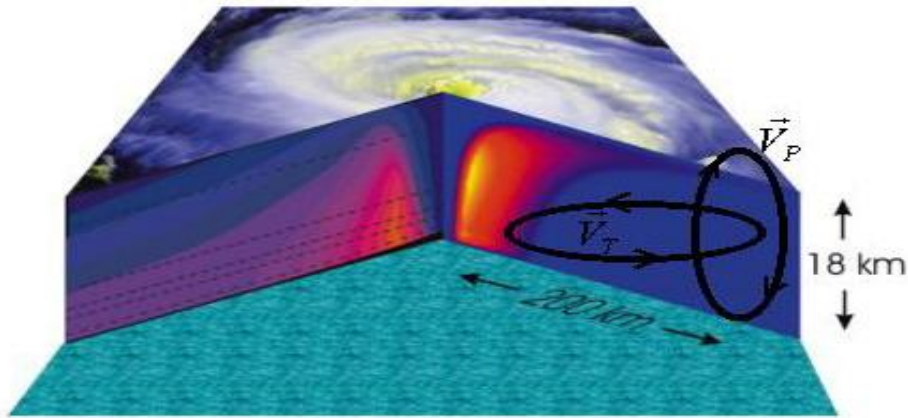
1. Моделирование тропического циклогенеза

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 Рэля-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 численных реализаций, с пространственным разрешением

горизонтальных масштабов ($2 \div 3$) 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 ($10 \div 30$) 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, подогреваемого снизу и вращающемся вокруг вертикальной оси [1, 7]. В разработанном подходе спирально-вихревые эффекты моделируются с помощью введения в уравнение движения специальной модельной силы.

Рассмотрим конвективные течения, возбуждаемые спиральной силой $\dot{\mathbf{f}}$ во вращающемся, подогреваемом снизу, цилиндрическом слое жидкости [1]:

$$\frac{\partial \dot{\mathbf{V}}}{\partial t} + \frac{1}{Pr} \dot{\mathbf{V}} \nabla \dot{\mathbf{V}} = -\nabla p + \Delta \dot{\mathbf{V}} + Ra T \dot{\mathbf{e}} + Ta^{1/2} (\dot{\mathbf{e}} \times \dot{\mathbf{V}}) + S \dot{\mathbf{f}},$$

$$Pr \frac{\partial T}{\partial t} + \dot{\mathbf{V}} \nabla T = \Delta T, \quad \text{div } \dot{\mathbf{V}} = 0,$$

$$\dot{\mathbf{f}} = \dot{\mathbf{e}} \cdot (\text{rot } \dot{\mathbf{V}})_z - \frac{\partial (\dot{\mathbf{e}} \times \dot{\mathbf{V}})}{\partial z}, \quad \dot{\mathbf{e}} = \{0, 0, 1\},$$

$$Ra = \frac{gb(T_1 - T_2)h^3}{nc}, \quad Pr = \frac{n}{c}, \quad Ta = \frac{4\Omega^2 h^4}{n^2}, \quad S = \frac{a\Omega h^2}{n},$$

где $\dot{\mathbf{V}}$ – скорость, p – давление, T – температура, $\dot{\mathbf{e}}$ – единичный вектор вдоль вертикальной оси; Ra , Pr и Ta – безразмерные числа Рэлея, Прандтля и Тейлора; S – безразмерный параметр, характеризующий интенсивность силы $\dot{\mathbf{f}}$, Ω – угловая скорость вращения слоя. Высота слоя h , характерная разность температур между торцами цилиндра $(T_1 - T_2)$, величины h^2/ν , χ/h и $\rho_0 \nu \chi/h^2$ 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 $H = \int \langle \dot{\mathbf{V}} \cdot \text{rot } \dot{\mathbf{V}} \rangle d\mathbf{r}$ 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 $1000 \leq Ra \leq 3000$, $0 \leq Ta \leq 1000$, $0 \leq S \leq 7$. 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 удастся «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.

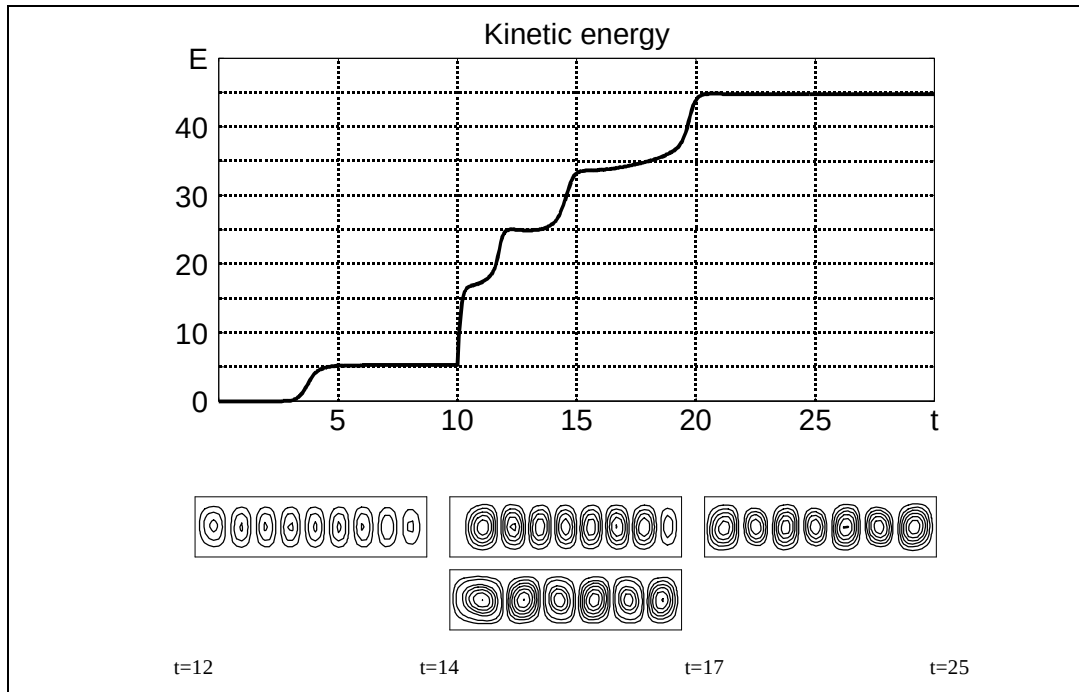


Рис. 2.

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.
2. Левина Г.В., Ожигбесов 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).
3. 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 отдельного ТЦ. Наиболее простая модель формирования урагана и его квазистационарной стадии, содержащая систему нелинейных уравнений для 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 ТЦ, способствующие генерации спиральности и поддержанию наблюдаемой 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 $\mathbf{v} \text{ rot } \mathbf{v}$, 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

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

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 °С, время t в сутках. Интенсификация слабых возмущений скорости начинается при температурах T выше порогового значения T_* . Полагаем $T_* = 26,5$ °С, $T_1 = 23$ °С. Чтобы учесть изменение фоновых условий для переменной равновесной температуры T_f в расчетах бралась функция $T_f(t) = T_0 + \delta T_1 [1 + \text{th } s_1(t)] - \delta T_2 [1 + \text{th } s_2(t)]$, 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 ТЦ 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.

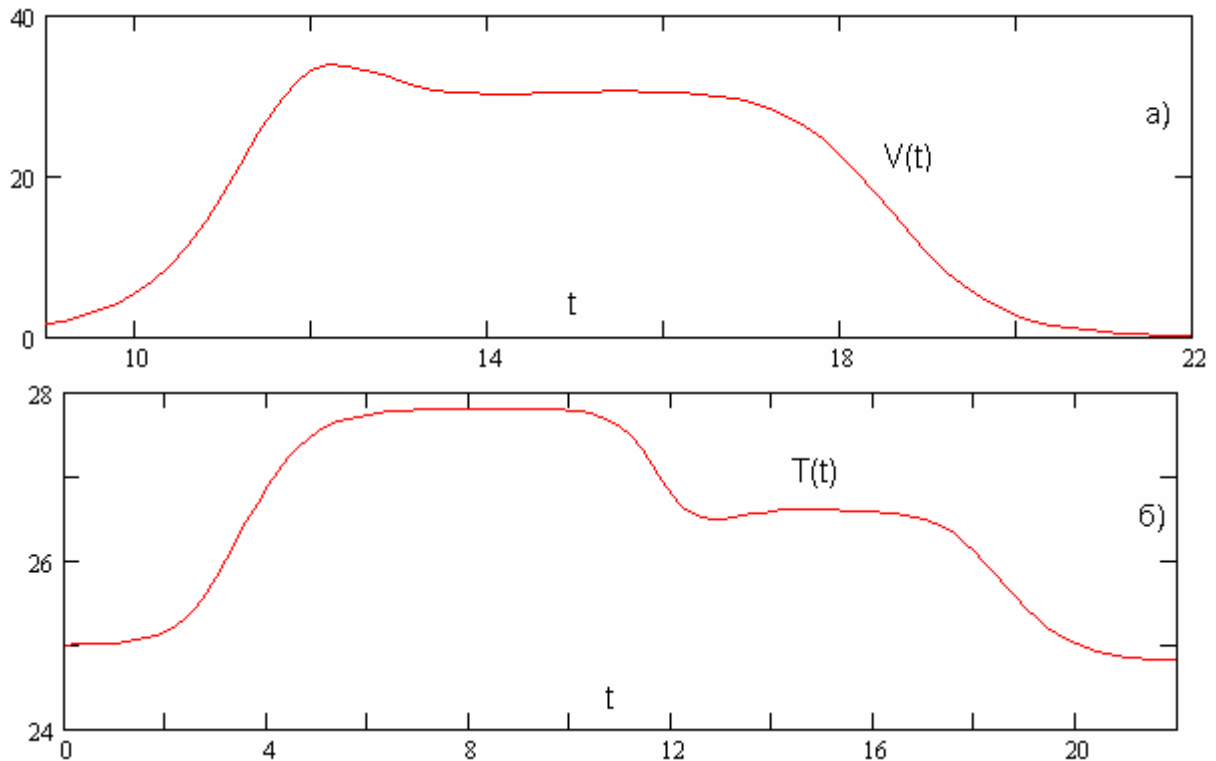


Рис.1. Временная динамика урагана. Полный жизненный цикл.

При интенсификации вихря достигается максимальное значение скорости ветра (для данного выбора исходных параметров) $\max V = 33,79$. 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 стадии интенсификации возмущения, длительность квазистационарной фазы, время подготовки системы к развитию неустойчивости и пр. Следовательно, на основе модификации данной модели с учетом экспериментальных данных 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

Имеющиеся экспериментальные данные (см., например, [9, 11]) 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

$$\delta U(z) = \int_h^z dz' E(z'), \quad \rho_q(z) = - (1 / 36 \pi) \times dE / dz ,$$

где поле E измеряется в keV/m, высота z в km, перепад потенциала $\delta U(z)$ в МэВ, 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.

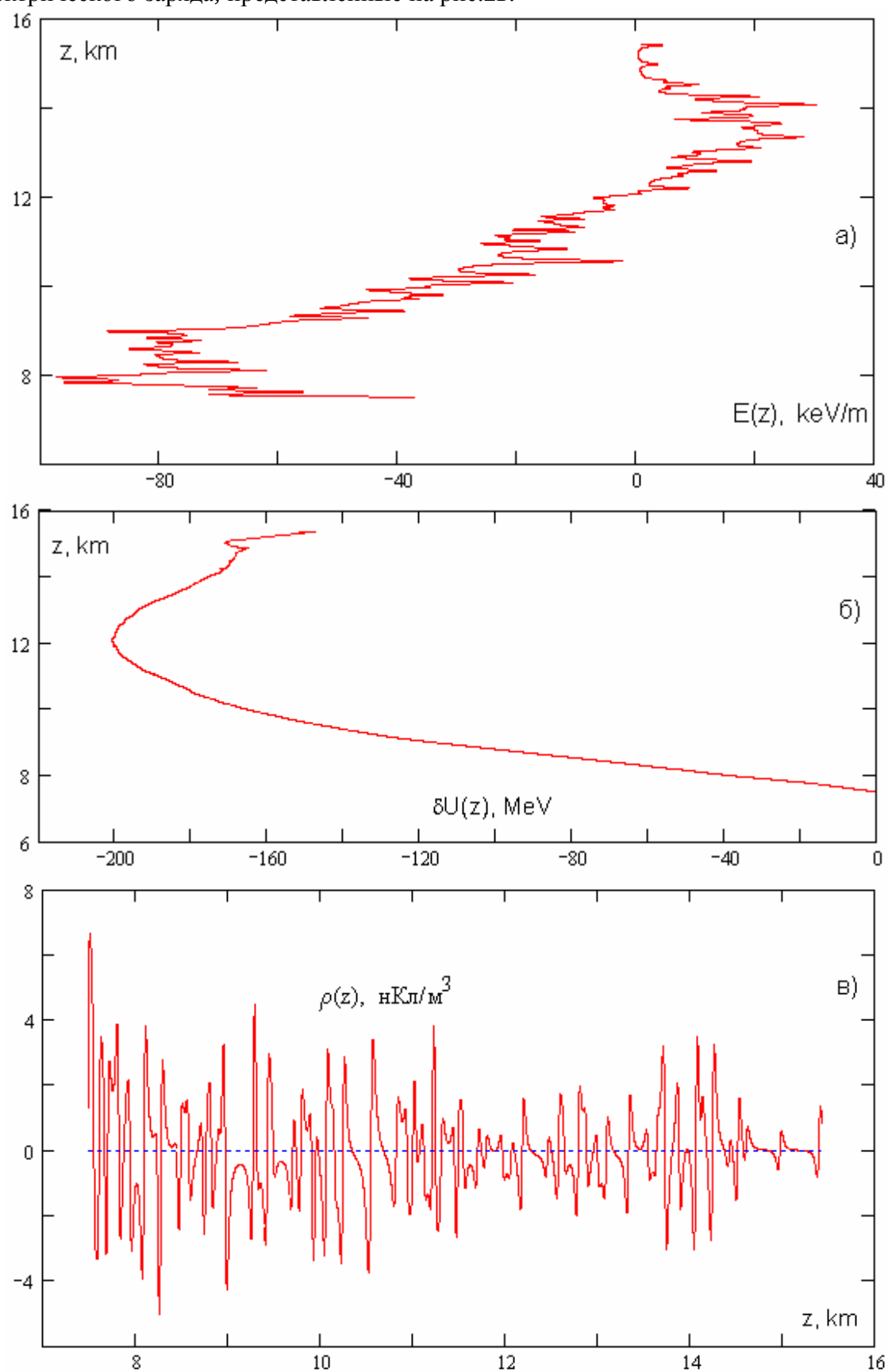


Рис.2.

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 детальнейших 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 выше можно добавить следующее. Разработка малопараметрических физико-математических моделей жизненного цикла крупномасштабных вихрей типа тропических ураганов представляет интерес для ряда задач, включая исследование особенностей крупномасштабного регионального циклогенеза, развития методик его прогнозирования, для исследований роли солнечно-земных 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 были 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.
2. 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 океан-атмосфера // 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.
8. 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. Kerntaler S.C., Toumi R., Haigh J.D. Some doubts concerning a link between cosmic ray fluxes 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.
12. 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.
13. 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 какому-то 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, веб-сервера Apache, 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 данных используют язык XQuery, в качестве основного формата документов используется XML [11], в интерфейсе широко применяются XSL преобразования.

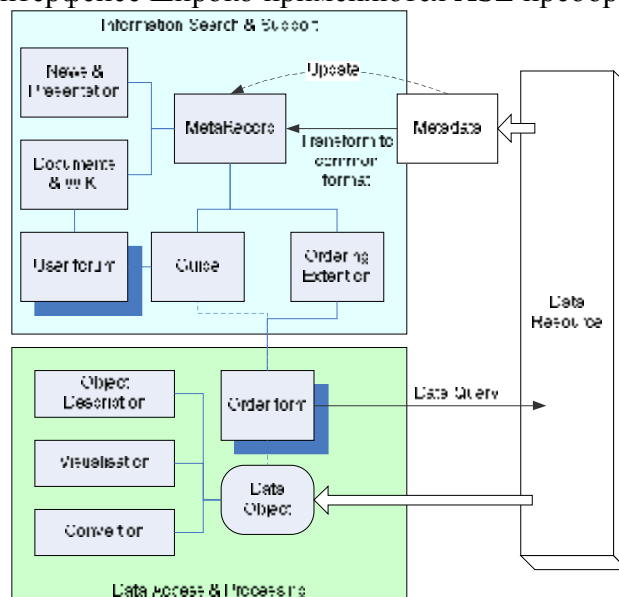


Рис.1. Принципиальная схема работы с метаданными и данными

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 связанные 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. Устаревшие 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 случае 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.

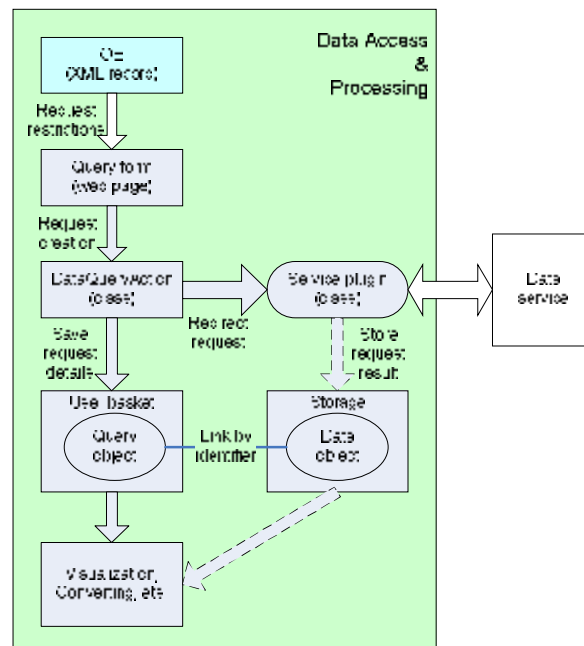


Рис.2. Взаимодействие с сервисами данных

Для подключения таких сервисов в VxOware существует специально разработанный формат метаданных (OE), в который преобразуются метаданные предоставляемые сервисом, или запись про него с этим 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

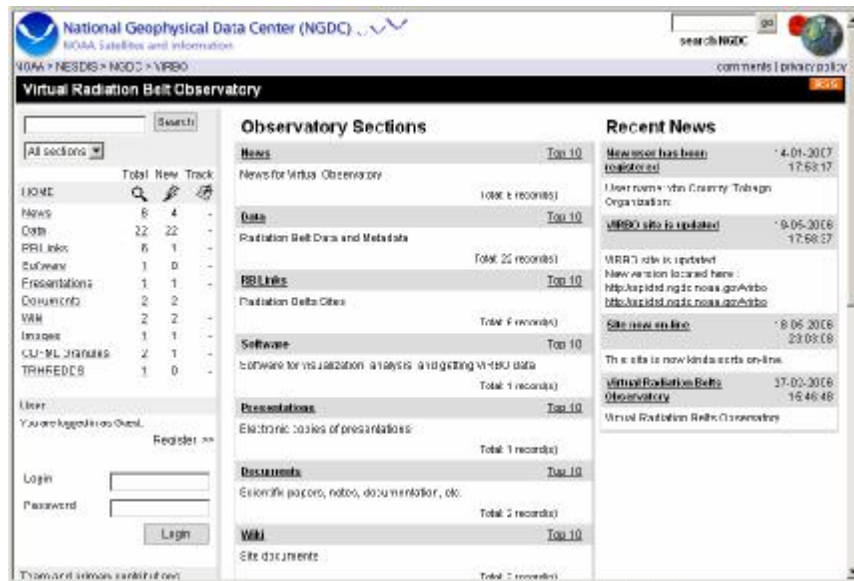
ViRBO

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 [http://virbo.org/wiki/index.php/Main_Page#Data_List]. 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.



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

Ссылки

- [1] Content Standard for Digital Geospatial Metadata (FGDC-STD-001-1998) June 1998 <http://www.fgdc.gov/metadata/metadata.html>
- [2] eXist - Open Source Native XML Database <http://exist.sourceforge.net/>
- [3] FGDC - Federal Geographic Data Committee <http://www.fgdc.gov/>
- [4] GCMD - Global Change Master Directory <http://gcmd.gsfc.nasa.gov/>
- [5] Java - Java Technology <http://java.sun.com/>
- [6] OGC - Open Geospatial Consortium, Inc. <http://www.opengeospatial.org/>
- [7] SPASE - Space Physics Archive Search and Extract <http://www.igpp.ucla.edu/spase/>
- [8] SPIDR - Space Physics Interactive Data Resource <http://spidr.ngdc.noaa.gov/spidr/>
- [9] Tomcat - Apache Tomcat <http://jakarta.apache.org/tomcat/>
- [10] W3C - World Wide Web Consortium <http://www.w3.org/XML/>
- [11] XML - Extensible Markup Language <http://www.xml.com/>
- [12] ESSE - Environmental Scenario Search Engine <http://esse.wdcb.ru/>
- [13] CLASS - Comprehensive Large Array-data Stewardship System
- [14] ViRBO - Virtual Radiation Belt Observatory <http://virbo.org/>

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. Лезгран², М. Жижин³

¹*Ecole 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*

³*Геофизический 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 преимущество использования горизонтальных компонент 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, S-волны. 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 Р-волны и, по возможности, S-волны. События-кандидаты выделяются по превышению порога отношения сигнал-шум (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 Р-волна детектируется вблизи подъема SNR вместе с последующей S-волной, то выделенный сигнал относится к тектоническим землетрясениям; если S-волну обнаружить не удастся, то сигнал относится к вулканическому шуму. В первом случае, поиск вступления S-волны ведется с помощью статистической сегментации по разности распределения амплитуд до и после S-вступления. Оценка длительности сигнала получается от момента подъема SNR выше порога или Р-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. Детерминистская компонента в стохастическом сигнале (в нашем случае вступление Р-волны) временно нарушит характер установившейся корреляции.

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

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

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 (z обозначает вертикальную компоненту движения; x и y находятся в горизонтальной плоскости; x в направлении С-Ю; y в направлении З-В):

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

где корреляция интеграла энергии по паре каналов x-z определяется формулой

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

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 $R(t, T) \leq 0.6$.

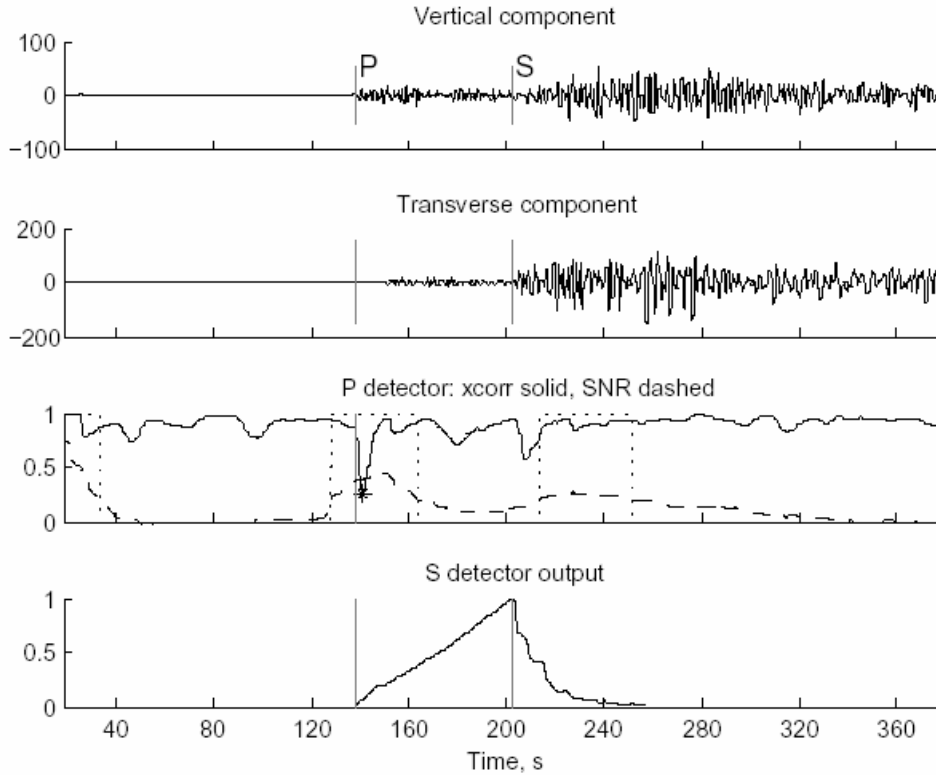


Рис.1. Пример детектирования Р- и S-волн:

- верхний и второй ряд: вертикальная и поперечная компоненты с отметками для Р- и S-вступлений, амплитуды в $\mu\text{с}$, поперечная компонента вычислялась согласно координатам очага по каталогу NEIC;
- третий ряд: безразмерный CECM 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 Р- и S-волн $p_p(a(t))$ и $p_s(a(t))$ являются нормальными $N(m_p, s)$ и $N(m_s, s)$ со сравнимыми вариациями, но существенно различными средними значениями; 2) сигналы внутри Р- 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 Р-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

$$L(t_s) = \log \prod_{i=t_p}^{t_s} p_p(a(t_i)) \prod_{i=t_s+1}^{t_{\max}} p_s(a(t_i)). \quad (4)$$

Для нормальных плотностей $p_p(a(t))$ и $p_s(a(t))$ функция правдоподобия будет

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

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

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

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

где средние амплитуды сигнала и шума определяются как

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

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

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 $SNR(t) > 5 \text{ dB}$.

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 эпицентрными 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 эпицентральной расстоянием, грубая оценка которого (без учета глубины) была получена простым умножением на 8 времени задержки между S- и P-волнами.

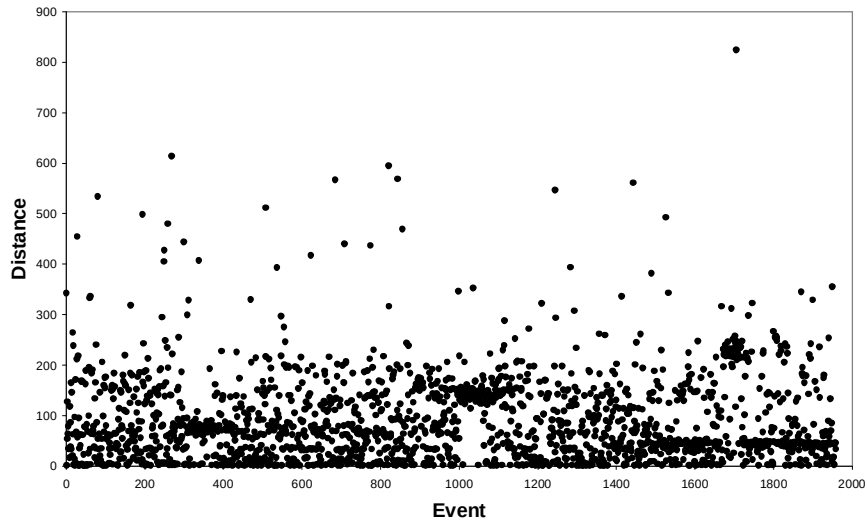


Рис.2. Детектированные землетрясения в хронологической последовательности в соответствии с эпицентральной расстоянием.

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.

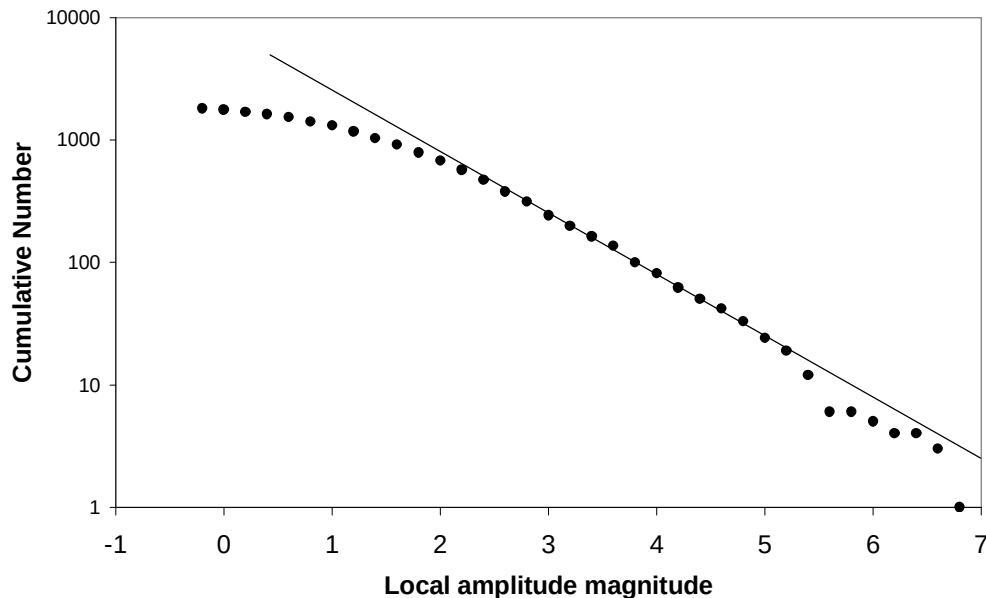


Рис.3. Распределение числа детектированных тектонических землетрясений в зависимости от амплитудной магнитуды.

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 наблюдаемых ДВШ заметно превышает их ожидаемое 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.

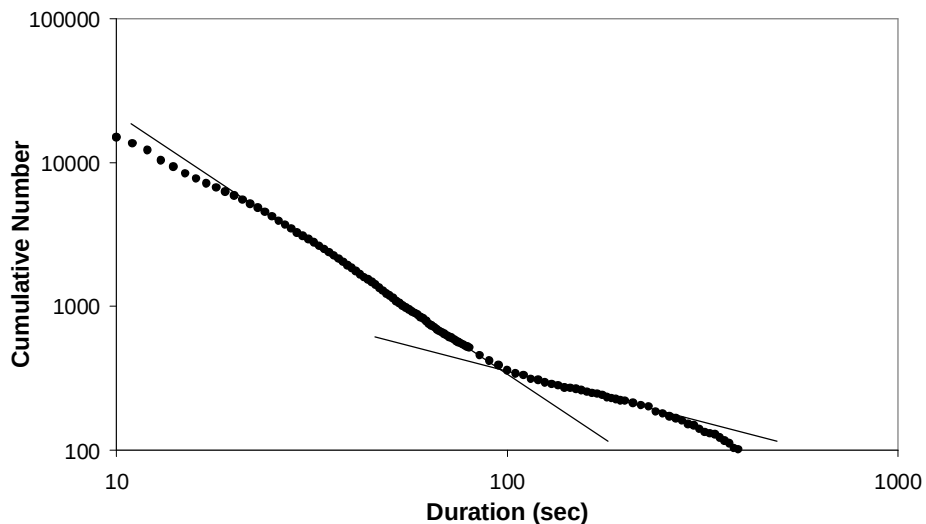


Рис.4. Распределение числа вулканических шумов по длительности.

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).

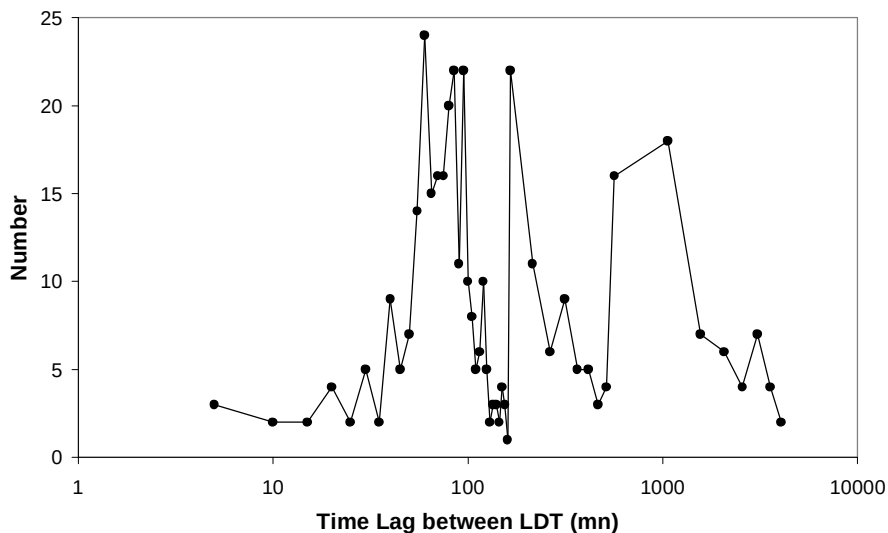


Рис. 5. Распределение времени задержки для всего множества ЛВШ.

Наблюдение подобных циклов и длительные задержки между 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 ДВШ 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.
2. Legrand D., Rouland D., Frogneux M., Carniel R., 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.
6. 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 3-component station // *Bull. Seism. Soc. Am*, 96, 6.

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

NUMERICAL SIMULATION 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 проведен 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.

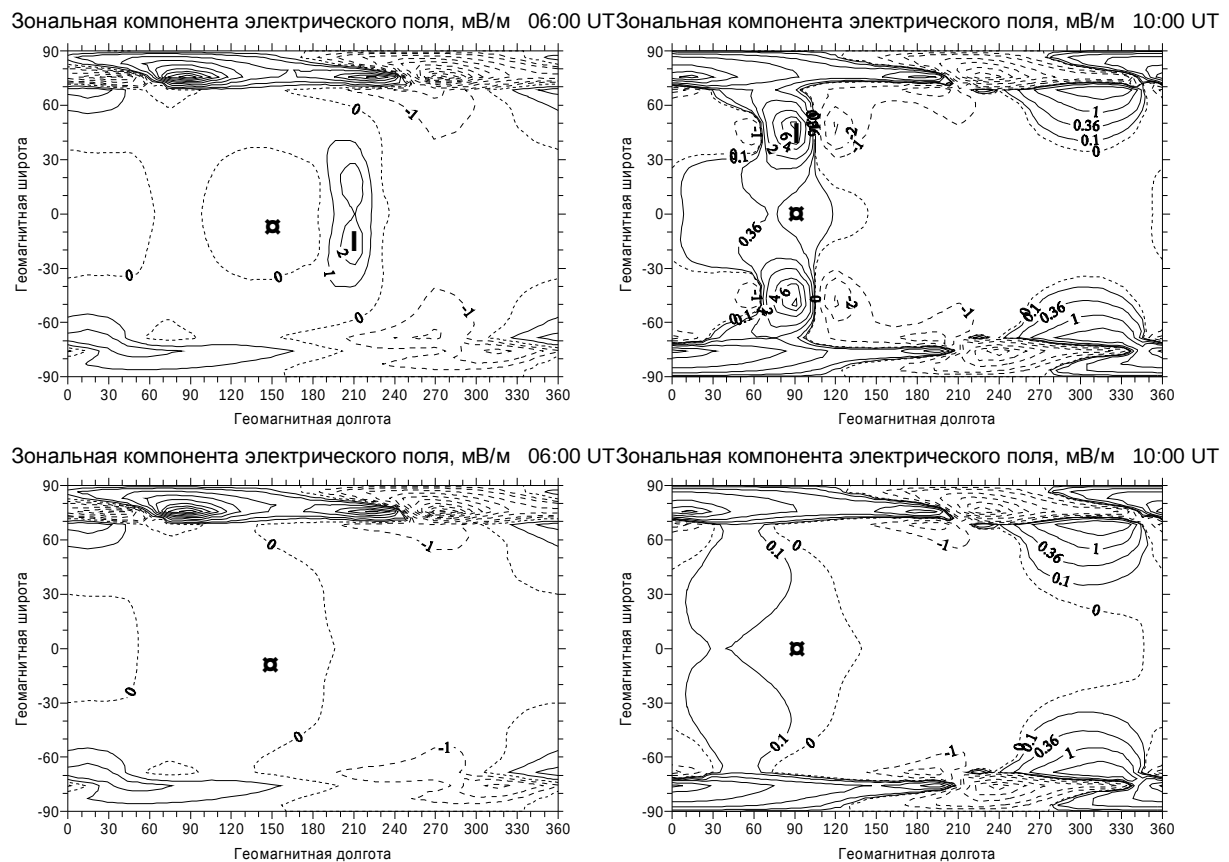


Рис. 1

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 Риме для 10:00 UT. Пунктирными кривыми показаны изолинии, на 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 магнитно-сопряженной областями, простирающийся к геомагнитному экватору. Максимумы положительных возмущений несколько смещены к полюсам относительно 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 магнитно-сопряженной 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 $\sim 10\%$. 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 $\sim 20\%$.

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 $\sim 40\%$ в случае землетрясения в Ванимо и до $\sim 20\%$ 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 $\sim 40\%$. В случае землетрясения в Риме на геомагнитном экваторе формируется область отрицательных возмущений $n(H^+)$, в которой значения концентрации ионов H^+ падают на $\sim 10\%$. 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 магнитно-сопряженной точек, в которых концентрация ионов H^+ может падать в 1.5 раза.

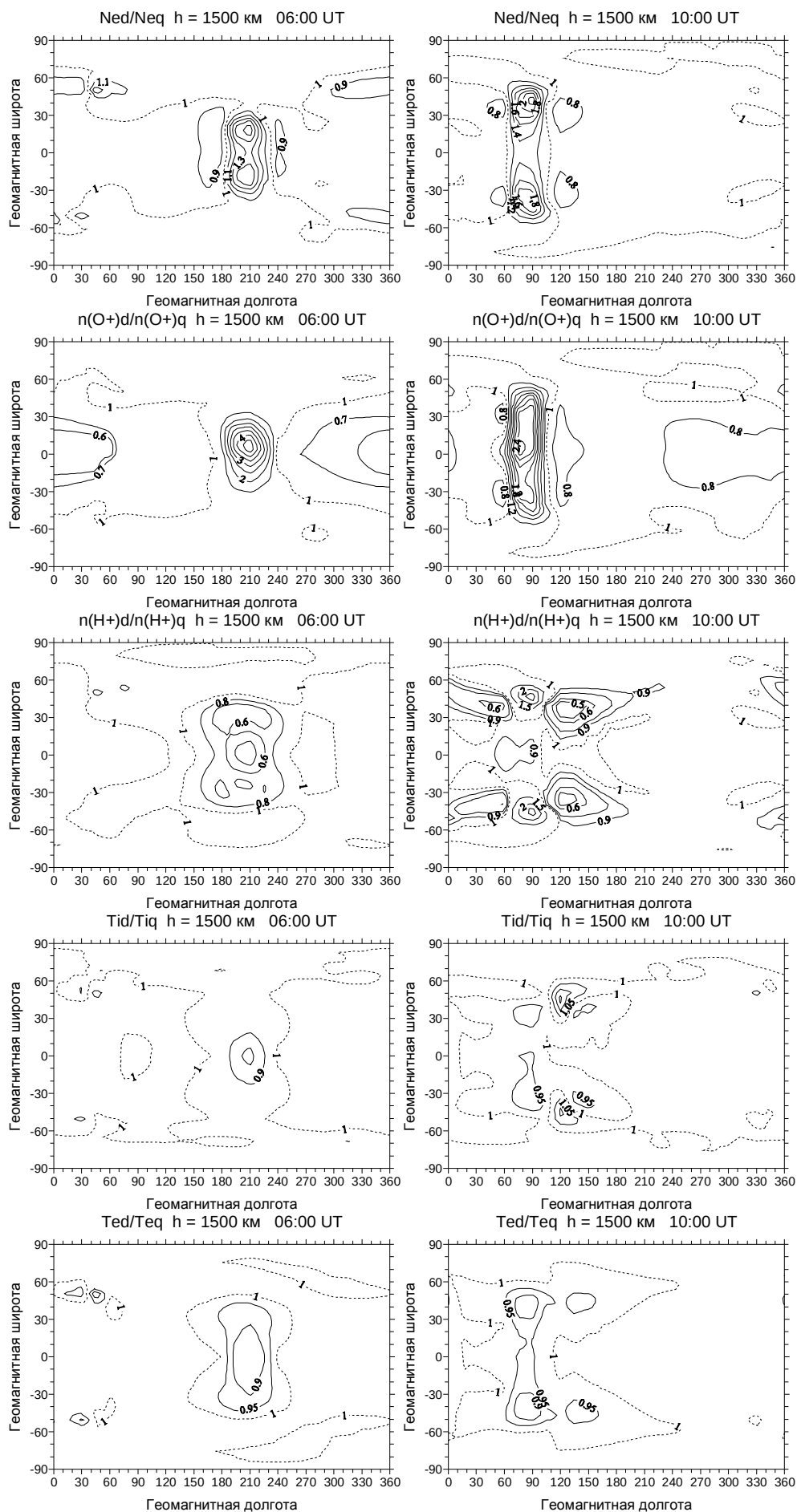


Рис. 2

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 $\sim 20\%$ для ионов и на $\sim 10\%$ 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 $\sim 5-10\%$. Помимо этого в распределении ионной температуры к востоку и в сторону полюсов от этих областей формируются области повышенных на $\sim 10\%$ 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

1. 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.
2. 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.
6. 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.

8. 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.
10. 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. АН. 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.
14. 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.
16. 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.
18. 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.
20. 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.
21. 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, Kapisiris 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 космических 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 axis-asymmetric 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 vortices 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) кипящие «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.

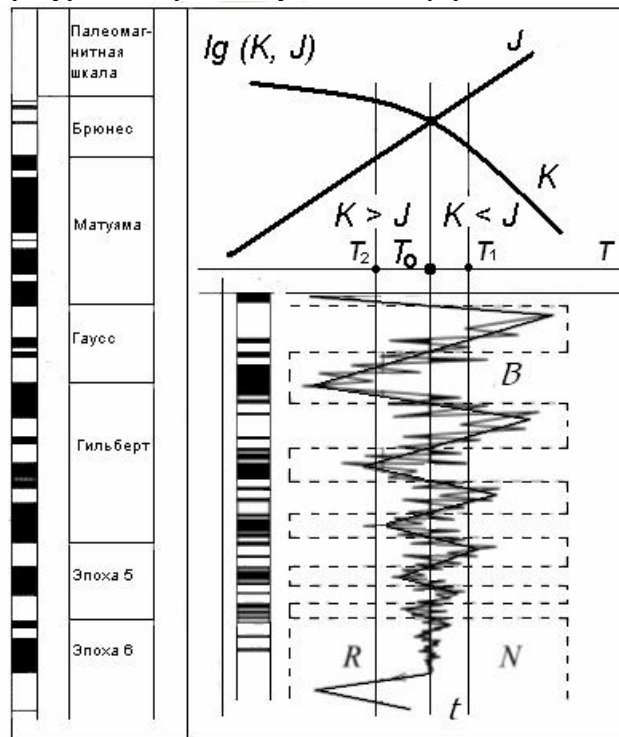


Рис.2. Слева – палеомагнитная шкала. Справа – наша модель изменений полярности поля. Зависимость явлений, связанных с «работой» фазового перехода во времени и их отражение в геомагнитном поле.

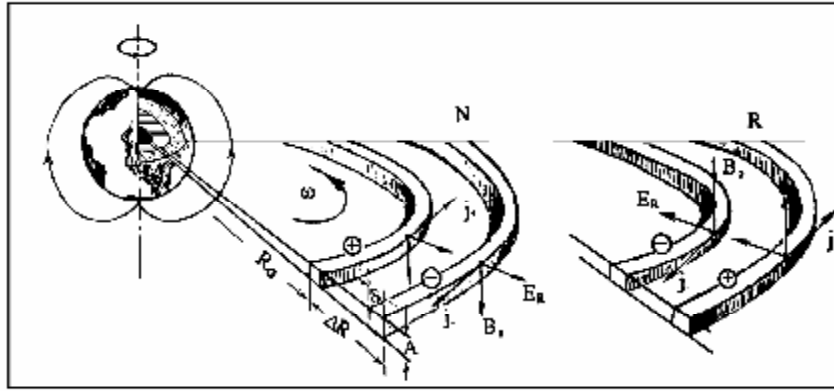


Рис.3. Токовые системы в F-слое в случае прямой (N) и обратной (R) полярности МПЗ.

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”: $V = 4\pi R_G^2 DR$, где R_G – радиус внутреннего ядра, тогда C – электрическая емкость ДЭС: $C = 4\pi\epsilon_0 R_G^2 / DR$, 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 – эффективная площадь сосредоточения зарядов: $S_X \gg \delta \times A$, здесь $\delta \ll DR$ – толщина слоя, по которому “течет ток” j_w (m_0 – магнитная постоянная, A – высота слоя). Поле B оказывается значительно меньше геомагнитного поля, иначе, необходим механизм его усиления. Один из возможных вариантов усиления поля B , 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 линиям магнитного поля, оно индуцирует электродвижущую силу, которая вызывает электрический ток. Для любой частицы среды, на которую действует электрическое и магнитное поле, можно записать уравнение:

$$m \, dV/dt = eE + \epsilon \, V \times B - mn \, (V - U).$$

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

$$\sigma = \begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} \\ -\sigma_{xy} & \sigma_{yy} \end{bmatrix}.$$

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

$$j = \sigma' \times E_t = \sigma' \times (U \times B - \nabla \Phi).$$

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.

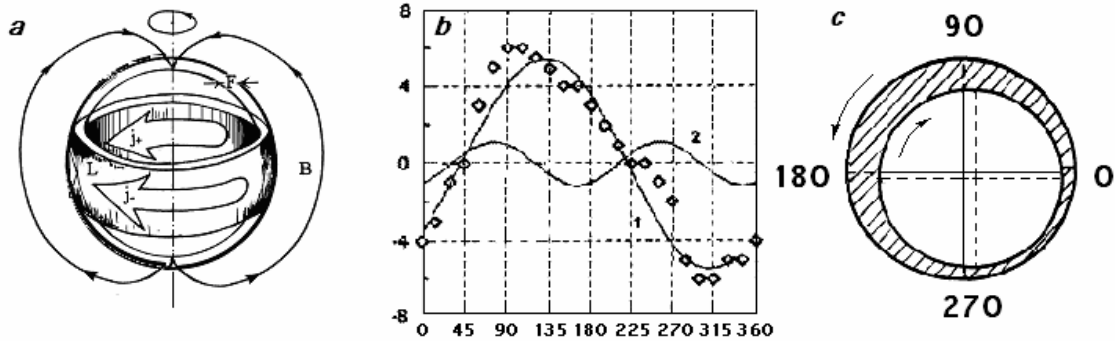


Рис.4. Модель генерации основного диполя ГМП – *a*; Точки – переменная часть *H* компоненты в плоскости экватора. Разложение по $\sin$ -функциям: 1 – первая и 2 – вторая гармоники –*b*. Сечение F-слоя – *c*.

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 A
Малое красное пятно	19° N	Коричневое пятно	42° N	Канадская (CA)	58° N A
Коричневый овал	14° N	Ультрафиолетовое пятно	24° N	Бразильская	15° S C
Белый овал	34° S	Пятно Анны	55° S	Антарктическая	55° S A

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

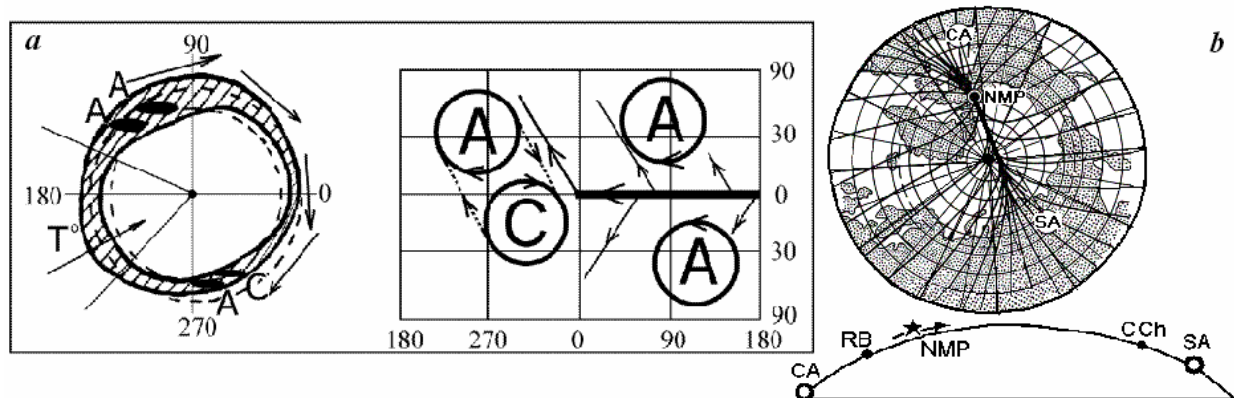


Рис.5. *a* – Модель глобальных магнитных аномалий как циклонов и антициклонов. Слева проекция вихрей на F-слой, стрелками показано направление гидродинамического переноса. Стрела поперек слоя – температурный градиент. Выделенная область соответствует Тихому океану. Справа размещение антициклонов («А», 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.

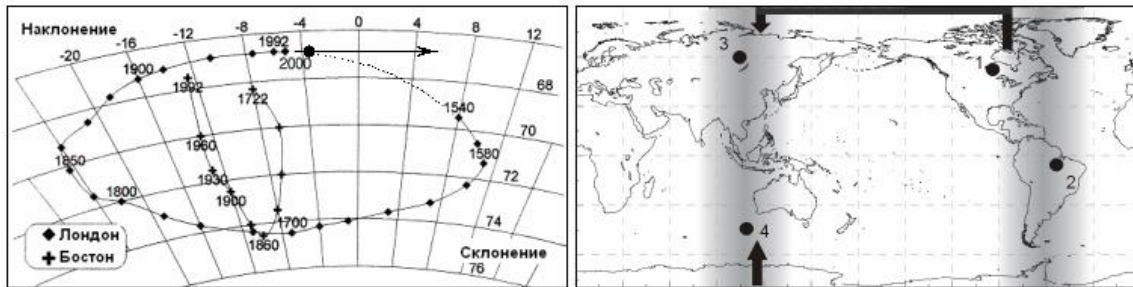


Рис. 6. Склонение и наклонение на обсерваториях Лондона и Бостона (слева). Пути дрейфа магнитного полюса во время инверсий, 1-4 ГМА (справа).

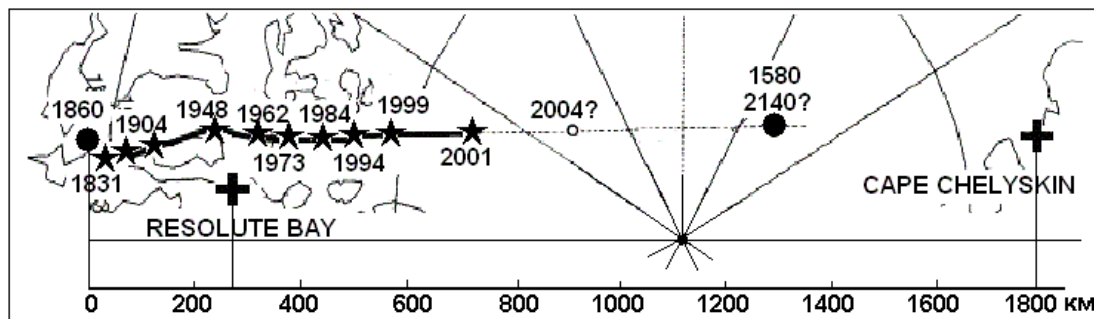


Рис.7. Схема дрейфа СМП (слева – направо), начиная с 1831 г. Точка поворота – 1860.

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

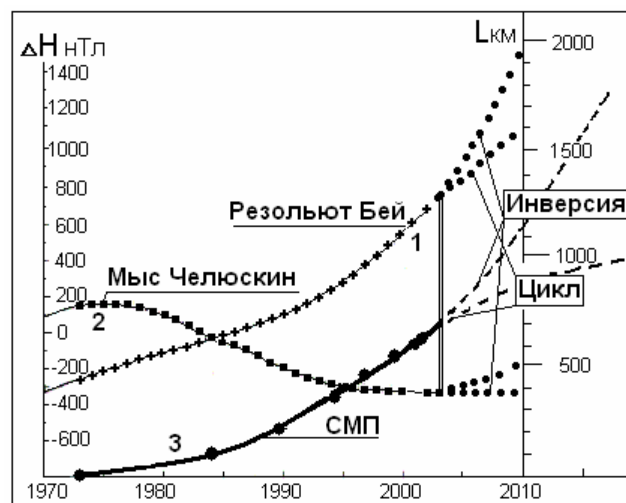


Рис.8. Вариации H компоненты: 1 – на станции Резольют Бей; 2 – на станции Мыс Челюскин. 3 – разность между величинами этих компонент (ΔH) – положения СМП по шкале (L км, относительно 1973 г, где $L = 0$).

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.

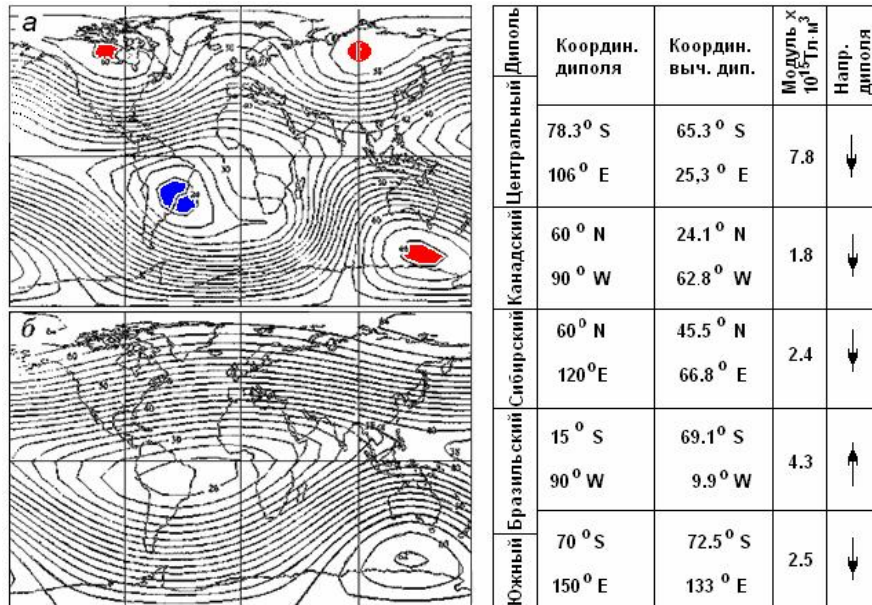


Рис.9. Численное моделирование ГМП (9-а) как суммы центрального диполя и 4-х ГМА (параметры диполей справа). Центральный диполь без ГМА – 9-б.

Заключение

Перечислим основные положения модели генерации ГМП и дрейфа МП:

1. Согласно модели горячей Земли, в области F-слоя реализуется фазовый переход (ФП), 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 космифизических 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 Kohonen 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 предвестников удастся объяснить распространением 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 $K_s > 11$, 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 аппаратно-программный 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.

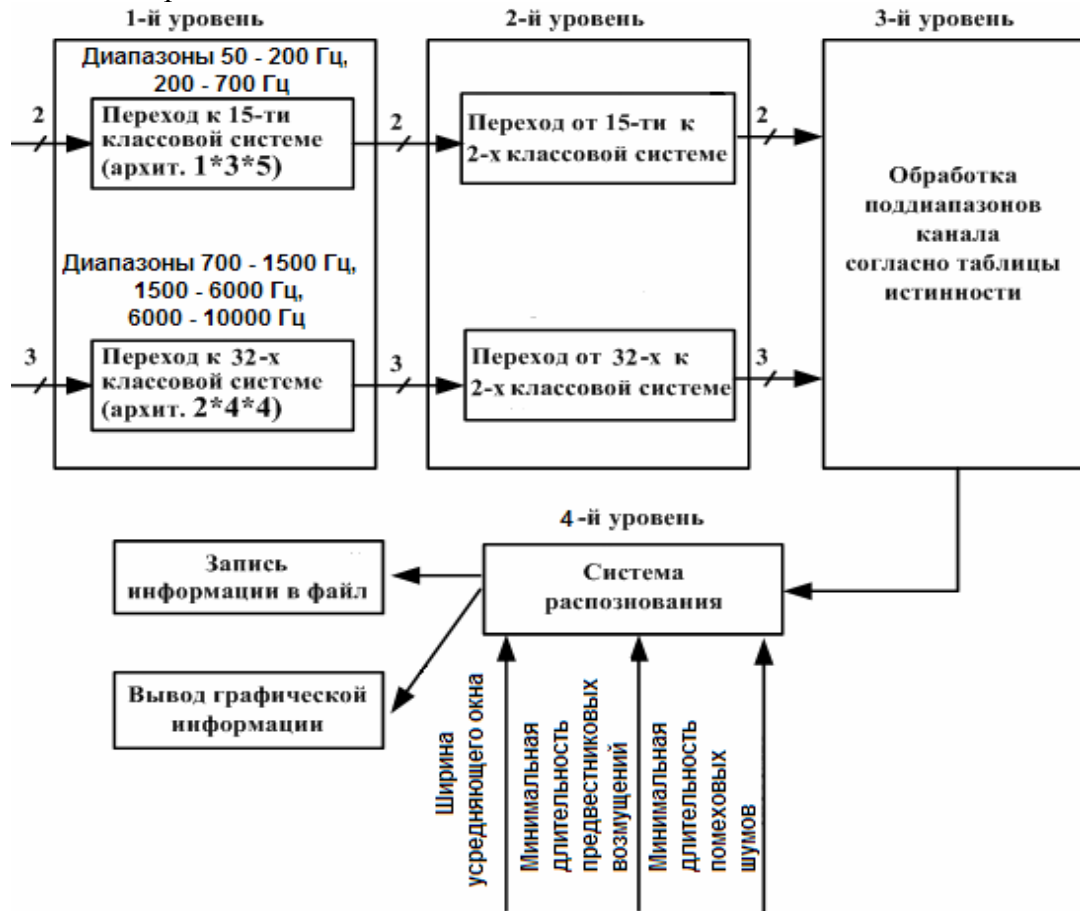


Рис.1. Структурная схема нейросетевой системы.

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].

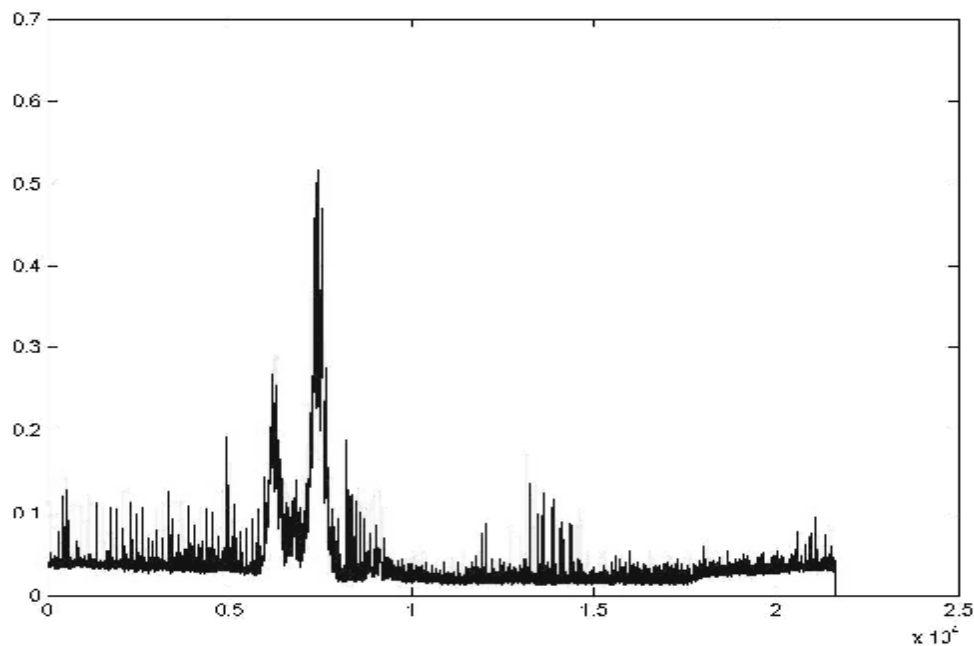


Рис.2. Аномальный сигнал геоакустической эмиссии 23.08.2006 года.

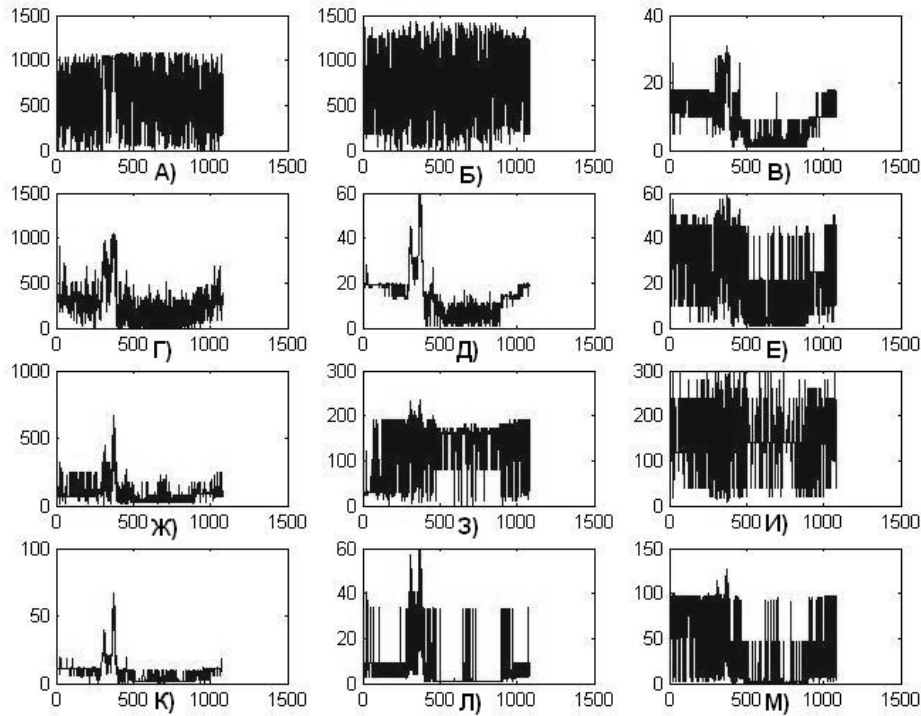


Рис.3. Реакция нейронных сетей различной архитектуры

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].

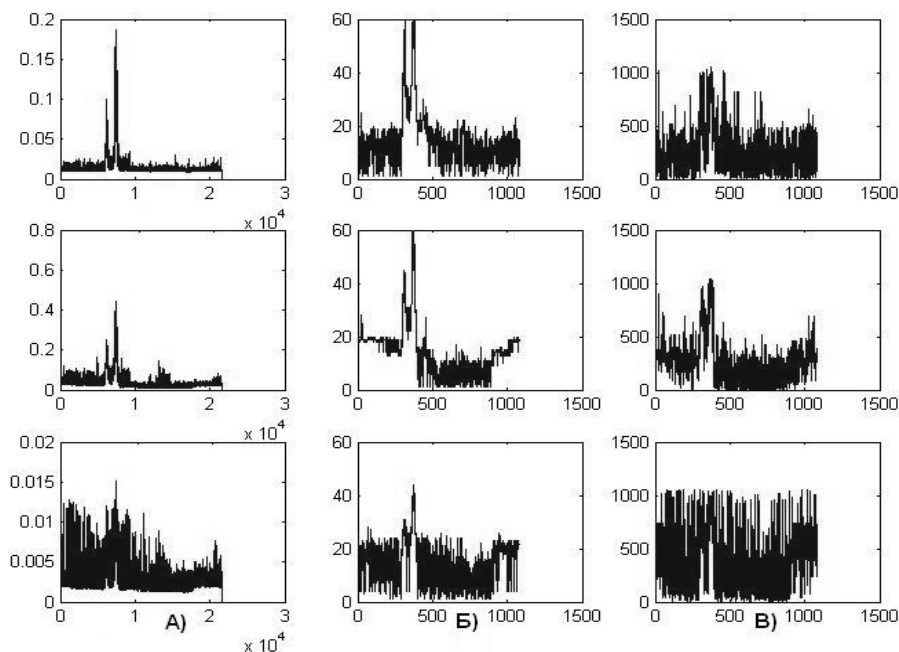


Рис.4. Пример выработки решения системой

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.
2. 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.
3. 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 nearly 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, в которых проведены эксперименты с измерением вертикального 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 E_z будет отлична 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 $E_z/E_{гор.}$ 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. Тынган с резко выраженной геоэлектрической неоднородностью среды. На озере Байкал пункт наблюдений находился в его средней части (рис.1).

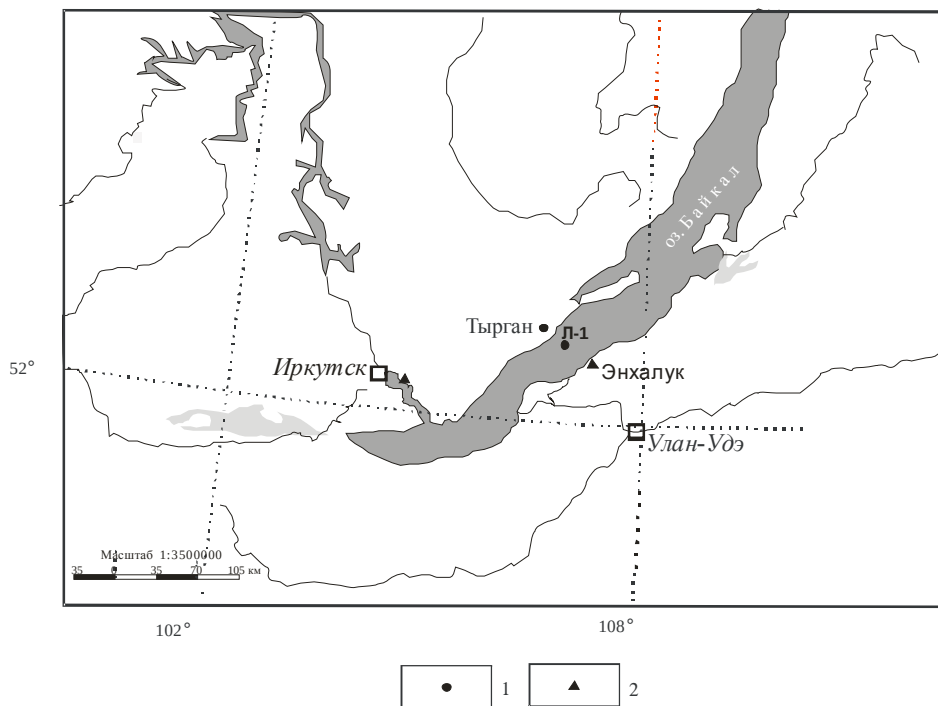


Рис.1. Схема расположения пунктов наблюдений на оз. Байкал. 1 – пункты наблюдений электротеллурического поля - Л-1 (2006 г.) и п. Тынган (2003-2006 гг.); 2 – геомагнитные обсерватории.

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 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 + 4° 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, затопонированная 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 поля интенсивностью в первые единицы мВ/км, что достаточно для дальнейшего 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

выражены в горизонтальных составляющих на оз. Байкал и во всех составляющих

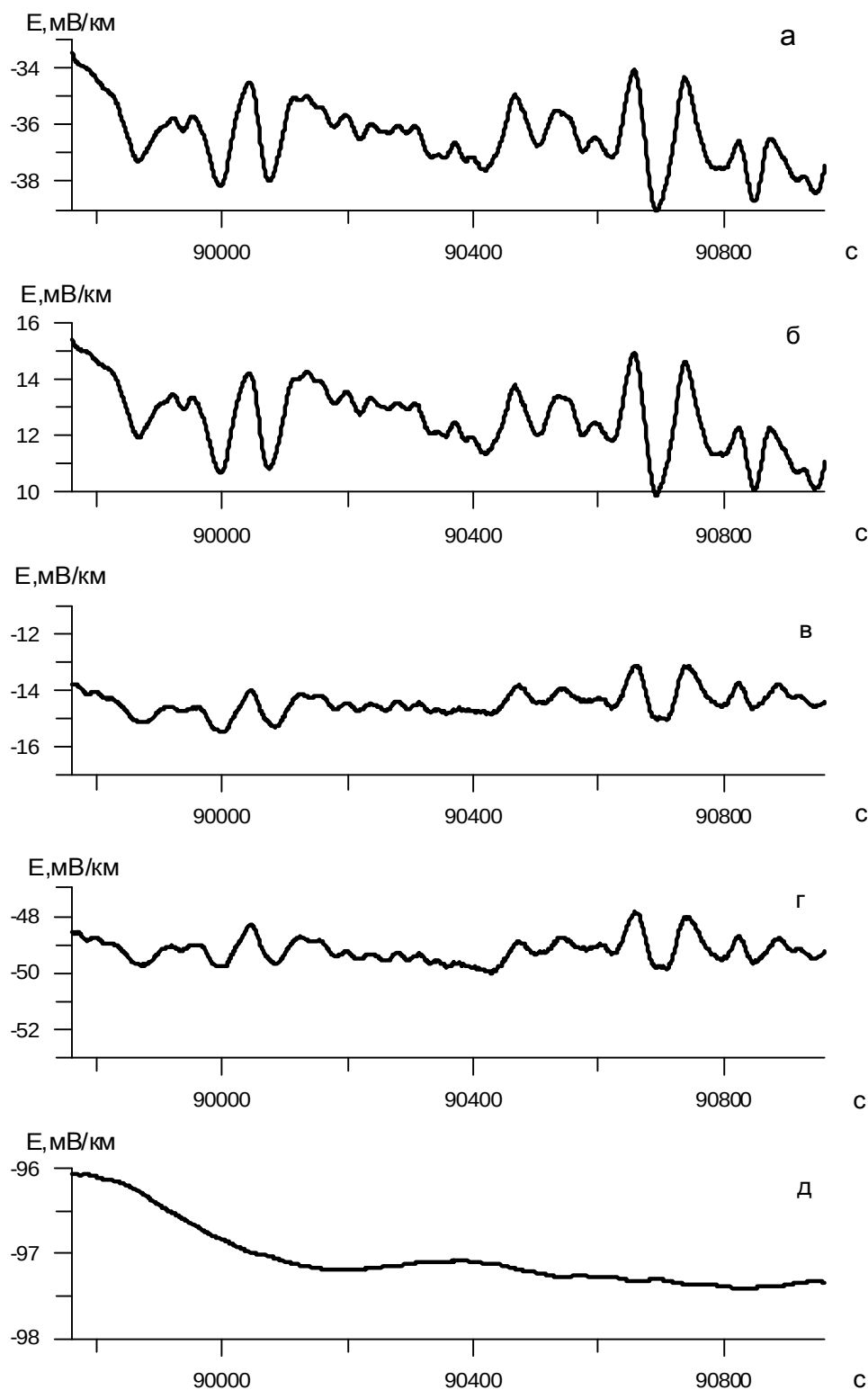


Рис.2. Графики напряженности электротеллурического поля. а и б – продольные горизонтальные составляющие поля для линии – 500 и 250 м; в и г – поперечные горизонтальные составляющие поля длиной – 500 и 250 м; д – вертикальная составляющая поля для линии – 250 м. Время наблюдений: 13.03.06 г. (01 ч : 01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

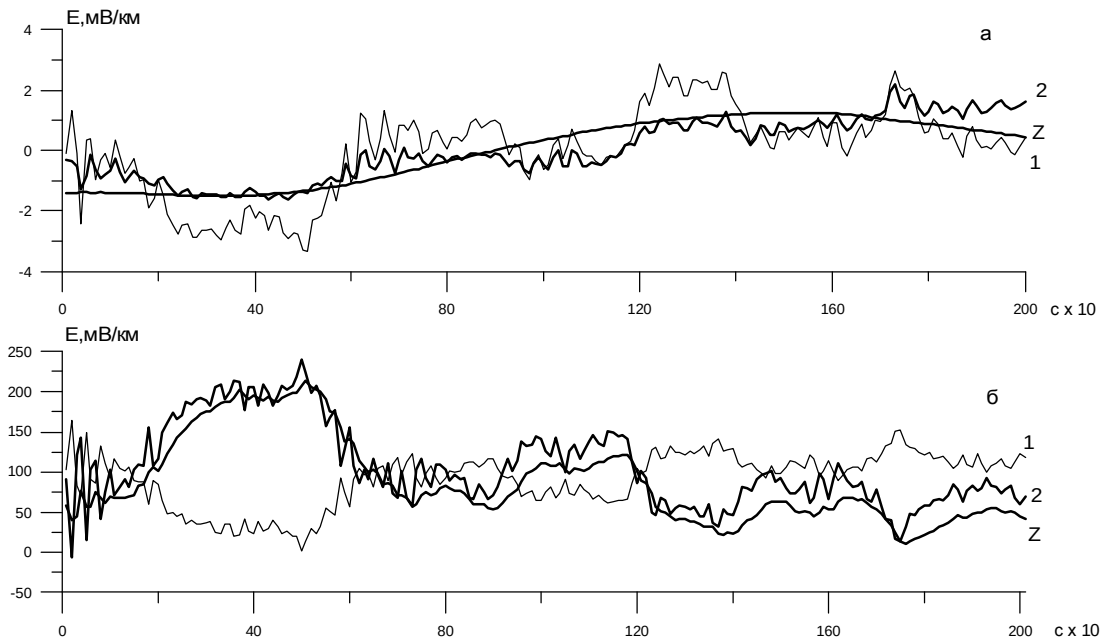


Рис.3. Сопоставление графиков напряженности электротеллурического поля на оз. Байкал (а) и в п.Тырган (б). 1 и 2 – продольные и поперечные составляющие поля для линий – 250 м. Z – вертикальные составляющие поля для линии – 250 м на озере (а) и 40 м в п. Тырган (б). Время наблюдений: 11.03.06 г. (1ч : 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 оз. 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 первом 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. III. – 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 (^{222}Rn) В ПРИЗЕМНУЮ АТМОСФЕРУ С КОЭФФИЦИЕНТОМ ТУРБУЛЕНТНОЙ ДИФФУЗИИ КАК ЛИНЕЙНОЙ ФУНКЦИИ ОТ ВЫСОТЫ

MODEL FOR MASS TRANSFER OF RADON (^{222}Rn) 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

¹*Институт космифизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,*

²*Камчатский государственный университет им. Витуса Беринга,*

³*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН*

The paper presents a generalized one-dimensional model for mass transfer of radon ^{222}Rn 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 геодинимическом полигоне в течение последних десяти лет функционируют сеть станций мониторинга объемной активности (ОА Rn) [7,8]: Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВИС ДВО РАН) и Институт космифизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН (ИКИР ДВО РАН). Мониторинг ОА 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:

$$\begin{cases} D \frac{\partial^2 N_1(z,t)}{\partial z^2} - l h N_1(z,t) - h \frac{\partial N_1(z,t)}{\partial t} + Q = 0 \\ \frac{\partial}{\partial z} \left(A(z) \frac{\partial N_2(z,t)}{\partial z} \right) - l N_2(z,t) = 0 \end{cases} \quad (1)$$

$$1. \quad z=0 \quad N_1(0,t) = N_2(0,t), h D \frac{\partial N_1(z,t)}{\partial z} \Big|_{z=0} = A \frac{\partial N_2(z,t)}{\partial z} \Big|_{z=0}$$

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

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

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:

$$N_1(z,t) = N_\infty \left(1 - \frac{j \cdot e^{-sz}}{(j-r)} \right), N_2(z,t) = \frac{N_\infty r \cdot e^{\frac{2(q-j)z}{b}}}{r-j} \quad (2)$$

Здесь для простоты положили:

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

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:

$$\begin{cases} Hu_{N-1}^{k+1} - Ku_N^{k+1} + Lu_{N+1}^{k+1} = 0 \\ Mu_{i-1}^{k+1} - Pu_i^{k+1} + M \cdot u_{i+1}^{k+1} = f_i^k, i = 0, 1, \dots, M-1, M, M+1, \dots, N-1; k = 0, 1, \dots, L \end{cases} \quad (3)$$

$$K = 2(A + b\bar{h}) + bh + h^2 l, \quad H = a + b\bar{h}i, \quad L = H + bh.$$

Устойчивость прогоночных формул выражается условиями: $K > 0, L > 0, H > 0, P > 2M, K > H + L$.

Вид решения задачи (3) будет иметь вид:

$$\begin{aligned} u_N^{k+1} &= p_N u_{N+1}^{k+1} + q_N, \quad p_N = \frac{-L}{Hp_{N-1} - K}, \quad q_N = \frac{-Hq_{N-1}}{Hp_{N-1} - K} \\ u_M^{k+1} &= p_M u_{M+1}^{k+1} + q_M, \quad p_M = \frac{-A}{hD(p_i - 1) - A}, \quad q_M = \frac{hDq_i}{hD(p_i - 1) - A} \\ u_i^{k+1} &= p_i u_{i+1}^{k+1} + q_i, \quad p_i = \frac{M}{P - Mp_{i-1}}, \quad q_i = \frac{f_i^k + Mq_{i-1}}{P - Mp_{i-1}} \\ q_0 &= j_0, \quad p_0 = 0, \quad i = 0, 1, \dots, M-1, M, M+1, \dots, N-1; k = 0, 1, \dots, L \end{aligned} \quad (4)$$

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 $D = 5 \times 10^{-4} \text{ см}^2/\text{с}$ и коэффициент пористости $h = 0.25$ для элювиально-делювиальных слабо увлажненных отложений [4, 5]; фоновая объемная активность радона, $N_\infty = 10^{-2} \text{ Бк}/\text{см}^3$ принята согласно наблюдениям в районе Паратунского грабена на Камчатке [7,8]; интенсивность эманирования радона $Q = 0.00756 \text{ Бк}/(\text{см}^3 \cdot \text{с})$; постоянная распада радона $l = 2.1 \times 10^{-6} \text{ с}^{-1}$; скорость конвективного переноса $v = 10^{-3} \text{ см}/\text{с}$; коэффициент турбулентной диффузии в атмосфере $1000 \text{ см}^2/\text{с}$ [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/с). 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 ОА R_n относительно рыхлых отложений для диффузионной и диффузионно-конвективной и с непостоянным коэффициентом турбулентной диффузии моделей.

Приземный слой атмосферы	$N_{Rn}/N_{Rn_{\infty}}$					
	Диффузия $A(z)=A$		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
	$0.3 \cdot 10^{-7}$	$5.34 \cdot 10^{-4}$	$0.4 \cdot 10^{-7}$	$2.38 \cdot 10^{-4}$	$0.21 \cdot 10^{-8}$	$0.56736627 \cdot 10^{-8}$
	$0.7 \cdot 10^{-7}$	$5.37 \cdot 10^{-4}$	$0.8 \cdot 10^{-7}$	$2.39 \cdot 10^{-4}$	$0.23 \cdot 10^{-8}$	$0.56736630 \cdot 10^{-8}$
	$1.1 \cdot 10^{-7}$	$5.39 \cdot 10^{-4}$	$1.2 \cdot 10^{-7}$	$2.40 \cdot 10^{-4}$	$0.25 \cdot 10^{-8}$	$0.56736635 \cdot 10^{-8}$
	$1.5 \cdot 10^{-7}$	$5.41 \cdot 10^{-4}$	$1.6 \cdot 10^{-7}$	$2.41 \cdot 10^{-4}$	$0.28 \cdot 10^{-8}$	$0.56736638 \cdot 10^{-8}$
	$1.9 \cdot 10^{-7}$	$5.44 \cdot 10^{-4}$	$2.0 \cdot 10^{-7}$	$2.42 \cdot 10^{-4}$	$0.30 \cdot 10^{-8}$	$0.56736640 \cdot 10^{-8}$
	$2.3 \cdot 10^{-7}$	$5.46 \cdot 10^{-4}$	$2.4 \cdot 10^{-7}$	$2.43 \cdot 10^{-4}$	$0.33 \cdot 10^{-8}$	$0.56736643 \cdot 10^{-8}$
	$2.7 \cdot 10^{-7}$	$5.49 \cdot 10^{-4}$	$2.9 \cdot 10^{-7}$	$2.44 \cdot 10^{-4}$	$0.36 \cdot 10^{-8}$	$0.56736645 \cdot 10^{-8}$
	$3.1 \cdot 10^{-7}$	$5.51 \cdot 10^{-4}$	$3.3 \cdot 10^{-7}$	$2.45 \cdot 10^{-4}$	$0.40 \cdot 10^{-8}$	$0.56736648 \cdot 10^{-8}$
Граница	$3.4 \cdot 10^{-7}$	$5.77 \cdot 10^{-4}$	$3.7 \cdot 10^{-7}$	$1.35 \cdot 10^{-4}$	$0.44 \cdot 10^{-8}$	$0.57 \cdot 10^{-8}$
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.

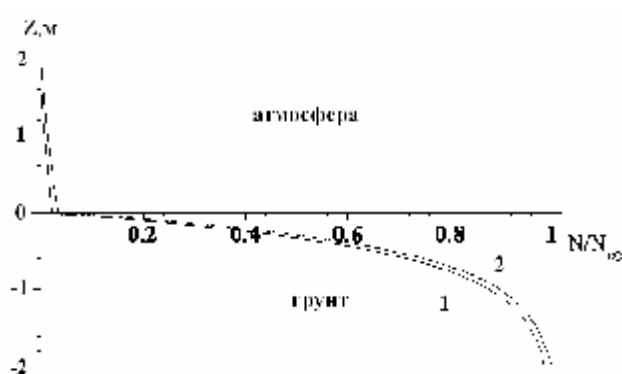


Рис.1. Кривые распределения концентрации радона в приземную атмосферу с коэффициентом турбулентной диффузии $A(z)=A+bz$: 1 — точное решение, 2 — численное решение.

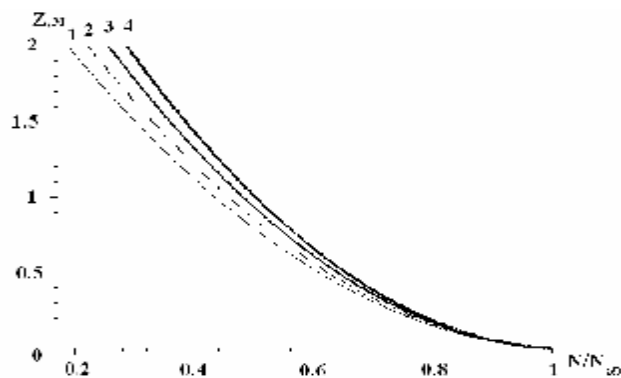


Рис.2. Кривые распределения концентрации радона из рыхлых отложений в приземной атмосфере в зависимости от скорости b : 1- $b=2700 \text{ см}^2/\text{с}$, 2- $b=3000 \text{ см}^2/\text{с}$, 3- $b=3300 \text{ см}^2/\text{с}$, 4- $b=3600 \text{ см}^2/\text{с}$

Список литературы

1. Граммаков А.Г. Эманионный метод поисков, исследования и разведки радиоактивных объектов. — Л. : 1934. — 115 с. (Тр. ЦНИГРИ: Вып.7).
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 атмосфер. — Л. : Гидрометеиздат, 1976. — 639 с.
4. Паровик Р.И., Ильин И.А., Фирстов П.П. Математическая диффузионная модель массопереноса радона ($\text{OA } ^{222}\text{Rn}$) в грунте и его эксхалации 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 ($\text{OA } ^{222}\text{Rn}$) 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 (^{222}Rn) 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 космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Modeling of geoaoustic emission zones was considered. Stress-strain state was calculated. The results were collated with observed data of geoaoustic 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 отличную от нуля вблизи свободной поверхности недиагональную компоненту тензора напряжений:

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

где ν – коэффициент Пуассона, c – глубина приложения силы, F_x – проекция силы на ось ОХ, F_z – проекция силы на ось ОZ, $R_1 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z-c)^2)}$,

$R_2 = \sqrt{(x^2 + y^2 + (z+c)^2)}$, 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 $\nu = 0.25$, модуль Юнга – 8.7×10^{10} 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} .

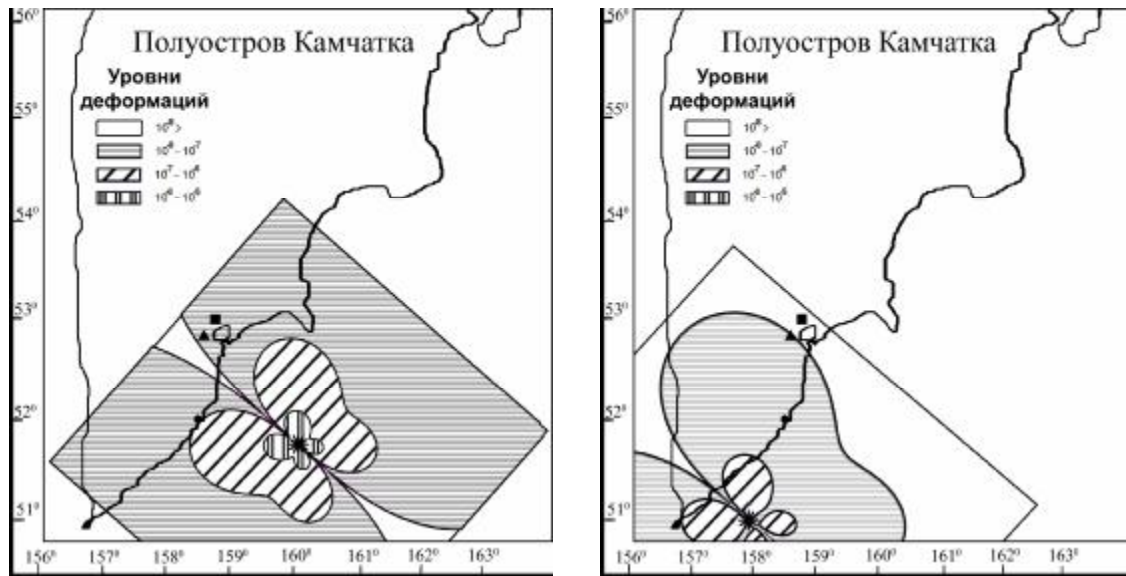


Рис.2. Зоны относительных сдвиговых деформаций. * - землетрясение, ▲ и ■ – пункты наблюдений.

Зоны относительных сдвиговых деформаций по уровню больше 10^{-8} , который выше фоновых, для сейсмических событий с $K > 12$ 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 $K = 13$ 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.

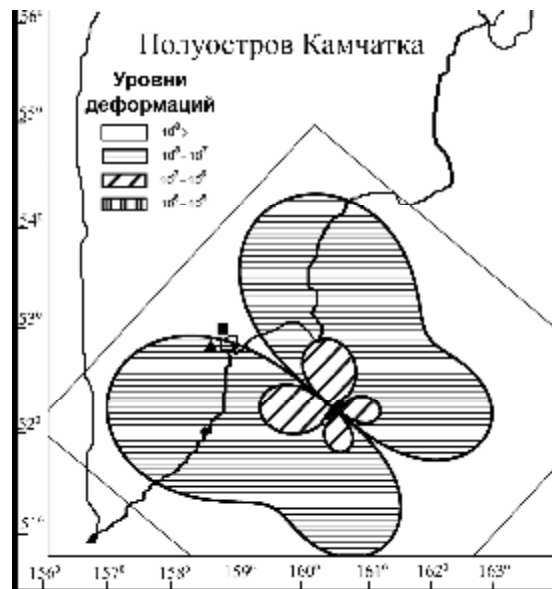


Рис.3. Зоны относительных сдвиговых деформаций. ▲ и ■ – пункты наблюдений.

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].

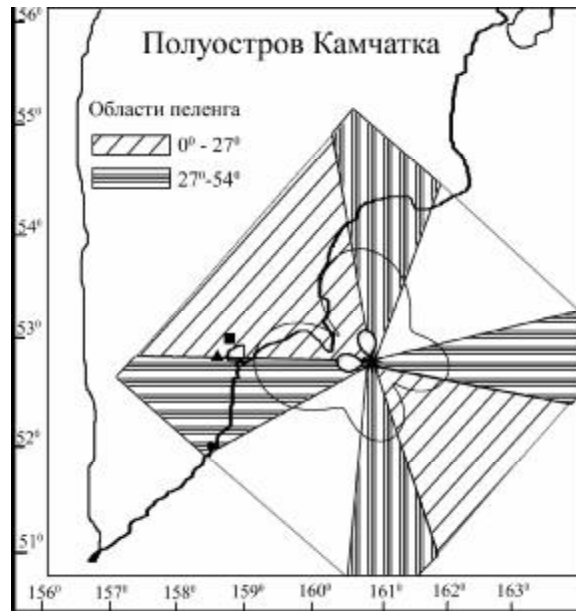


Рис.4. Области отклонения пеленга акустических сигналов от направления на источник деформаций. ▲ и ■ – пункты наблюдений.

Список литературы

1. 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.
2. 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.
7. 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, предвещающих землетрясение, в настоящее время можно 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 акустико-гравитационные 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 отсекалть 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 TEC [10], в то время как перед землетрясением наблюдались аномальные вариации в несколько десятков единиц TEC [17]. Оценки

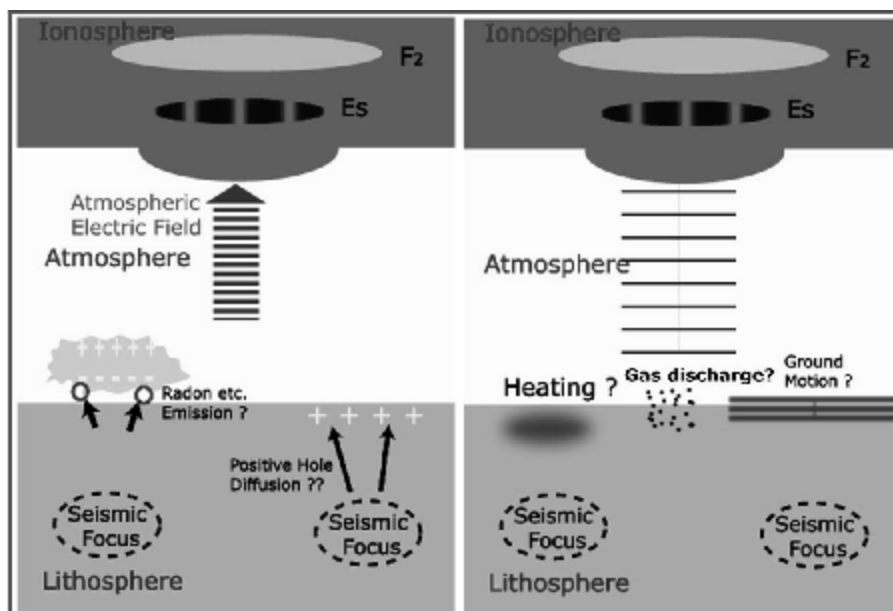


Рис.1. Схематическое представление существующих моделей сейсмо-ионосферных связей [20].

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 $5 \cdot 10^5$ ион-электронных 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: $\text{NO}_2^-(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{NO}_3^-(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{NO}_3^-(\text{HNO}_3)_n(\text{H}_2\text{O})_m$, $\text{O}_2^+(\text{H}_2\text{O})$, $\text{NO}^+(\text{H}_2\text{O})_n$, $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_m$ и $\text{H}_3\text{O}^+(\text{H}_2\text{O})_n$ [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 растет 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 $P_a = w dN/dt$. 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 10^8 . 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.

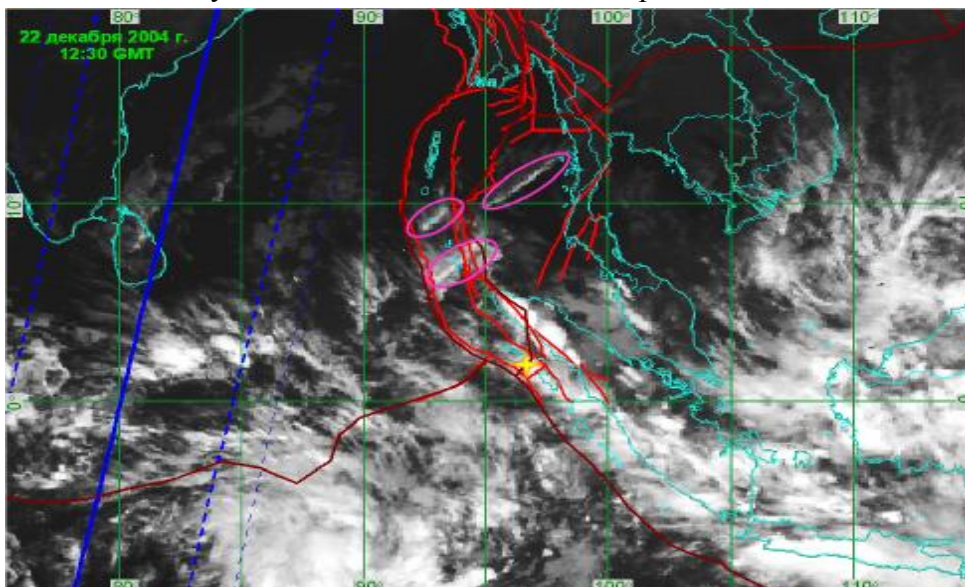


Рис.2. Пример линейных облаков (обведено овалом) зарегистрированных 22 декабря 2004 г. [6].

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 (M9.0б 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

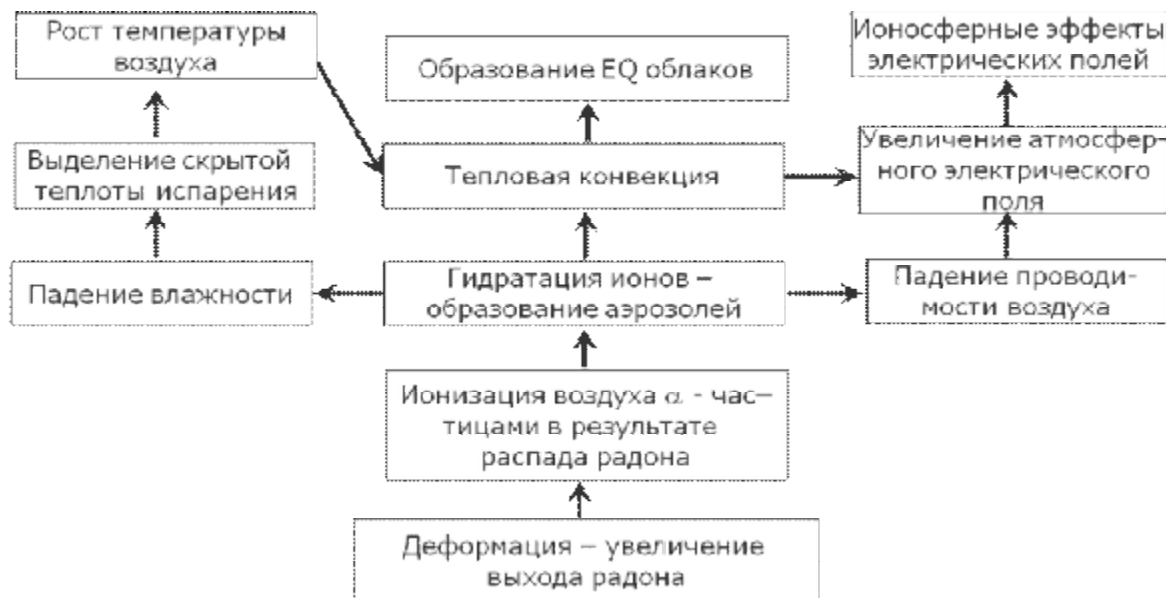


Рис.3. Схематическое представление комплексной модели связи Литосфера-Атмосфера-Ионосфера.

На Рис. 3 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 (M7.8) 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 удастся 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].

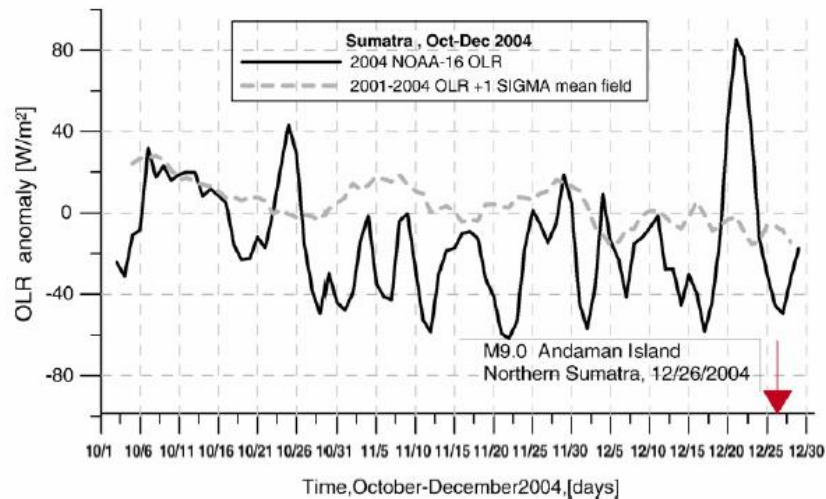


Рис.4. Сплошная кривая – вариации уходящего потока инфракрасного излучения по данным спутника NOAA в период октябрь-декабрь 2004 г., штриховая кривая – средний поток за 4 года для тех же месяцев $\pm\sigma$.

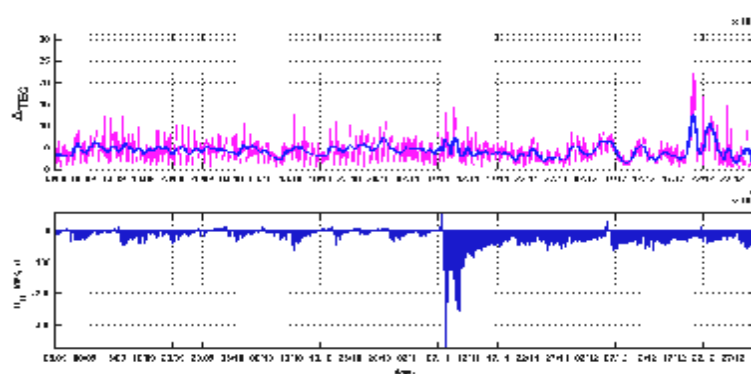


Рис.5. Верхняя панель – индекс региональной ионосферной изменчивости [18] по данным сети станций GPS, нижняя панель – геомагнитный Dst индекс.

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.
8. Hoppel W.A., Anderson R.V., Willet J.C., Atmospheric Electricity in the Planetary Boundary Layer, The Earth's Electrical Environment, 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., Pokhmelnikh 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.
16. Pulinets S.A., Ouzounov D., Ciraolo L., Singh R., Cervone G., Leyva A., Dunajacka 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.
17. 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.
18. 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 GEOSMOS”, 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

¹*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,*
²*Камчатский 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:

- ! application of uniform presentation of geophysical data in computing environment;
- ! determination of procedures to handle the groups of geophysical original data;
- ! determination of procedures to separate the data from the mass for the further processing;
- ! realization of algorithms for mathematical processing of geophysical data;
- ! 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

`a` - номер станции

`bb` - идентификатор канала

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

`ik` - символы "ik"

`gg` - год

`mm` - месяц

`a` - номер станции

`bb` - идентификатор 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 строки:

```
class MGDDData
{
private:

public:
MGDDData();
SDate date; // класс даты
int Count; // всего каналов в файле
double x[MaxChan];
~MGDDData();
};
```

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
{
MYDATE d_year, /* Year (calendar year) */
d_mon, /* Month (1--12) */
d_mday, /* Day of month (1--31) */
d_hour, /* Hour (0--23) */
d_min, /* Minutes */
d_sec, /* Seconds */
d_msec, /* миллисекунды */
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 MGDDData.

```
class MGDReadData // фрагмент объявления класса
{
bool ret; // флаг ошибки
char sError[100]; // сообщение о последней ошибке
public:
long Count; // количество считанных записей
bool ReadData(MGDDData& 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 MGDDData 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;
}
```

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 MGDDDataFile. Его особенностью является то, что данные не загружаются целиком в оперативную память, а считываются последовательно из файла данных. Поэтому объем данных ограничивается 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:

```
bool Dispersion(); - вычисление дисперсии;
bool Smooth();    - 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*

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

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

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

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

⁵*Communication 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: $\nabla \cdot (\epsilon \cdot \vec{\nabla} \Phi) = \Psi_{source}$, где ϵ , Φ , и Ψ_{source} - электрическая проводимость, потенциал электрического поля и составляющая внешнего источника, соответственно. Параметры проникновения сильно зависят от тензора проводимости ϵ . 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 Dejnakaritra (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 in-situ 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 $z_{up} \geq z'$, 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 $\nabla \cdot \left(\hat{s} \cdot \nabla \Phi \right) = 0$

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

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

$$\left\{ \frac{\partial}{\partial x} \left[\sum_p \frac{\partial \Phi(x, z)}{\partial x} \right] - s(z) \frac{\partial \Phi(x, z)}{\partial z} \right\} \Big|_{z=z_2} = 0. \quad (3)$$

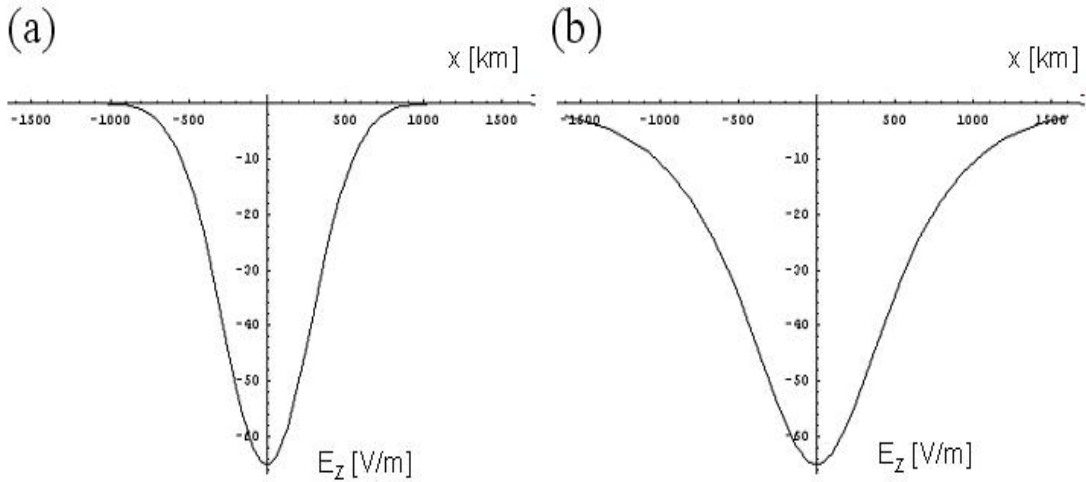


Fig.1: Vertical electrostatic field on the Earth's surface: (a) Gaussian-like distribution, (b) CosH^{-1} -like distribution. Spatial parameters are the same as in Pulnits et al. (1998).

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)

$$E_0(x) = -\bar{E}_0 \exp \left[-\left(x/(a/2) \right)^2 \right], \quad (4)$$

$$E_0(x) = \frac{-\bar{E}_0}{\cosh[x/(a/2)]}. \quad (5)$$

where a is the characteristic source parameter and $\bar{E}_0$ is the initial value of the electrostatic field on the Earth's surface. The exponential case is the same as that used by Pulnits 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 $0 \leq z \leq z_2$ where $z_2 = 90 \text{ km}$ is the upper altitude range. The general form of the conductivity is $s(z) = \bar{s} \exp[z/h]$. Different models of the conductivity are used, as shown in Table 1.

Table 1: Various models of the isotropic atmospheric conductivity

$\bar{s} = 5 \cdot 10^{-14}$	$h = 6 \text{ km}$	Dejnakarintra and Park (1974)
$\bar{s} = 6 \cdot 10^{-13}$	$h = 11 \text{ km}$	Holzworth et al. (1985)
$\bar{s} = 10^{-13}$	$h = 5 \text{ km}$	Molchanov et al. (1994)
$\bar{s} = 2 \cdot 10^{-13}$	$h = 6.5 \text{ km}$	Pulinets et al. (1998)

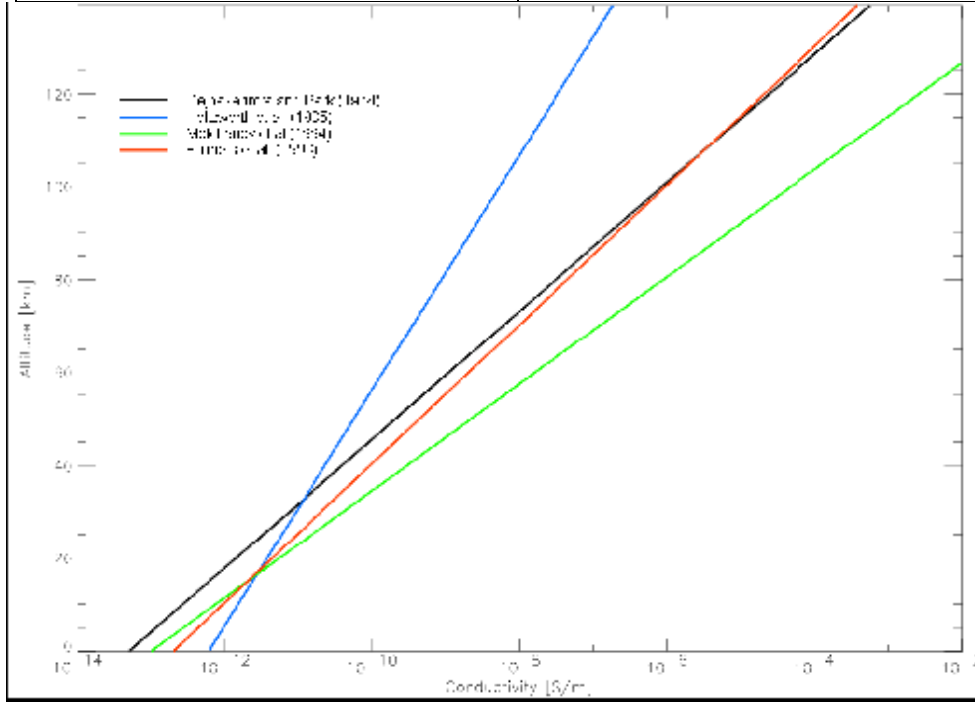


Fig.2: Isotropic atmospheric conductivity.

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

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

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

$$l_{1,2} = -\frac{1}{2h} \mp \sqrt{\left(\frac{1}{2h}\right)^2 + k^2},$$

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

$$B = -\frac{1}{pl_1} \cdot \left(\frac{l_2}{l_1} - \frac{e^{l_{2z_2}} \left(\sum_p k^2 + s(z) l_2 \right)}{e^{l_{1z_2}} \left(\sum_p k^2 + s(z) l_1 \right)} \right)^{-1} \int_0^\infty E_0(x) \cos[kx] \cdot dx$$

The components of the electrostatic field are given by

$$E_x(x) = \frac{\partial}{\partial x} \Phi(x, z) \big|_{z=z_2} \quad E_y(x) = -\frac{\partial}{\partial y} \Phi(x, z) \big|_{z=z_2} \quad E_z(x) = -\frac{\partial}{\partial y} \Phi(x, z) \big|_{z=z_2} \quad (7)$$

Our results obtained for night-time conditions ($\sum_p = 0,1S$) are given in Figure 3.

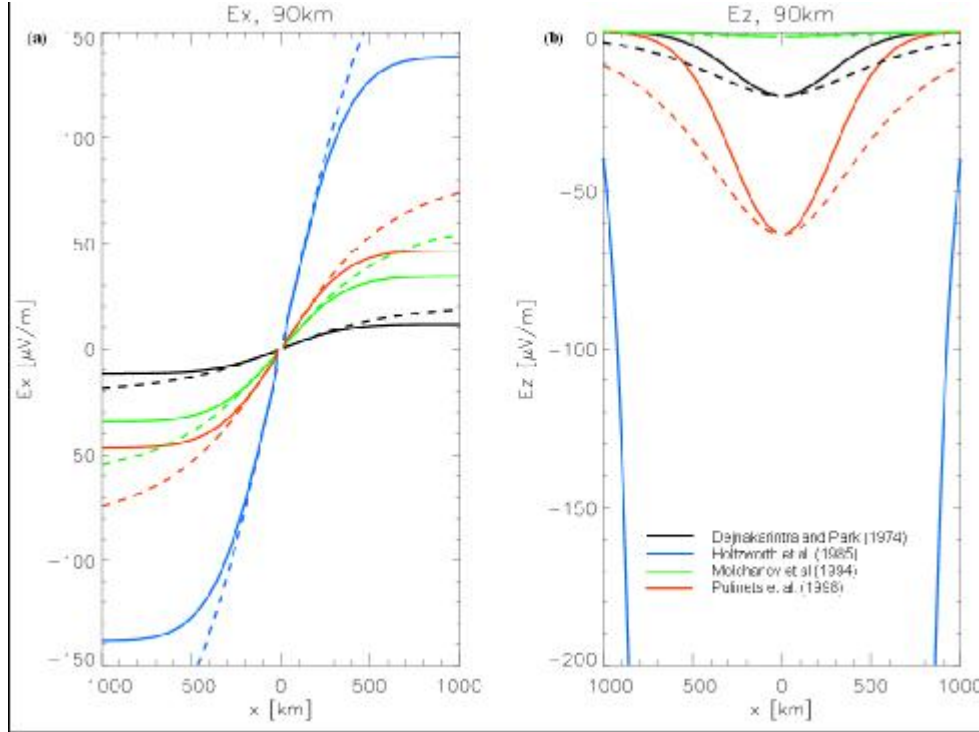


Fig.3: Components of the electrostatic field at $z = 90$ km: (a) Horizontal component E_x , (b) Vertical component E_z . Solid and dashed lines corresponds to an Gaussian-like and a CosH^{-1} -like distribution on the Earth's surface.

Discussion

A similar model calculation was done by Pulintets 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 $\bar{E}_0 = -65$ V/m and $a = 800$ km. For the conductivity distribution they used the same as given in Table 1 for the altitude range $0 \leq z \leq 65$ km. For the altitude region $65 \leq z \leq 90$ km they added another exponential-like distribution. In general, there are three important remarks concerning their model:

- They estimated the maximum value of the E_x -component in the range of mV/m (10^{-3}) for Altitudes ≥ 90 km. In our calculations, the maximum is lower, namely 10^{-5} .
- The formula of the horizontal electrostatic field given by Pulintets et al. (1998) is puzzling concerning the term k^n .
- The spatial parameter $a = 800$ km used by Pulintets et al. (1998), seems to be doubtful. The spatial size of the so-called earthquake preparation area is in the range of 200 km (Pulintets 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 Pulintets 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. Dejnakintra M., Park C.G. // Journal of Geophysical Research. 1974. Vol. 79.
3. 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., Zadorozhnyi V.I. // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2003. Vol. 65.
5. Holtzworth et al., 1985.
6. Jason S.J., Pulnits 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., Pulnits 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., Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo. 1994.
9. Park C.G., Dejnakintra. // Journal of Geophysical Research. – M. : 1973. Vol. 84.
10. Parrot M., Berthelier J.J., Lebreton J.P., Sauvaud J.A., Santolik O., Bleck J. // Physics and Chemistry of the Earth. 2006. Vol. 31.
11. Pulnits S.A., Boyarchuk K. Ionospheric Precursors of Earthquakes. Berlin Heidelberg New York, Springer. 2004.
12. Pulnits S.A., Legen'ka A.D., Gaivoronskaya T.V., Depuev V.Kh. // J. of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2003. Vol. 65.
13. Pulnits 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. // Atmosfera. 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., Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo. 1999.

Секция 5 «Влияние сейсмической активности на атмосферные процессы и физика предвестников землетрясений»

ПРОВЕРКА ГИПОТЕЗЫ О ЛОКАЛЬНОСТИ НАРУШЕНИЯ СУТОЧНОГО ХОДА ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

VERIFICATION OF THE HYPOTHESIS ON LOCALITY IN DEVIATIONS OF DAILY VALUES OF TOTAL ELECTRON CONTENT BEFORE EARTHQUAKES

Э.Л. Афраймович¹, Э.И. Астафьева¹, Н.С. Гаврилюк¹, И.В. Живетьев²

¹*Институт солнечно-земной физики СО РАН*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН*

A number of papers have reported about deviations of daily values of the maximum electron concentration of the ionospheric F2 layer and/or total electron content (TEC) in the vicinity of an earthquake's epicenter within some days prior to the main shock. Owing to the importance of this problem, a question of locality of those effects is arising. It is necessary to distinguish clearly the ionosphere changes caused by processes of earthquakes preparation and global changes of the atmosphere ionization as a whole, due to variations of solar EUV radiation within wide range of time periods. We have developed a method that is based on calculations of the mean TEC value for selected region. In this paper the effect of TEC increasing before strong earthquakes is analyzed. It is shown that in a number of cases the effect of TEC increasing before strong earthquakes might be a reflection of global increasing of the ionization at a positive phase of 27-day TEC variations.

1. Введение

Ионосферные эффекты, так или иначе связанные с сейсмической активностью, вызывают повышенный интерес многих исследователей уже в течение нескольких десятков лет [3, 8, 12]. В последнее время развитие мониторинга ионосферных предвестников землетрясений связывается с использованием сигналов глобальных навигационных систем GPS-Глонасс-GALILEO, позволяющих определить пространственное распределение и динамику полного электронного содержания (ПЭС) в ионосфере. Это обусловлено целым рядом преимуществ по сравнению с классическими радиофизическими средствами зондирования ионосферы – непрерывность, высокое пространственно-временное разрешение и глобальность мониторинга ионосферных возмущений различной природы, а также экономичность, обусловленная использованием уже существующей космической и наземной инфраструктуры навигационных систем.

Исследования [4-11] посвящены поиску аномалий ПЭС, сопряженных с готовящимися землетрясениями, на фоне «спокойной» ионосферы. Описанные в указанных работах аномалии носят локальный характер, длятся несколько часов в течение периода, достигающего 5-6 дней, и появляются в течение указанного периода в одно и то же местное время.

Основываясь на анализе глобальных ионосферных карт ПЭС, авторы работы [5] показали, что за несколько суток до землетрясения в ионосфере начинает формироваться область положительных возмущенных значений, причем не обязательно точно над вертикальной проекцией эпицентра. Величина возмущенности может достигать 85-95% от невозмущенных значений. Пространственные размеры аномалии достигают 1000 км по широте и более 4000 км по долготе.

По данным работы [10] для ряда землетрясений на о. Тайвань с магнитудой $M > 6.0$ интенсивность ионосферных предвестников ПЭС составляла 10 и более TECU (общепринятая единица измерения ПЭС TECU, равная 10^{16} м^{-2}), при этом чаще всего они детектировались в вечернее время (18-22 LT). Дневная аномалия ПЭС наблюдалась перед землетрясением в Турции 12 ноября 1999 г. ($M \sim 7.5$) за сутки до главного события, при этом дневное увеличение ПЭС составило ~ 10 TECU [11].

В работе [6] по данным GPS наблюдений проведен анализ вариаций ПЭС для землетрясения в Калининграде 21 сентября 2004 г. В вариациях ПЭС за сутки до главного толчка была обнаружена ионосферная «аномалия» в виде специфического повышения уровня ПЭС в районе будущего землетрясения. Анализ аномалии показал, что по ряду признаков – локальность, размеры зоны проявления, характерное время существования – ее можно ассоциировать с предвестниками сейсмической активности. Результаты исследования продемонстрировали, что при достаточно благоприятных геофизических условиях сейсмо-ионосферные предвестники могут быть выделены даже для несильного землетрясения.

В работе [7] рассматривается гипотеза о возникновении в ионосфере макромасштабных плазменных сгущений, горизонтальные размеры которых достигают 4 тыс. км, превышение над фоном – 15-30%. Такие неоднородности возникают в области F2 на высоте главного максимума за 10-15 ч до катастрофических землетрясений ($M \geq 6$) в окрестностях эпицентра, затем перемещаются горизонтально примерно вдоль дуги большого круга под различными азимутами с околосвуковой скоростью на расстояния до 15 тыс. км.

В работах [4-11] выделяются следующие основные особенности вариаций значений ПЭС, ассоциируемые с предвестниками землетрясений: 1) проявление сейсмо-ионосферных эффектов наблюдается в среднем за двое-трое суток до главного толчка; 2) предвестники имеют вид локального увеличения электронной концентрации; 3) максимум возмущенной области расположен в непосредственной близости от эпицентрального района; 4) пространственный масштаб – несколько тысяч километров по долготе и около 1000 км по широте; 5) амплитуда возмущения достигает значения в среднем 40-60% относительного фонового уровня.

Однако в цитируемых выше работах отсутствует доказательство статистической значимости обнаруженных предвестников с учетом реальной точности измерений ПЭС (не лучше 20-30% [13]), а также анализ подобных аномалий, никак не связанных с подготовкой землетрясений. В связи с важностью этой проблемы возникает необходимость проверки гипотезы о локальности нарушения суточного хода ПЭС перед землетрясением. В настоящем докладе мы предлагаем метод такой проверки.

2. Метод проверки гипотезы о локальности аномалии

В 2005 г. в ИСЗФ СО РАН был впервые предложен новый подход к решению проблемы солнечно-земных связей путем определения глобального электронного содержания (ГЭС), равного полному количеству электронов в околоземном космическом пространстве, ограниченном высотой орбиты ИСЗ радионавигационной системы GPS (около 20200 км) [1]. Преимуществом такого подхода является то, что локальные особенности характеристик ионосферы нивелируются, в итоге выявляются закономерности, характеризующие динамику глобального электронного содержания.

Основная идея предложенного нами способа проверки заключается в следующем. Монотонный рост (или спад) максимального значения ПЭС в течение нескольких дней может быть связан не с локальными изменениями, а ростом (или спадом) глобального содержания электронов, обусловленного соответствующими изменениями потока УФ излучения Солнца. В [1, 2] установлено, что для ГЭС характерны сильные (до 30%) сезонные вариации с максимумом в периоды равноденствия, однако период этих вариаций много больше длительности аномалий ПЭС, так что их можно не принимать во внимание.

В то же время относительная амплитуда 27-дневных вариаций уменьшается с 8% в периоды роста и спада солнечной активности до 2% в период максимума, что соответствует динамике активных образований на Солнце в течение 11-летнего цикла активности [1, 2]. Приведенные выше оценки получены при сглаживании рядов ГЭС с временным окном 10 дней; относительная амплитуда 27-дневных вариаций исходных рядов ГЭС может достигать весьма значимой величины ± 15 -20% [2]. В абсолютных

величинах ПЭС при среднем уровне 20 TECU это означает изменение ПЭС в пределах от 12 до 28 TECU, что сравнимо с обнаруженными в [4-11] аномалиями ПЭС. При этом длительность фазы 27-дневной вариации ГЭС с максимальным значением производной ПЭС того же порядка (около 7-10 дней), что и длительность обсуждаемых в [4-11] аномалий ПЭС.

В настоящей работе мы используем концепцию ГЭС для проверки гипотезы о локальности обнаруженных аномалий ПЭС, с тем отличием, что вместо расчетов глобального электронного содержания более удобным представляется вычисление среднего для выбранного региона значения ПЭС.

Метод основан на использовании GIM-карт [13], вычисляемых по данным международной сети приемников GPS в нескольких научных центрах (JPL, США; CODE, Швейцария, и др.). Пространственный диапазон карт GIM в стандартном формате IONEX $\pm 180^\circ$ по долготе и $\pm 90^\circ$ по широте; размер элементарной ячейки GIM – 5° по долготе и 2.5° по широте; общее количество ячеек GIM $N_{\max} = 5184$. Для каждого момента времени с двухчасовым временным разрешением из файлов IONEX известны значения вертикального ПЭС $I_{i,j}$, где индексы i, j указывают на координаты (широту и долготу) ячейки GIM.

Среднее значение ПЭС $\langle I(t) \rangle$ по всему земному шару или выбранному региону вычисляется путем суммирования по всем N ячейкам GIM значений ПЭС

$$\langle I \rangle = \sum I_{i,j} / N \quad (1)$$

3. Примеры землетрясений

3.1. Рассмотрим в качестве первого примера локальную зависимость среднего значения ПЭС перед землетрясением 25 сентября 2003 г. вблизи о. Хоккайдо в Японии с магнитудой $M=8.3$. Локальные значения $\langle I(t) \rangle$ получены путем усреднения на территории $32-38^\circ\text{N}$; $130-140^\circ\text{E}$ в интервале времени за 10 дней до и 10 дней после землетрясения (рис.1в; момент главного толчка отмечен вертикальной стрелкой). Кружком на панели в) отмечено «аномальное» (по сравнению с предыдущими днями) повышение максимального значения ПЭС за 2-3 дня до землетрясения. Этот эффект авторы [5] интерпретируют как возможный предвестник землетрясения. В [5] отмечен также большой пространственный масштаб обнаруженной «аномалии» (до 2000 км).

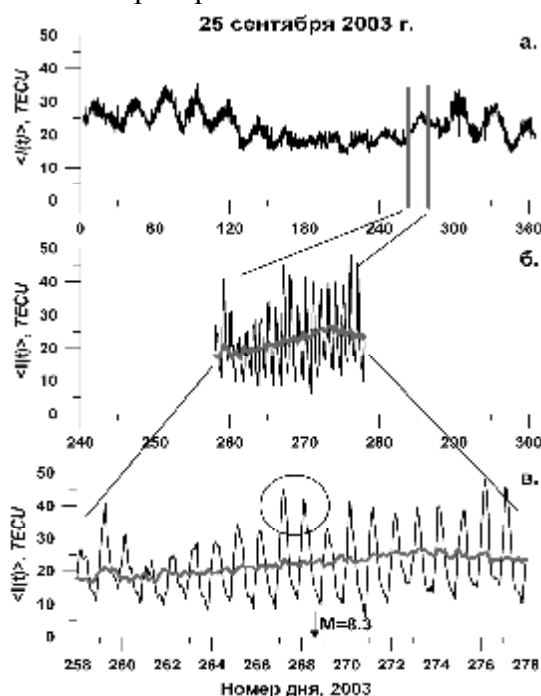


Рис.1. Сравнение локальных и глобальных вариаций ПЭС до и после землетрясения 25 сентября 2003 г.

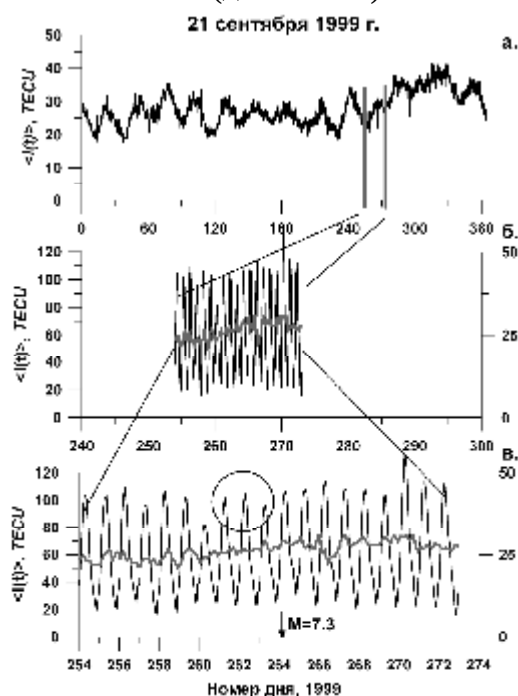


Рис.2. То же, что на рис.1, но для землетрясения 21 сентября 1999 г.

Проверим, является ли данная «аномалия» суточного хода ПЭС действительно локальной, т.е. связанной с регионом будущего землетрясения. Технология расчета среднего по всему земному шару значения ПЭС $\langle I(t) \rangle$ дает возможность сравнить локальные изменения с динамикой глобального электронного содержания. На рис. 1а эта зависимость нанесена для всего 2003 г., а на рис. 1б, в – для анализируемого 20-дневного интервала времени (толстые серые кривые).

Сравнение локальной и глобальной зависимостей $\langle I(t) \rangle$ позволяет усомниться в локальности обнаруженной «аномалии» ПЭС. Обнаруженный в [5] эффект увеличения максимального значения ПЭС перед землетрясением 25.09.03 г. может быть отражением глобального увеличения ионизации на положительной фазе 27-дневной вариации ПЭС.

Эффективность проведенной проверки основана на высокой точности вычисления среднего по всему земному шару $\langle I(t) \rangle$ - лучше 0.5 TECU по сравнению со средней по территории ~ 5 TECU.

3.2. В качестве второго примера рассмотрим локальную зависимость среднего значения ПЭС перед землетрясением 21 сентября 1999 г. на о. Тайвань с магнитудой $M=7.3$. Локальные значения $\langle I(t) \rangle$ получены путем усреднения на территории 20-26°N; 118-124°E в интервале времени за 10 дней до и 9 дней после землетрясения (рис.2в; момент главного толчка отмечен вертикальной стрелкой). На рис. 2а эта зависимость нанесена для всего 1999 г., а на рис. 2б, в – для анализируемого 20-дневного интервала времени (толстые серые кривые; соответствующая шкала ПЭС нанесена справа). Кружком на панели в) отмечено «аномальное» (по сравнению с предыдущими днями) повышение максимального значения ПЭС за 2-3 дня до землетрясения.

И в этом случае сравнение локальной и глобальной зависимостей $\langle I(t) \rangle$ позволяет усомниться в локальности обнаруженной «аномалии» ПЭС. Обнаруженный в [10] эффект увеличения максимального значения ПЭС перед землетрясением 21.09.1999 г. может быть отражением глобального увеличения ионизации на положительной фазе 27-дневной вариации ПЭС.

3.3. Аналогичный вывод можно сделать при сравнении глобальной и локальной зависимости среднего значения ПЭС и относительно землетрясения 12 ноября 1999 г. в Турции с магнитудой $M=7.5$. Локальные значения $\langle I(t) \rangle$ получены путем усреднения на территории 36-44°N; 24-36°E в интервале времени за 10 дней до и 10 дней после землетрясения (рис.3в; момент главного толчка отмечен вертикальной стрелкой). Кружком на панели в) отмечено «аномальное» (по сравнению с предыдущими днями) повышение максимального значения ПЭС за 2-3 дня до землетрясения.

3.4. Рассмотрим теперь землетрясение 26 декабря 2004 г. вблизи о. Суматра с магнитудой 9.0. Локальные значения $\langle I(t) \rangle$ получены путем усреднения на территории 0-10°N; 95-105°E в интервале времени за 10 дней до и 10 дней после землетрясения (рис.4в; момент главного толчка отмечен вертикальной стрелкой).

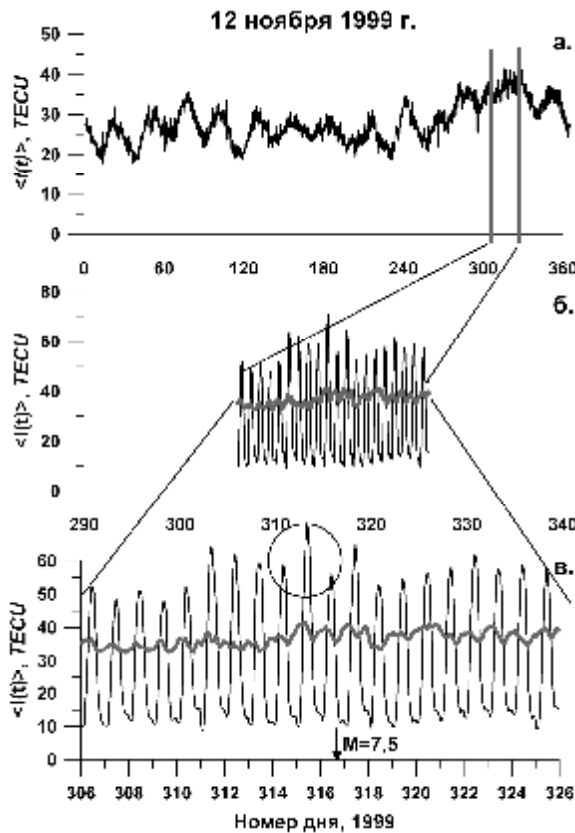


Рис.3. То же, что на рис.1, но для землетрясения 12 ноября 1999 г.

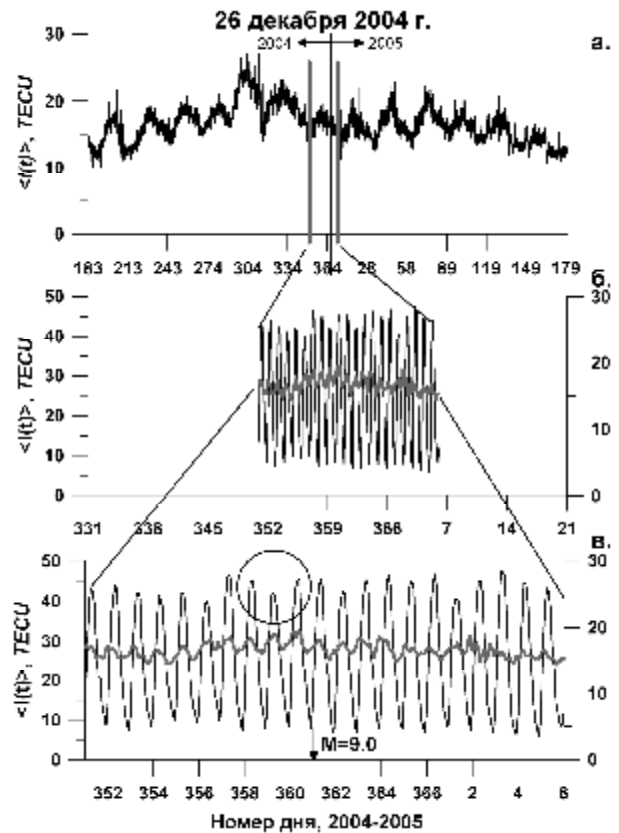


Рис.4. То же, что на рис.1, но для землетрясения 26 декабря 2004 г.

Анализ данных рис.4 не позволяет сделать заключение о какой-либо значимой связи вариаций ПЭС вблизи эпицентра с предстоящим землетрясением, поскольку увеличение амплитуды суточных колебаний ПЭС в регионе (Рис.4б, в, тонкие кривые) фактически повторяет динамику соответствующих колебаний среднего значения ПЭС по всему земному шару (Рис.4б, в, толстые серые кривые).

Таким образом, сравнение глобальных и локальных зависимостей ПЭС для всех анализируемых событий, проведенное в настоящей работе, показало, что зарегистрированные в серии публикаций [4-11] «аномалии» ПЭС могут быть вызваны не столько усилением сейсмической активности перед землетрясением, сколько изменениями глобальной ионизации, связанной с динамикой УФ излучения Солнца. Для того, чтобы разделить относительный вклад этих процессов в изменения ПЭС, необходимы дополнительные исследования.

Предложенный нами подход можно использовать во всех ситуациях, когда обнаруженные «отклонения от нормы» ионосферных параметров связывают не только с землетрясениями, но и с другими локальными событиями типа ураганов, тайфунов, погодных аномалий и антропогенных воздействий.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ N 06-05-39026, 07-05-00127, а также интеграционного гранта СО РАН-ДВО РАН-НАН Украины N 3.24.

Список литературы

1. Афраимович Э.Л., Астафьева Э.И., Живетьев И.В. Солнечная активность и глобальное электронное содержание // Доклады Академии Наук. 2006. Т.409. №3. С.399-402.
2. Э.Л. Афраимович, Э.И. Астафьева, И.В. Живетьев, Ю.В. Ясюкевич. 27-дневные вариации глобального электронного содержания во время 23-го цикла солнечной активности (в настоящем сборнике докладов).
3. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. 1988. М.: Наука. – 174 с.

4. Захаренкова И.Е. Использование измерений сигналов системы GPS для обнаружения ионосферных предвестников землетрясений // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Калининград. 2007. С. 20.
5. Захаренкова И.Е., Шагимурагов И.И., Лаговский А.Ф. Модификация ионосферы в период подготовки землетрясений по данным спутниковой системы GPS // Труды XXI Всероссийской научной конференции "Распространение радиоволн". 2005. Т.1. С. 194-198.
6. Захаренкова И.Е., Шагимурагов И.И., Лаговский А.Ф., Кранковский А. Исследование ионосферных предвестников для Землетрясений класса $m \sim 5.0$ // Электронный журнал «Исследовано в России». 2006. Т. 39. С. 1047-1055.
7. Калинин Ю.К., Сергеев Н.П. Движущиеся уединенные макронеоднородности, возникающие в ионосфере за несколько часов до катастрофических землетрясений // Доклады Академии Наук. 2002. Т.387. №1. С.105-107.
8. Пулинец С.А., Легенька А.Д., Зеленова Т.И. Зависимость сейсмо-ионосферных вариаций в максимуме слоя от местного времени // Геомагнетизм и аэрономия. 1998. Т. 38. № 3.
9. Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Tsai H.F. Variations of ionospheric total electron content during the Chi-Chi earthquake // Geophys. Res. Lett. 2001. V. 28. № 7. P. 1383-1386.
10. Liu J.Y., Chuo Y.J., Shan S.J., Tsai Y.B., Chen Y.I., Pulnits S.A., Yu S.B. Pre-earthquake ionospheric anomalies registered by continuous GPS TEC measurements // Ann. Geophys. 2004. V. 22. P. 1585-1593.
11. Oraevsky V.N., Ruzhin Y.Y., Shagimuratov I.I. Anomalies of ionospheric TEC above Turkey before two strong earthquakes at 1999 // Proceed. 15th Wroclaw EMC Symposium. 2000.
12. Pulnits S.A. Seismic activity as a source of the ionospheric variability // Adv. Space Res. 1998. V. 22. № 6. P. 903-906.
13. Schaer S., Gurtner W. IONEX: The IONosphere Map EXchange Format Version 1 // Proceedings of the IGS AC Workshop, Darmstadt, Germany, February 9-11. 1998. P. 307-320.

SPECTRAL FREQUENCY ENVELOPES RELATED TO VLF/ELF EMISSIONS OBSERVED BY ICE EXPERIMENT ON BOARD THE DEMETER MICRO-SATELLITE

СПЕКТРАЛЬНЫЕ ЧАСТОТНЫЕ ОГИБАЮЩИЕ, СВЯЗАННЫЕ С ОНЧ/КНЧ ИЗЛУЧЕНИЯМИ, НАБЛЮДАЕМЫЕ ВО ВРЕМЯ ЭКСПЕРИМЕНТА ICE НА БОРТУ МИКРОСПУТНИКА DEMETER

***M.Y. Boudjada¹, H.K. Biernat^{1,2,3}, K. Schwingenschuh¹, J.J. Berthelier⁴, M. Horn²,
H. Lammer¹, P. Nenovski⁵, G. Prattes⁶, E. Cristea¹, M. Stachel¹***

¹*Space Research Institute, Austrian Academy of Sciences, Graz, Austria*

²*Institute of Physics, Department of Geophysics, Astrophysics and Meteorology (IGAM),
Karl-Franzens-University Graz, Austria*

³*Institute of Physics, Department of Theoretical Physics, KF University Graz, Austria,*

⁴*Centre d'Etude des Environnements Terrestre et Planétaires Observatoire de Saint-Maur,
France*

⁵*Geophysical Institute, Sofia, Bulgaria*

⁶*Communication Networks and Satellite Communications Institute, Technical University Graz,
Austria*

В докладе описана возможная связь между сейсмическими событиями и ОНЧ и КНЧ излучениями на основе экспериментальных данных с микроспутника DEMETER института 'Instrument Capteur Electrique' (ICE). Мы применяем так называемый спектральный метод, который позволяет измерять и рассчитывать степень активности ОНЧ/КНЧ, наблюдаемых во время каждой полутраектории микро спутника. Мы определяем коэффициент индекса ОНЧ/КНЧ, который указывает активность основных наблюдаемых компонент, т.е. шипящих и хоровых излучений. Наши результаты используются для распознавания, разделения и классификации

ОНЧ/КНЧ излучений по записям эксперимента DEMETER/ICE. Мы обсуждаем преимущества этого метода и возможности связи его с сейсмическими событиями.

1. Introduction

It is well known since several decades that electromagnetic effects, like the electric and magnetic perturbations, are caused by natural geophysical activity such as earthquakes and volcanic eruptions. It includes: electromagnetic emissions in a large frequency range, perturbations of ionospheric layers, anomalies on the records of VLF transmitter signals, and night airglow observations (Parrot, 1996). Such phenomena, called seismo-electromagnetic phenomena, can be considered as short term precursors because they occur between few hours and/or days before the shock. Two papers published by Gokhberg et al. (1982) and Warwick et al. (1982) advanced the investigation of the seismo-electromagnetic effects. Authors reported earthquakes events which were accidentally recorded by experiments not devoted to this study. Also they detailed observations of various parameters measured in the atmosphere or in the ionosphere in relation with seismic activity. There are many hypotheses on the generation mechanism of these seismo-electromagnetic perturbations which can be found in the following recent review papers: Hayakawa and Molchanov (2002), Pulinets and Boyarchuk (2004), and Meloni et al. (2004). Since the beginning of the 21st century three satellites were launched: COMPASS-1, (Russia, December 2001), QuakeSat, (USA, June 2003), and DEMETER, (France, June 2004). These space missions were mainly devoted to investigate the precursors emissions related to seismo-electromagnetic effects.

In this paper we report on ELF/VLF emissions observed by the 'Instrument Capteur Electrique' (ICE) experiment onboard the DEMETER micro-satellite. We apply the so-called 'spectral method' which allows to quantify and to estimate the VLF/ELF activity level observed during each half-orbit of the micro-satellite. We discuss the advantage of such a method and the means to link it to the occurrence of seismic events.

2. ICE experiment onboard DEMETER micro-satellite

The main objective of the ICE experiment is to detect and characterize the electromagnetic perturbations in the ionosphere that are associated with seismic activity. As a secondary objective, this instrument also aims at characterizing the electromagnetic effects that can be generated by tropospheric storms in the ionosphere. In addition, this experiment provides real time observations that can be of use for space weather purposes. The objective of the ICE instrument on DEMETER is thus to perform a continuous survey of the DC and AC electric fields over a wide frequency range and with a high sensitivity in order to search for possible electrostatic and/or electromagnetic waves in the ionosphere that might be induced by seismic activity. The instrument and the onboard data processing have been designed to provide an optimum set of data in the various frequency ranges, emphasizing full characterization of the 3 components of the waves at frequencies below 1 kHz and single axis waveform transmission and spectrum measurements at higher frequencies (Berthelier et al., 2006).



Fig.1: Position of the ICE sensors on the spacecraft

The ICE experiment consists of 4 spherical sensors with embedded pre-amplifier electronics mounted on the ends of 4 booms or antenna “arms” and associated electronics, included in the BANT module, to fulfill the onboard signal processing requirements. When measuring the potential difference between two of these sensors, ICE operates as a double probe instrument in which the component of the electric field is determined along the axis defined by the two sensors. Any pair of sensors among the four can be used for this objective which enables the 3 components of the DC and AC vector electric field to be obtained. Four frequency ranges have been defined, **DC / ULF** [0-15 Hz], **ELF** [15 Hz-1 kHz], **VLF** [15 Hz-17.4 kHz] and **HF** [10 kHz-3.175 MHz]. Depending on the frequency range and on the spacecraft and ICE modes of operation, the data that are stored in the mass memory can be the waveform of the signal obtained from either the voltage difference between two sensors or that measured by a single sensor and the spacecraft potential, and/or the power spectra of the signal obtained from the voltage difference between two sensors.

The 4 sensors, labeled S1, S2, S3 and S4 in **Figure 1**, are spherical aluminum electrodes 60 mm in diameter each mounted at the end of a 4 meter deployable boom. Due to the remote position of the sensors with respect to the spacecraft body, electromagnetic interferences generated by the spacecraft subsystems or other payload instruments are significantly reduced. Finally, the orientation of the 4 booms have also been chosen so that the 3 components of the electric fields that can be obtained from the voltage differences between individual sensors, as indicated below, are close to a three axis orthogonal configuration. The sensors are coated with a thin layer of carbon filled epoxy in order to minimize the variations of the surface potential over the surface and improve the quality of DC electric field measurements. The spherical shell of each sensor includes a small electronics board consisting of a unity gain preamplifier and a polarization current source.

3. Spectral method applied to ELF/VLF observations

We attempt in our analysis to apply the spectral method to classify the different components observed on the dynamic spectrum recorded by DEMETER/ICE experiment. Such method was used to separate Jovian decametric radio emissions recorded by ground based stations (Boudjada and Genova, 1991; Boudjada et al., 1995). Several components were classified using basically the instantaneous frequency bandwidth of the emission combined to the frequency and time resolutions of the receiver.

Figure 2 shows a dynamic spectrum of the ELF/VLF radiation recorded on 24th Nov. 2004 by the ICE experiment where the time (in hours) and the frequency (in Hz) are indicated by the horizontal and vertical axes, respectively. For our study we have used only one of the electric field components. In the nominal configuration this is the E12 component, but a tele-command order allows one of the 2 other components, E34 or E13, to be selected. The power spectrum is computed with frequency and temporal resolutions that depend on the spacecraft and ICE modes of operation. In the burst mode the power spectrum is stored with a 19.53 Hz frequency resolution and averaged over 2.048 s.

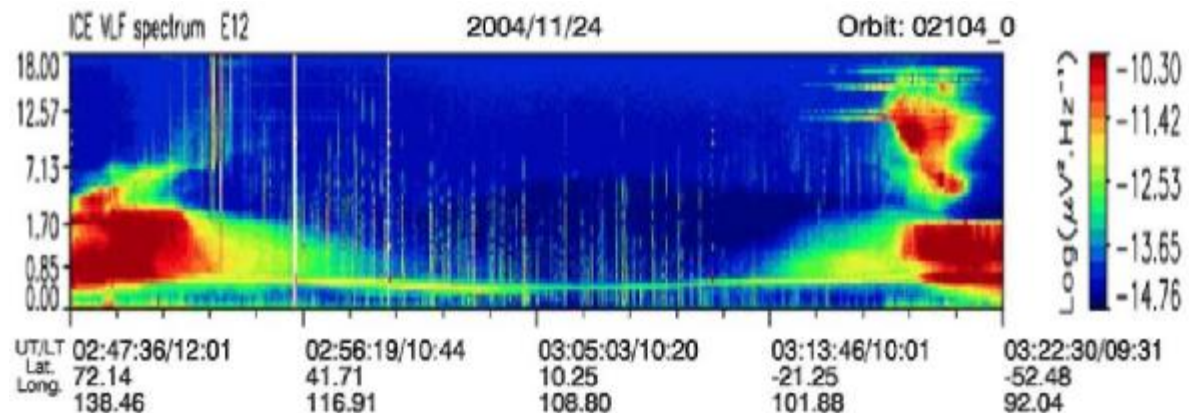


Fig.2: Dynamic spectrum recorded by the ICE experiment onboard DEMETER micro-satellite.

The intensity is indicated by color level where the strongest (red) and lowest (bleu) signal level are of about 10^{-10} and 10^{-14} $\mu\text{V}^2 \text{ Hz}^{-1}$, respectively. We proceed to a classification of the ELF/VLF emissions taken into considerations their corresponding spectral shapes: (a) continuum and not structured (Type-1), (b) radiations with positive (Type-2) or negative (Type-3) frequency drift rates, and (c) bursty emissions without frequency drift rates (Type-4). Considering a given spectral shape we store the following parameters: (a) time of the beginning and the ending of the emissions, (b) minimum and maximum frequencies, and (c) intensity level ($\mu\text{V}^2.\text{Hz}^{-1}$, or $\text{mV}^2.\text{Hz}^{-1}$). Also the corresponding satellite positions like (a) local time (LT in hour and minutes), and (b) latitude and longitude satellite positions. We apply this method to the two earthquakes observed in 2004 in the Adriatic region. The first event has a magnitude of 5.30 and was observed on 24th Nov. 2004 (22:59 UT) at a latitude of 45.66°N and longitude of 10.64°E. The second seismic event occurred one day later at 06:21 UT, magnitude 5.20, and a latitude of 43.24°N and a longitude of 15.58°E. Afterwards we consider frequency occurrence for all observed components (Type 1, Type 2, Type 3 and Type 4) for two periods:

- 23rd, 24th, 25th Nov. 2004 which is close the Adriatic events
- 03rd, 04th, 05th Nov. 2004 which is about three weeks before the Adriatic events

The main propose is to combine the ELF/VLF frequency occurrences before and close to the Adriatic seismic events. It appears clearly from **Figure 3** that the frequency occurrence seems to be similar. It is not possible to conclude concerning a possible shift in frequency between the two periods taking into consideration the ELF/VLF selected types.

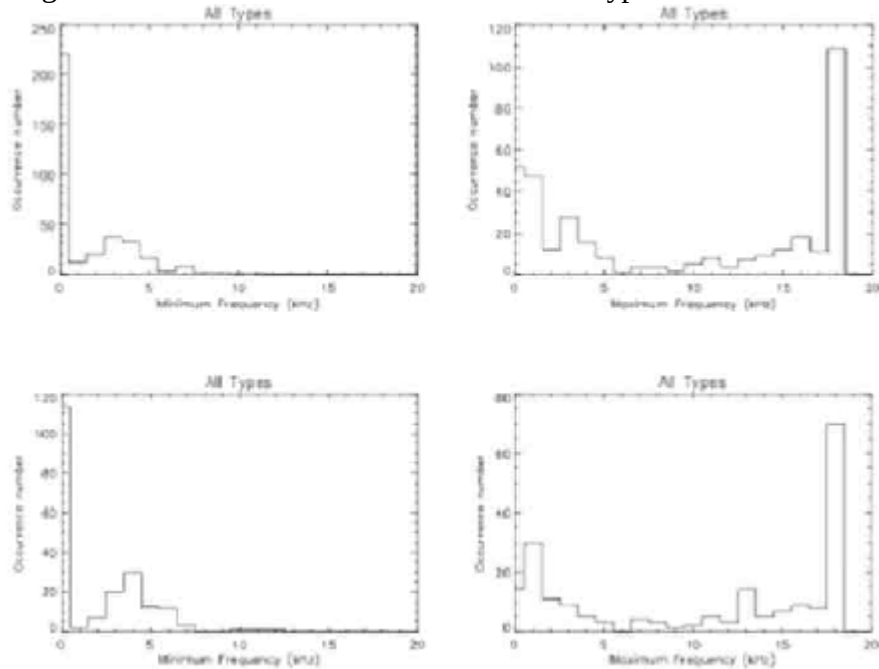


Fig.3: Frequency occurrence histograms associated to ELF/VLF components observed during two periods: (a) 23rd, 24th, 25th Nov. 2004 (two upper panels) and (b) 03rd, 04th, 05th Nov. 2004 (two lower panels)

4. Conclusion

We apply the spectral method to the ELF/VLF emissions recorded by the ICE experiment onboard the DEMETER micro-satellite. We consider different types of emissions which are classified taking into considerations the corresponding shapes on the dynamic spectrum. In the case of the two Adriatic seismic events, we analyze the frequency occurrences for two given periods. It turns out that: (a) the same features are observed before and close to the seismic events and (b) their corresponding frequency occurrences are identical.

5. References

1. Berthelier, J.J., M. Godefroy, F. Leblanc, M. Malingre, M. Menvielle, D. Lagoutte, J.Y. Brochot, F. Colin, F. Elie, C. Legendre, P. Zamora, D. Benoist, Y. Chapuis, J. Artru, R. Pfaff, ICE, the electric field experiment on DEMETER, Planetary and Space Science, 2006. 54. P. 456-471.
2. Boudjada, M.Y., F. Genova, The left-hand polarization sense of the Jovian decameter radiation, Astronomy and Astrophysics Supplements series, 1991. 91. P. 453-467.
3. Boudjada, M.Y., H.O. Rucker, P.H. Ladreiter, The Io-C Jovian decameter emissions, Astronomy and Astrophysics, 1995. 303. P. 255-264.
4. Gokhberg, M.B., Morgunov, V.A., Yoshino, T., Tomizawa, I., Experimental measurement of electromagnetic emissions possibly related to earthquakes in Japan. J. Geophys. Res. 1982. 87, 7824-7828.
5. Hayakawa, M., Molchanov, O.A. Seismo Electromagnetics: Lithosphere–Atmosphere–Ionosphere Coupling. Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, 2002.
6. Meloni, A., Spichak, V.V., Uyeda, S. Magnetic, electric and electromagnetic methods in seismology and volcanology, Ann. Geophys. 2004. 47 (1).
7. Parrot, M., Electromagnetic noise due to earthquakes. In: Volland, H. (Ed.), Handbook of Atmospheric Electrodynamics, vol. II. CRC Press, Boca Raton, FL, 1996. P. 95-116.
8. Pulnits, S.A., Boyarchuk, K.A., 2004. Ionospheric Precursors of Earthquakes, Springer, New York., 2004.
9. Warwick, J.W., Stoker, C., Meyer, T.R., 1982. Radio emission associated with rock fracture: possible application to the great Chilean earthquake of May 22, 1960. J. Geophys. Res. 1982. 87. P. 2851-2859.

О ВОЗМУЩЕНИЯХ $foF2$ В СРЕДНЕШИРОТНОЙ ИОНОСФЕРЕ ПЕРЕД СИЛЬНЫМИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

$foF2$ DISTURBANCES IN MIDDLE LATITUDE IONOSPHERE BEFORE STRONG EARTHQUAKES

*Е.В. Липеровская¹, М. Парро², В.В. Богданов³, К.В. Мейстер⁴,
М.В. Родкин⁵, В.А. Липеровский¹*

¹Институт физики земли РАН,

²L.P.C.E./C.N.R.S., 45071 Орлеан, Франция,

³Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,

⁴Астрофизический институт, Потсдам, Германия,

⁵Геофизический Центр РАН

Within the last years in a series of works the deflection of character of ionospheric $foF2$ frequency from its median values during earthquake preparation has been studied in connection to the problem of earthquake prognosis. It has been found out that the modification of $foF2$ does not take place before all earthquakes. Thus it was interesting to carry out statistical investigations and to pick out a part of events which have been accompanied by noticeable anomaly variations in the F -region.

In this work the statistical investigations of ionospheric effects before strong earthquakes are carried out by the use of data from 4 Japanese stations of vertical sounding. The statistical analysis of the variations of the averaged diurnal frequency of the maximum ionospheric electron density $foF2$ is performed in connection to the occurrence of some tens of earthquakes with magnitudes $M > 6.0$, depths $h < 80$ km and distances from the vertical sounding station $R < 1000$ km. It is shown that, on the average, $foF2$ decreases a few days before the earthquakes. The decrease amounts in average to about 5 % a day of the shock.

Введение

В ряде работ проводились исследования поведения характеристик ионосферы в связи с подготовкой землетрясений. Ионосферный слой F самый динамичный из регулярных слоев, он более всего подвержен изменениям, связанным с различными

причинами, а критическая частота слоя $foF2$ является одним из наиболее регулярно измеряемых параметров при вертикальном зондировании (ВЗ). Эта частота соответствует плазменной частоте максимума плотности ионизации ионосферы. В ряде работ разные авторы проводили поиск вариаций среднесуточных характеристик $foF2$, которые могли бы быть предвестниками достаточно сильных землетрясений [1, 7, 9]. Однако вопрос оказался сложнее и среднесуточные характеристики $foF2$, по-видимому, заметно изменяются только при очень сильных землетрясениях. При этом было неясно, начиная с каких магнитуд землетрясений можно ожидать заметных изменений в среднесуточных характеристиках $foF2$ перед землетрясениями. Анализ вариаций усредненных по различным частям суток значений $foF2$ с целью поиска предвестников землетрясений был проведен в ряде работ. В работах [1, 6, 8, 9, 3] было обнаружено уменьшение $foF2$ за сутки-двое до землетрясений с $M > 6$. С другой стороны, в работе [7] отмечено увеличение $foF2$ перед несколькими очень сильными землетрясениями. Далее статистическое исследование уменьшения послеполуденных значений $foF2$ перед тайваньскими землетрясениями с магнитудами $M > 5$ проведено в [5].

В настоящей работе проведен статистический анализ вариаций среднесуточных $foF2$ во временной окрестности $\pm$ две недели до и после японских землетрясений с магнитудами $M > 6.0$. Цель работы – выяснить вопрос, для какой доли событий прослеживаются заметные модификации среднесуточных значений $foF2$ в связи с землетрясениями. Для анализа были использованы часовые данные за 1957-1990 по 4 ионосферным станциям.

Метод анализа

Для анализа $foF2$ до и после землетрясений в настоящей работе рассмотрены японские землетрясения с магнитудами $M > 6.0$, глубиной очага $h < 80$ км и расстояниями от эпицентра до станции вертикального зондирования $R < 1000$ км. Ионосферные данные взяты в ИНТЕРНЕТе <http://www.rl.ac.uk.wdccc1/data.html> (станции «Вакканай» ($\varphi=45.2^\circ\text{N}$, $\lambda=141.4^\circ\text{E}$, 1957-1988 гг., «Акита» ($\varphi=39.4^\circ\text{N}$, $\lambda=140.1^\circ\text{E}$, 1957-1988 гг., «Токио» (Кокубунжи) ($\varphi=35.7^\circ\text{N}$, $\lambda=139.5^\circ\text{E}$, 1957-1990 гг.) и «Ямагава» ($\varphi=31.1^\circ\text{N}$, $\lambda=130.4^\circ\text{E}$, 1957-1988 гг.). За рассмотренные интервалы времени в радиусе $R < 1000$ км от каждой станции произошло несколько десятков землетрясений.

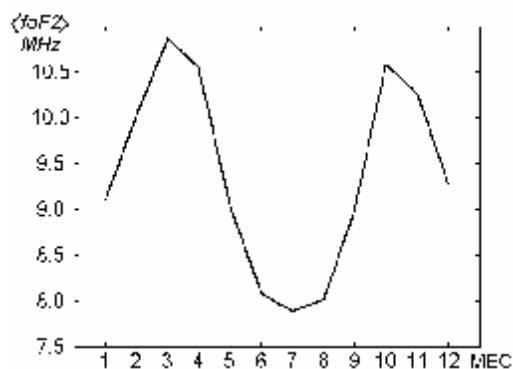


Рис.1. Сезонный ход среднесуточных значений $\langle foF2 \rangle$.

В ходе критической частоты $foF2$ наблюдается сильная суточная и сезонная зависимость, кроме того, эта частота зависит от фазы 27-дневных солнечных суток и фазы 11-летнего солнечного цикла. В настоящей работе анализировались среднесуточные значения $\langle foF2 \rangle$.

Сезонный ход $\langle foF2 \rangle$, полученный по данным станции Токио усреднением по всему анализируемому интервалу, представлен на рис. 1.

На реальный сезонный ход накладываются вариации, вызванные изменением солнечной активности в связи с 27 дневными солнечными сутками. Эти вариации особенно заметны в годы, близкие к годам максимума 11 летнего цикла солнечной активности. Чтобы уменьшить влияние глобальных факторов, в работе рассматриваются сравнительно короткие интервалы времени во временной окрестности землетрясений и при анализе принимаются во внимание только дни, когда солнечная активность не слишком велика. Возмущения геомагнитного поля также влияют на поведение $foF2$,

поэтому при исследовании ионосферных эффектов землетрясений отбирались только те сутки, при которых геомагнитные возмущения также были не слишком большие. Единой точки зрения по этому вопросу нет. В данной работе при наложении эпох были наложены ограничения – принимались в рассмотрение только дни, в которые индекс Вольфа меньше 100 и $\Sigma Kp < 30$, при таких ограничениях более половины всех имеющихся данных может быть использовано для анализа.

Для каждого землетрясения рассматривался интервал (-13, +13) суток до и после события, значения $\langle foF_2 \rangle_i$ за каждые сутки (i) нормировались на среднее за весь интервал

$\langle foF_2 \rangle_{total}$. В результате был получен ряд из 27 безразмерных величин (в %)

$$\Delta F(i) = \frac{\langle foF_2 \rangle_i - \langle foF_2 \rangle_{total}}{\langle foF_2 \rangle_{total}} 100\% \quad \text{для каждого землетрясения.}$$

Землетрясение

принималось во внимание, только если имелись в наличии данные не менее чем за 14 дней из 27. Отметим, что из-за того, что интервалы до и после события достаточно короткие и одинаковые – по 13 дней, влияние сезонного хода foF_2 сравнительно невелико.

Далее была проведена процедура наложения эпох для 27 дневных интервалов в окрестности землетрясений для всех рассмотренных землетрясений, и таким образом получены средние величины $\overline{\Delta F(i)}$ за каждый день. Аналогичные исследования вариаций foF_2 для сильных землетрясений были проведены по материалам других японских станций – Акита, Вакканай и Ямагава. На рисунке 2 представлены результаты анализа. Полученные в результате наложения эпох функции $\overline{\Delta F(i)}$ приведены на соответствующих рисунках для каждой станции. Таким образом, на всех станциях наблюдается уменьшение foF_2 во временной окрестности за несколько суток до и сутки-двое после землетрясений.

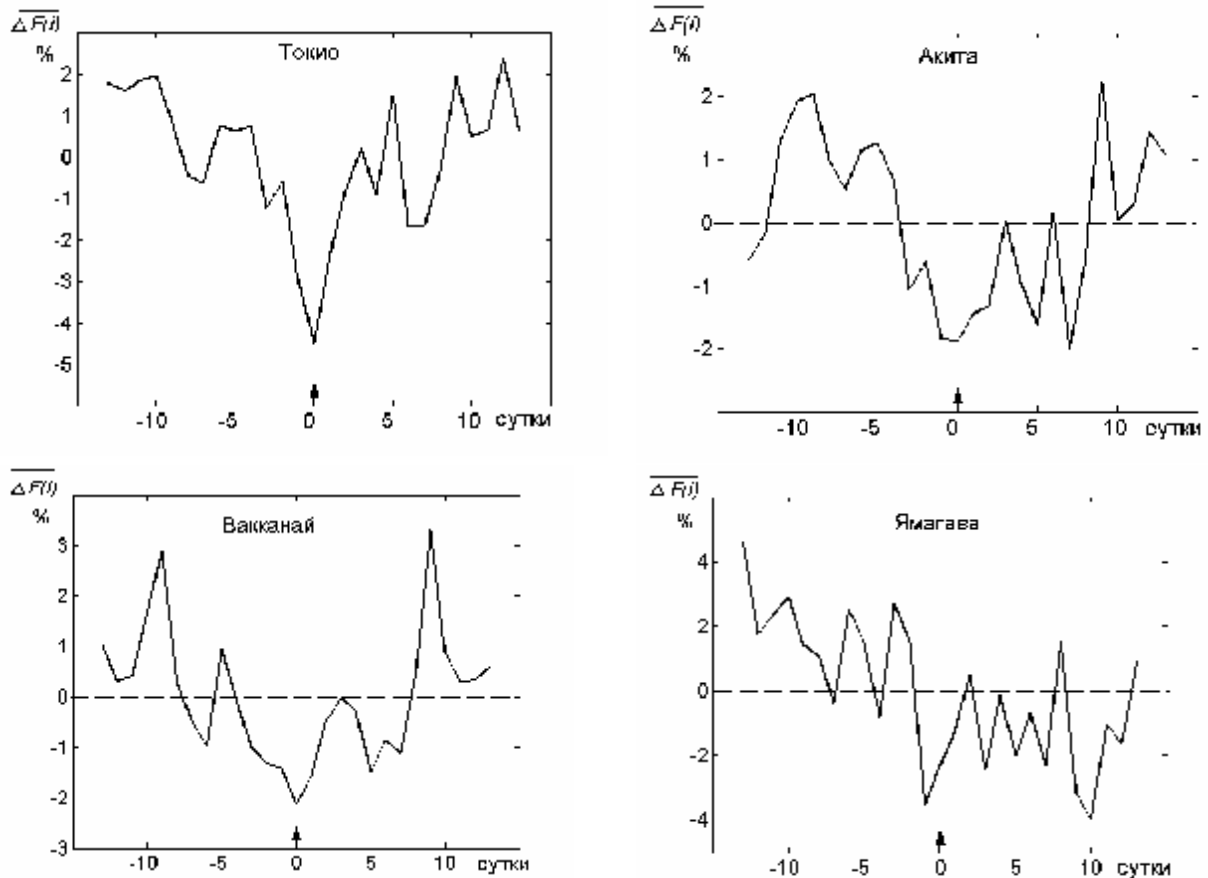


Рис.2. $\overline{\Delta F(i)}$ – Результат наложения эпох для нормированных foF_2 . При анализе принимались во внимание землетрясения с магнитудами $M > 6.0$, расстояниями от эпицентра до станции ВЗ $R < 1000$ км и глубиной очага $h < 80$ км.

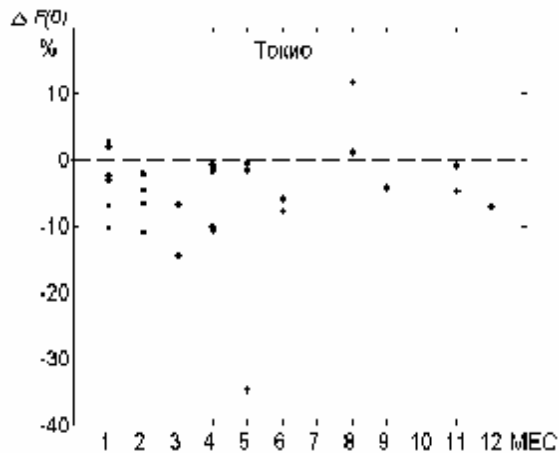


Рис.3. $\overline{\Delta F(0)}$ (в %) в день землетрясения в зависимости от месяца события.

Обсуждение результатов и выводы

В работе исследованы ионосферные эффекты более чем для 150 сильных землетрясений с $M > 6$ в Японии. Эпицентры землетрясений в основном находились в море (см. рис. 4).

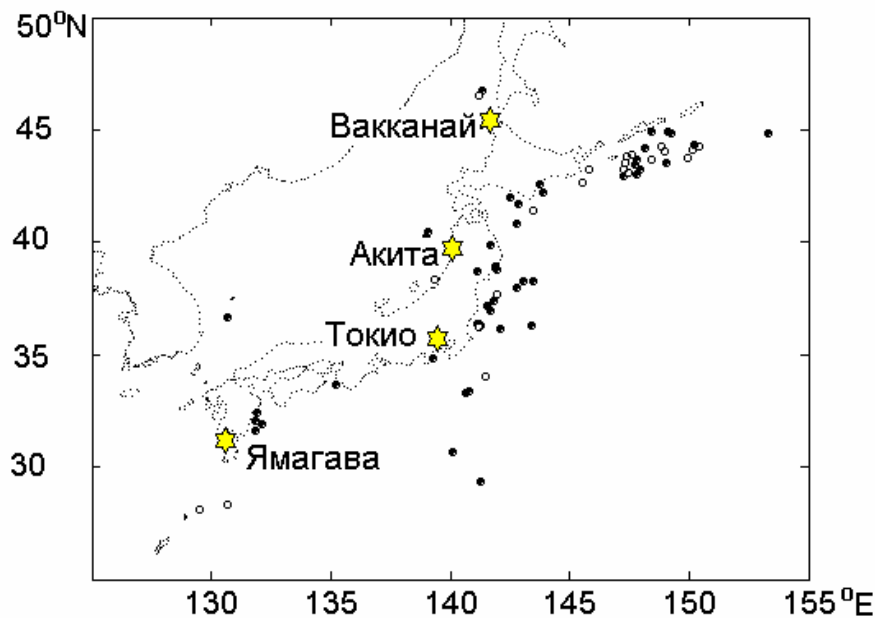


Рис.4. Карта расположения землетрясений. Черные кружки показывают эпицентры событий, для которых в (0) день $\overline{\Delta F(0)} < 0$, светлые – для которых $\overline{\Delta F(0)} > 0$.

Использованы данные станции ВЗ «Токио» (40 событий), «Акита» (53 события), «Вакканай» (48 событий) и «Ямагава» (12 событий).

Для станции Токио была исследована зависимость уменьшения $foF2$ от сезона. Число землетрясений в окрестности станции, использованных при наложении эпох, в зависимости от месяца события показано на рис.3 (ромбики). Координата ромбика по оси Y соответствует значению нормированного отклонения (в %) $\overline{\Delta F(0)}$ в день землетрясения. Из рисунка видно, что $\overline{\Delta F(0)}$ от сезона не зависит.

Показано, что за неделю до события начинается процесс уменьшения $foF2$, относительный минимум наблюдается в день землетрясения, пониженное значение сохраняется день – два после события. В среднем амплитуда понижения может достигать 5%. При анализе использовались только сутки со спокойными гелиогеомагнитными условиями – $\Sigma Kp < 30$ и индекс Вольфа $W < 100$.

Выяснив, что в среднем в день сильных землетрясений $foF2$ уменьшается, было интересно проанализировать вопрос: для какой доли сильных землетрясений из рассмотренной совокупности имеет место уменьшение, а для какой доли – наоборот, увеличение. Случаи отсутствия какого-либо эффекта не рассматривались. Для качественного решения этого вопроса была составлена таблица.

Таблица.
Результаты по станциям

Станция	Уменьшение $foF2$ в(0)день	Увеличение $foF2$ в(0)день
Вакканай	30	18
Акита	37	16
Токио	31	9
Ямагава	10	2

В среднем по всем станциям для всех рассмотренных землетрясений эффект имеет место в 70% случаев. Важно отметить, что эффект уменьшения $foF2$ не наблюдается для 30% очень сильных землетрясений. Чем характеризуются эти 30% землетрясений, не имеющие этого предвестника? Вопрос сложный, его решение – в будущем.

Существуют различные взгляды на физические механизмы, которые могут объяснять наблюдаемые модификации в ходе $foF2$ до и после землетрясений. В монографиях [8, 16] обсуждались две гипотезы связи в системе «литосфера-атмосфера-ионосфера» при подготовке землетрясений. Одна из гипотез – «электромагнитная», согласно которой аномальные процессы в литосфере перед землетрясениями передаются через атмосферу в ионосферу посредством электромагнитных полей. Другая гипотеза – «акустико-гравитационная», в которой предполагается, что генерируемые в атмосфере над областью подготовки землетрясений акустико-гравитационные волны распространяются через атмосферу под очень малым углом к земной поверхности и, доходя до ионосферных высот достаточно далеко по горизонтали от эпицентров будущих землетрясений, приводят к возмущению ионосферы благодаря столкновениям ионов с нейтралями. Однако работы [2, 6, 7, 4, 10] свидетельствуют в пользу «электромагнитного» механизма.

Согласно «электромагнитному» механизму литосферно-ионосферной связи принималась гипотеза, что система «Земля-ионосфера» может быть модельно представлена сферическим конденсатором, разность потенциалов которого поддерживается грозовой активностью. Под действием электрического поля в атмосфере создается направленный к земной поверхности ток проводимости. За несколько суток до землетрясения вероятны выбросы в атмосферу радона, которые приводят к усилению процесса ионизации в атмосфере и к увеличению проводимости приземной атмосферы и вертикального тока [10]. Соответственно, ток в нижней ионосфере также возрастает, усиливается нагрев и повышается температура электронов в E -области. Далее работает механизм трансляции электрических возмущений из E -области в нижнюю часть F -области и далее выше вдоль силовых линий геомагнитного поля. В результате имеет место нагрев и диффузионное расплывание неоднородностей, и уменьшение максимума плотности слоя $F2$ за несколько дней до и после очень сильных землетрясений.

В рамках другой гипотезы, «электрогравитационной», тот же процесс нагрева и расплывания максимума может происходить за счет приходящих от Земли акустико-гравитационных волн. Авторы настоящей работы склоняются в пользу «электрического» механизма для объяснения интенсификации ионосферных эффектов, рассмотренных в этой работе. Весьма вероятно, что реально в природе работают оба механизма, их относительные роли еще мало изучены.

Список литературы

1. Липеровский В.А., Похотелов О.А., Шалимов С.Л. Ионосферные предвестники землетрясений. – М.Наука. 1992. – 304 с.
2. Сорокин В.М., Чмырев В.М., Похотелов О.А., Липеровский В.А. Обзор моделей литосферно-ионосферных связей в периоды подготовки землетрясений // В сб. "Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземно-космических методов". М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 64-87.
3. Hobara Y. and Parrot M.: Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event, J. Atmos. Terr. Phys. 2005. V.67, 677-685.
4. Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Davidov V.F., Bogdanov V.V. On the possible influence of radon and aerosol injection on the atmosphere and ionosphere before earthquakes// Natural Hazards and Earth System Sciences. 2005. V.5. N6 P. 783 – 789.

5. Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., and Chen C.S.: A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // J. Geophys. Res. 2006. 111, A05304, doi:10.1029/2006.
6. Ondoh T.: Seismo-ionospheric phenomena // Adv. Space Res. 2000. V. 26 (8). P.1267-1272.
7. Pulnits S.A. and Boyarchuk K.A.: Ionospheric precursors of earthquakes, Springer, Berlin, 2004.
8. Rios V.H., Kim V.P., and Hegai V.V.: Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977 // Adv. Space Res. 2004. V.33. 323-327.
9. Singh B., Kushwah V., Singh O.P., Lakshmi D.R., and Reddy B.M.: Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India // Physics and Chemistry of the Earth. 2004. V.29, 537-550.
10. Sorokin V.M., Chmirev V.M. Modification of the ionosphere by seismic related electric field // Atmospheric and ionospheric phenomena associated with earthquakes. Ed. M. Hayakawa / TERRAPUB, Tokyo, 1999. P. 805-818.

**СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВОЗМУЩЕНИЙ ОКОЛОПОЛУДЕННОЙ
КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ f_oE ИОНОСФЕРЫ В СВЯЗИ С
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ ПО МАТЕРИАЛАМ СТАНЦИЙ «ТАШКЕНТ» И
«ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ»**

**STATISTICAL ANALYSIS OF PERTURBATIONS OF IONOSPHERE MIDDLE-DAY
CRITICAL FREQUENCY f_oE IN CONNECTION WITH EARTHQUAKES ON THE
DATA OF “TASHKENT” AND “PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKIY” STATIONS**

*Е.В. Липеровская¹, В.В. Богданов², В.А. Липеровский¹,
О.А. Похотелов¹, А.С. Силина¹, А.В. Олифиров³*

¹*Институт физики земли РАН,*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,*

³*Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова*

Ionospheric precursors of earthquakes have been investigated during the last 25 years. On the first stage the night ionosphere was analyzed, because it seems that it is difficult to separate seismoionospheric effects on the background of direct solar effects. Within the last years serious efforts were made mostly to find day-time ionosphere disturbances caused by earthquake preparation.

The analysis of such disturbances in the day-time regular E -layer, which maximal ionization density is characterized by critical frequency f_oE , is carried out in the work. It is pointed out that f_oE increased a day before an earthquake in the Middle Asia with magnitude $M > 5$. The statistical reliability of the effect is more than 99%. The dependence of the effect on magnitude, distance from the epicenter to the vertical sounding station and depth of the hypocenter is analyzed. Data of more than 300 earthquakes in the vicinity of «Tashkent» vertical sounding station and of more than 30 events in the vicinity of «Petropavlovsk-Kamchatsky» are used in the analysis.

Введение

Критическую частоту f_oE регулярного слоя E редко анализировали с целью поиска сейсмоионосферных эффектов. Однако, в работе [4] отмечалось увеличение f_oE за сутки-двое до нескольких (порядка 20) сильных землетрясений.

Частота f_oE в первую очередь зависит от положения Солнца над горизонтом, и, конечно, от уровня солнечной активности. Эта частота также слабо зависит от возмущений геомагнитного поля, от электрических возмущений, распространяющихся сверху, из F -области, от возмущений электрической и акустической природы, распространяющихся

снизу, из нейтральной атмосферы. Прослеживается влияние метеофакторов на область E и на частоту foE [3]. Поэтому можно ожидать, что электрические и акустические и акустико-гравитационные возмущения, возникающие в нижней атмосфере в процессе подготовки землетрясений, найдут отклик в вариациях частоты foE . Однако, поскольку частота foE весьма устойчива к внешним воздействиям по сравнению с другими частотами, и её вариации от расчетной величины, вызванные возмущениями не солнечной природы, составляют порядка процента, она считалась слабо чувствительной к процессам подготовки землетрясений. Цель настоящей работы – доказать статистически наличие воздействия процессов подготовки землетрясений на вариации foE за несколько суток до землетрясений и определить, при каких условиях эффект наблюдается.

Метод исследования

В работе были исследованы ионосферные эффекты землетрясений с магнитудами $M > 5$, расстояниями от станции ВЗ до эпицентров $R < 1000$ км, и глубиной очага $H < 70$ км в Средней Азии – станция «Ташкент» ($\varphi = 41.3^\circ \text{с.ш.}$, $\lambda = 69.6^\circ \text{в.д.}$, 1964-1996 гг.), и на Камчатке – станция «Петропавловск-Камчатский» ($\varphi = 53.0^\circ \text{с.ш.}$, $\lambda = 158.7^\circ \text{в.д.}$, 1968-1995 гг.) на основе представленных в Интернете <http://www.rl.ac.uk.wdccc1/data.html> часовых данных.

Область E ионосферы расположена на высотах $h = 90 \div 140$ км, плотность ионизации составляет $N \leq 10^5 \text{ см}^{-3}$ днем и на два-три порядка меньше ночью [1]. Основные ионы в E -области — это O_2^+ и NO . Критическая частота foE дневного слоя E в общих чертах подчиняется теории простого слоя, развитой Чепменом ещё в 30х годах 20 века. Таким образом, в ходе foE присутствуют суточная и сезонная зависимости, а также зависимости от 11-летнего и 27-дневного солнечных циклов. Суточный ход foE по данным станции ВЗ «Ташкент» представлен на Рис. 1.

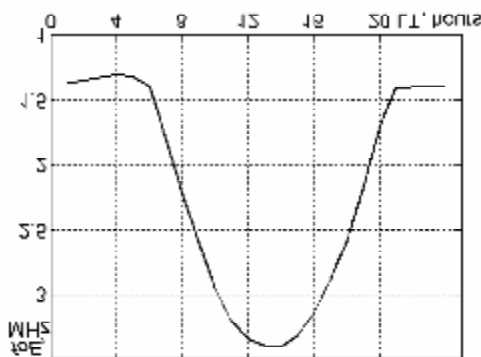


Рис.1. Суточный ход foE .

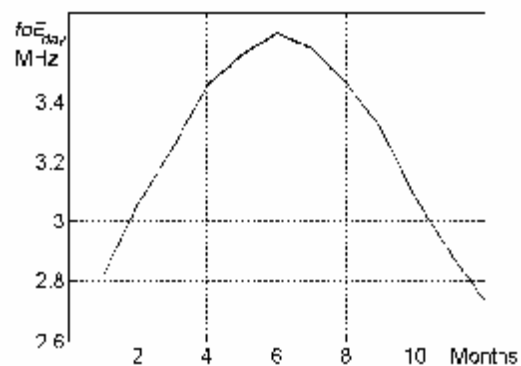


Рис.2. Сезонный ход foE_{day} .

Для исследования сейсмоионосферных эффектов в настоящей работе было выбрано дневное время с 10 до 17 ч LT, когда степень ионизации ионосферы максимальна, и зависимость от времени суток в эти часы не очень сильная по сравнению с другим временем суток. Для анализа было проведено усреднение foE по выбранному интервалу времени. Считалось, что значение foE_{day} за день определено, если из 8 возможных часовых значений имеются в наличии более половины (более 4 значений). На Рис. 2 представлен сезонный ход foE_{day} .

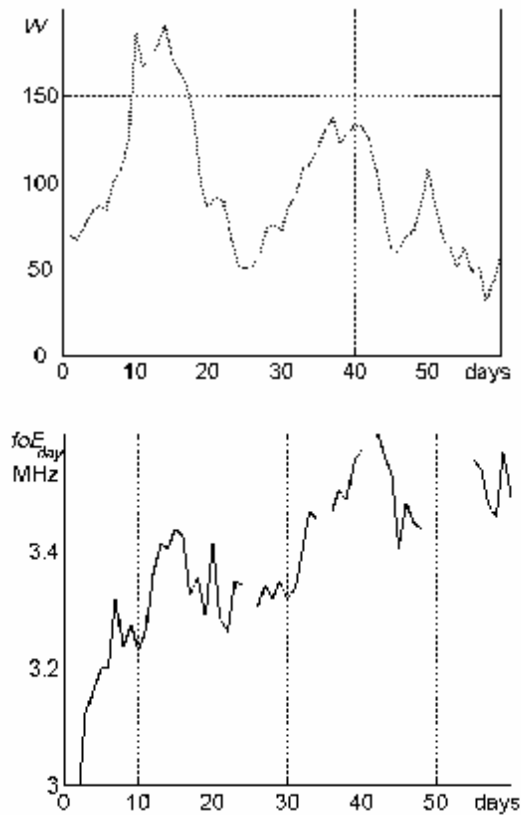


Рис. 3. Ход индекса Вольфа W (верхняя панель) и foE_{day} (нижняя панель) за один и тот же интервал времени.

среднеквадратичное отклонение. В результате получается, что каждый день анализируемого интервала характеризуется значением нормированной функции $E(i) = \Delta E(i) / \sigma(\Delta E(i))$.

Ионосферные эффекты землетрясений приходится искать на фоне солнечных и геомагнитных возмущений, поэтому для анализа использовались только те сутки, при которых солнечные и геомагнитные возмущения были не слишком большие. Единой точки зрения по этому вопросу нет. В данной работе исключались из рассмотрения дни с

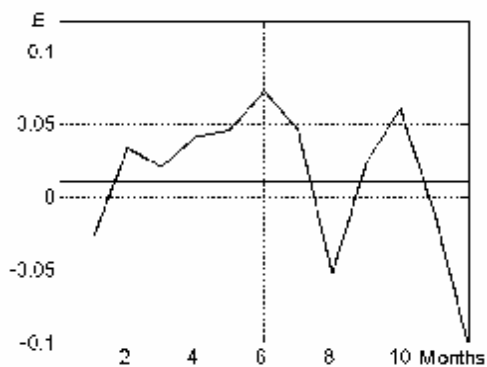


Рис.4. Сезонный ход величины E .

В ходе foE_{day} очень заметны вариации, связанные с 27-дневным солнечным циклом (Рис.3). Таким образом, выделение литосферно-ионосферных эффектов на фоне такого сезонного хода является сложной задачей. Чтобы исключить сезонную зависимость, из текущего значения foE_{day} вычитается значение этой величины, усредненное по 15 дням – (с -7 по $+7$) для каждого дня: $\Delta E(i) = foE_{day}(i) - foE_{15days}(i)$. Короткий интервал усреднения выбран для уменьшения влияния 27-дневного солнечного цикла. После получения разницы текущего и сезонного значения отбрасываем отклонения, по абсолютной величине большие 0.2 МГц. Число таких отклонений составляет порядка 1% всего массива данных (84 дня из 6425 по данным станции «Ташкент»). Большая часть больших отклонений связана с сильными геомагнитными и солнечными возмущениями, есть всплески, вызванные непонятными причинами. Мы избавляемся от них, чтобы для каждого дня точнее определить среднеквадратичное отклонение $\Delta E(i)$ по 15 дням. Далее $\Delta E(i)$ нормируется на её же

числами Вольфа $W > 150$.

Как известно, ионосферные возмущения могут продолжаться сутки после сильных геомагнитных возмущений, поэтому исключались дни, когда $\Sigma Kp > 35$, и следующие сутки – т.е. как положительная, так и отрицательная фазы магнитного возмущения. На рис. 4 приведен сезонный ход $E(i)$ по данным станции «Ташкент» после отбрасывания отклонений свыше 0.2 МГц и солнечно- и магнитно возмущенных дней.

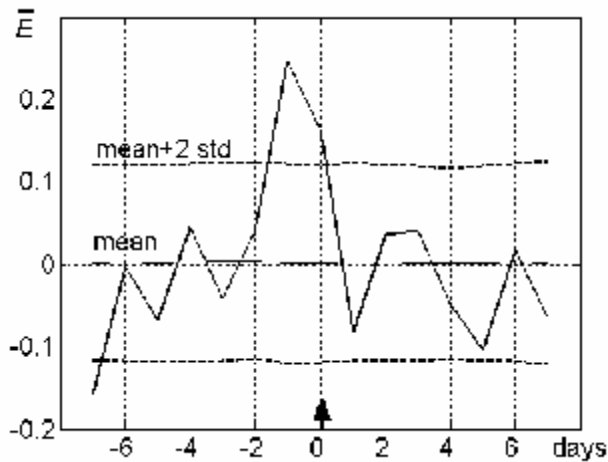


Рис.5. Результат наложения эпох для «зимних» землетрясений, 267 событий.

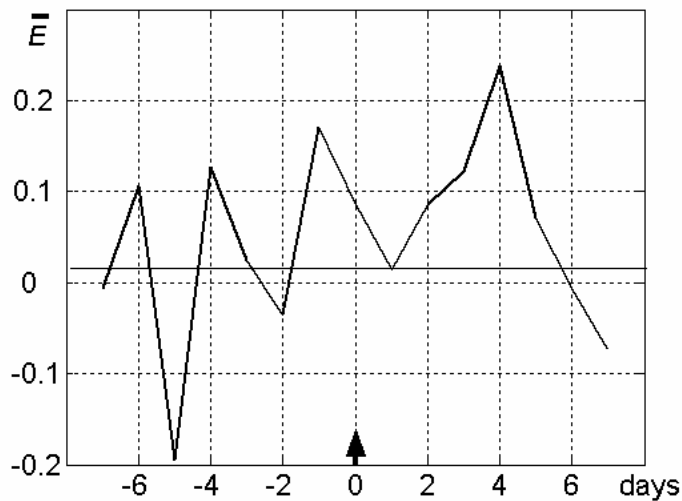
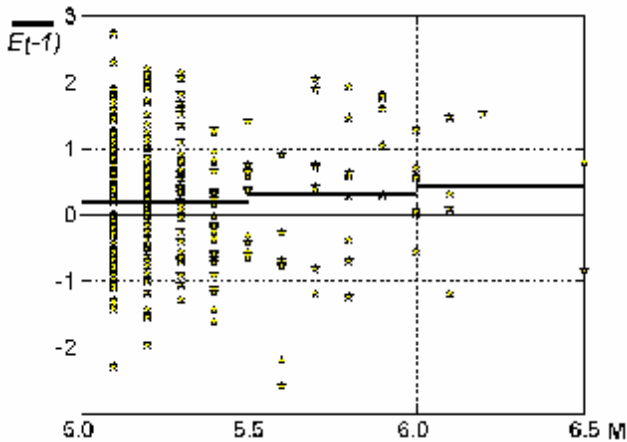
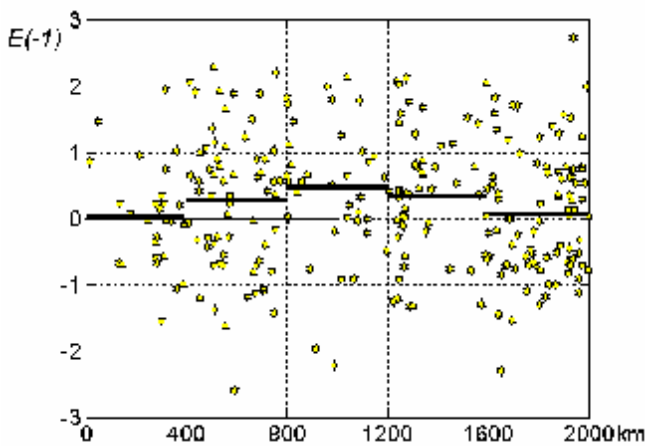
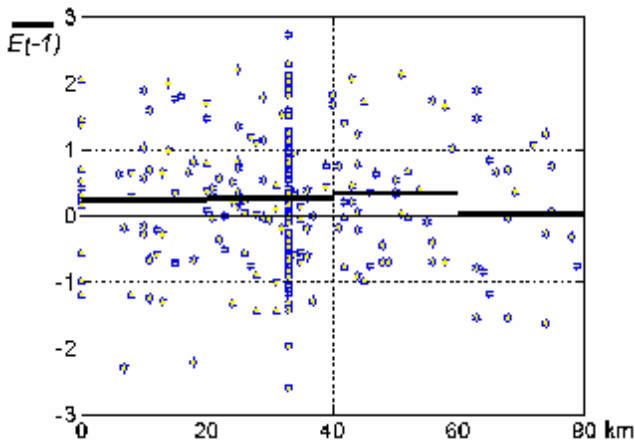


Рис.6. Результат наложения эпох для «летних» землетрясений, 80 событий.

Проведем предварительную процедуру наложения эпох по интервалу времени $(-7, \dots +7)$ суток для землетрясений с $M > 5.0$ $h < 80$ $R < 2000$ км, используя данные станции «Ташкент», получим функцию $\bar{E}(i)$. Для землетрясений, произошедших зимой (с сентября по апрель) наблюдается увеличение $\bar{E}(i)$ в (-1) и (0) дни (рис. 6, жирная линия). Отметим, что при наложении эпох в среднем для каждого дня (для -5) или $(+1)$ имеются данные для 267 событий. Штриховой линией показан доверительный 95% интервал, полученный с помощью метода моделирования случайного процесса. (см. Липеровская и др., настоящий сборник, с...), тонкая сплошная линия – среднее значение. В (-1) день значение $\bar{E}(-1)$ превышает указанный уровень значимости. В этот день для 154 событий наблюдается увеличение E , и для 114 – уменьшение. Для землетрясений, произошедших в летние месяцы (рис. 6), увеличения $\bar{E}(i)$ перед землетрясениями не наблюдается. В (-1) день $E(-1)$ больше среднего значения для 43 землетрясений, и меньше среднего значения для 37 событий.

Рис.7. Зависимость $E(-1)$ от магнитуды M .Рис.8. Зависимость $E(-1)$ от расстояния R .Рис.9. Зависимость $E(-1)$ от глубины очага.

Рассмотрим зависимость $E(i)$ в (-1) день от магнитуды (Рис.7). Жирная линия показывает среднее значение $\bar{E}(-1)$ для землетрясений с магнитудами M , лежащими в соответствующем диапазоне. Видно, что с увеличением магнитуды наблюдается более сильное увеличение $E(-1)$, и, следовательно, и foE за сутки перед толчком.

Рассмотрим зависимость $E(-1)$ от расстояния до эпицентра (Рис.8). Жирная линия показывает среднее значение $\bar{E}(-1)$ для землетрясений с расстояниями R , лежащими в соответствующем диапазоне. Видно, что увеличение $E(-1)$ наблюдается только для землетрясений в диапазоне расстояний $400 < R < 1600$ км.

Рассмотрим зависимость $E(-1)$ от глубины очага (см. рис. 9). Жирная линия показывает среднее значение $\bar{E}(-1)$ для землетрясений с глубинами h , лежащими в соответствующем диапазоне. Видно, что увеличение $E(-1)$ наблюдается только для землетрясений с $h < 60$ км.

Теперь рассмотрим временную окрестность (-7...+7) суток для землетрясений в окрестности станции «Ташкент» с $M > 5.0$, $h < 60$ км, $400 < R < 1600$ км при условиях: $W < 150$, $\Sigma Kp < 35$. При наложении эпох получаем статистически достоверное (на 99% уровне значимости) повышение $\bar{E}(i)$ на (-1) день (рис 10, левая панель). Штриховой линией показан доверительный 99% интервал, полученный с помощью метода моделирования случайного процесса. тонкая сплошная линия – среднее значение.

Используя данные станции «Петропавловск-Камчатский», проведем аналогичное исследование, при тех же условиях и ограничениях: $M > 5.0$, $1600 > R > 400$, $h < 60$, рассматриваются зимние месяцы, те же ограничения на вариации геомагнитного поля и солнечной активности. На рис. 10, правая панель, приведен результат наложения эпох, при наложении эпох данные имелись для 28 землетрясений. Увеличения $\bar{E}(i)$ перед землетрясениями не наблюдается, наоборот, имеется тенденция к уменьшению перед землетрясениями. И хотя это уменьшение в (-3) день статистически достоверно на 95%

уровне значимости, было бы преждевременно делать выводы о надежном сейсмоионосферном эффекте.

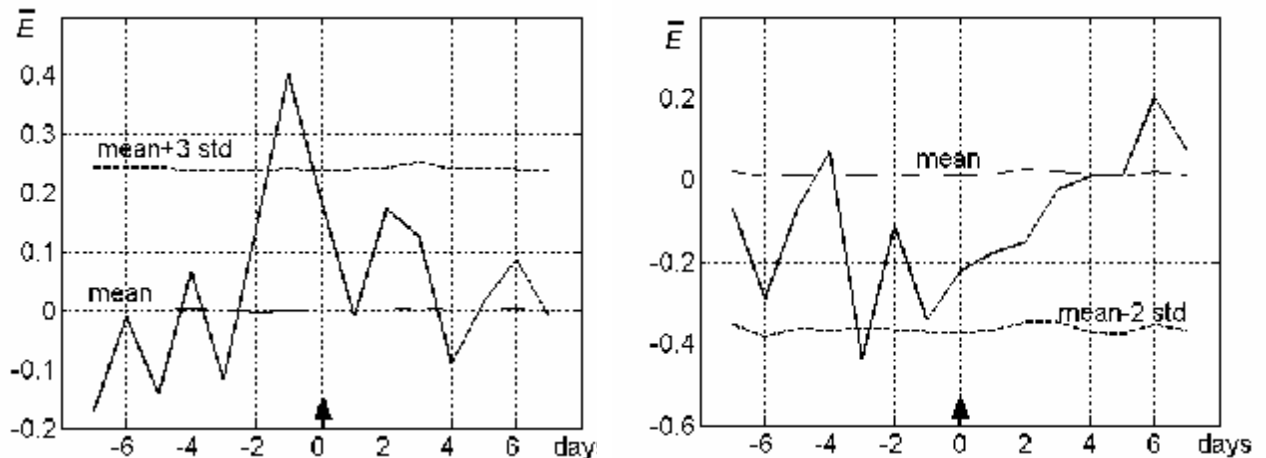


Рис.10. Результат наложения эпох для «зимних» землетрясений, $M>5.0$, $h<60$ км, $400<R<1600$ км, станция «Ташкент», 144 события, (справа), станция «Петропавловск-Камчатский», 28 событий, (слева).

Обсуждение результатов и выводы.

Итак, получено, что по данным станции «Ташкент» «зимние» землетрясения дают увеличение foE за день до события, для «летних» землетрясений увеличения не наблюдается. Эффект имеет место для землетрясений с магнитудами $M>5$ и глубиной очага $h<60$ км, на расстояниях $400<R<1600$ км от эпицентра до станции ВЗ. Статистическая достоверность повышения превышает 99%. Для землетрясений в окрестности станции «Петропавловск-Камчатский» увеличения foE не наблюдается, наоборот, есть тенденция к уменьшению foE за 3-4 суток перед землетрясениями.

Обнаруженные закономерности позволяют сделать вывод, что в ионосфере над станцией «Ташкент» увеличение foE происходит за счет акустико-гравитационных волн (АГВ). Эти волны достигают E -области ионосферы на больших расстояниях от эпицентра (400-1600 км [2]), при диссипации АГВ в E -области происходит нагрев, а при повышении температуры коэффициент рекомбинации, который в E -области зависит от температуры пропорционально T^β , где $\beta<1$ [5], уменьшается, и, следовательно, плотность ионизации увеличивается. АГВ могут пройти через стратосферу только при западных стратосферных ветрах, а именно такие ветры преобладают в зимние месяцы [3]. Землетрясения происходят в окрестности Ташкента – и, по-видимому, над пустыней и горами АГВ могут генерироваться. Области подготовки землетрясений в окрестности «Петропавловска-Камчатского» находятся в море, и механизм сейсмоионосферной связи над Камчаткой, по-видимому, с генерацией АГВ не связан.

Список литературы

1. Антонова Л. А., Иванов-Холодный Г. С., Чертопруд В. Е. Аэрономия слоя Е. – М.: Янус, 1996. – 168 с.
2. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988. – 527 с
3. Данилов А.Д., Казимировский Э.С., Вергасова Г.В., Хачикян Г.Я. Метеорологические эффекты в ионосфере. – Л.: Гидрометеиздат. 1987. –271 с.
4. Иванов-Холодный Г.С., Чертопруд В.Е. Дистанционный отклик слоя Е ионосферы на сильные землетрясения// В сб. "Краткосрочный прогноз катастрофических землетрясений с помощью радиофизических наземно–космических методов". М.: ОИФЗ РАН, 1998. С. 152-155.
5. Николе М. Аэрономия. – М.: Мир, 1964. – 278 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВОЗМУЩЕНИЙ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ f_oF_2 ИОНОСФЕРЫ ЗА НЕСКОЛЬКО СУТОК ДО И ПОСЛЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО МАТЕРИАЛАМ СТАНЦИЙ «ПЕТРОПАВЛОВСК-КАМЧАТСКИЙ» И «ТОКИО»

STATISTICAL ANALYSIS OF IONOSPHERIC CRITICAL FREQUENCY f_oF_2 DISTURBANCES A FEW DAYS BEFORE AND AFTER EARTHQUAKES ON THE DATA OF “PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKIY” AND “TOKYO” STATIONS

*Е.В. Липеровская¹, В.В. Богданов², М.В. Родкин³, К.-В. Мейстер⁴,
А.С. Силина¹, О.В. Мандрикова²*

¹Институт физики земли РАН,

²Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,

³Геофизический Центр РАН,

⁴Астрофизический институт, Потсдам, Германия

The statistical analysis of critical frequency f_oF_2 averaged over middle-day hours – from 11 till 17 h LT – is carried out. Disturbances of f_oF_2 in connection to earthquakes are distinguished on the background of seasonal, geomagnetic, 11-years and 27-days Solar variations. The normalized values F , obtained by subtracting season run, obtained as mean value on (-7...+7) days interval, from f_oF_2 and dividing the result on its standard deviation are used in analysis. Days with high Solar (Wolf number > 100) and geomagnetic ($\Sigma K_p > 30$) disturbances are excluded from the analysis. Events with magnitude $M > 5$, distance from the station $R < 500$ km and depth $h < 70$ km are analyzed. The superimposed method is used to the F time dependence, and it is obtained that F increases 3÷5 days before earthquakes and then decreases a day – two before the shock. The decreased values of F remained two-tree days after earthquakes with $M > 5.5$. The effect depends on magnitude of an earthquake. For the events with $M > 5.5$ the reliability of the effect is more than 95%. Data of more than 80 earthquakes in the vicinity of Petropavlovsk-Kamchatsky and of more than 200 earthquakes in the vicinity of Tokyo are used in the analysis and analogous results are obtained.

Введение

В начале 1980-х годов по результатам анализа наблюдений ионосферы на станциях вертикального зондирования в сейсмоактивных районах Средней Азии было высказано предположение, что критическая частота f_oF_2 , соответствующая плазменной частоте в максимуме слоя F , может оказаться достаточно чувствительной к процессу подготовки землетрясений [5, 2, 3, 4, 11, 9]. Эта идея требовала проверки и практического применения, учитывая наличие большого количества непрерывно действующих станций вертикального зондирования ионосферы, расположенных в различных точках нашей планеты, в том числе и в сейсмоактивных регионах.

Анализ результатов исследования поведения f_oF_2 в ночных условиях по нескольким станциям для ряда землетрясений порядка десятка с $M > 4.5$ [9, 8] привел к выводу о наличии эффекта повышения среднего ночного уровня f_oF_2 перед землетрясениями за несколько дней до события. В большинстве случаев в периоды подготовки землетрясений за 2-3 сут до момента толчка в широкой области ионосферы $\pm 10^\circ$ по широте и $\pm 100^\circ$ по долготе в ночных условиях в магнитоспокойное и умеренно возмущенное время происходит среднее увеличение f_oF_2 . С другой стороны, отмечается относительный минимум f_oF_2 над эпицентральной областью за одни сутки до события. Заметим, что в цитированных работах речь шла о землетрясениях в Средней Азии. Далее, увеличение f_oF_2 перед несколькими очень сильными землетрясениями было отмечено в работах [16, 1, 7]. Однако в ряде случаев предвестниковый эффект не наблюдался.

С другой стороны, в работах [12, 15, 18, 19] отмечалось уменьшение критической частоты f_oF_2 перед несколькими очень сильными землетрясениями ($M > 6$). Статистические исследования уменьшения f_oF_2 в послеполуденные часы перед землетрясениями с $M > 5$ на Тайване были проведены в работе [13]. В этой работе было показано, что уменьшение

происходит в интервале 12.00-18.00 LT за 0-5 дней перед землетрясениями и может иногда достигать 25%.

Цель настоящей работы – провести статистический анализ эффекта увеличения или уменьшения $foF2$ за 3-5 суток до землетрясений, определить, при каких магнитудах и расстояниях до эпицентра эффект имеет место.

Метод исследования

В настоящей работе были исследованы ионосферные эффекты сильных землетрясений с магнитудами $M > 5$, расстояниями от станции ВЗ до эпицентров $R < 500$ км, и глубиной очага $h < 70$ км в Японии – станция «Кокубунжи» (Токио) ($\varphi = 35.7^\circ$ с.ш., $\lambda = 139.5^\circ$ в.д., 1957-1990 гг.), и на Камчатке – станция «Петропавловск-Камчатский» ($\varphi = 53.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 158.7^\circ$ в.д., 1968-1995 гг.) на основе представленных в Интернете <http://www.rl.ac.uk.wdcci/data.html> данных.

Дневная F -область ионосферы формируется при воздействии солнечного излучения на нейтральную атмосферу в интервале длин волн 14–80 нм и связана, в основном, с ионизацией компонент атмосферы O и N_2 . Высота и плотность главного максимума зависят от конкуренции процессов ионизации за счет солнечного излучения и рекомбинации. Для исследования сейсмоионосферных эффектов в настоящей работе было выбрано дневное время с 11 до 16 ч LT, когда степень ионизации ионосферы максимальна, с одной стороны, а с другой стороны, сильно ионизованные области расположены ближе к земной поверхности, чем в другое время суток. Усредненная за указанное выше дневное время частота $foF2_{day}$ сложно зависит от сезона, имеет два максимума – весной и осенью, и два минимума – зимой и летом. Сезонный ход $foF2_{day}$ по данным станции «Токио» за 1957-1990 гг. представлен на рис.1.

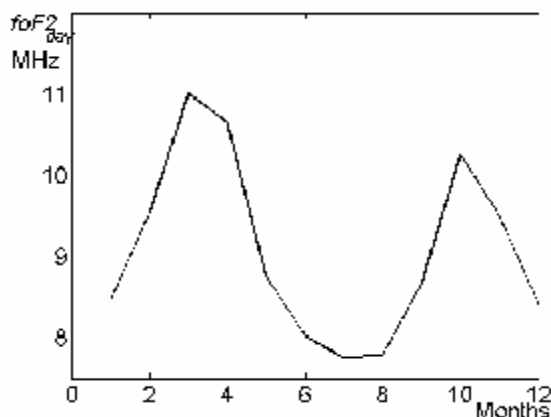


Рис.1. Сезонный ход $foF2_{day}$.

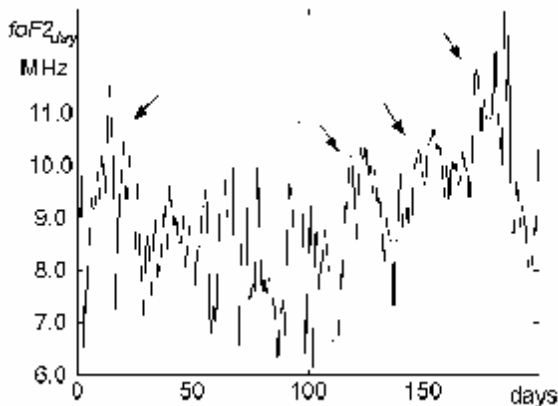


Рис.2. Фрагмент хода $foF2_{day}$, стрелки указывают всплески, вызванные 27-дневными солнечными вариациями.

Кроме того, в ходе $foF2_{day}$ просматриваются вариации, связанные с 27-дневным солнечным циклом (Рис.2). Таким образом, выделение литосферно-ионосферных эффектов на фоне такого сезонного хода является сложной задачей.

Чтобы исключить сезонную зависимость, из текущего значения $foF2_{day}$ вычитается усредненное по 15 дням – (с -7 по +7) для каждого дня значение этой величины:

$\Delta f(i) = foF2_{day}(i) - foF2_{15days}(i)$. Отметим, что короткий интервал усреднения выбран для уменьшения влияния 27-дневного солнечного цикла. После получения разницы текущего и сезонного значения отбрасываем отклонения, по абсолютной величине большие 2 МГц. Число таких отклонений составляет порядка 1% всего массива данных. Их большая часть связана с сильными геомагнитными и солнечными возмущениями, есть всплески, вызванные непонятными причинами. Мы избавляемся от них, чтобы для каждого дня точнее определить среднее квадратичное отклонение $\Delta f(i)$ по 15 дням. Далее $\Delta f(i)$ нормируется на её же среднее квадратичное отклонение. В результате получается, что каждый день анализируемого интервала характеризуется

значением нормированной функции $F(i) = \Delta f(i) / \sigma(\Delta f(i))$.

Ионосферные эффекты землетрясений приходится искать на фоне солнечных и геомагнитных возмущений, поэтому при исследовании эффектов землетрясений рассматривались только те сутки, при которых солнечные и геомагнитные возмущения были не слишком большие. Единой точки зрения по этому вопросу нет. В данной работе исключались из рассмотрения дни с числами Вольфа $W > 100$. Как известно, ионосферные возмущения могут продолжаться сутки после сильных геомагнитных возмущений, поэтому исключались дни, когда $\Sigma Kp > 30$, и следующие сутки.

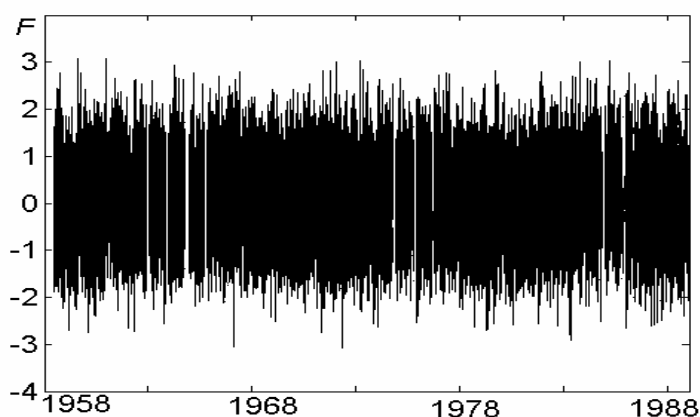


Рис.3. Ход нормированной величины F («Токио»).

На рис 3. приведен ход нормированной величины F , вычисленный по данным станции «Токио» за 32 года.

Перейдя от исследования $foF2$ к исследованию F всё же полностью избавиться от сезонного хода не удалось, однако теперь сезонный ход вносит слабый вклад в ход F .

На рис. 4 и рис.5 приведены сезонный ход функции F для «Токио» и «Петропавловска-Камчатского». Прямая штриховая линия показывает среднегодовые значения

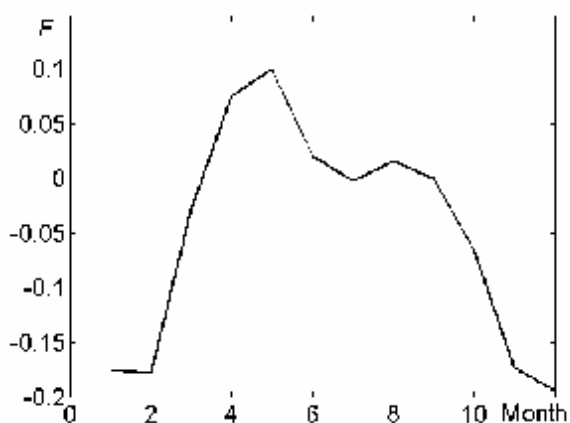


Рис.4. Сезонный ход F по данным станции «Токио».

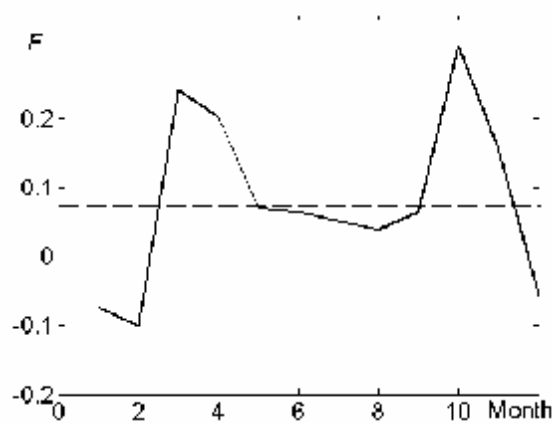


Рис.5. Сезонный ход F по данным станции «Петропавловск-Камчатский».

Максимальное значение величины сезонного хода составляет 0.15 для «Токио», и 0.30 для Петропавловска. Заметим, что для «Петропавловска» очень велика амплитуда сезонного хода F для марта и октября, (см. Рис. 5) В данной работе нас интересуют основные закономерности эффектов, связанных с сейсмической активностью, поэтому исключаем из анализа данные F за март и октябрь по станции «Петропавловск-Камчатский».

При анализе сначала рассматриваем землетрясения с магнитудами $M > 5.5$, расстояниями от эпицентра до станции $R < 500$ км и глубинами очага $h < 70$ км.

Проведем процедуру наложения эпох для F по интервалу времени $(-15, \dots, +15)$ суток по данным каждой станции, и для каждой станции ВЗ получаем функцию $\bar{F}$.

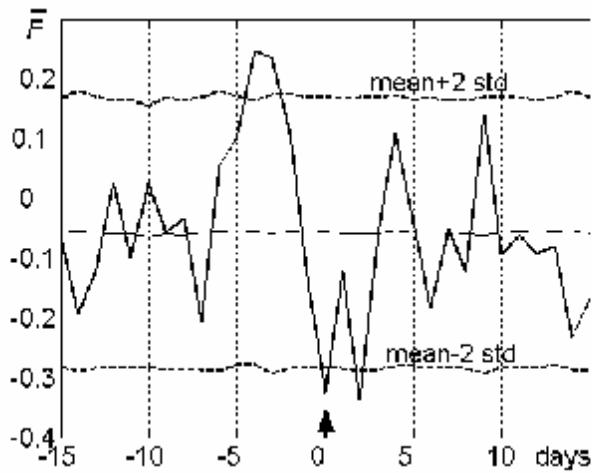


Рис.6. Результат наложения эпох по данным станции «Токио», 67 землетрясений, $M > 5.5$, $R < 500$ км, $h < 70$ км.

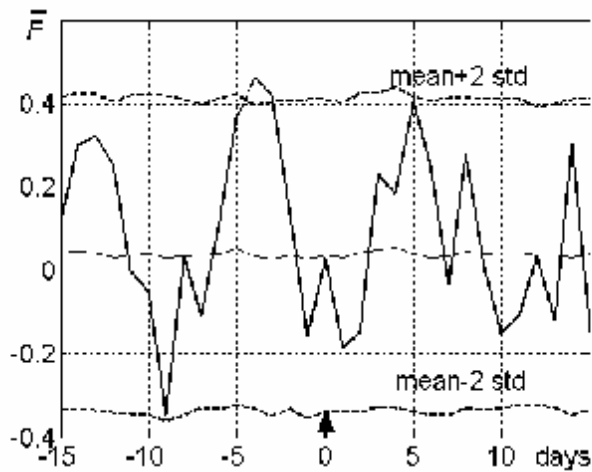


Рис.7. Результат наложения эпох по данным станции «Петропавловск-Камчатский», 24 землетрясения, $M > 5.5$, $R < 500$ км, $h < 70$ км.

землетрясений. Проводим процедуру наложения эпох для виртуальных землетрясений точно так же как для реальных землетрясений. Таких серий может быть несколько тысяч. Поскольку данные с пропусками, оставляем для анализа только те результаты процедуры наложения эпох, для которых число дней с имеющимися в наличии данными отличается от реального числа дней не более чем на 20% (например, для «Токио» число дней может составлять 67 ± 13 , для «Петропавловска-Камчатского» – 24 ± 5). Таких оставленных для анализа серий должно быть несколько сотен. Для каждого дня от (-15) до (+15) полученные по нескольким сотням серий результаты наложения эпох распределены в соответствии с нормальным законом. Для таких серий для каждого дня от (-15) до (+15) подсчитываем среднее и среднеквадратичное отклонение. Число серий должно быть так велико, чтобы среднее и среднеквадратичное не менялось при увеличении числа серий. Среднее значение на рисунках представлено тонкой сплошной линией, среднее + 2 среднеквадратичных, что означает 95% уровень значимости, представлено штриховой линией.

Для дальнейшего исследования сильных с $M > 5.5$, но более далеких землетрясений с $500 < R < 1000$ км интервалы (-7,+7) дней во временной окрестности событий с $M > 5.5$ и $R < 500$ км исключены, чтобы исключить влияние процессов подготовки более сильных землетрясений. Для землетрясений $500 < R < 1000$ км в окрестности Токио небольшое

Для землетрясений в окрестности «Токио» (Рис.6) наблюдается увеличение $\bar{F}$ (жирная линия) на (-6) – (-2) дни, причем в дни (-4, -3) величина $\bar{F}$ превышает 95% доверительный интервал (штриховая линия). Сплошная тонкая линия – среднее значение $\bar{F}$. Для событий в окрестности «Токио» уменьшение $\bar{F}$ после землетрясений тоже значимо. При наложении эпох данные для каждого дня имелись в среднем для 67 событий.

Для землетрясений в окрестности «Петропавловска-Камчатского» (Рис.7) наблюдается увеличение $\bar{F}$ для на (-5) – (-3) дней. При этом в дни (-4, -3) $\bar{F}$ превышает 95% доверительный интервал. При наложении эпох данные для каждого дня имелись в среднем для 24 событий.

Доверительный интервал вычисляется методом моделирования фонового распределения с помощью случайного процесса. Предполагаем, что землетрясения распределены равномерно по интервалу наблюдения. С помощью генератора случайных чисел выбираем дни виртуальных событий, их число равно числу реальных

увеличение $\bar{F}$ перед землетрясениями наблюдается, но оно незначимо статистически. В окрестности «Петропавловска-Камчатского» число таких землетрясений порядка 10, что недостаточно для анализа.

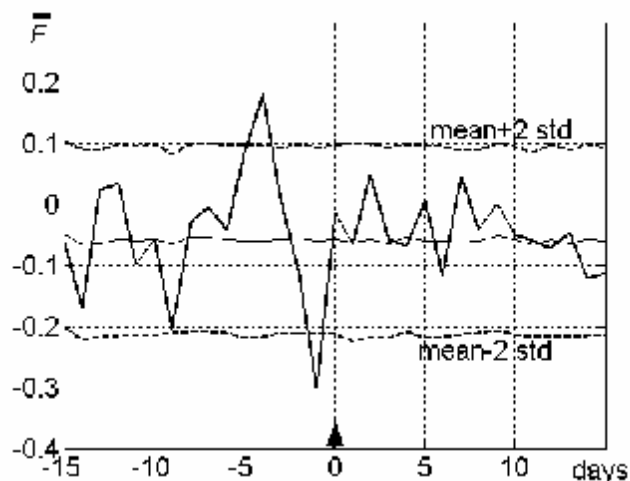


Рис. 8. Результат наложения эпох по данным станции «Токио», 129 землетрясений, $5.0 < M \leq 5.5$, $R < 500$ км, $h < 70$ км.

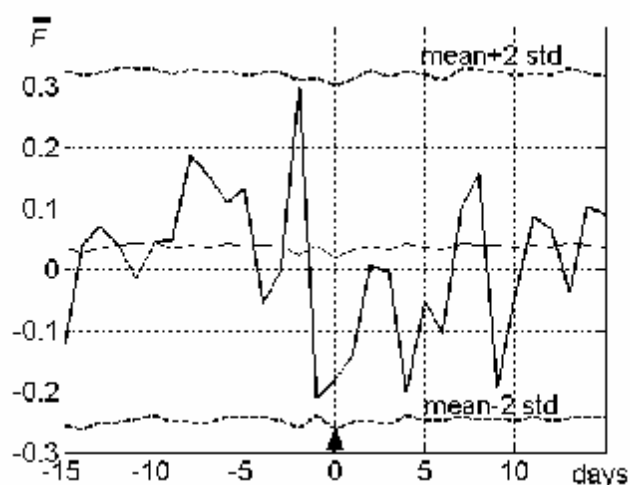


Рис.9. Результат наложения эпох по данным станции «Петропавловск-Камчатский», 44 землетрясения, $5.0 < M \leq 5.5$, $R < 500$ км, $h < 70$ км.

Чтобы выделить чистый эффект для более слабых землетрясений, интервалы $(-7, +7)$ дней во временной окрестности сильных событий с $M > 5.5$ $R < 1000$ км исключены из рассмотрения.

Теперь перейдем к исследованию эффектов более слабых землетрясений: $5.0 < M \leq 5.5$ при $R < 500$ км. Оказалось, что времена наблюдения максимального увеличения $\bar{F}$ различаются для «Токио» и «Петропавловска-Камчатского» (рис. 8, 9).

Для землетрясений $5.0 < M \leq 5.5$ в окрестности «Токио» наблюдается значимый эффект увеличения $\bar{F}$ за 5 дней до землетрясения.

Для таких землетрясений в окрестности «Петропавловска-Камчатского» увеличение $\bar{F}$ наблюдается на (-2) день, но оно незначимое. Однако следует отметить, что число таких землетрясений в окрестности «Петропавловска» невелико.

Уменьшение $\bar{F}$ после события статистически незначимо на 95% уровне значимости.

Таким образом, показано, что наблюдается увеличение $foF2$ за 3-5 сут до землетрясений с $M > 5.0$. Для землетрясений с $M > 5.5$ также просматривается уменьшение за день-два до события.

Обсуждение результатов и выводы

Итак, получено, что за 3-6 суток до землетрясений с $M > 5.5$ в среднем наблюдается заметное увеличение $foF2$, а затем имеется тенденция к уменьшению этого параметра к моменту землетрясения. Для землетрясений с магнитудами $5.0 < M \leq 5.5$ также наблюдается сначала увеличение $foF2$, а затем уменьшение к моменту землетрясения, но характерные времена увеличения $foF2$ меньше. Эти результаты требуют усложненную интерпретацию эффектов.

В настоящее время имеются две основных гипотезы связи в системе «литосфера-атмосфера-ионосфера», изложенные в монографиях [8, 16], на основе которых можно объяснять наблюдаемые модификации в ходе $foF2$ до и после землетрясений.

Одна из гипотез – «акустико-гравитационная», в соответствии с которой в атмосфере над областью подготовки землетрясений генерируются акустико-гравитационные волны, которые далее распространяются через атмосферу вверх под

малым углом к земной поверхности. Эти волны доходят до ионосферных высот достаточно далеко по горизонтали от эпицентров будущих землетрясений и приводят к возмущению ионосферы благодаря столкновениям ионов с нейтралами [14]. В результате происходит процесс нагрева ионосферной плазмы, расплывания неоднородностей и уменьшение максимума плотности слоя $F2$. Интерпретация на основе акустико-гравитационной гипотезы вряд ли может быть использована, так как рассматриваемый эффект наблюдается на расстояниях до 500 км.

Другая гипотеза – «электромагнитная», согласно которой система «Земля-ионосфера» может быть модельно представлена сферическим конденсатором, разность потенциалов которого поддерживается грозовой активностью. За несколько суток до землетрясений вероятны пульсации выбросов радона в атмосферу, приводящие к нестационарным процессам ионизации и к увеличению проводимости и вертикального тока в атмосфере [10, 20, 17]. Соответственно, вертикальный ток в нижней ионосфере также возрастает, и повышается температура электронов в E -области. Повышение температуры далее приводит к уменьшению коэффициента рекомбинации, который в E -области зависит от температуры пропорционально T^β , где $\beta < 1$ и, соответственно, увеличению концентрации заряженных частиц. Таким образом, происходит увеличение плотности заряженных частиц в E -области. При трансляции возмущений плотности из E -области в нижнюю часть F -области и далее вверх вдоль силовых линий геомагнитного поля происходит нагрев, усиление диффузионного расплывания неоднородностей, и, соответственно, уменьшение максимума плотности слоя $F2$ за сутки-двое до и после сильных землетрясений.

Для интерпретации эффекта увеличения $foF2$ за 3-5 дней перед землетрясениями обратим внимание на другой возможный конкурирующий процесс. Можно предположить, что в F -области за 3-5 дней, по-видимому, преобладает нестационарный процесс подъема вверх нейтральной компоненты а) за счет отдельных акустических импульсов, идущих снизу, б) за счет возмущений электрического поля и проводимости в атмосфере. Это ведет к эпизодам подъема плазмы вверх, к уменьшению рекомбинации и, соответственно, увеличению $foF2$, т.е. плотности плазмы в максимуме слоя. При этом нагрев, диффузия и расплывание максимума слоя $F2$ менее существенны. Далее, за два-три дня до момента землетрясения и после него, наоборот, преобладает процесс нагрева электронов плазмы F -области, усиливаются рекомбинация и диффузия, ведущие к расплыванию максимума и уменьшению $foF2$.

Заметим, что предложенная гипотеза снимает противоречия между работами, утверждавшими, что главный эффект – это увеличение $foF2$ перед землетрясениями, и работами, утверждавшими, что главный эффект – это уменьшение. В различных случаях преобладают разные процессы и разные члены в уравнении для плотности плазмы [6]. В каждой конкретной ситуации результирующий эффект определяется не только передаваемой энергией, ведущей к нагреву, но и ориентацией и величиной среднего электрического поля, скоростью нагрева плазмы и ее конвекции из области повышенного давления, системой ветров и близостью зондируемой области к источнику возмущения.

Список литературы

1. Гайворонская Т.В. Ионосферные вариации в сейсмоактивных районах // Физика Земли. 2005. № 3. С.56-60.
2. Гохберг М.Б., Гершензон Н.И., Гуфельд И.Л., Кустов А.В., Липеровский В.А., Хусамиддинов С.С. О возможных эффектах воздействия электрических полей сейсмического происхождения на ионосферу // Геомагнетизм и аэрономия. 1984. Т. 24. № 2. С. 217–222.
3. Гохберг М.Б., Гуфельд И.Л., Липеровский В.А. Электромагнитные предвестники в системе прогноза землетрясений: поиски, проблемы // Вестник АН СССР. 1987. № 3. С. 43–54.
4. Гохберг М.Б., Кустов А.В., Липеровская Р.Х., Липеровский В.А., Харин Е.П., Шалимов С.Л. О возмущениях в F -области ионосферы перед сильными землетрясениями //

- Изв. АН СССР. Физика Земли. 1988. № 4. С. 12–20.
5. Гохберг М.Б., Пилипенко В.А., Похотелов О.А. О сейсмических предвестниках в ионосфере // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1983. № 10. С. 17–21.
 6. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Прогнозирование состояния ионосферы (детерминированный подход). Л.: Гидрометеиздат, 1990. 190 с.
 7. Корсунова Л.П., Хегай В.В. Сейсмо-ионосферные эффекты сильных коровых землетрясений в Тихоокеанском регионе // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т.45, №5. С.665-671.
 8. Липеровский В.А., Похотелов О.А., Шалимов С.Л. Ионосферные предвестники землетрясений. М.: Наука, 1992. 304 с.
 9. Липеровский В.А., Алимов О.А., Шалимов С.Л., Гохберг М.Б., Липеровская Р.Х., Саидшоев А. Исследование F-области ионосферы перед землетрясениями // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1990. № 12. С. 77–86.
 10. Сорокин В. М., Чмырев В. М. Физико - химическое воздействие очага землетрясения на околоземное космическое пространство // Хим. физика. 1997. Т. 16, № 6. С. 136–144.
 11. Хакимов Ф.Х., Липеровский В.А., Шалимов С.Л., Алимов О.А., Липеровская Р.Х., Рубцов Л.Н. О возмущениях в ионосфере перед рядом землетрясений в Таджикистане 1987 г. // Докл. АН Тадж. ССР. 1989. Т. 32. № 12. С. 824–828.
 12. Hobara Y., Parrot M. Ionospheric perturbations linked to a very powerful seismic event // J. Atmos. Terr. Phys. 2005. V. 67. P.677-685.
 13. Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Chen C.S. A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // J. Geophys. Res. 2006. 111, A05304, doi:10.1029/2006.
 14. Miyaky K., Hayakawa M., Molchanov O.A. The role of gravity waves in the lithosphere-ionosphere coupling as revealed from the subionospheric LF propagation data // Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling / Ed. M. Hayakawa, O.A. Molchanov. Tokyo: TERRAPUB, 2002. P.229-233.
 15. Ondoh T. Seismo-ionospheric phenomena // Adv. Space Res. 2000. V.26, N8. P.1267-1272.
 16. Pulnits S.A., Boyarchuk K.A. Ionospheric precursors of earthquakes. Berlin: Springer, 2004. 215 p.
 17. Pulnits S.A., Boyarchuk K.A., Hegai V.V., Kim V.P., Lomonosov A.M. Quasielectrostatic model of atmosphere-thermosphere-ionosphere coupling // Adv. Space Res. 2000. V.26, N 8. P.1209-1218.
 18. Rios V.H., Kim V.P., Hegai V.V. Abnormal perturbations in the F2 region ionosphere observed prior to the great San Juan earthquake of 23 November 1977 // Adv. Space Res. 2004. V.33. P. 323-327.
 19. Singh B., Kushwah V., Singh O.P., Lakshmi D.R., Reddy B.M. Ionospheric perturbations caused by some major earthquakes in India // Physics and Chemistry of the Earth. 2004. V.29. P.537-550.
 20. Sorokin V.M., Yashenko A.K., Hayakawa M. Formation mechanism of lower-ionospheric disturbances by the atmosphere electric current over a seismic region // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. 2006. V.68. P.1260-1268

ЭФФЕКТ КРАТКОВРЕМЕННОГО УСИЛЕНИЯ ИНТЕНСИВНОСТИ ПУЛЬСАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ 13 ЯНВАРЯ 2007 ГОДА

EFFECT OF SHORT-TERM INTENSITY AMPLIFICATION OF GEOMAGNETIC FIELD ELEMENT PULSATIONS ON JANUARY 13, 2007

И.Н. Поддельский, А.И. Поддельский

Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

In the given report the effect of short-term amplification of intensity of pulsations of geomagnetic field elements on the records of analog and digital magnetic variation stations (MVS) at night on January, 13, 2007 is considered. AMVS and DMVS records of "Magadan", "Paratunka", "Zabaikalskoe" and "Novosibirsk" geomagnetic observatories are used. Possible reasons of the considered phenomenon are analyzed.

В данном сообщении рассматривается «эффект кратковременного усиления интенсивности пульсаций элементов геомагнитного поля» на записях аналоговых (датчики Боброва) магнитовариационных станций ночью 13 января 2007 года. При рассмотрении магнитограммы аналоговой магнитовариационной станции обсерватории «Магадан» за 13 января 2007 года наше внимание привлекло аномальное кратковременное (в течение 15 минут) усиление интенсивности пульсаций всех элементов (компонент) геомагнитного поля на фоне спокойного суточного хода, представленное на рисунке 1.

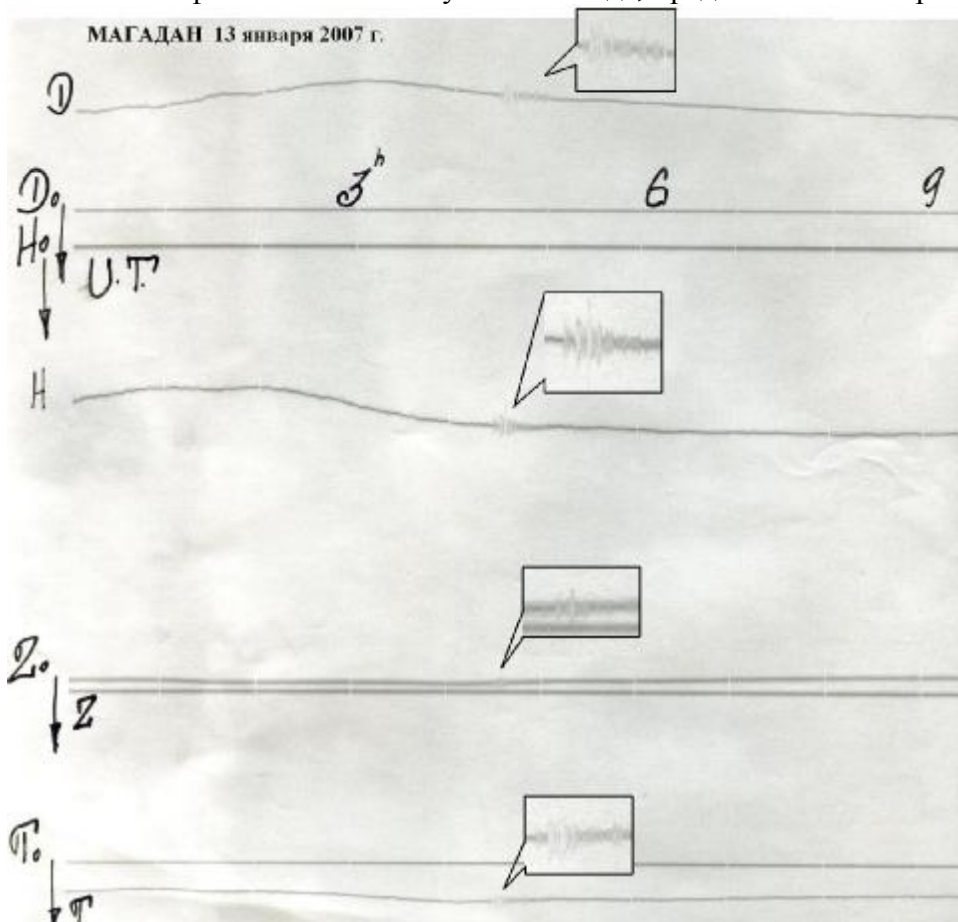


Рис.1. Магнитограмма (выборка) записи вариаций элементов геомагнитного поля.

Был задан вопрос – какова причина этого явления. Рассматривались несколько возможных причин: воздействие больших магнитных масс (проезд авто-мото транспорта), механическое воздействие на фундамент постаментов с датчиками, реальное изменение параметров геомагнитного поля. Первая причина отпала после анализа снегового покрова вблизи вариационного магнитного павильона. Вторая причина показалась более реальной,

т.к. механическое воздействие на фундамент постаментов датчиков возможно, например, в случае сильного местного (100-150км) землетрясения.

Бобровские датчики по своему строению, по сути, являются сейсмографами - система кварцевого подвеса весьма чувствительна к механическим колебаниям. Вероятно, в Магадан пришла сильная поверхностная волна, которая и вызвала колебания чувствительной системы датчиков аналоговой серии. Т.е. возможен не электромагнитный, а чисто сейсмический эффект кратковременного усиления интенсивности пульсаций элементов геомагнитного поля. Обращение к банку данных сейсмических событий дало отрицательный ответ на подобную возможность в указанное время, однако было отмечено сильное далекое землетрясение. 13 января 2007 года в 04 часа 23 мин 21,16 сек по Гринвичу в той же очаговой области к востоку от южной части Курильской гряды, где 15 ноября 2006 г. случилось крупнейшее по магнитуде ($M=8.3$) землетрясение, произошло еще одно землетрясение с магнитудой $M=8.2$. Из-за относительно неглубокого расположения гипоцентра (глубина около 10км) сейсмический эффект в эпицентре превысил 11 баллов. Географические координаты его эпицентра, по данным Геофизической службы РАН, 46.24° северной широты и 154.52° восточной долготы. Глубина гипоцентра 10км. Это землетрясение ощущалось от Камчатки до Японии, по всем Курильским островам: в Северо-Курильске – силой 5-6, в Курильске – 4-5, в Петропавловске – 3-4, в Южно-Курильске и Малокурильске – 3 балла, по 12-балльной шкале МСК-64.

На рис. 2 представлены фрагменты записей с цифровых сейсмостанций Петропавловск-Камчатский, Магадан, Арти (Новосибирск).

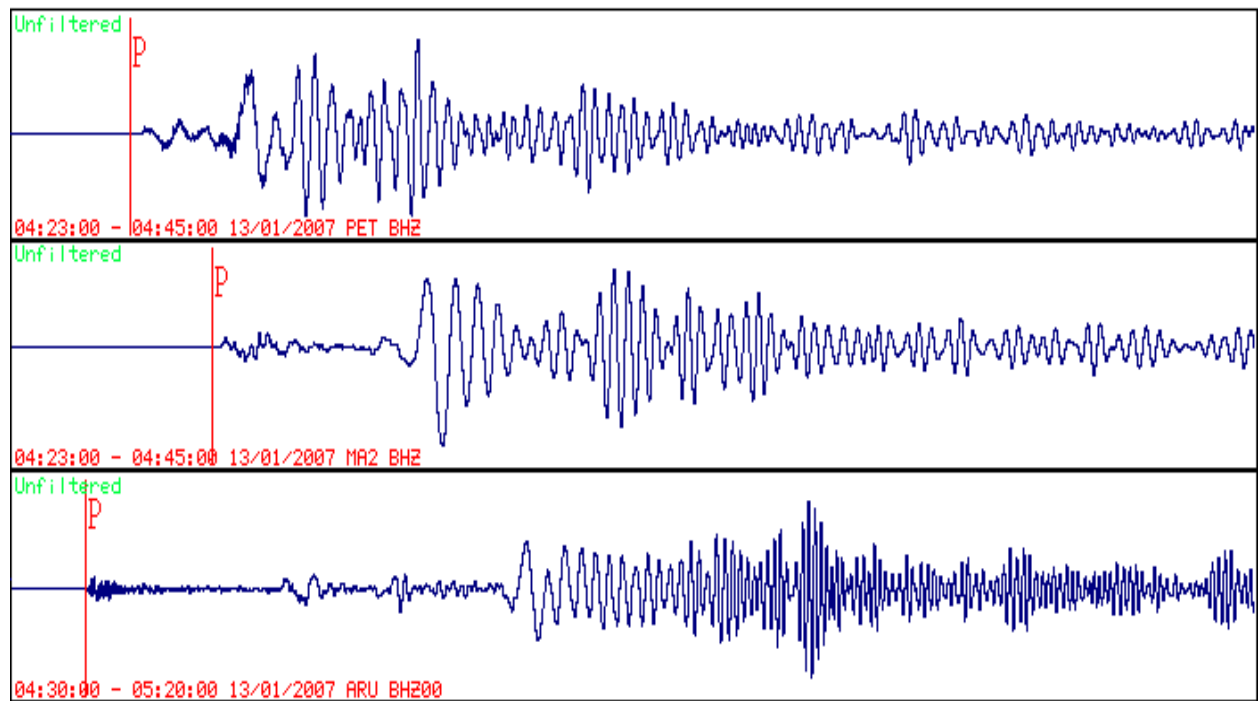


Рис.2. Фрагменты записей с цифровых сейсмостанций Петропавловск-Камчатский, Магадан, Арти (Новосибирск).

Расстояние от эпицентра данного землетрясения до Магадана около 1600км, при скорости поверхностной сейсмической волны 3-4 км/с получаем ожидаемое время прихода волны до Магадана примерно 6,5-8,5 минут. Аналогично для Хабаровска это время составит 6-8 минут (около 1500км), для П.-Камчатского 3,5-4,5 минуты (около 870км), для Новосибирска 19-27 минут (около 4900км). Исходя из представленных на рис.2 фрагментов записей время прихода сейсмической волны для Магадана составляет 7,2 минуты, для П.-Камчатского – 4 минуты, для Новосибирска – 20,6 минуты. Т.е. приблизительный расчет и реальные записи сейсмограмм дают близкие значения.

Для дальнейшего анализа на рис. 3 представлены фрагменты записей Н-компоненты геомагнитного поля для аналоговых магнитовариационных станций «Магадан», «Паратунка» (П.-Камчатский), «Хабаровск» (Забайкальское) и «Ключи» (Новосибирск).

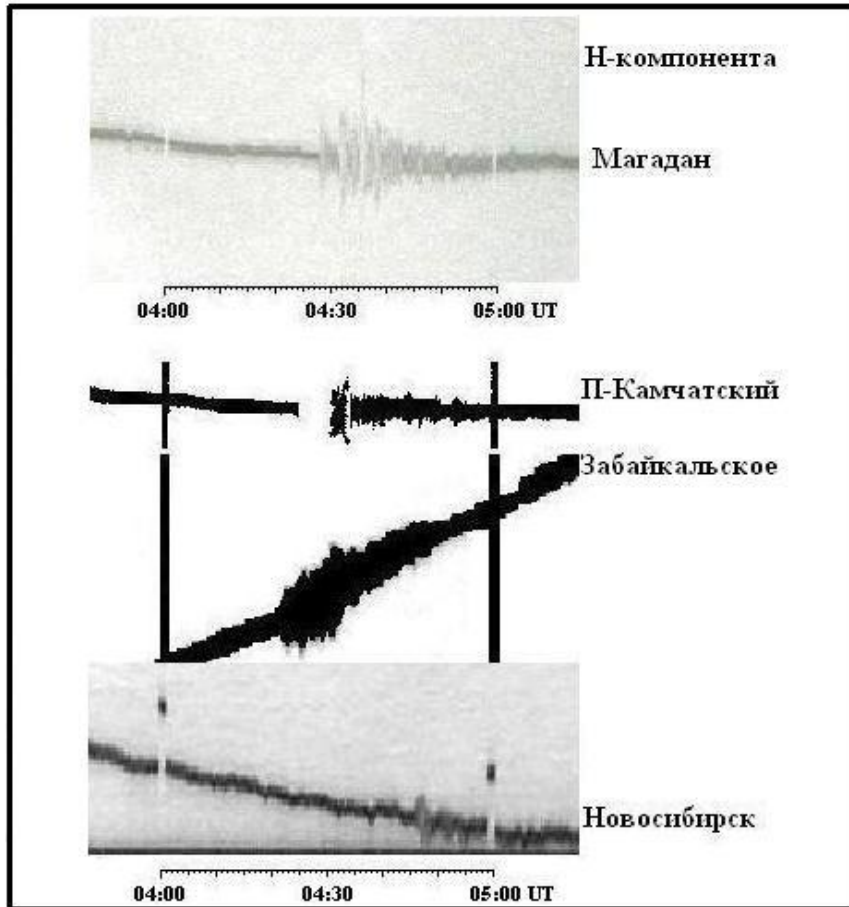


Рис.3. Фрагменты записей аналоговых магнитовариационных станций «Магадан», «Паратунка» (П.-Камчатский), «Хабаровск» (Забайкальское) и «Ключи» (Новосибирск).

Из рассмотрения этих материалов видно, что «эффект кратковременного усиления интенсивности пульсаций элементов магнитного поля» на магнитовариационной станции «Магадан» зарегистрирован в 04:28, на станции «Паратунка» (П.-Камчатский) в 04:24, на станции «Забайкальское» (Хабаровск) в 04:22, на станции «Ключи» (Новосибирск) в 04:46 UT. Полученные результаты представлены в таблице 1 и сильно расходятся по времени с расчетами и результатами записи сейсмограмм (т.е. со временем регистрации землетрясения в пунктах наблюдения).

Таблица 1.

Время регистрации:	Магадан	П.-Камчатский	Хабаровск	Новосибирск
На сейсмограмме	04ч 30,55м	04ч 27,35м	~ 04ч 30м	04ч 44м
На магнитограмме	04ч 28м	04ч 24м	04ч 22м	04ч 46м

Привязка времени на аналоговых магнитовариационных станциях осуществляется с точностью до 1 сек и не объясняет причину такого большого разрыва данных регистрации. Как видно из таблицы 1 и рисунка 3, можно объяснить некоторую разницу данных регистрации сейсмограммы и магнитограммы для Новосибирска, т.к. на полученной магнитограмме трудно (в силу малости) точно отождествить начало эффекта усиления интенсивности пульсаций Н-компоненты магнитного поля. Но не удастся объяснить, почему для всех других магнитовариационных станций эффект усиления пульсаций наступает раньше, чем в пункты наблюдений придет сейсмическая волна.

Причем разница (эффект наблюдается раньше) составляет от 2,55 минут для Магадана до 8 минут для Хабаровска (П.-Камчатский – 3,35м).

Надо отметить, что ретроспективный поиск аналогичных воздействий сейсмических явлений на поведение элементов геомагнитного поля не дал результатов. Некоторые землетрясения (как местные, так и сильные дальние) сопровождаются эффектом изменения параметров записи геомагнитного поля, но гораздо менее интенсивным и в длительностью до 5 минут, тогда как в рассматриваемом случае указанный период составляет 15-22 минуты (Магадан). Обращает на себя внимание и тот факт, что эффект сильнее выражен для Магадана, затем по нисходящей для Хабаровска и совсем мало для П.-Камчатского, хотя последний находится на самом коротком расстоянии от эпицентра землетрясения. Данное землетрясение сопровождалось множественными афтершоками, которые регистрировались каждые 15-30 минут, но ни один из них не дал отклика на магнитограмме, как и землетрясения 13.01.07 в Хабаровске (землетрясение силой в пять баллов произошло в 9.38 местного времени (2.38 мск) в точке с координатами 136,89 восточной долготы и 51,12 северной широты, на глубине 25 километров) и 15.01.07 в Японии (его магнитуда составила 5,7 по шкале Рихтера), 12.01.07 на юге Курильских островов (06:36 LT с магнитудой 5 по шкале Рихтера), 16.01.07 в П.-Камчатском (04:36, в 40км от п.Ганалы Елизовского района с эпицентром на глубине 280 км с координатами 53,6° с.ш., 157,03° в.д. с магнитудой 4,2). Данный перечень близких по дате землетрясений приведен для показа того, что данное землетрясение носило какой-то особый характер и как то повлияло на характеристики аналоговых магнитовариационных датчиков, вызвав на них запись, которую можно расценить как «эффект кратковременного усиления интенсивности пульсаций элементов геомагнитного поля».

Интересно посмотреть и на записи цифровой магнитовариационной станции (ЦМВС-6), датчики которой сделаны на основе датчиков Боброва, т.е. для них тоже справедливо утверждение, что они являются отличными сейсмодатчиками. На рисунке 4 и 5 показаны построенные по цифровым данным записи вариаций элементов геомагнитного поля 13 января 2007 года за период с 04:20:00 по 05:00:00 UT, на которых также хорошо виден «эффект кратковременного усиления интенсивности пульсаций». Причем начало небольшого усиления интенсивности пульсаций на записи ЦМВС начинается примерно в 04:28, совпадает с данными аналоговой магнитовариационной станции и соответствует регистрации «предикта» (Р) на сейсмограмме станции «Магадан». Затем примерно в 04:30:30 наблюдается начало сильного усиления интенсивности этих пульсаций, которое совпадает по времени с данными сейсмограммы о

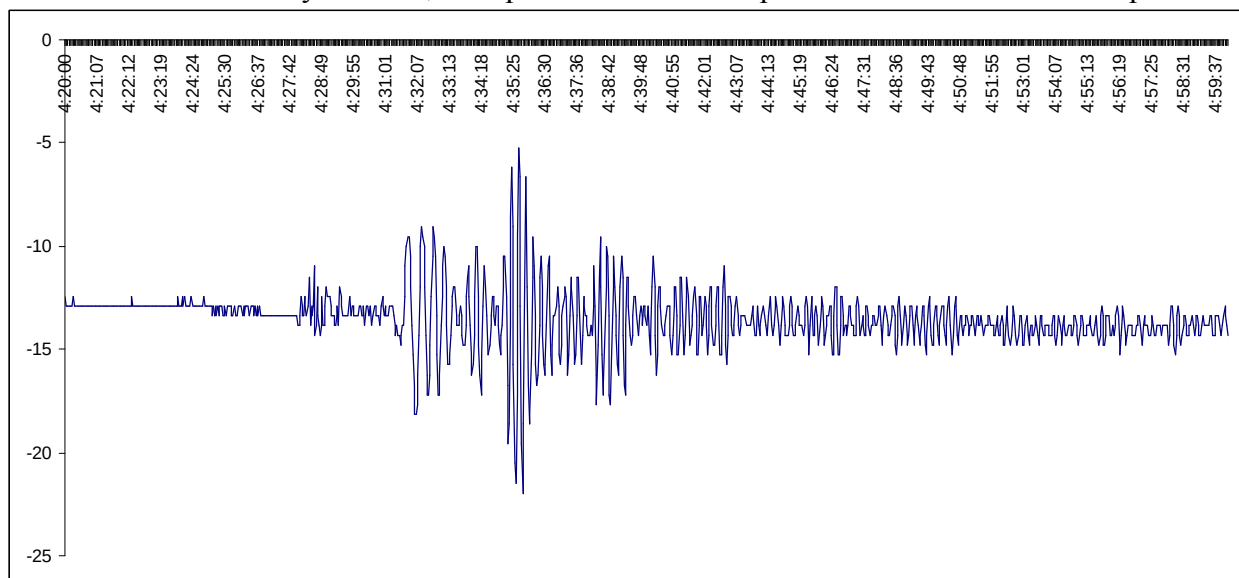


Рис.4. Восстановленная запись вариаций Н-компоненты геомагнитного поля 13.01.07 г., ЦМВС, Магадан.

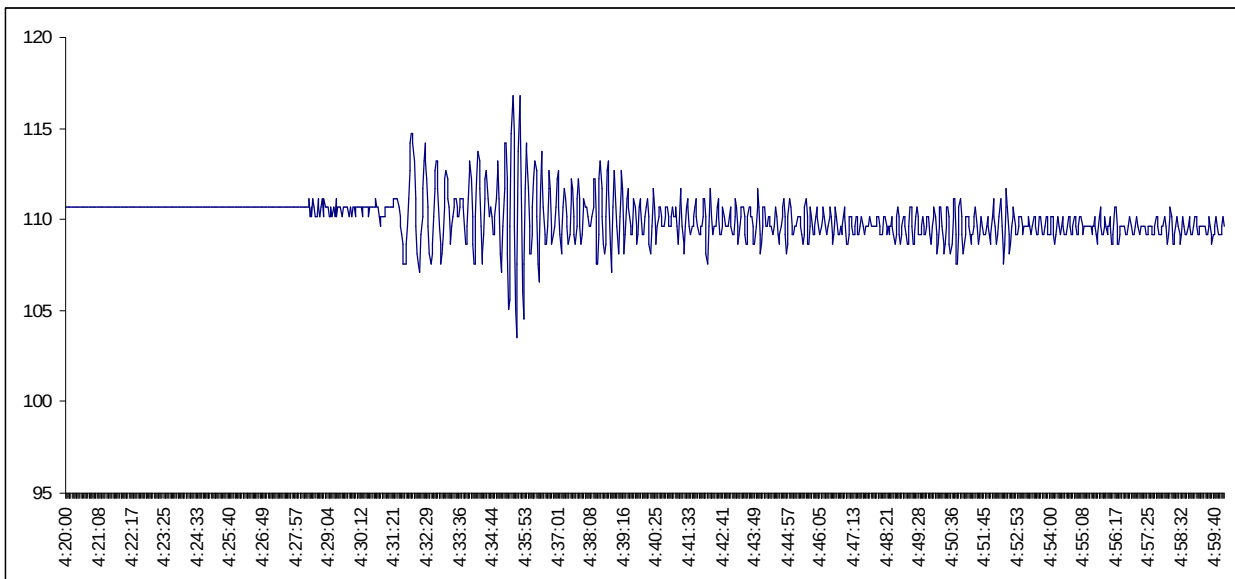


Рис.5. Восстановленная запись вариаций Z-компоненты геомагнитного поля 13.01.07 г., ЦМВС, Магадан.

регистрации землетрясения. На магнитограммах других цифровых магнитовариационных станций, основанных на использовании феррозондовых датчиков (магнитометры DCR-04-01 и FRG-601G), не наблюдался подобный «эффект кратковременного усиления интенсивности пульсаций элементов геомагнитного поля».

Таким образом становится очевидным, что данный эффект вызван сейсмическим воздействием на чувствительные датчики вариометров и не имеет отношения к изменению интенсивности пульсаций элементов геомагнитного поля. Остается вопрос – почему реакция вариационных датчиков при данном землетрясении носит относительно сильный и долговременный характер? Возможно, причина кроется в самом характере и особенностях этого землетрясения. Здесь следует обратиться за помощью к специалистам.

Решения механизма очага землетрясения 13.01.2007 г., рассчитанные по методу тензора момента в Национальном центре информации о землетрясениях США (NEIC) и по методу тензора момента центраида в Гарвардском центре США (HARVARD), свидетельствуют, что в обоих случаях по данным разных центров тип движения в очаге землетрясения одинаков – сброс (с компонентами сдвига). Вместе с тем имеются различия. Согласно NEIC движение в очаге возникло под действием близких по величине напряжений сжатия и растяжения, ориентированных в направлении на север. Согласно HARVARD движение в очаге возникло под действием превалирования напряжений растяжения, ориентированных на юго-восток. Для решения этой задачи, возможно, будет полезным анализ сейсмических и магнитовариационных материалов аналогичного сильного землетрясения, которое произошло в этом же месте 15 ноября 2006 г.

**КОМПЛЕКСНОЕ ДИАГНОСТИРОВАНИЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ОСНОВЕ ГЕЛИО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ
ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ**

**COMPLEX DIAGNOSIS OF EARTHQUAKE PRECURSORS ON THE BASIS OF
HELIO-GEOPHYSICAL DATA OF REMOTE SENSING**

А.А. Романов, А.А. Романов, С.В. Трусов

*ФГУП Российский научно-исследовательский институт космического
приборостроения*

In the frameworks of the research the main principle of the earthquake precursors complex diagnose and its revealing in the “atmosphere-lithosphere” system by means of the remote sensing data is given. The cross correlations and dependencies of the major geophysical media parameters are studied and the items of the precursor phenomenon diagnose are illustrated.

Введение

В последние десятилетия с развитием методов дистанционного зондирования Земли был зарегистрирован ряд физических явлений, преимущественно изменения характеристик электромагнитных полей в околоземном космическом пространстве, приуроченные по времени и месту проявления к крупным землетрясениям, что дает основание предполагать наличие связи между этими явлениями. Среди подобных явлений можно выделить ионосферные эффекты в слоях E и F₂, излучение низких частот, потоки заряженных частиц.

В соответствии с [6, 1] в ионосфере можно зарегистрировать акустико-гравитационные волны (АГВ), источником которых являются солнечная активность, мощные циклоны, грозовые разряды и некоторые другие явления в нижней и средней атмосфере. К тому же, существует мнение, что АГВ могут генерироваться даже перед серьезными землетрясениями, как предвестник данной катастрофы [2].

Поскольку в атмосфере плотность экспоненциально уменьшается с высотой, амплитуда АГВ может серьезно возрасти к верхним слоям атмосферы и вызвать существенные аномалии в распределении нейтральных и заряженных частиц в ионосфере. Аналогичные возмущения могут также возникнуть в вертикальном распределении температуры над поверхностным источником возмущения [3].

Анализ результатов исследований полного электронного содержания ионосферы в сейсмоопасных регионах, проведенных российскими [7] и зарубежными учеными [8, 9], показывает уменьшение максимального значения полного электронного содержания за 2-4 суток до предполагаемого землетрясения.

При взаимодействии с сейсмогенным излучением на частотах 0.1-10 Гц из радиационного пояса Земли происходит выброс заряженных частиц [4]. Регистрируя выбросы частиц в магнитосфере, а также анализируя энергетическое и временное распределение частиц в зарегистрированных всплесках можно оценить параметры грядущего сейсмологического события [4].

Существуют исследования на основе данных, полученных с метеорологических спутников Земли, показывающие наличие аномальных облачных структур, а также геотермальных аномалий (2°-5°) на поверхности Земли [10, 11, 5, 12] предшествующих сильным и разрушительным землетрясениям.

Выделение аномальных характеристик среды не решает проблему поиска предвестниковых явлений. До настоящего времени для сейсмоопасных регионов России и в частности для региона Дальнего Востока не проводилось специализированных исследований, целью которых было бы создание методик или настройка алгоритмов диагностирования предвестников землетрясений в разных средах и их комплексного анализа. Для диагностирования предвестниковых явлений в ионосфере необходимо

провести сбор дополнительных гелиогеофизических параметров (индекс солнечной активности – индекс 10.7, корональная активность солнца, индексы магнитной активности D_{st} и K_p), анализ которых позволит уменьшить вероятность осуществления ошибочного диагноза.

В качестве дополнительного источника информации, а также в целях проведения ретроспективных исследований корреляционных связей между предвестниковыми явлениями различной природы будет осуществляться сбор сейсмометрической информации о произошедших землетрясениях.

Таким образом, необходимо провести эксперимент, основной целью которого станет экспериментальное подтверждение принципов комплексного автоматизированного диагностирования предвестников землетрясений с использованием образцов аппаратуры, работающей по данным отечественных и зарубежных космических навигационных систем. В рамках эксперимента, в дополнение к ионосферным проявлениям геотектонической активности, необходимо рассмотреть аномальные изменения фоновых характеристик нижней атмосферы, геофизических характеристик литосферы, а также аномалий некоторых параметров солнечной активности. Выявление корреляционных связей между зарегистрированными аномалиями (предвестниками землетрясений) и реальными сейсмическими событиями в регионе, а также их классификация, позволит сформировать базу данных признаков предвестников землетрясений, создав впоследствии комплексную модель предвестника землетрясения для региона исследования.

В качестве места проведения эксперимента следует выбрать дальневосточный регион РФ, поскольку это один из самых сейсмоактивных регионов России. По данным каталога землетрясений Центральной Опытно-Методической Экспедиции ГС РАН за последние 12 лет в районе Сахалина произошло более 110 землетрясений, гипоцентр которых находился на глубине менее 40 км и интенсивность превышала 3 балла. Из них 40 имели интенсивность 5 баллов и более (рис.1).

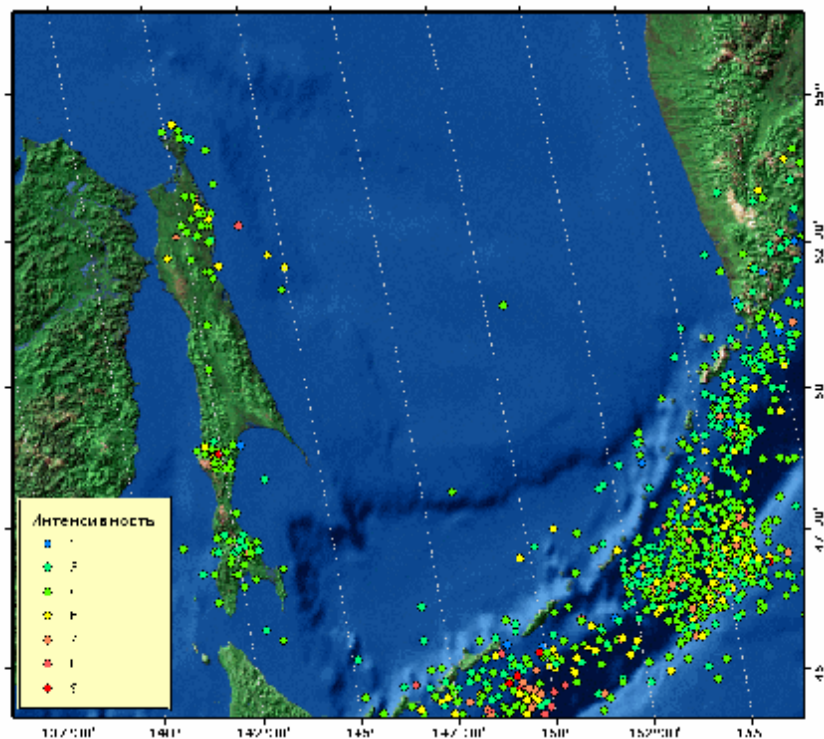


Рис. 1. Распределение землетрясений в Сахалинской области в период 1994-2006 г.г.

Цели и задачи эксперимента

В целом эксперимент направлен на создание и адаптацию методик и алгоритмов автоматизированного диагностирования предвестников землетрясений посредством аппаратуры, работающей по данным российских и зарубежных навигационных систем, а также специализированных искусственных спутников Земли.

Основными целями эксперимента являются:

- экспериментальное подтверждение в сейсмоактивном регионе (о. Сахалин и прилегающие зоны) научных принципов комплексного диагноза предвестников землетрясений, методик и алгоритмов сбора, обработки и распространения мониторинговой информации, основанной на данных существующих российских и зарубежных ИСЗ навигационного, метеорологического и природноресурсного назначения, а также гелиогеофизических данных;
- создание регионального прототипа автоматизированной системы наблюдения ионосферных предвестников землетрясений по данным спутниковых навигационных систем в комплексе с данными деформометрических, сейсмологических и гелиогеофизических измерений.

Для достижения поставленных целей в ходе эксперимента должны быть решены следующие задачи:

- развертывание в сейсмоактивном регионе (о. Сахалин и прилегающие зоны) специализированного оборудования (универсальная томографическая установка в г. Южно-Сахалинск и приемник ГЛОНАСС/GPS в г. Южно-Сахалинск и г. Невельск) и поддержка функционирования уже развернутой томографической цепочки (Ноглики – Поронайск – Южно-Сахалинск);
- сбор комплексных гелиогеофизических характеристик системы «гелиосфера – атмосфера – литосфера» для осуществления диагностирования предвестников землетрясений на территории Сахалинской области Дальневосточного региона России в соответствии с программой исследований;
- осуществление комплексного исследования полученных экспериментальных характеристик системы «гелиосфера-атмосфера-литосфера» и выделение аномалий, соответствующих сейсмической активности;
- адаптация существующих и разработка специализированных методик и алгоритмов обработки данных о состоянии среды;
- проведение анализа, систематизации и классификации полученных результатов;
- создание методики диагностирования предвестников землетрясений на основе комплексного анализа и совместной обработки атмосферно-ионосферно-магнитосферных данных с сейсмометрической информацией, а также базы алгоритмов предвестниковых явлений;
- оценка информативности существующих измерительных средств космического и наземного базирования, формирование требований к перспективным техническим средствам, а также разработка предложений по созданию региональной системы комплексного мониторинга предвестников землетрясений.

Схема комплексного эксперимента

В рамках данного эксперимента предполагается использование исключительно методов и средств дистанционного зондирования среды, основанных, в том числе, на эксплуатации образцов аппаратуры, работающей по данным отечественных и зарубежных космических навигационных систем, специализированных спутников исследования ионосферы, а также с использованием существующих ресурсных и метеорологических космических аппаратов.

Для наблюдения за сейсмо-ионосферными предвестниками землетрясений, в рамках эксперимента будет осуществляться непрерывный томографический мониторинг состояния ионосферы.

Для регистрации динамики изменения параметров ионосферы необходимо обеспечить максимально возможную частоту фиксаций ее состояния. Необходимо иметь уверенность в том, что никакие предвестниковые вариации состояния ионосферы не остались незарегистрированными. Еще одним требованием для обеспечения качественной фиксации состояния ионосферы является время зондирования. Поскольку ионосфера – динамично изменяющаяся среда, то к ней применимы принципы фотографирования динамичных объектов. То есть, чем короче экспозиция, тем выше качество и достовернее отображение. Выполнению этого требования при радиотомографии также способствует использование сигналов со спутников навигационных низкоорбитальных систем, которые имеют достаточно большие угловые скорости $4^\circ/\text{мин}$. Этим условиям наиболее отвечают низкоорбитальные навигационные спутники систем «Цикада/Парус» и «Транзит» которые движутся по орбите высотой около 1000 км, период обращения составляет 104 мин.

Места расположения станций приема системы мониторинга на территории сейсмически активного региона должны быть выбраны с учетом преимущественных направлений пролетов спутников. Наклонения орбит спутников систем «Цикада/Парус» составляют 83° по отношению к экватору, для спутников системы «Транзит» эта величина соответствует 90° .

Поскольку источником акусто-гравитационных волн в ионосфере Земли могут быть не только потенциальные землетрясения, но и другие возмущения (солнечная активность, сильные циклоны и грозы в нижней атмосфере и пр.) необходимо осуществлять сбор дополнительной информации о предвестниках землетрясений. Для учета влияния солнечной активности и выделения сигнатур ее проявления необходимо преимущественно использовать только ночные измерения состояния ионосферы. С другой стороны, данные об индексе солнечной активности и геомагнитном состоянии Земли позволят минимизировать вероятность определения ложной сигнатуры предвестника землетрясения в ионосфере.

Дополнительным источником информации об ионосферных предвестниках землетрясений, в совокупности с данными геофизических наблюдений, может являться информация о полном электронном содержании.

Аномальные облачные структуры, появляющиеся над регионом, в котором происходит подготовка землетрясения, являются актуальной разновидностью предвестниковых явлений в силу природных и климатических особенностей региона Дальнего Востока России.

Повышенная геодинамическая активность, выраженная в интенсификации относительного перемещения и деформации блоков земной коры, также является косвенным признаком подготовки потенциального землетрясения, которую можно регистрировать посредством приемной аппаратуры глобальных навигационных спутниковых систем. Схема проведения экспериментальных работ представлена на рис. 2.

Для осуществления исследований в рамках комплексного эксперимента планируется участие специалистов широкого спектра организаций различных министерств и ведомств: ФГУП «РНИИ КП», ИЗМИРАН, МИФИ, ФГУП «НПО ПМ», ВНИИ ГО ЧС, ИФЗ РАН и др.

Ожидаемые результаты эксперимента

В результате проведения экспериментальных работ ожидается получение следующих основных результатов:

- база данных предвестниковых явлений в регионе исследования по данным комплексного эксперимента;

- методика диагностирования предвестников землетрясений на основе комплексной обработки собираемых данных и базы данных аномальных явлений;
- исходные данные на разработку перспективных бортовых средств измерения характеристик предвестников землетрясений на существующих и перспективных космических аппаратах, в первую очередь на спутниках системы ГЛОНАСС, а также наземных комплексов сбора, обработки и распространения полученных данных;
- продемонстрирована точность определения взаимного расположения точек геодинимического полигона с длинами баз до нескольких десятков километров на уровне 1 мм.

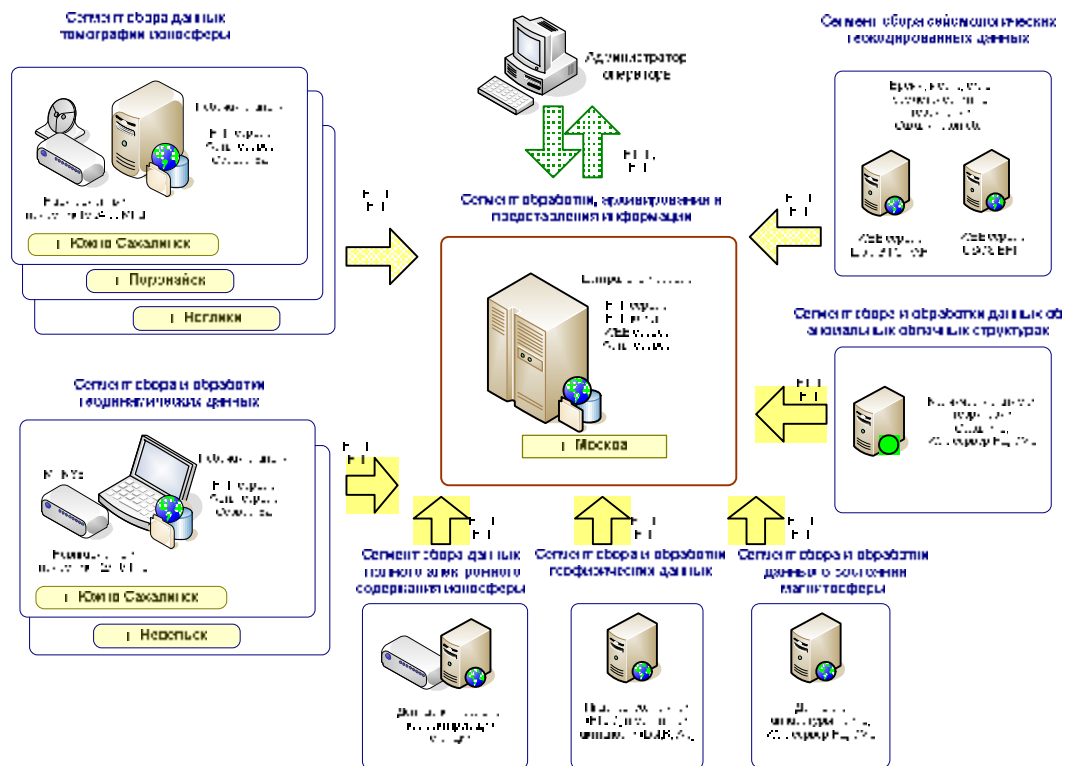


Рис.2 Функциональная схема экспериментальных работ.

Основываясь на комплексном анализе полученных экспериментальных данных, будут разработаны предложения по созданию и развитию системы комплексных наблюдений предвестников землетрясений с использованием космических средств, как составной части системы сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений Российской Федерации.

Список литературы

1. Андреева Е.С., Гохберг М.Б., Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Худукон Б.З., Шалимов С.Л. Радиотомографическая регистрация возмущений ионосферы от наземных взрывов // Космич. исслед. 2001. Т. 39. № 1. С. 13 - 17.
2. Перцев Н.Н., Шалимов С.Л. Генерация атмосферных гравитационных волн в сейсмически активном регионе и их влияние на ионосферу // Геомагнетизм и аэронавигация. 1996. N36. С. 111 - 118.
3. Ахметов Р.Р., Куницын В.Е. Численный метод решения задачи распространения акустико-гравитационных волн в атмосфере до ионосферных высот // Вестник Московского Университета. Серия 3, 2003. №3. С.38-42
4. Гальпер А.М. Радиационный пояс Земли // 1999, Соросовский Образовательный Журнал, № 6. серия Физика. С.75-81.
5. Тронин А.А. Возможность применения комической тепловой съемки для исследования землетрясений // Исследование Земли из космоса. 2005. № 4. С.86-96.
6. Kunitsyn V., Tereshchenko E. Ionospheric Tomography. Springer-Verlag. 2003. 272p.

7. Plotkin V.V. GPS detection of ionospheric perturbation before the 13 February 2001, El Salvador earthquake // Nat. Hazards and Earth Syst. Sci.. 2003. V.3, P. 249-253.
8. Liu J.Y., Chuo1 Y.J., Pulinets S.A., Tsai H.F. A study on the TEC perturbations prior to the Rei-Li, Chi-Chi and Chia-Yi earthquakes // in book Seismo Electromagnetics: Litosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling, 2002 Tokyo:TerraPub, P. 297-301.
9. Liu J.Y., Chen Y.I., Jhuang H.K., Lin Y.H. Ionospheric foF2and TEC anomalous days associated with M>5.0 earthquakes in Taiwan during 1997-1999 // Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences. V.15, № 3. P. 371-383.
10. Saraf A. K. Choudhury S. NOAA-AVHRR detects thermal anomaly associated with 26 January, 2001 Bhuj Earthquake, Gujarat, India // International Journal of Remote Sensing. 2005. Vol. 26, No. 6. P. 1065-1073.
11. Yurur M. T. The positive temperature anomaly as detected by Landsat TM data in the eastern Marmara Sea (Turkey): possible link with the 1999 Izmit earthquake // International Journal of Remote Sensing. 2006. V. 27, № 6. P. 1205-1218.
12. Pulinets S.A., Ouzounov D., Karelin A.V., Boyarchuk K.A., Pokhmelnikh L.A. The physical nature of thermal anomalies observed before strong earthquakes // Physics and Chemistry of the Earth. 2006. V.31. P.143-153.

ХАРАКТЕРИСТИКИ F-РАССЕЯНИЯ НА ИОНОГРАММАХ ВНЕШНЕГО ЗОНДИРОВАНИЯ ИСЗ ИНТЕРКОСМОС-19

CHARACTERISTICS OF F-SPREAD ON THE TOPSIDE IONOGRAMM OF INTERKOSMOS-19 SATELLITE

В.А. Телегин, А.Т. Карпачев

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН*

The F-spread phenomenon observing on the topside ionograms of Interkosmos-19 satellite has been investigated. The different types of F-spread associated with the irregularities located at different altitudes of the topside ionosphere are classified. The 3 main types and some additional types associated with the large-scale irregularities of negative and positive sign were detected. Global distribution of occurrence probability (P) of the F-spread in the both hemispheres, for all local times, summer and winter solstices, for the high solar activity in 1979-1981 was built. The longitudinal, latitudinal, diurnal and seasonal variations in the F-spread occurrence probability were investigated. Our analysis shows that the longitudinal variations in P in the first approximation anticorrelate with the NmF2 variations, both in winter and in summer conditions. The latitudinal variations in P have more difference in the 60-90°E and 270-300°E longitudinal sectors. In diurnal variations of the F-spread occurrence probability the daytime, evening and nighttime peaks were revealed. The comparison between topside sounding data and ground based sounding data has been carried out. It is shown that at all the latitudes P in the topside ionosphere is greater than that in the bottom side. The reasons of the revealed F-spread occurrence probability variations are discussed.

Введение

Явление F-рассеяния на ионограммах наземного зондирования изучалось неоднократно, как экспериментальными средствами, так и теоретически (см., например, обзор [2] и ссылки в нем). На ионограммах внешнего зондирования F-рассеяние наблюдается еще чаще, чем на наземных, что, учитывая специфику спутниковых наблюдений, сильно затрудняет их обработку. Поэтому исследование этого явления во внешней ионосфере представляется важным, как с физической, так и с методической точки зрения. Проявления F-рассеяния во внешней ионосфере исследованы слабо, существует всего несколько работ по данным спутников Alouette (см., например, [4]) и Интеркосмос-19 [3], и только, по-видимому, одно исследование по данным ISS-b [5].

Огромный массив данных спутника Интеркосмос-19 (ИК-19) позволяет провести полномасштабное исследование F-рассеяния во внешней ионосфере.

1. Экспериментальные данные

Спутник ИК-19 работал в активном режиме с марта 1979 г. по февраль 1981 г. Ионограммы внешнего зондирования фиксировались как в аналоговом, так и в цифровом виде. Аналоговые ионограммы содержат полную информацию о внешней ионосфере, но они принимались в реальном времени только на наземных пунктах в Москве, Апатитах, Норильске и на Кубе. На рис.1 приведен пример аналоговой ионограммы хорошего качества, полученной при зондировании над Москвой 25 марта 1980 г. По оси абсцисс приведена частота зондирования в МГц, по оси ординат эффективное расстояние от спутника в сотнях километров (максимальное расстояние равнялось 2000 км). На рис.1 отмечены основные характеристики ионограммы внешнего зондирования: след обыкновенной (O-trace) и необыкновенной (X-trace) волны, критические частоты F2 слоя (f_oF2 и f_xF2), отражения от Земли, резонансы гирочастоты (F_H), и частоты отсечки Z, O и X мод (f_z , f_n и f_x соответственно). Оба следа четко выделяются, критические частоты определяются совершенно точно, помехи и F-рассеяние полностью отсутствуют.

Ионограммы хорошего качества регистрировались примерно в 40% случаев, на остальных ионограммах следы были размытыми, диффузными, иногда до такой степени, что становились не обрабатываемыми. На рис.2 приведены примеры ионограмм, полученных в области главного ионосферного провала. Верхняя ионограмма получена на

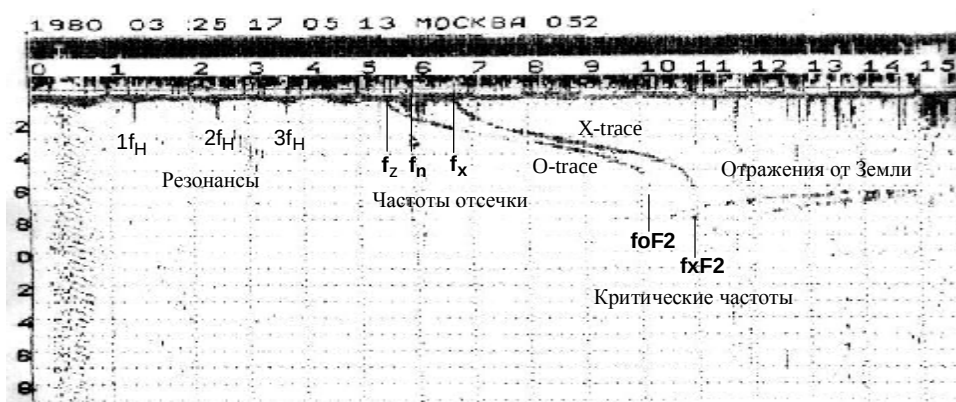


Рис.1. Аналоговая ионограмма ИК-19, полученная 25.03.1980 г. над Москвой.

экваториальной стенке ГИП. На ней фиксируются дополнительные следы на большей дальности, чем основные, что свидетельствует о наличии крупномасштабной неоднородности слоя F2. Появление дополнительных отражений, как правило, предшествует появлению F-рассеяния. Действительно, при приближении к минимуму ГИП, следы отражений становятся широкими и размытыми вследствие сильного F-рассеяния. Нижняя ионограмма, полученная в минимуме провала уже полностью диффузная, следы не разделяются, хотя критические частоты слоя F2 еще можно определить.

Цифровые ионограммы могли фиксироваться вдоль всей орбиты спутника, но, к сожалению, из-за малого объема бортовой памяти они сильно теряли в информативности. Однако основной массив данных ИК-19 составляют цифровые ионограммы, поэтому характеристики F-рассеяния исследовались, в основном, на основе анализа этих ионограмм.

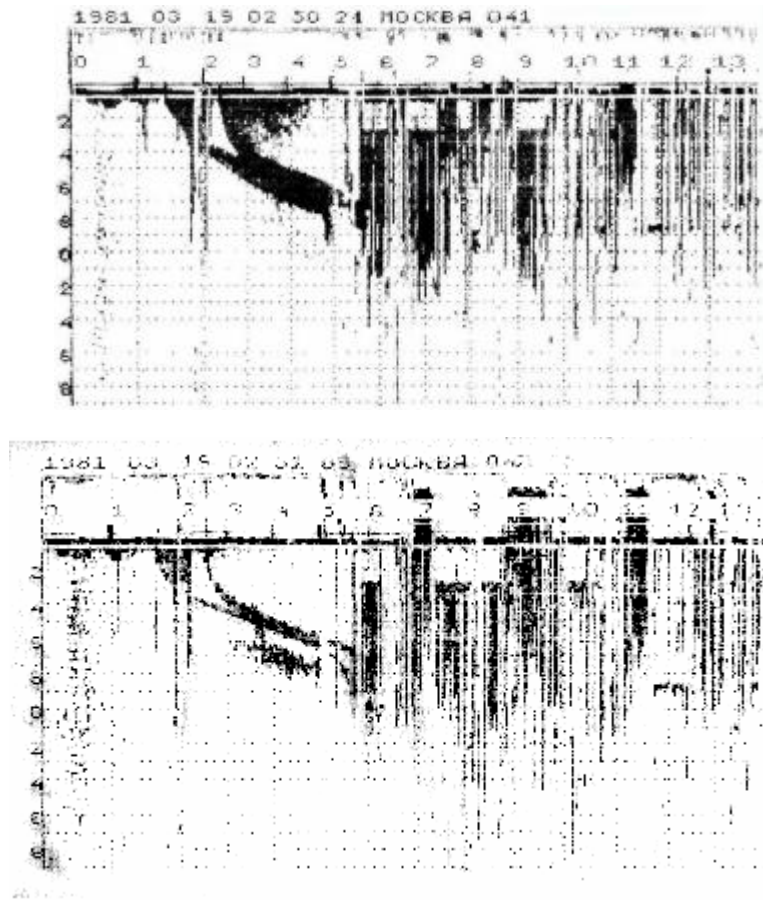


Рис.2. Ионogramмы ИК-19, зарегистрированные в области провала.

2. Классификация типов F-рассеяния

Рассеяние в области главного ионосферного провала связано со сложной структурой субавроральной ионосферы. На рис.3 слева приведен разрез ионосферы в области провала и обозначены возможные пути распространения радиоволны [1]. Следы 3 и 5 формируют «нормальную» ионограмму. Следы 1 и 2 образуют дополнительный, более удаленный след ниже критической частоты, а след 4 выше критической слоя F2. На высоких широтах спутник быстро пересекает силовые трубки с пониженной или повышенной концентрацией плазмы, поэтому весьма вероятен захват и распространение волны в волноводе [4] – рис.4. Сигналы 1 и 2, задержанные в волноводах, будут формировать рассеянный дополнительный след, задержанный относительно основного, что и наблюдается на рис.3. В итоге, ионограмма, полученная в ионосферном провале, может иметь очень сложный, диффузный вид, как на рис.2.

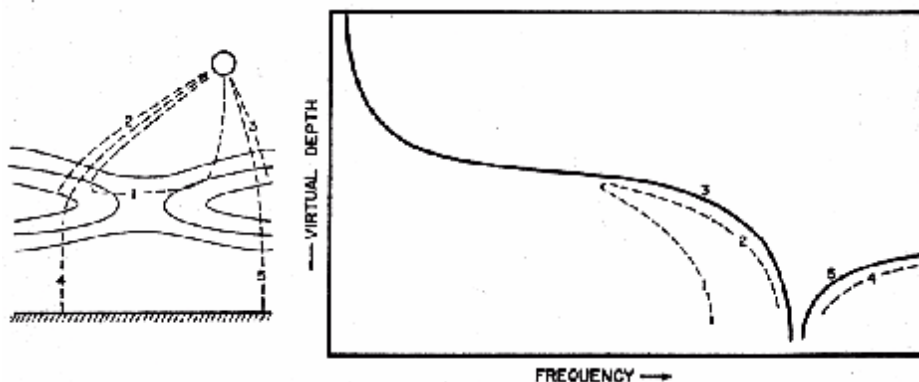


Рис.3. Схема образования F-рассеяния в области провала.

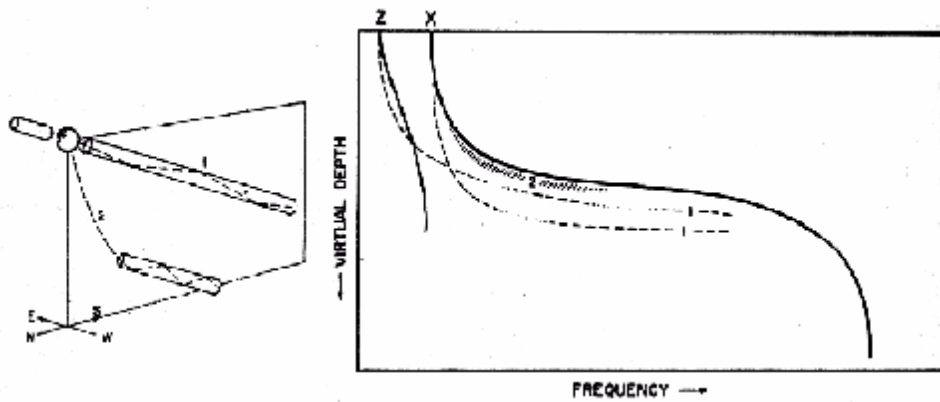
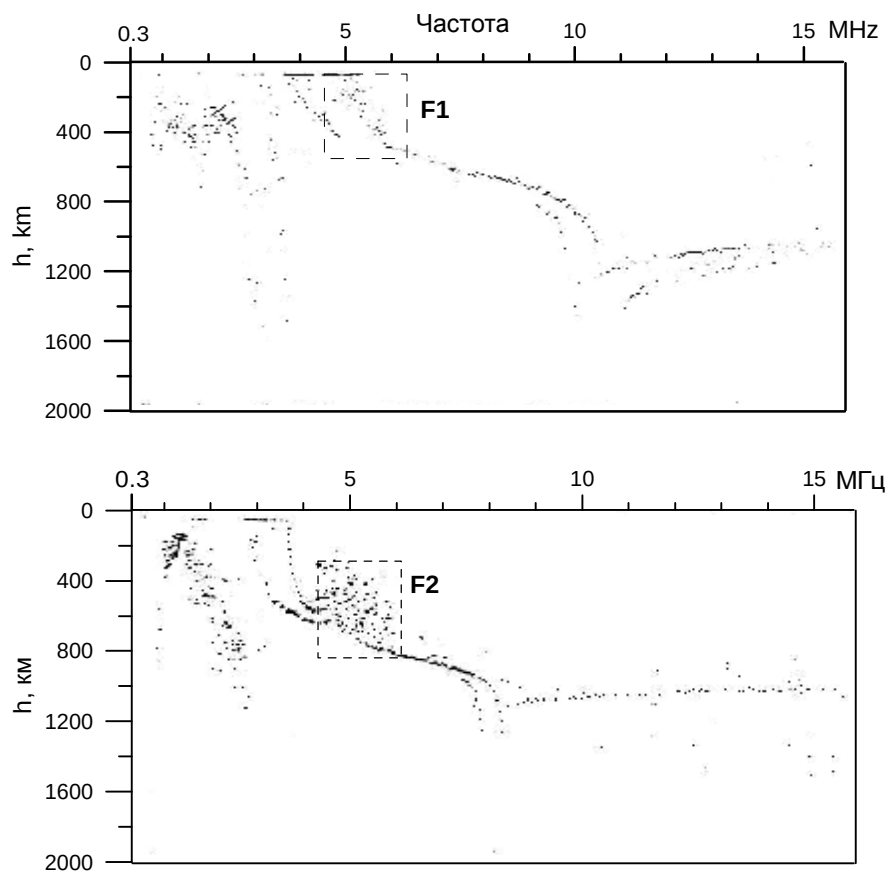


Рис.4. Схема образования F-рассеяния на высоких широтах.

На рис.5 вверху показан тип рассеяния F1, при котором имеет место значительное F-рассеяние на участке следа вблизи высоты спутника. Этот тип рассеяния наблюдается на высоких широтах. В середине рис.5 показан F2 тип рассеяния, когда рассеянное облако точек наблюдается на среднем участке следа. Наиболее часто этот тип проявляется на умеренно средних широтах. Сначала формируется слабое рассеянное облако точек ниже основного следа, а затем интенсивное облако выше основного следа, которое экранирует все, что ниже, поскольку на каждой частоте фиксировалось всего 3 отражения. Этот тип рассеяния также, по-видимому, связан с волноводным распространением [4]. Спутник при этом находится внутри волновода, который расположен по обе стороны от экватора.



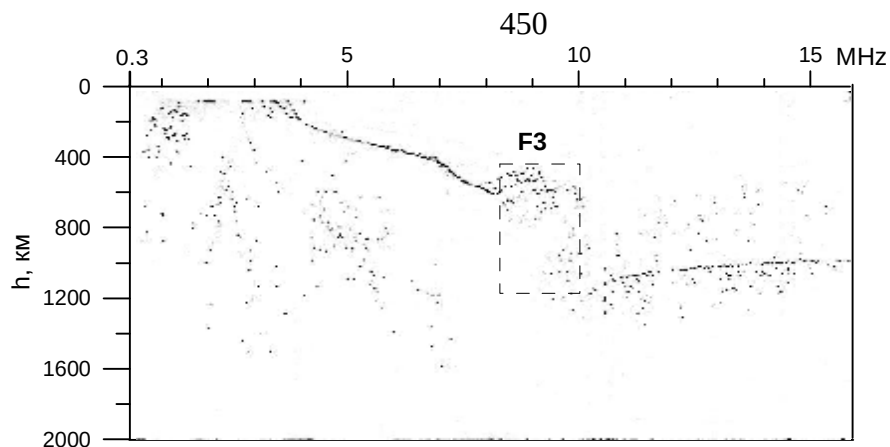


Рис.5. Типы рассеяния: F1 (вверху), F2 (в середине) и F3 (внизу).

Наконец, самый распространенный тип рассеяния F3 представлен на рис.5 внизу. Он характеризуется наличием сильного рассеяния вблизи критической частоты слоя F2. Этот тип встречается на всех широтах, он соответствует частотному рассеянию, которое часто наблюдается на наземных ионограммах. Этот тип рассеяния является основным и на ионограммах внешнего зондирования, поэтому именно он является главной целью статистического исследования, проведенного ниже.

3. Статистический анализ характеристик F-рассеяния

Глобальное распределение вероятности P появления F-рассеяния было построено на основе анализа 30.000 цифровых ионограмм для зимнего солнцестояния. Все данные

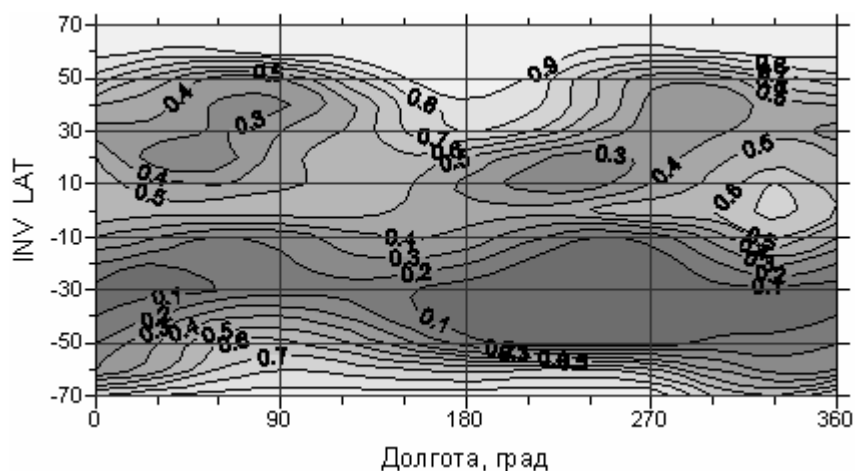


Рис.6. Глобальное распределение F3 типа рассеяния для дополуночных часов местного времени в условиях декабрьского солнцестояния.

относятся к условиям высокой солнечной активности ($F10.7 \sim 200$), зимнему солнцестоянию (1.5 месяца до и после 22 декабря 1979 г. и 1980 г.), спокойным условиям ($K_p \leq 3$). Данные ИК-19 равномерно охватывают все долготы и широты обоих полушарий, что позволяет построить глобальное распределение P для всех часов местного времени.

На рис.6 для примера приведено распределение P для дополуночных условий (21-24 LT). F-рассеяние гораздо сильнее в зимнем полушарии, где электронная концентрация ниже. На карте можно выделить два наиболее характерных долготных сектора: $180-210^\circ\text{E}$ и $270-330^\circ\text{E}$, где электронная концентрация почти на всех широтах обоих полушарий соответственно понижена и повышена, а величина P , наоборот, увеличена и уменьшена. Обычно считается, что даже ночью на средних широтах F-рассеяние слабое, поэтому широтные кривые P , построенные по наземным данным, на этих широтах идут вблизи нуля (см., например, [6]). По данным Интеркосмос-19 величина P на широте 40° составляет около 0.3 даже в долготном секторе $60-90^\circ$ и достигает ~ 0.85 на долготе $\sim 180^\circ$.

4. Суточные и долготные вариации вероятности F-рассеяния

На рис.7 приведены суточные вариации $foF2$ и вероятности появления F-рассеяния для фиксированной инвариантной широты 50° ILAT северного полушария. Штриховой кривой на рис.7 внизу для сравнения приведены вариации величины P , выделенные для того же самого периода 1979-1980 г. по данным наземного зондирования для станции Москва (51° ILAT). Видно, что суточные вариации величины P в нижней и верхней ионосфере имеют подобный характер, но вероятность появления F-рассеяния на высотах выше максимума слоя F2 гораздо выше. Следовательно, неоднородность верхней ионосферы гораздо сильнее, чем нижней ионосферы. Из рис.7 видно также, что суточные вариации $foF2$ и P в первом приближении антикоррелируют, т.е., чем меньше $foF2$, тем сильнее F-рассеянии, и наоборот.

На рис.8 для примера приведены долготные вариации $foF2$ и P для околополуденных часов, выделенные в полосе средних широт ($40-50^\circ$) северного и южного полушарий. Электронная концентрация испытывает сильные вариации с долготой, характер которых зависит как от полушария, так и от сезона (см., например, [7]). Видно, что долготные вариации P и $foF2$, так же как и суточные вариации, в первом приближении антикоррелируют.

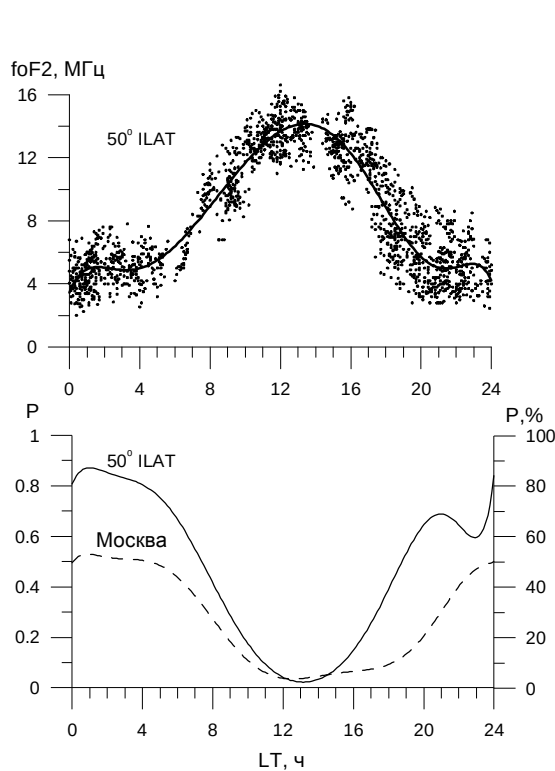


Рис.7. Суточные вариации $foF2$ и P для 50° ILAT северного полушария в сравнении с данными ст. Москва (51° ILAT).

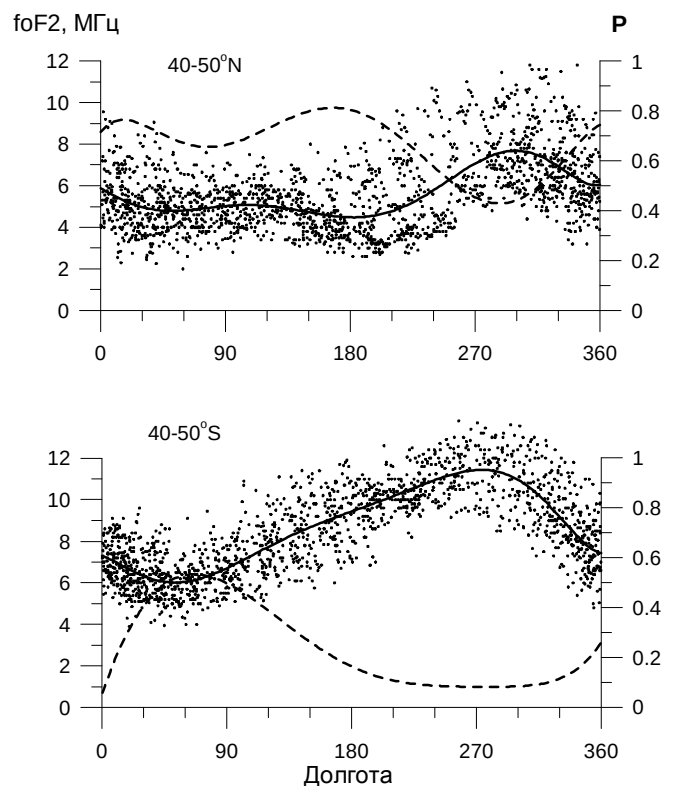


Рис.8. Долготные вариации $foF2$ (точки и аппроксимация) и P (штриховые кривые) для $40-50^\circ$ N и $40-50^\circ$ S в ночных условиях.

Заключение

Результаты анализа большого массива данных спутника Интеркосмос-19 показывают, что эти данные позволяют проводить всестороннее исследование явления F-рассеяния для условий высокой солнечной активности. Основным преимуществом спутника Интеркосмос-19 перед всеми другими аналогичными спутниками является глобальность полученной с его помощью информации. Это дает возможность детально

изучить особенности характеристик этого явления на всех долготах и широтах, т.е. в разных областях ионосферы.

Список литературы

1. Бенькова Н.П., Козлов Е.Ф., Коченова Н.А., Саморокин Н.И., Флигель М.Д. Структура и динамика субавроральной ионосферы. – М.: Наука, 1993. –144 с.
2. Гершман Б.Н., Казимировский Э.С., Кокуров В.Д., Чернобровкина Н.А. Явление F-рассеяния в ионосфере. – М.: Наука. 1984. –142 с.
3. Депуева А.Х. Явление F-рассеяния в низкоширотной ионосфере // Исследования по геомагнетизму, аэрономии и физике Солнца. 1982. Т.59. С.28-31.
4. Calvert W. and Schmid C. Spread-F observations by the Alouette topside sounder satellite // J. Geophys. Res. 1964. V.69. № 9. P.1839-1852.
5. Maruyama T. and Matuura N. Occurrence probability of topside spread echoes // Solar Terrestrial Enviromental Research in Japan. 1981. V.5. P.38-40.
6. Singleton D.G. The morphology of spread-F occurrence over half a sunspot cycle // J. Geophys. Res. 1969. V.73. № 1. P.295-308.
7. Карпачев А.Т. Глобальный долготный эффект в ночной внешней ионосфере по данным ИСЗ Интеркосмос-19. Препринт № 45(734). 1987. –28 с.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ВАРИАЦИЯМИ ЕСТЕСТВЕННОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ В ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

OBSERVATION RESULTS OF THE EARTH NATURAL ELECTROMAGNETIC FIELD VARIATIONS IN SOUTH YAKUTIA

С.В. Трофименко¹, Н.Н. Гриб¹, В.М. Никитин¹, В.А. Муллаяров²

¹Технический институт (филиал) Якутского государственного университета,

²Институт космофизических исследований и аэронауки СО РАН

We present the basic results of 20 years observations of the natural electromagnetic field of the Earth (EME-NEFE). The variations have been analyzed in connection with the seismicity of South Yakutia.

Место наблюдения. Район исследований охватывает западную часть южной окраины Алданского щита Сибирской платформы и сопряженную с ним северную окраину позднеархейско-раннепротерозойской Становой складчатой системы, разделенных Становым (или Южно-Алданским) швом (разломом) (рисунок 1).

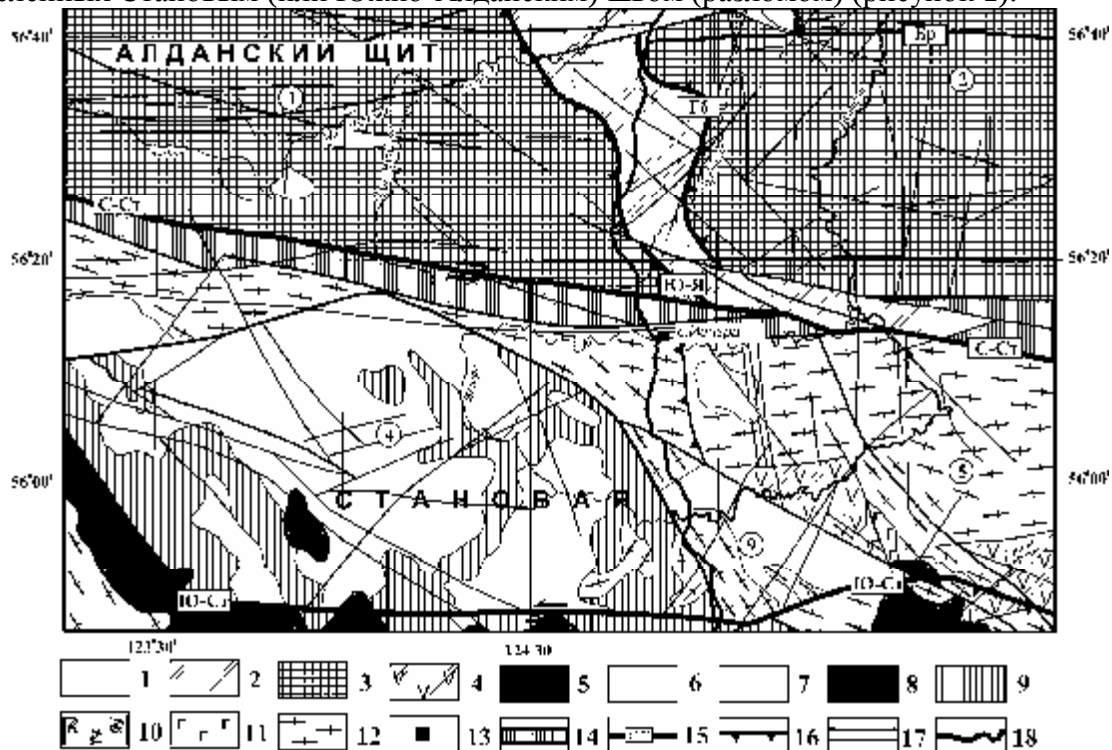


Рис.1. Структурно - тектоническая карта территории Южной Якутии

1–кайнозойские впадины; 2-3 – **Сибирская платформа**: 2-Чульманский предгорный прогиб, 3-кристаллические комплексы Алданского щита. Блоки (цифры в кружках): 1-Зверевский, 2-Сутамский; 4-12 – **Становая складчатая система**: 4-мезозойские терригенно-вулканогенные впадины; 5-мезозойские граниты; 6-9 – Раннепротерозойские образования – 6-гранитоиды, 7-диориты и тоналиты, 8-габброиды, 9-Тукурингский метаморфический комплекс; 10-12 – Позднеархейские образования: 10-расслоенные габброиды и анортозиты, 11-однородные габброиды, 12-Становой метаморфический комплекс. Блоки (цифры в кружках): 3-Нижне-Ларбинский, 4-Верхне-Гилуйский; 5-Верхне-Тимптонский, 13 – Станции наблюдения ЭМИ; 14-краевой шов Сибирской платформы; 15-системы главных разрывных нарушений (буквы в квадратах, черными стрелками показаны направления смещения по плоскостям разломов): ЮЯ-Южно-Якутский, Гр-Горбыляхский, Бр-Беркакитский, С-Ст-Северо-Становой, Ю-Ст-Южно-Становой; 16-надвиги; 17-прочие разломы; 18-Амуро-Якутская автотрасса.

В пределах района широко распространены продукты мезозойской тектоно-магматической активизации, образующие несколько протяженных поясов, параллельных друг другу и Становому шву, которые накладываются на гетерогенный раннедокембрийский фундамент. Они представлены поясом гранодиоритовых батолитов Станового хребта, Южно-Алданской системой впадин, выполненными мощными (до 5 км)

угленосными толщами юры и неокома, субщелочными и щелочными вулканическими и интрузивными образованиями триасово-раннемелового возраста, широко распространенными на южной окраине Алданского щита. Эти зоны в совокупности соответствуют активной континентальной окраине мезозойского возраста [4].

Измерения, анализ. Первые инструментальные наблюдения вариаций электромагнитных эмиссий (ЭМИ) в Южной Якутии были проведены в 1987-1991 г.г. в связи с задачей изучения предвестников землетрясений и поиска наиболее информативных из них.

Произошедшее землетрясение 29.04.89г. с энергией $E=10^{16.5}$ Дж позволило установить взаимосвязь между аномальными суточными вариациями ЭМИ и землетрясениями [2,3] (Рис.2).

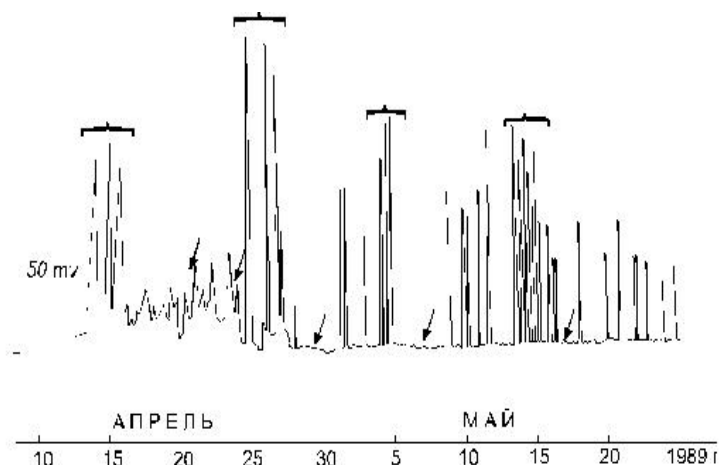


Рис.2. Изменение напряженности ЭМИ в период сильных землетрясений апреле – мае 1989 г. Стрелками отмечены моменты главного события 20 апреля 1989 г. и его сильных афтершоков 25 и 28 апреля, а также 7 и 17 мая. Фигурные скобки указывают на возмущения ЭМИ, зафиксированные перед этими событиями.

На основании данных измерений был сделан предварительный вывод о том, что увеличение амплитуды сигналов электромагнитной природы их группирование в течение нескольких суток выступает в роли краткосрочного предвестника времени землетрясения с погрешностью определения события ± 2 суток без указания на характер самого землетрясения: магнитуды, энергетического класса, интенсивности и места события [2].

Недостатком интерпретации материалов 1989 г. [2,3] было отсутствие детализации аномальных проявлений в суточных вариациях. При рассмотрении рисунка 2 видно, что первая серия аномалий произошла общей группой, затем основное событие. Первый афтершок (вторая стрелка на рис.2) не отмечен аномалиями ЭМИ. Третий афтершок сопровождается аномалиями (вторая серия), однако детальное рассмотрение показывает, что внутри серии имеется период затишья (нормальный фон). После афтершока выделенная третья серия не охватывает двухсуточные аномальные проявления (рис.2). Аналогичная картина проявляется и перед четвертым афтершоком: выделенная серия (четвёртая скобка рис.2) предваряется серией аномалий суточного хода без сейсмического события. Все эти рассуждения были оставлены за рамками интерпретационных схем [2,3], т.к. к основному положению возражений не было: аномалии ЭМИ для Южной Якутии, в условиях современной активной геолого-тектонической структуры, являются необходимым признаком возможного повышения сейсмической активности. Вероятность наступления события оценивалась $\frac{3}{4}$, или 75%.

Возобновление работ по регистрации ЭМИ в 2005 г. позволило подтвердить основные положения и рекомендации, полученные в 1989 г. За двухлетний период наблюдений аппаратурой МГР-1 [7] произошло 2 землетрясения 10.11.05 и 3-13.03.07 с энергией более 10^{15} Дж. В обоих случаях имели место аномальные суточные вариации ЭМИ (рис.3-6).

Иллюстрированные данные на графиках не нормированы и представляют собой первичные данные, сглаженные по пятичасовым интервалам 30-ти суточных серий наблюдений в г. Нерюнгри (рис.3-5) и усредненные с получасовым окном 7-ми дневные

серии (рис. 6). Влияние атмосфериков на уровень ЭМИ в данной работе не анализируется, хотя по графикам абсолютных интенсивностей (рис.3-5) прослеживается практически линейная зависимость их влияния (спад) на общий суточный ход ЭМИ (осень-зима).

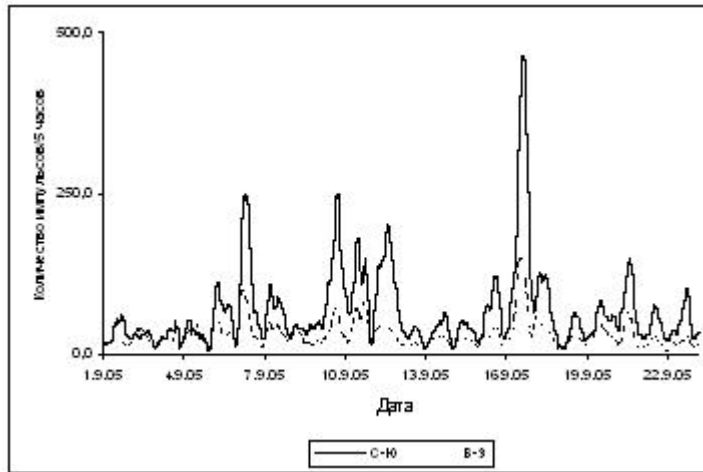


Рис.3. Временная и координатная развертки аномалий ЭМИ в сентябре 2005 г.

Геофизический пункт г. Нерюнгри.
Трехканальная аппаратура МГР-1[4].

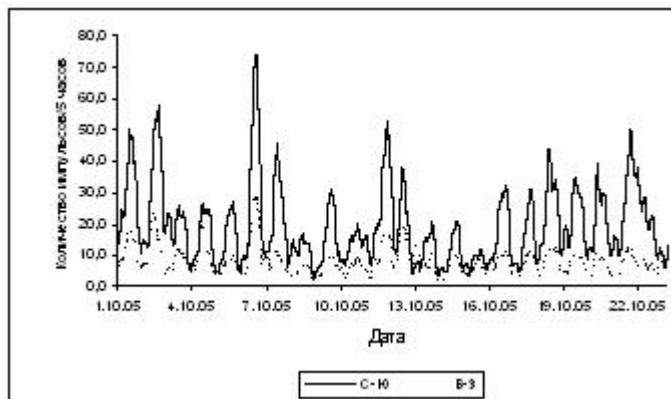


Рис.4. Временная и координатная развертки аномалий ЭМИ в октябре 2005 г.

Геофизический пункт г. Нерюнгри.
Трехканальная аппаратура МГР-1[4].

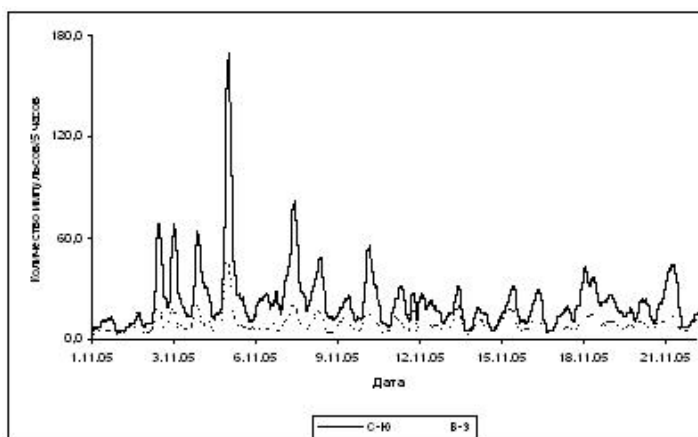


Рис.5. Временная и координатная развертки аномалий ЭМИ в ноябре 2005 г.

Геофизический пункт г. Нерюнгри.
Трехканальная аппаратура МГР-1[4].

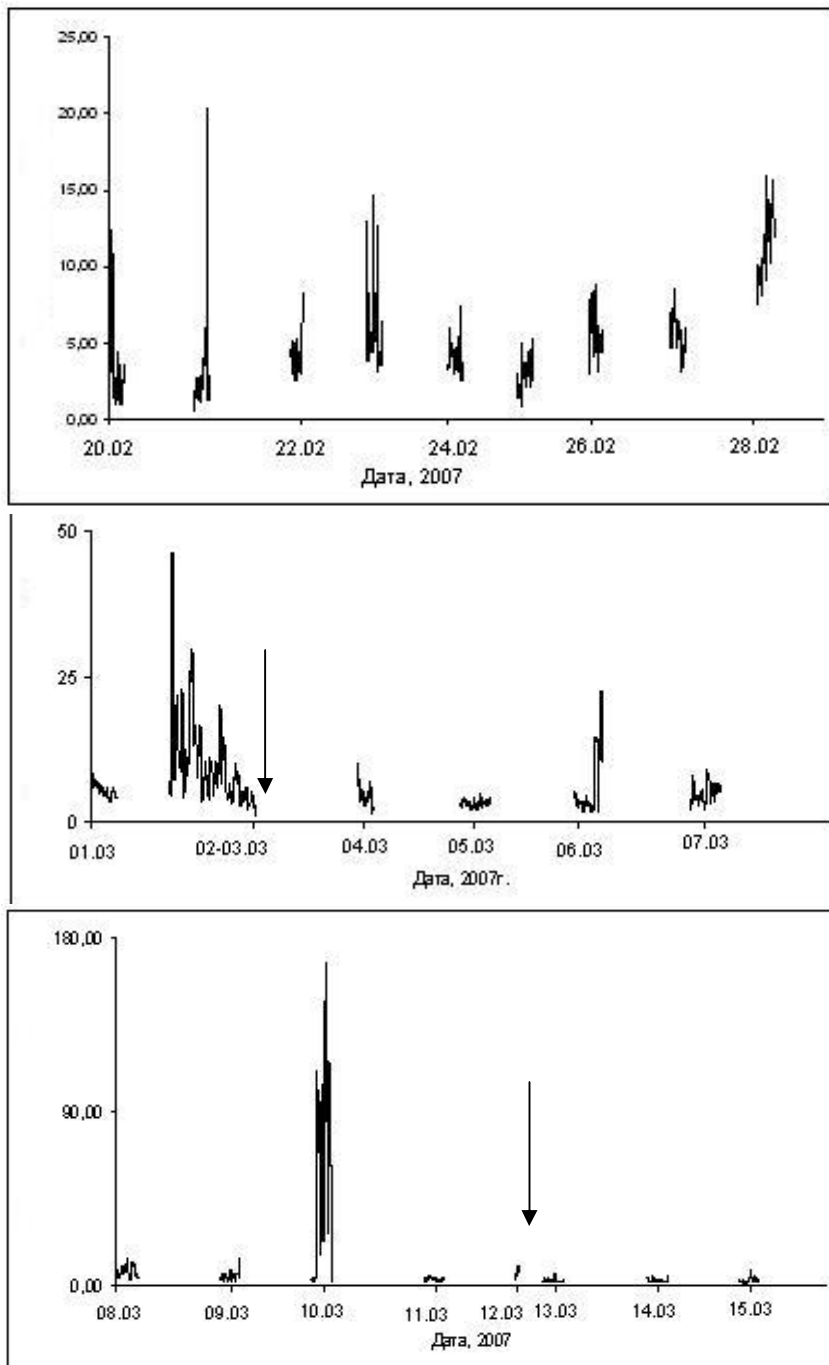


Рис.6. Вариации ЭМИ – ЕИЭПЗ в пункте наблюдений с. Иенгра (см. рис.1) с 20.02.2007 г. по 15.03.2007 г. в период землетрясения с энергией в очаге $E = 10^{14.6}$ Дж.

Представлены аномалии ЭМИ, осредненные по 30-ти минутным интервалам, с 0^h30^m по 06^h LT местного времени, за период минимального уровня промышленных помех.

Здесь и на рисунках 3-5 стрелками отмечены основные сейсмические события.

Вертикальный масштаб – количество импульсов за 30 минут.

Чувствительность каналов и порог срабатывания за время измерений не изменялись.

Правая часть рисунков 3-5 – сопоставление вариаций компонент магнитных составляющих ЭМИ СЮ и ВЗ ориентаций.

Что наблюдается?

- Трехкратное превышение амплитуды сигнала в течение 5-ти суток в сентябре 2007 г. относительно среднеарифметического уровня сигнала с отдельным всплеском 17.09 (рис.3). В заключительной стационарной фазе землетрясение отсутствует.

- Незначительные среднестатистические флуктуации амплитуд в октябре (рис. 4).

- Снижение (сезонное) нормального уровня ЭМИ до 15 импульсов в максимуме вариаций и от 5 до 10 кратного превышения уровня с 03.03 по 10.03. с последующим сейсмическим сопровождением с энергией $E = 10^{15}$ Дж на спаде интенсивности ЭМИ.

- На фоне квазиволнового процесса (рис.6) в феврале 2007 г. выделяются аномальные амплитуды с выходом в нормальное поле к 01.03. без сейсмического события.

- Резкое возрастание амплитуды и, практически, экспоненциальный спад с последующим землетрясением с энергией $E = 10^{15}$ Дж (рис. 6).

Возможная интерпретация. При различных методах физического эксперимента 1989 г. (аналоговая запись уровня напряженности ЭМИ на КСП-4 при помощи селективного вольтметра и круговой антенны) и 2005-2007 г.г. (цифровая регистрация количества импульсов ЭМИ-ЕИЭПЗ) выделяются общие закономерности:

- каждому значимому сейсмическому событию предшествует аномальное изменение суточных вариаций ЭМИ;
- присутствуют аномалии, не сопровождающиеся последующим землетрясением;
- перед землетрясением в течение 1-3-х суток выделяется период стационарного распределения амплитуд сигналов ЭМИ.

Фактически это означает, что групп аномальных сигналов ЭМИ больше, чем землетрясений, и, следовательно, при наличии явных предвестников землетрясений, невозможность детерминированного прогноза событий. Однако, если рассматривать сейсмический процесс в блоковой среде [5], то можно предположить, что аномалии ЭМИ должны проявляться дважды: в период консолидации блоков на начальной стадии формирования очага землетрясения и в период разрушения консолидационной зоны. Учитывая данные о наблюдениях наклонов в период Южно-Якутского землетрясения (рис.7), можно заключить, что процесс накопления энергии упругих деформаций и процесс разгрузки среды не симметричны относительно главного события. Следовательно, первые предвестники будут регистрироваться задолго до землетрясения (время предвестника пропорционально скорости накопления упругих деформаций), а повторные аномалии могут проявиться уже после события, т.к. измерения проводятся не в очаге, а на его периферии. Например, график аномальных наклонов (рис.7) показывает, что в момент Южно-Якутского землетрясения, деформационный процесс в пункте регистрации (около 70 км от очага) продолжался в виде накопления упругих деформаций (положительный наклон) и только после некоторого времени начался нестационарный процесс снятия напряжений.

Для Олекмо-Становой зоны получена оценка периода релаксационных процессов на основе анализа значимых сейсмических событий [6]. Аналитически зависимость может быть представлена в виде:

$T = 10^{\frac{K - K_0}{1.5}},$	(1)

где величина Т в сутках, $K_0 = 12.63$.

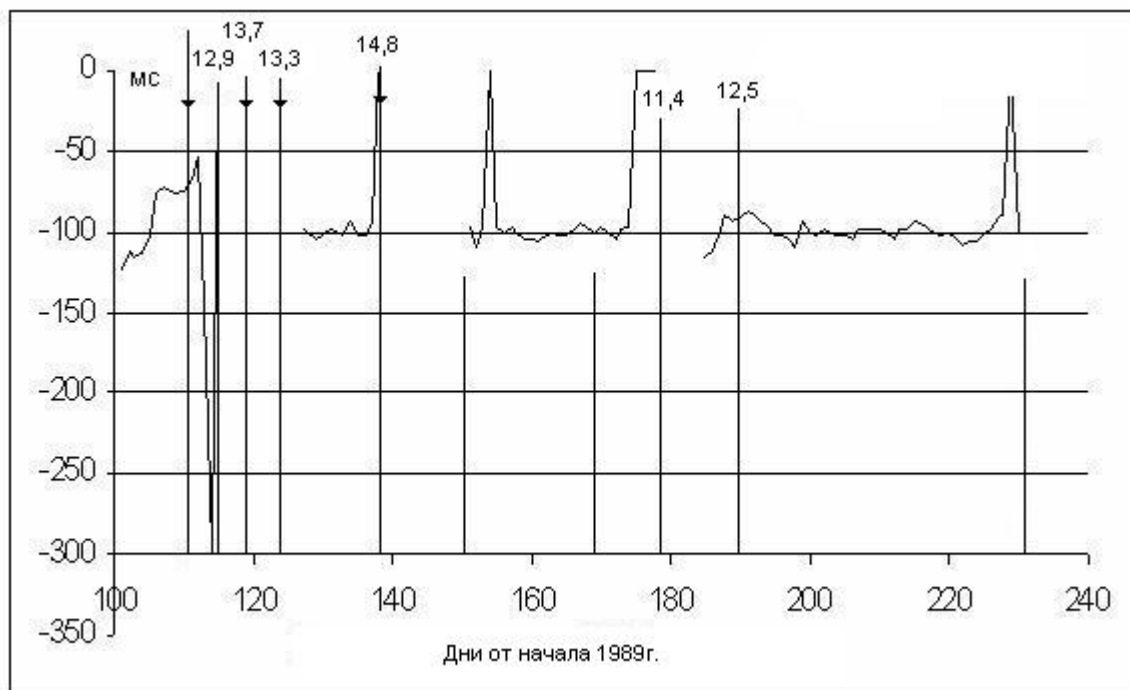
Для землетрясений с энергетическими классами $K=12.9, 13.3, 13.7$ и 14.8 периоды релаксационных процессов, рассчитанные по формуле (1), будут равны соответственно 1.5, 2.8, 5.2, 28 суток, что дает возможность оценить временной интервал (максимально возможный) проявления предвестников. Для землетрясения 10.11.2005 время действия предвестников 21 день.

В работе [1] показано, что даже при трансформации всей энергии землетрясения с $E=10^{24}$ эрг в электромагнитную энергию напряженность ЭМИ будет меньше фоновой составляющей. Следовательно, регистрируемые аномалии являются следствием приповерхностного взаимодействия блоков земной коры при их относительном перемещении вблизи пункта наблюдения и определяются физическими свойствами горных пород, вещественным составом, характером движения по разлому. Размер области, формирующей аномалии ЭМИ, дополнительно зависит от затухания электромагнитной волны, распространяющейся над проводящей средой (разломом).

Таким образом, аномалии ЭМИ, выделенные в 1989 г. (см. рис.2), могут быть разложены по составляющим: афтершоку 28 мая соответствует две группы аномалий с 27 апреля по 3 мая; афтершоку 7 мая – две группы аномалий с 4 по 11 мая; афтершоку 17 мая – с 12 по 25 мая. Последний цикл аномалий с 20 по 25 мая (рис.2) не выделен в отдельную группу, т.к. после этих аномалий не произошло землетрясения, а исторически в 1992-1993 г. г. график представлялся именно в данном виде [2, 3]. Характер изменения суточных аномалий ЭМИ в 2005 и 2007 годах аналогичен вариациям 1989 г. Однако здесь появилась

дополнительная информация: перед землетрясением (рис.5) соотношения фаз максимумов вариаций компонент ВЗ и СЮ направления становится более регулярными. В период, охватывающий релаксационные процессы, коэффициент корреляции возрос на 10% по отношению к предыдущему периоду. Если в сентябре (рис.4) наблюдалось запаздывание фаз максимумов одной компоненты относительно другой (петли на рис. 4), то в марте наблюдается линейная зависимость амплитуд двух компонент. Является ли это дополнительным свидетельством сейсмотектонического происхождения аномалий ЭМИ покажут последующие наблюдения.

Рис.7. Остаточные наклоны в период Южно-Якутского землетрясения в апреле 1989 г. и его



афтершоков

Стрелками отмечены афтершоки, перед которыми наблюдались аномалии ЭМИ. Цифры – энергетический класс землетрясений.

Список литературы

1. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. – М.: Наука, 1988. – 174с.
2. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Трофименко С.В. Южно – Якутское землетрясение 20 апреля 1989 года. Южно – Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1992. – 43с.
3. Козьмин Б.М., Голенецкий С.И., Трофименко С. В. Афтершоки Южно – Якутского землетрясения 20 апреля 1989г.- Южно – Сахалинск: ИМГиГ ДВО РАН, 1993. – 66с.
4. Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Попеко Л.И. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Становой области // Тихоокеанская геол. 1983. № 2. С. 26-33.
5. Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука, 1991. – 96с.
6. Трофименко С. В. Проявление землетрясений на фоне стационарного сейсмического процесса Олекмо-Становой зоны (ОСЗ)// Горный информационно-аналитический бюллетень.-М.: Изд-во МГГУ. Отдельный выпуск 3. Якутия. 2007. 1. С. 208-212.
7. Шталин С.Г., Малышков С.Ю., Малышков Ю.П., Гордеев В.Ф., Масальский О.К. Автоматизированная станция оперативного прогноза землетрясений (опыт четырехлетней эксплуатации в Прибайкалье) //Физические основы прогнозирования разрушения горных пород. С.324-330

ИОНОСФЕРНОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ФРОНТА АГВ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ РЕГИОНЕ

IONOSPHERIC MANIFESTATION OF THE AGW FRONT INFLUENCE FROM EARTHQUAKES IN THE EAST-SIBERIAN REGION

Л.Д. Филиппов, А.Е. Степанов, В.Ф. Смирнов

Институт космических исследований и астрономии СО РАН

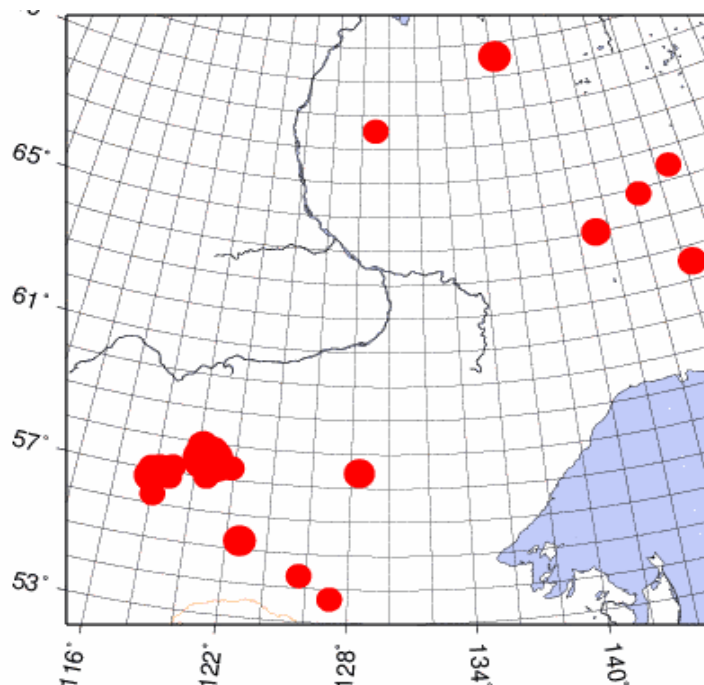
On the measurement data of foF2 by DPS-4 digital ionozond the comparison of beginning moments of earthquakes with the critical frequency time variation was carried out for Yakutsk and Zhigansk ionospheric stations for the years 2003-2005. Color division of vertical and oblique radioreflexion traces on DPS-4 ionograms considerably simplifies their interpretation and processing and makes the performed comparisons correct enough.

Under the influence of the acoustic-gravitational wave (AGW) front from epicenters of earthquake clear foF2 increases appear in the daily course of foF2 values. Triangulation measurements of AGW front propagation time in Yakutsk and Zhigansk give the estimation of AGW front propagation velocity, it is about 350 m/s.

By the method of epoch superposition it is shown that for eastern and southern directions normalized average foF2 values are less before earthquakes than after event.

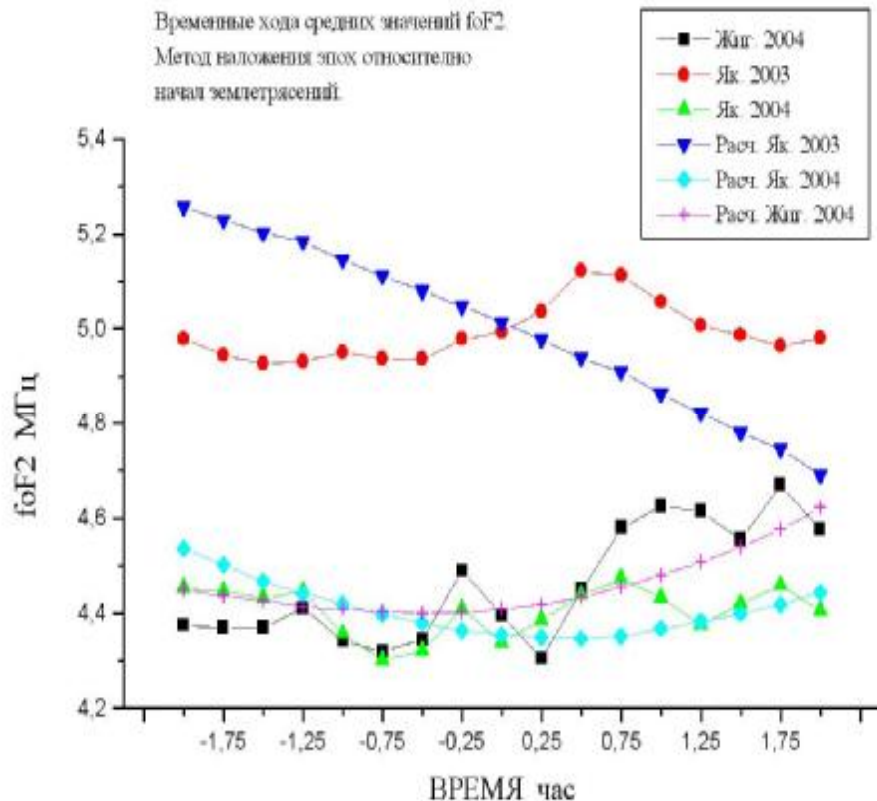
О воздействии землетрясений и взрывов на земную ионосферу известно давно [например 1, 3]. Авторы считают, что фронт акустико-гравитационных волн от очагов землетрясений может быть источником ионосферных возмущений. В последнее время эта тема становится вновь актуальной.

На рис.1 приведена карта рассматриваемого региона с обозначением очагов землетрясений. Выделяются, по отношению станций наблюдения, южные и восточные группы очагов. Нами были рассмотрены более 20 случаев землетрясений на Северо-Востоке России по каталогу ЦОМЭ за 2003-2004 г.г. и 21 случай в 2005 г. Методом наложения эпох проведено сопоставление моментов начал землетрясений на расстоянии до 1200 км. от Якутска с временным ходом foF2 по данным измерений на дигизондах DPS-4 в Якутске (62N, 129.7E) и Жиганске (68N, 123.5E). Прибор DPS-4 имеет высокую чувствительность, хорошее частотное разделение и возможность цветового разделения вертикальных и наклонных отражений. Дискретность частотного шага (ошибка измерений



0,05 МГц. Это позволяет уверенно снимать с ионограмм значения критических частот F-слоя (foF2) и делает достаточно корректными измерения вертикальных ионосферных параметров в условиях диффузности и ионосферных возмущений. По ионограммам строятся высотные профили Ne и рассчитывается параметр foF2p- критическая частота слоя F по модели IRI. На рис.2 приведены временные хода значений foF2 наблюдаемых в Якутске за 2003 и за 2004г. в Якутске и Жиганске с соответствующими им значениями foF2pn (foF2pn=foF2p+A, т.е. нормирован так, что среднее по выборке значение foF2 равно среднему foF2pn), усредненные методом наложения эпох относительно начала землетрясений. 2003 г.: Якутск-10случаев, 2004г: Якутск-15, Жиганск-13.

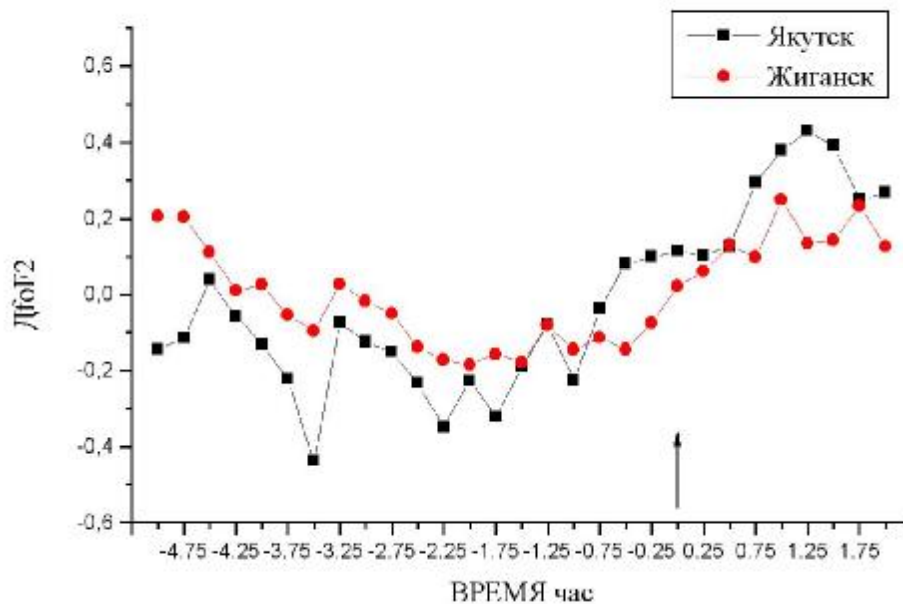
Основная особенность рисунка в том, что значения foF2 до начала землетрясений в



среднем ниже их значений после начала. Тем самым подтверждаются выводы, полученные в [2, 4] об отрицательных возмущениях перед началом землетрясений.

Из рис.2 видно, что временные вариации хода foF2 в Якутске и Жиганске до землетрясения совпадают, а после начала землетрясения корреляционная функция средних временных ходов foF2 Якутска и Жиганска имеет максимум при сдвиге на 15 минут.

2005г. Временной ход дневных значений
дельта foF2 для южных направлений



На рис. 3 приведены временные хода дневных значений $\Delta foF2 = foF2 - foF2_{пр}$ за 2005 г. по Якутску и Жиганску, кроме отмеченного выше факта повышения ионизации после землетрясения, на временном ходе $\Delta foF2$ в Якутске виден существенный положительный всплеск ионизации через 30 минут после начала землетрясений. Для Жиганска на фоне подъема ионизации всплеск $\Delta foF2$ происходит через 45 минут от начала.

Поскольку основная масса очагов землетрясений в 2005 г. расположена на Юге, можно, используя метод триангуляции, по полученному временному сдвигу оценить скорость распространения возмущающего фронта. Разница расстояний от “среднего” очага до Якутска и Жиганска, равная 330 км, дает скорость 360 м/сек.

Можно предположить, что ионосферный отклик на приход возмущающего фронта АГВ от землетрясений будет проявляться в виде положительных возмущений хода $foF2$ с временным сдвигом, зависящим от расположения станций относительно очага.

Детальное рассмотрение суточных ходов $foF2$ показывает, что ионосферный отклик от воздействия фронта АГВ наблюдается в виде небольшого, но всегда заметного всплеска увеличения $foF2$. Например, на рис.4 показаны суточные хода значений $foF2$ в Якутске и Жиганске за 11.10.2004 г.

Землетрясение произошло в 17,23 UT (стрелка на рис. 4) на расстоянии 184 км на восток от Якутска. Если принять, что ударная волна распространяется со скоростью 20 км/минуту, а высоту ионосферы 300 км, то расчетное время движения фронта АГВ до зенита Якутска будет равно 18 минут. Оно укладывается в интервал времени 7-22 минуты, в течение которого произошло наблюдаемое увеличение $foF2$. В Жиганске заметное возмущение хода $foF2$ было в интервале 28-33 минут после землетрясения. Расстояние зенита станции от очага 760 км. Фронт должен пройти это расстояние за 38 минуты. Но нужно учесть, что станции располагаются за плазмопаузой, где ионосфера на высоте 300 км не соприкасается с Землей, и фронт ударной волны движется в среде, под которой вращается Земля. Значит, фронт АГВ очагов на Востоке от станции и станция движутся навстречу, тогда оценочное расчетное время равно 30 минут входит в наблюдаемый временной интервал.

С этих позиций были рассмотрены 24 землетрясения за 2003-2004 г. г. Только в 5 случаях всплески ионизации, принятые в качестве ионосферного отклика на

землетрясения, не соответствуют приведенной методике расчета времени прохождения фронта ударной волны со скоростью 20 км/сек.

Обсуждение

Из выше изложенного следует факт, что относительные значения $foF2$ до землетрясения меньше, чем после него. Физическим объяснением этому может быть генерация в зоне очага землетрясения такого электрического поля, которое уменьшает ионизацию над пунктами наблюдения. Выключение генератора в момент землетрясения должно увеличить ионизацию.

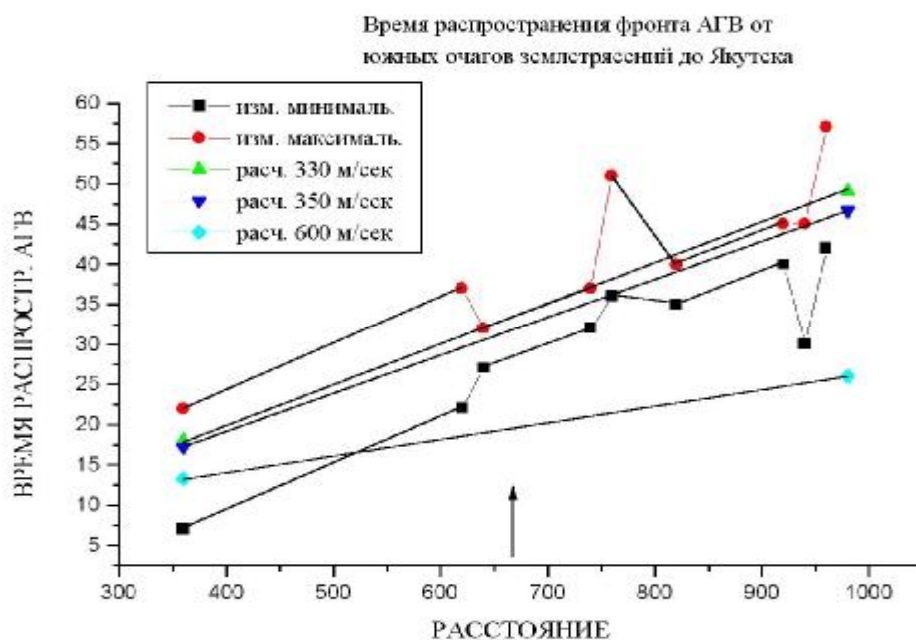
Из рассмотренных в 2003-2004 г.г. 24 случаев большая часть (15) была с восточных направлений, а в 2005 г. взяты южные направления, поэтому в 2005 г. отчетливо проявляется приход АГВ в Якутск и Жиганск.

Возможны три пути распространения АГВ от очагов землетрясения до зенита пункта наблюдения ионосферы на высоте 300 км:

1. Земная сейсмическая волна до пункта наблюдения – АГВ вертикально вверх до ионосферы.
2. АГВ вертикально вверх до ионосферы – вдоль ионосферы до зенита станции.
3. Прямой луч АГВ от очага землетрясения до зенита ионосферы над точкой измерения.

В случаях распространения на значительные расстояния первый путь можно исключить, поскольку земная волна очень быстро затухает. Для второго и третьего пути проведено сравнение расчетных и измеренных значений времени распространения фронта АГВ от южных очагов до Якутска. Результаты даны на рис. 4.

Видно, что измеренные значения очень близки к значениям времен, рассчитанным при скорости движения фронта АГВ равной 330 м/сек.



Линия времени для второго пути, рассчитанная при скорости фронта 600 м/сек [4], располагается существенно ниже измеренного диапазона времен. По-видимому, можно принять скорость фронта АГВ, равной 330-360 м/сек.

В таблице приведены 5 случаев, когда измеренное время распространения на 5-7 минут больше расчетных при восточном расположении очагов, а это не согласуется с выбранной методикой. Возможно, что выбранные всплески $foF2$ вызваны причинами не связанными с землетрясениями. С другой стороны нужен учет ионосферных ветров, поскольку в субавроральной ионосфере скорость ветра может достигать 1000 м/сек.

Из вышеизложенного следует:

1. Ионосферный отклик на воздействие АГВ от землетрясений проявляется в слое F в виде всплесков ионизации со значениями от 0.1 МГц до 1 МГц всегда уверенно выделяющихся на временном ходе ионизации.
2. Для случая распространения по прямой скорость ударного фронта АГВ равна 330-360 км/сек.
3. При расчетах времени распространения АГВ в ионосфере высоких широт на большие расстояния необходим учет совращения ионосферы с землей.

Список литературы

1. Дробжев В.И., Краснов В.М., Салихов Н.М. Об ионосферных возмущениях, сопровождающих землетрясения и взрывы // Изв. Вузов. Радиофизика. 1979. Т.22, N12. С. 1862-1863.
2. Климов Н.Н., Шашункина В.М., Юдович Л.А. Перемещающиеся ионосферные возмущения в период магнитосферных бурь // Сов. Радио. 1980. N30. С.69-73.
3. Тарашук Ю.Е., Нагорский П.М., Борисов Б.Б. и др. Нестационарные процессы в ионосфере земли и их влияние на распространение коротких радиоволн. – Томск : Томский университет. 1986.
4. Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V. e.a. On spread-Es effects in the ionosphere before earthquakes // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2005. Vol.5. P. 69-72.

ИССЛЕДОВАНИЕ КИНЕМАТИЧЕСКИХ И ДИНАМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ЭМАНАЦИЙ ПОДПОЧВЕННОГО РАДОНА В ПЕРИОД АКТИВИЗАЦИИ СЕЙСМИЧНОСТИ КАМЧАТКИ В АВГУСТЕ 2006 г.

INVESTIGATION OF KINEMATIC AND DYNAMIC PARAMETERS OF UNDERGROUND RADON EMANATIONS DURING SEISMIC ACTIVATION IN KAMCHATKA IN AUGUST 2006

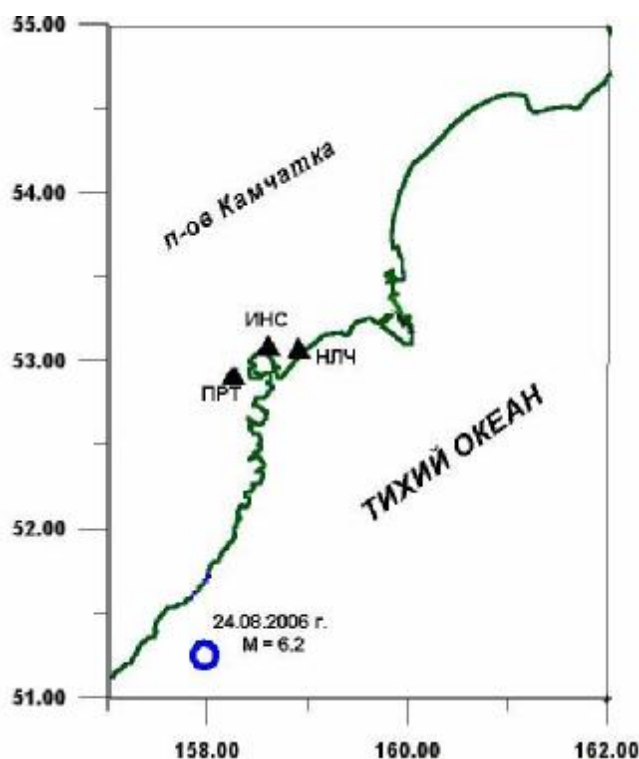
П.П. Фирстов^{1,2}, Е.А. Пономарев^{1,3}, Н.В. Чернева¹, Р.И. Паровик¹

¹Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,

³Институт солнечно-земной физики СО РАН

We considered the reaction of underground radon field on weak seismicity activation in Kamchatka in August 2006, when three earthquakes with the energy class $K > 13$ ($M > 5.8$) took place in the North-Eastern part of Kurilo-Kamchatskaya arc within the period August 17-24 after two-month calm. Seismicity activation was preceded by the increase of underground gas mass transfer in friable deposits at all observation sites of underground radon monitoring station network. Radon flow density at "Institute" site increased by 30 % with simultaneous decrease of permeability index of friable deposit part by 4 times ($6 \times 10^{-14} - 2.7 \times 10^{-13} \text{ м}^2$) in the area of registration site, which testifies reconstruction of the local stress field and compressive deformation prevalence.



Исследования подпочвенного радона и радона, растворенного в подземных водах, с целью поисков предвестников сильных землетрясений ведутся, начиная с 60^х годов прошлого столетия. Перспективность этого метода показана в обзорных работах [1, 4, 10].

В районе Петропавловск - Камчатского геодинамического полигона в 1997 - 2001 г.г. была создана сеть пунктов мониторинга подпочвенного радона, расположение которых в 2006 г. показано на рис.1 [6, 7]. Опорный пункт находится в районе Паратунской геотермальной системы (ПРТ) в долине ручья Коркино, а остальные пункты располагаются в различных геоструктурных элементах полигона.

Рис.1. Схема расположения пунктов мониторинга подпочвенного радона на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне. ПРТ – Паратунка, ИНС – Институт, НЛЧ – Налычево.

Особенностью применяемой методики является регистрация подпочвенного R_n в двух разноглубоких точках (один и два метра) зоны аэрации. В опорном пункте ПРТ регистрация осуществляется как в зоне аэрации (один метр от поверхности Земли - т. 1), так и вблизи зоны полного влагонасыщения (3 метра – т. 2). Пункты оснащены современными автономными (до двух месяцев) радиометрами "РЕВАР", в которых в качестве датчиков используются газоразрядные счетчики β -излучения продуктов распада радона типа СТС6, с накоплением данных на твердотельную память и последующим их выводом на компьютер. Кроме того, на двух станциях Паратунка (ПРТ) и Институт (ИНС) регистрируется концентрация радона с поверхности грунта, а также атмосферное

давление и температура. Частота дискретизации всех наблюдаемых параметров в пункте ПРТ, Налычево (НЛЧ) составляет 2.0 час^{-1} .

Пункт ИНС на базе скважины НИС-1 (глубина 350 м) располагается рядом со зданием Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН. Скважина расположена в пределах Петропавловского горста в районе погребенной депрессии, перекрытой толщей позднеплейстоценовых вулканогенных осадочных отложений. Скважина обсажена на всю глубину стальными трубами, а в интервале 265-295 м установлен щелевой фильтр. Вода гидрокарбонатная, натриево-кальциевая.

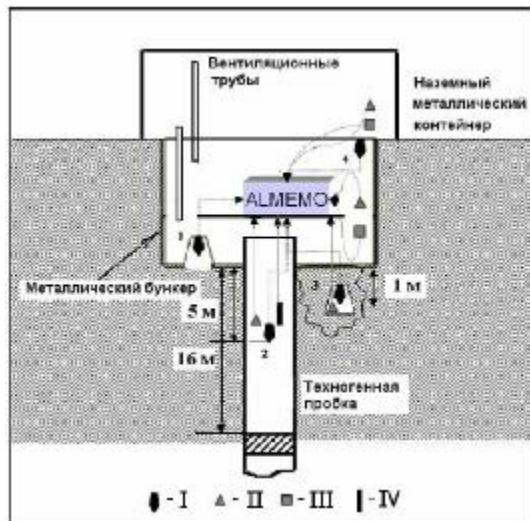


Рис. 2. Схема размещения датчиков в скважине НИС-1: I – газоразрядные счетчики β -излучения; II – датчики температуры; III – датчики давления; IV – датчик углекислого газа.

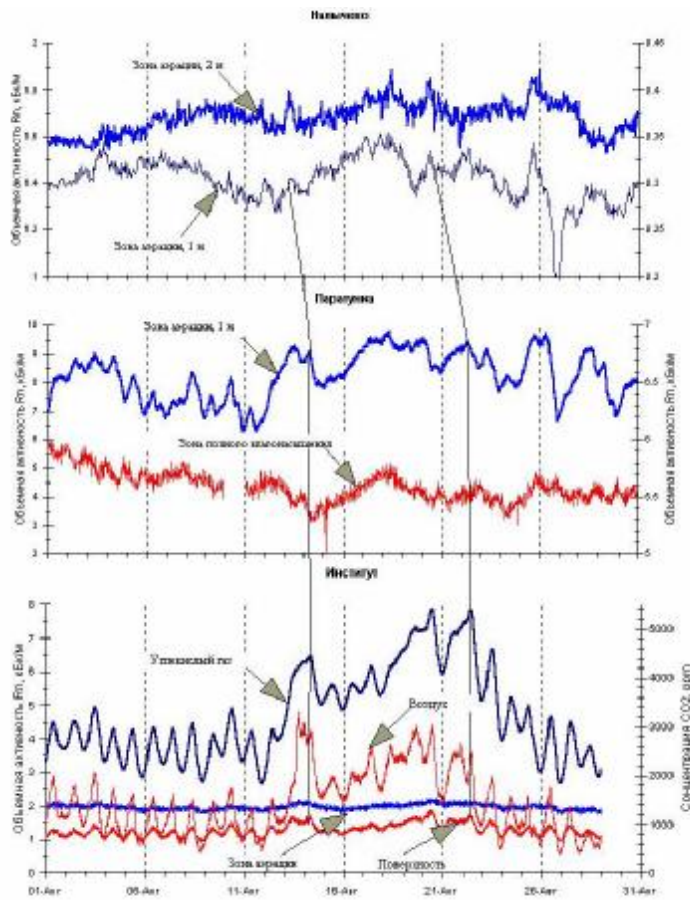
В настоящее время на глубине 16 м в стволе скважины находится техногенная «пробка». Над оголовком скважины сооружен подземный бункер размером $2 \times 2 \times 2 \text{ м}^3$, над которым на поверхности земли установлен металлический контейнер. Подземный бункер через контейнер и систему труб вентилируется за счет естественной конвекции воздуха (рис. 2).

С целью изучения особенностей массопереноса радона в подземном бункере установлено четыре газоразрядных счетчика. Датчики в подземном бункере НИС-1 размещены следующим образом (рис. 2): 1) в стволе скважины на глубине 2.5 м от края оголовка; 2) в зоне аэрации на глубине одного метра от пола; 3) в накопительной емкости, установленной на полу; 4) в воздухе подземного бункера.

Кроме того, в ствол скважины на глубину один метр опущен датчик для регистрации концентрации углекислого газа. В наземном контейнере установлены датчик температуры и датчик атмосферного давления, а в подземном бункере три датчика температуры и датчик давления. Регистрация всех параметров осуществляется с помощью двух измерительных приборов ALMEMO 2390-8 и ALMEMO 2590-9 с частотой дискретизации 6.0 час^{-1} .

По оперативным данным Камчатского филиала Геофизической службы РАН после двухмесячного сейсмического затишья 17 и 20 июля 2006 года у берегов Камчатки произошло два землетрясения с локальной магнитудой $M = 5.9$ и $M = 5.8$. Очаги этих землетрясений располагались на севере (55.54° с.ш.) и на юге (49.6° с.ш.) полуострова Камчатка, на удалении около 390 км от пункта регистрации. В районе южной Камчатки (51.19° с.ш.) 24 августа на удалении 190 км от пункта ПРТ произошло самое сильное землетрясение с $M_L = 6.2$, а 1-2 сентября прошла серия землетрясений на юге Кроноцкого и в Авачинском заливах. Эпицентр самого сильного толчка с магнитудой $M = 5.6$ располагался в 110 км от пункта регистрации. Оживление сейсмичности на всей протяженности северного фланга Курило-Камчатской островной дуги дает основание предполагать увеличение скорости движения Тихоокеанской плиты, что могло привести к перестройке регионального поля напряжений.

Рассмотрим соотношения кинематических и динамических параметров концентрации Rn в подпочвенном воздухе на пунктах сети радонового мониторинга за этот период. На рис. 3 показана динамика объемной активности Rn (ОА Rn) на станциях НЛЧ, ПРТ, ИНС, расположение которых показано на рис. 1. Как видно на рис. 3 с 12 по 24 августа наблюдается хорошо выраженная аномалия в концентрациях CO_2 и Rn в пункте ИНС, которая слабо прослеживается и в пунктах НЛЧ и ПРТ.



С целью выделения аномалии в пунктах нлч и прт был построен агрегированный сигнал по методике [2], на рис. 4 в агрегированном сигнале данная аномалия хорошо выделяется.

Рис. 3. Динамика ОА Rn на пунктах регистрации подпочвенного Rn в августе 2006 г.

Длительность аномалии составляет около 12 суток, причем появление ее на станциях прт и инс происходит позже почти на сутки позже относительно станции нлч, расположенной на 30 км ближе к выходу сейсмофокального слоя на дневную поверхность, что косвенно указывает на направление процесса, ответственного за аномалии в поле Rn.

Как видно на рис. 5а в подземном бункере регистрируются четко выраженные суточные колебания атмосферного давления с амплитудой около 10 гПа. Причем максимум в суточных колебаниях составляющих геогаза приходится на окрестности максимума скорости изменения атмосферного давления (рис. 5б). Эти суточные колебания обусловлены особенностями конструкции наблюдательного пункта. Нагрев металлического контейнера над бункером днем и его охлаждение ночью с перепадом температуры до 15°C создает суточные колебания давления за счет конвекционных потоков. Суточные колебания давления для данного пункта можно рассматривать как зондирующий сигнал, а эволюция отклика концентрации Rn на эти колебания может служить характеристикой состояния геосреды в данной точке.

Если рассматривать рыхлые отложения как пористую одномерную среду, заполненную подпочвенным воздухом (геогазом), то скорость потока подпочвенного воздуха подчиняется закону Дарси [4]:

$$V = -K / \mu \times \partial P / \partial z, \quad (1)$$

где: K – коэффициент проницаемости рыхлых отложений, μ – динамическая вязкость воздуха, $\partial P / \partial z$ – градиент давления в подпочвенном воздухе, при условии $\partial P \ll P_0$, где P_0 – атмосферное давление на дневной поверхности.

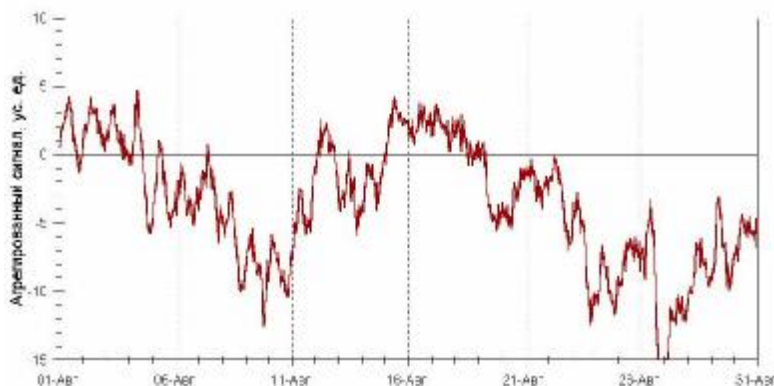


Рис. 4. Агрегированный сигнал, построенный по данным пунктов ПРТ и НЛЧ (4 канала).

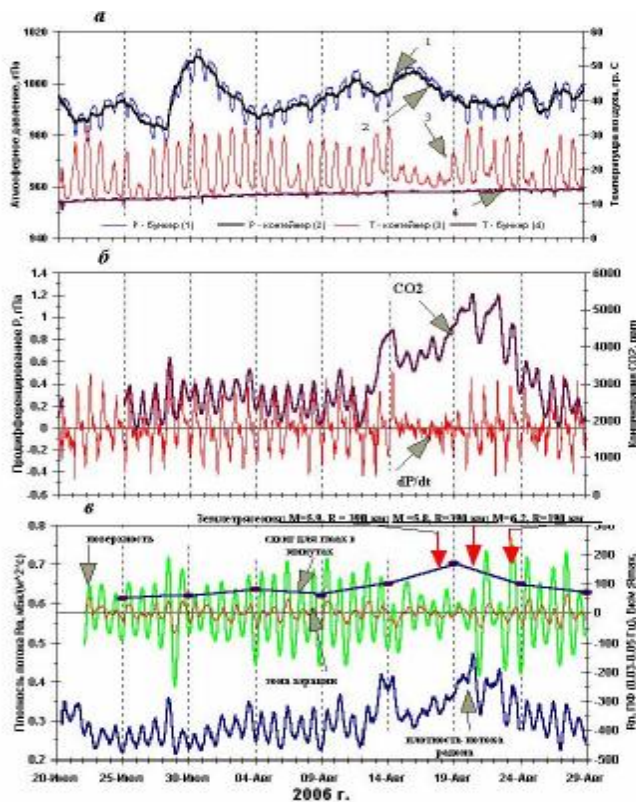


Рис.5. *а* – температура и атмосферное давление в наземном контейнере и подземном бункере; *б* – скорость изменения атмосферного давления и концентрация CO_2 ; *в* – отфильтрованные кривые концентрации радона (ПФ 0.03 – 0.05 цикл/час) в пункте ИНС (зона аэрации и поверхность), сдвиг для максимума корреляции между этими кривыми в пятисуточных интервалах и плотность потока радона.

Причем вариации плотности радона вызваны не разбавлением радона атмосферным воздухом, а запаздывающим по фазе возмущением давления геогаза, вызванным изменением давления на входе в пористую среду. Очевидно, сдвиг фазы зависит, при прочих равных условиях, от глубины установки датчика. По сдвигу фаз между сигналами разнесенных по глубине датчиков можно оценить величину коэффициента Дарси для данного грунта.

Покажем, что этот сдвиг по времени контролируется величиной коэффициента K , полагая, что кривые концентраций R_n на разных глубинах находятся в одинаковой фазе:

$$wt_1 - k_0 z_1 = wt_2 - k_0 z_2$$

получим $k_0 = w(t_2 - t_1)/(z_2 - z_1)$. Поскольку $k_0 = (w/2D)^{1/2} = (wv/KC^2)^{1/2}$ то:

$$K = (v/wC^2)[(z_2 - z_1)/(t_2 - t_1)]^2. \quad (2)$$

Здесь z_1 и z_2 - глубина заложения датчиков, $t_2 - t_1 = Dt$ – фазовый сдвиг в суточном ходе кривых концентрации радона.

С целью исследования корреляционных зависимостей концентрации R_n в зоне аэрации и на поверхности была осуществлена фильтрация полосовым фильтром с граничными частотами $f_{1p}=0.03$ и $f_{2p}=0.05$ цикл/час, что позволило выделить суточную гармонику (рис.5в, верхние кривые). Поиск максимума коэффициента корреляции проводился для пятисуточных интервалов и относился к концу интервала. Как видно на рис. 5, значение сдвига максимума корреляции заключено в пределах 80-180 мин. По формуле (1) вычислялся коэффициент Дарси, который заключен в пределах $6 \times 10^{-14} - 2.7 \times 10^{-13} \text{ м}^2$, причем как видно на рис. 4 наименьшее значение коэффициента Дарси приходится на период активизации сейсмичности.

Если теперь перейти только к одной составляющей геогаза – радону и принять допущение, что изолинии равной концентрации R_n в грунте квазипостоянны, то получается, что вариации атмосферного давления играют роль насоса, все время «подкачивающего» R_n в атмосферу из зоны аэрации мощностью h .

Глубина этой зоны составит $\sim U' \tau$, где U – скорость подпочвенного воздуха, τ – постоянная времени распада радона. Амплитуда вариации плотности радона на глубине z в $\exp(-k_0 z)$ раз меньше, чем на границе с атмосферой, и отличается по фазе от вариации атмосферного давления.

В работе [8], на основании численных расчетов с использованием диффузионно-конвективного уравнения переноса радона показано, что величина плотности потока радона (ППР) с поверхности земли более чувствительна к изменению напряженно-деформированного состояния геосреды чем величина объемной активности радона (ОА Rn) в подпочвенном воздухе, что проиллюстрировано на основании данных, полученных на Петропавловск - Камчатском геодинамическом полигоне [7].

Классическая теория рассматривает массоперенос радона в рыхлых отложениях как некий установившийся диффузионно-конвективный процесс, который описывается следующим уравнением [3]:

$$h \frac{dRn}{dt} = D \frac{d^2 Rn}{dx^2} + v h \frac{dRn}{dx} - h Rn l + Q ; \quad (3)$$

где Rn – концентрация радона в единице объема порового пространства, Ку/см³; h – пористость горной породы; D – коэффициент диффузии, см²/с; l – постоянная распада эманаций, с⁻¹; v – скорость конвективного переноса, см/с; $Q = \frac{a \cdot Ra \cdot r \cdot l}{h}$ скорость

выделения эманаций в поровое пространство в единице объема среды, Ку·с/см³; Ra – количество радия в породе, г; r – плотность породы, г/см³; a – коэффициент эманирования.

Краевыми условиями уравнения (3) будут:

1. $z = 0, N(0, t) = 0$
2. $t = 0, N(z, 0) = N_{\infty}$
3. $z \rightarrow -\infty, N(z, t) = N_{\infty}$

Здесь $N_{\infty} = \frac{Q}{lh}$ – фоновая концентрация радона в точке регистрации. Точное

решение уравнения (3) с краевыми условиями (4) может быть получено операционным методом (интегральным преобразованием Лапласа).

Для вычисления плотности потока на поверхности методом приближенного соответствия между точными и измеренными концентрациями радона применен алгоритм, который основывается на теореме Дюамеля и использует принцип суперпозиции решения. Концентрация в точке z в момент времени t_M определяется вкладом отдельных компонент, на каждую из которых воздействует соответствующая

постоянная единичная плотность потока вида:

$$q(t) = \begin{cases} 0, & t < 0 \\ 1, & t > 0 \end{cases}.$$

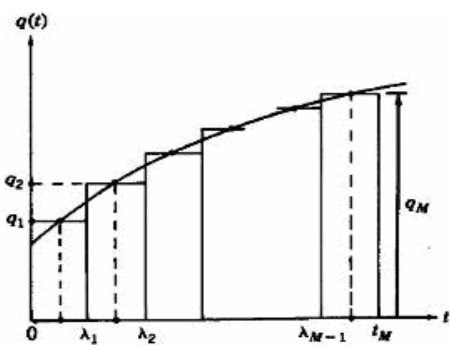


Рис.6. Аппроксимация плотности $q(t)$ потока радона постоянными элементами.

Плотность потока на поверхности аппроксимируется ступенчатой единичной плотностью (рис. 6). На интервалах времени

$l_1, l_3, \dots, l_{M-1}$, используются значения плотности потока в моменты времени: от 0 до l_1 , от l_1 до l_2 , от l_{M-1} до t_M , которые обозначим $q_1, q_2, \dots, q_M$, тогда решение реализуется в виде суперпозиции элементарных блоков модельной задачи (1) для соответствующих интервалов времени.

Используя выше описанный подход, была рассчитана плотность потока Rn с поверхности на основании измерений ОА Rn на поверхности и в зоне аэрации (рис. 4в, нижняя кривая). В период сейсмической активизации ППР возросла в 1.6 раза с 0.25 до 0.4 мБк/м³.

В целом анализ динамических и кинематических параметров концентрации радона на сети пунктов в августе 2006 г. позволяет говорить, что в период с 12 по 24 августа перед землетрясением с $M = 6.2$ наблюдается сжатие горных пород, что приводит к увеличению плотности потока с поверхности и уменьшению коэффициента проницаемости в рыхлых отложениях. Изложенная методика обработки данных регистрации концентрации радона на двух уровнях позволяет осуществлять мониторинг за изменением напряженно-деформированного состояния геосреды на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне.

Список литературы

1. Войтов Г.И. Мониторинг атмосферного радона в подпочвах сейсмически активных регионов Центральной Азии // Физика Земли. 1998. № 1. С. 27-38.
2. Любушин А.А.(Мл) Многомерный анализ временных рядов систем геофизического мониторинга // Физика Земли. 1993. № 3. С. 103-108.
3. Новиков Г. Ф., Капков Ю.Н. Радиоактивные методы разведки. Недра: М. 1965. 750 с.
4. Рудаков В.П. Геодинамические процессы и их предвестники в вариациях полей радиоактивных эманаций// Геохимия. 2002. № 1. С. 56-62.
5. Теркот Д., Шуберт Д. Геодинамика. Геологическое приложение физики сплошных сред. Т.2. М.: Мир, 1985. 730 с.
6. Фирстов П.П. Мониторинг объемной активности подпочвенного радона (^{222}Rn) на Паратунской геотермальной системе в 1997-1998 гг. с целью поиска предвестников сильных землетрясений Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 33-43.
7. Фирстов П.П., Рудаков В.П. Результаты регистрации подпочвенного радона в 1997-2000 гг. на Петропавловск-Камчатском геодинамическом полигоне // Вулканология и сейсмология. 2003. № 1. С.26-41.
8. Фирстов П.П., Широков В.А., Руленко О.П., Яковлева В.С., Исаев А.В., Малышева О.П. О связи динамики подпочвенного радона (^{222}Rn) и водорода с сейсмической активностью Камчатки в июле - августе 2004 г. // Вулканология и сейсмология. 2006. № 5. С. 49-59.
9. Яковлева В.С., Каратаев В.Д. Плотность потока радона с поверхности земли как возможный индикатор изменений напряженно-деформированного состояния геологической среды // Вулканология и сейсмология. 2007. №1. С. 74-77.
10. King C.-Y. Gas-geochemical approaches to earthquake prediction // Isotopic geochemical precursors of earthquakes and volcanic eruption. Vienna. 1991. P.22-36.

ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТ ПО МОНИТОРИНГУ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ И ПРОГНОЗУ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА КАМЧАТКЕ

MONITORING OF SEISMIC ACTIVITY AND EARTHQUAKES PREDICTION IN KAMCHATKA

В.Н. Чебров

Камчатский филиал Геофизической службы РАН

In the given report we present monitoring system for seismic activity and earthquakes prediction in Kamchatka. Monitoring is based on seismic and geophysical observational networks. Methods and techniques for earthquakes prediction, used by Kamchatkan Branch of Russian Expert Council of Earthquake Prediction are presented. On the basis of these methods complex assessment of seismic hazard for Kamchatka is developed.

В России мониторинг опасных эндогенных процессов осуществляется в рамках Федеральной системы сейсмологических наблюдений и прогноза землетрясений. Под системой мониторинга понимается информационная система, включающая ведение наблюдений, обработку и анализ данных, прогноз исследуемых явлений.

Камчатка и Командорские острова относятся к регионам мира, где сейсмичность, опасность цунами и вулканическая активность достигают наивысшей интенсивности на нашей планете. В среднем землетрясения с магнитудой 7.0 и выше происходят на Камчатке каждые три года. На Камчатке 29 действующих вулканов, среди которых вулкан Ключевской (4750 м) – самый высокий действующий вулкан Евразии. Ежегодно происходит несколько извержений, пепловые выбросы которых угрожают безопасности полетов в северной части Тихого океана, в том числе на авиатрассах между США, Россией и Японией. По уровню угрозы природных катастроф Камчатка, наряду с Курильскими островами, является одной из наиболее опасных территорий России. Нет никаких сомнений в том, что природные катастрофы на Камчатке будут возникать и впредь. В ближайшие 3–5 лет на Камчатке сильное землетрясение с интенсивностью сотрясений 7 баллов и более ожидается с вероятностью более 50%.

Основной задачей Камчатского филиала Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН) является обеспечение в режиме реального времени сейсмического мониторинга Камчатского региона, в том числе действующих вулканов, участие в сейсмическом мониторинге России и мира. Основная цель мониторинга - информирование органов государственной власти и МЧС о сейсмической опасности и вулканической активности региона.

На рисунке 1 приведена функциональная схема организации работ по мониторингу сейсмической и вулканической активности Камчатки.

Система мониторинга сейсмической и вулканической активности Камчатки включает в себя: (1) сети сейсмических станций; (2) технические и программные средства сбора, обработки и хранения данных, каналы связи; (3) методические и программные средства обработки сейсмических сигналов в автоматическом и автоматизированном режимах; (4) оценку сейсмической обстановки по ряду параметров на базе оперативного каталога землетрясений; (5) визуальные и видео наблюдения за действующими вулканами; (6) оценку состояния действующих вулканов по комплексу дистанционных методов, (7) экспертную оценку текущего состояния сейсмической и вулканической опасности.

Система оперативного контроля сейсмичности Камчатки основывается на радиотелеметрических сейсмических станциях (РТСС) [7]. Информация о сейсмических сигналах по радиоканалу поступает на приемные центры в г. Петропавловске-Камчатском, г. Ключи и п. Козыревск в реальном масштабе времени. Оценка параметров наиболее сильных землетрясений Камчатки ($M > 4.0$) производится в автоматическом и автоматизированном режимах. Система обработки сейсмологической информации в

зависимости от времени выходных данных имеет три уровня: (1) служба срочных донесений (задержка 20-30 мин.); (2) оперативная обработка (задержка до 24 часов); (3) окончательная (сводная) обработка (задержка 1 год). На заключительном этапе формируется банк сейсмологической информации, который доступен всем заинтересованным исследователям через сеть Internet.

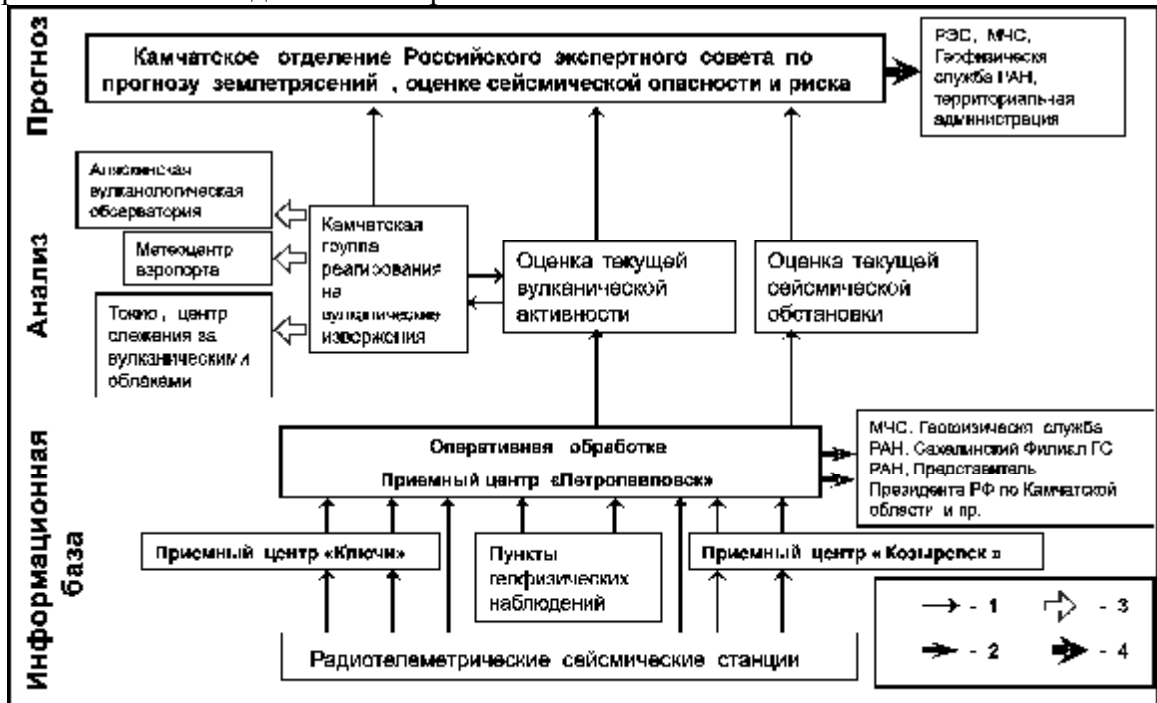


Рис.1. Блок-схема организации работ по мониторингу сейсмической и вулканической активности Камчатки. 1 – потоки информации; 2 – оперативные сообщения о сейсмической активности Камчатки; 3 – сообщения об активности камчатских вулканов в целях обеспечения безопасности авиа-полетов в Северо-Западном секторе Тихого океана; 4 – экспертные заключения о сейсмической и вулканической опасности на основе комплексной оценки сейсмической и вулканической активности Камчатского региона.

В основе всех работ по сбору, обработке и хранению сейсмологической и геофизической информации лежит корпоративная компьютерная сеть КФ ГС РАН [7]. По компьютерной сети организована непрерывная передача информации о землетрясениях с удаленных сейсмических станций радиотелеметрической сети. Кроме сейсмологической информации, сеть обеспечивает передачу низкоскоростных видео потоков с систем видеонаблюдения за вулканами, расположенных в г. Ключи и п. Козыревск. Разработка и внедрение оригинальных методических и программных средств обработки сейсмических сигналов позволили создать систему контроля сейсмичности в регионе в режиме реального времени. Включение корпоративной компьютерной сети в Internet дало возможность обмена информацией на всех уровнях без ограничения количества пользователей.

Оценка сейсмической обстановки в районе Камчатки производится по параметрам, характеризующим состояние сейсмичности: сейсмическая активность A_{10} ; наклон графика повторяемости γ ; параметры, определяемые по прогностическим методикам RTL и Z-тест; вариации площади сейсмогенных разрывов ΔS ; форшоковая кластеризация [13].

Мониторинг состояния вулканов ведется дистанционными методами на основе сейсмических, визуальных, видео- наблюдений и анализа спутниковых снимков [16]. Установленные и включенные в корпоративную компьютерную сеть видеокамеры позволяют наблюдать в реальном времени за состоянием вулканов Шивелуч, Ключевской и Безымянный. Информация о текущем состоянии контролируемых вулканов, полученная на основе результатов оперативной обработки сейсмических данных, распознавания физических явлений на контролируемых вулканах с использованием базы знаний

извержений, ежедневно размещается на странице КФ ГС РАН в Internet. Через Камчатскую группу реагирования на вулканические извержения (KVERT, <http://www.kscnet.ru/ivs/kvert/index.html>, [8]) информация о состоянии вулканов Камчатки передается во все крупнейшие авиакомпании мира и распространяется в России через Федеральную Авиационную Службу. В рамках научно-технического сотрудничества с Вулканологической Обсерваторией Университета штата Аляска (США), Центрами Слежения за Пепловыми Облаками в Токио (Япония) и Анкоридже (США) ведется обмен информацией о состоянии вулканов Камчатки, Северных Курил и Аляски для обеспечения безопасности полетов в северной части Тихого океана.

Камчатские сети сейсмических и геофизических наблюдений КФ ГС РАН обладают достаточной оснащенностью для осуществления непрерывного комплексного мониторинга геодинамических процессов, протекающих в регионе. Исследования ведутся на основе применения современных передовых технологий:

- цифровой регистрации сейсмических сигналов и параметров геофизических полей;
- широкополосных цифровых сейсмических станций;
- телекоммуникационных систем на базе спутниковых и кабельных каналов связи;
- системы спутниковой навигации GPS;
- компьютерной обработки информации в режиме, близком к реальному времени;
- снимков со спутников, используемых для дистанционного зондирования Земли.

Применение новых технологий обеспечивает исследователей новыми уникальными данными, что позволяет получить новые теоретические результаты, соответствующие динамике развития науки.

По состоянию на конец 2006 г. Камчатские сети сейсмических и геофизических наблюдений включают в себя:

- Камчатскую региональную сеть сейсмических станций, объединяющую 11 стационарных цифровых сейсмостанций, 32 радиотелеметрических сейсмостанций (из них 20 станций на активных вулканах), сейсмостанцию «Петропавловск» - опорную станцию Геофизической службы РАН на Дальнем Востоке, входящую в мировую сеть наблюдений, центры сбора сейсмометрической информации (Петропавловский, Козыревский и Ключеской приемные центры РТСС);

- сеть приборов регистрации сильных движений (16 станций);
- сеть гидрогеохимических наблюдений (12 водопунктов);
- пункты гидродинамических наблюдений (2 скважины);
- сеть GPS наблюдений KamNet (17 постоянных пунктов);
- пункты измерения электротеллурических потенциалов (4 системы профилей);
- пункты регистрации сейсмических шумов (2 станции);
- пункты геомагнитных наблюдений (3 трехкомпонентных индукционных магнитометра);
- комплексную геофизическую обсерваторию «Карымшина»;
- пункт экспериментальных газодинамических наблюдений и нейтронного мониторинга;

- пункты видео наблюдений за активными вулканами Шивелуч, Ключевской, Безымянный, Авачинский (в экспериментальном режиме).

В соответствии с Положением о Российском экспертном совете по прогнозу землетрясений, оценке сейсмической опасности и риска, утвержденного совместным решением Российской Академии наук и МЧС России 15 марта 2003 г., Камчатское отделение Федерального центра прогнозирования землетрясений в феврале 2006 года было реорганизовано и продолжает свою работу в качестве Камчатского филиала Российского экспертного совета (КФ РЭС).

Основная функция КФ РЭС – оперативная оценка сейсмической опасности, прогноз землетрясений и извержений вулканов, возможных последствий их воздействий. На этом этапе мониторинга производится комплексирование более 20 методов прогноза

[6]. В настоящее время в работе КФ РЭС принимают участие шесть научно-исследовательских организаций:

- Камчатский филиал Геофизической службы РАН (КФ ГС РАН);
- Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН (ИВиС ДВО РАН);
- Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН (ИКИР ДВО РАН);
- ФГУП "Камчатгеология";
- Институт физики Земли РАН (ИФЗ РАН, Москва);
- Физико-технический институт РАН (ФТИ РАН, Санкт-Петербург).

Кроме того, рассматриваются прогностические оценки, сделанные частными лицами.

С 2006 г. в работе РЭС регулярно участвует представитель Центра мониторинга и прогнозирования чрезвычайных ситуаций ГУ МЧС по Камчатской области. При оценке сейсмической опасности рассматриваются следующие основные методы наблюдений за предвестниками сильных землетрясений (в скобках указаны авторы заключений о сейсмической опасности):

сейсмологические

- вариации крутизны спада огибающей коды слабых местных землетрясений (А.А. Гусев, И.Р. Абубакиров, КФ РАН, ИВиС ДВО РАН) [1, 22];
- алгоритм М6 - комплексное использование большой совокупности различных сейсмологических параметров (В.А. Широков, ИВиС ДВО РАН) [21];
- обнаружение сейсмических затиший методами RTL и Z-тест (Г.А. Соболев, ИФЗ РАН; Н.М.Кравченко, В.А. Салтыков, КФ ГС РАН) [14, 18, 23];
- параметр TAU (вариации отношения скоростей сейсмических волн V_p/V_s), данные поля напряжений, (Л.Б. Славина, ОИФЗ РАН) [17].;
- мониторинг сдвиговых напряжений по азимутальным вариациям отношения скоростей сейсмических волн (И.А. Гарагаш, ОИФЗ РАН) [5]
- прогноз магнитуды и времени землетрясения методом «Критическое ускорение сейсмичности (КУС)» (Г.А. Соболев, ИФЗ РАН);
- временные изменения средних значений временных интервалов между сейсмическими событиями и их коэффициент вариации (Н.Г.Томилин, ФТИ РАН) [19];

геофизические

- скважинные гидрогеодинамические предвестники – вариации уровня воды в скважин (Г.Н. Копылова, КФ ГС РАН) [9];
- Гидрогеодеформационный (ГГД) мониторинг – гидрогеологический эффект Варгана-Куликова (Н.Н. Смолина, ФГУП "Камчатгеология") [3];
- анализ атмосферно-ионосферных процессов (сводное заключение, ИКИР ДВО РАН) [2];
- вариации параметров высокочастотного сейсмического шума, связанные с изменением приливной чувствительности среды перед сильными землетрясениями (В.А. Салтыков, Ю.А.Кугаенко, КФ ГС РАН) [12, 15];
- вариации электротеллурического поля (Ю.Ф. Мороз, ИВиС ДВО РАН) [11];
- скважинные геоакустические измерения; измерения электрической составляющей электромагнитного поля Земли в СНЧ-диапазоне частот с помощью подземной антенны; мониторинг изменений плотности воды в скважине (В.А. Гаврилов, Ю.В. Морозова, ИВиС ДВО РАН) [4];

геохимический

- вариации химического состава воды в скважинах и источниках (Ю.М. Хаткевич, Г.В. Рябинин, КФ ГС РАН) [20];

геодезический

- изменения положения GPS пунктов (В.Е. Левин, КФ ГС РАН) [10];

астрономический

- расчет силового воздействия на конкретную территорию по данным движения объектов Солнечной системы (А.Я. Лездиньш, частное лицо).

Заседания КФ РЭС проводятся еженедельно. Заключение о сейсмической и вулканической опасности передаются в РЭС, Областную и Городскую администрацию, Главное Управление МЧС России по Камчатской области, Геофизическую службу РАН; центр "Антистихия" МЧС РФ; управление ФСБ по Камчатской области. Передача заключений в средства массовой информации осуществляется через пресс-центр ГУ МЧС по Камчатской области.

Ежедневно информация о происшедших в регионе землетрясениях и о состоянии вулканов размещается на сервере КФ ГС РАН (<http://emsd.iks.ru>) в Интернете:

<http://data.emsd.iks.ru/regquake/> - карта эпицентров землетрясений Камчатки, Северных Курильских и Командорских островов;

<http://data.emsd.iks.ru/klyquake/index.htm> - карта эпицентров землетрясений Северной группы вулканов;

<http://data.emsd.iks.ru/avhquake/index.htm> - карта эпицентров землетрясений Авачинско-Корякской группы вулканов;

<http://emsd.iks.ru/~ssl/monitoring/main.htm> - информация о состоянии активных вулканов Камчатки.

Камчатка является ценнейшим исследовательским полигоном с высоким уровнем современной тектонической активности, определяющим ее сейсмичность и вулканическую активность. В связи с этим в регионе существует постоянная угроза возникновения чрезвычайных ситуаций природного и природно-техногенного, что требует выработки мер по снижению риска катастроф на основе современных научных разработок, в том числе совершенствование получения комплексной оценки сейсмической и вулканической опасности для Камчатского региона.

Список литературы

1. Абубакиров И.Р., Гусев А.А., Гусева Е.М. Отражение процесса подготовки Кроноцкого землетрясения 05.12.97 во временных вариациях скорости спада огибающих кода-волн слабых землетрясений // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. 1998. Петропавловск-Камчатский. КГАРФ. С. 112-120.
2. Богданов В.В., Бузевич А.В., Винницкий А.В., Дружин Г.И., Купцов А.В., Поддельский И.Н., Смирнов С.Э., Чернева Н.В., Шевцов Б.М. О влиянии солнечной активности на атмосферные и сейсмические процессы Камчатки // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2004. «Камчатский печатный двор». С. 259-278.
3. Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // ДАН. 1982. Вып. 2. С. 310-314.
4. Гаврилов В.А., Власов Ю.А., Денисенко В.П., Морозова Ю.В., Яковлева Ю.Ю. Опыт комплексных скважинных геофизических наблюдений в целях мониторинга состояния геосреды // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №2. Вып.8. С. 43-53.
5. Гарагаш И.А. Анализ изменений напряженного состояния земной коры при подготовке Кроноцкого землетрясения // Кроноцкое землетрясение на Камчатке 5 декабря 1997 года: предвестники, особенности, последствия. 1998. Петропавловск-Камчатский. С. 106-111.
6. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Серафимова Ю.К. Предвестники камчатских землетрясений (по материалам Камчатского отделения Федерального центра прогнозирования землетрясений, 1998-2004 гг.) // Вулканология и сейсмология. 2006. №4. С. 3-13.
7. Гордеев Е.И., Чебров В.Н., Левина В.И., Сеньюков С.Л., Шевченко Ю.В., Ящук В.В. Система сейсмологических наблюдений на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2006. №3. С. 6-27

8. Кирьянов В.Ю., Чубарова О.С., Сеньюков С.Л., Евдокимова О.А., Гарбузова В.Т. Группа по обеспечению безопасности полетов от вулканических пеплов (КВЕРТ): 8 лет деятельности // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 408-423.
9. Копылова Г.Н. Сейсмичность как фактор формирования режима подземных вод // Вестник КРАУНЦ. Серия науки о Земле. 2006. № 1. Вып. № 7. С. 50-66.
10. Левин В.Е., Магуськин М.А., Бахтиаров В.Ф., Павлов В.М., Титков В.Н. Мультисистемный геодезический мониторинг современных движений земной коры на Камчатке и Командорских островах // Вулканология и сейсмология. 2006. №3. С.54-67.
11. Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А., Назарец В.П., Нечаев С.А., Смирнов С.Э. Электромагнитное поле земли в изучении геодинамических процессов // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2004. «Камчатский печатный двор». С. 152-170.
12. Рыкунов Л.Н., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н. Характерные параметры высокочастотного сейсмического шума перед сильными камчатскими землетрясениями 1996 г. // Доклады РАН. 1998. Т.361. №3. С. 402-404.
13. Салтыков В.А., Кравченко Н.М. Параметры сейсмичности Камчатки в 2003 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2004. №3. С. 36-45.
14. Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А. Сейсмические затишья перед двумя сильными землетрясениями 1996 г. на Камчатке // Вулканология и сейсмология. 2000. №1. С. 57-65.
15. Салтыков В.А., Сеницын В.И., Кугаенко Ю.А. Мониторинг сейсмических шумов и его использование для прогноза сильных землетрясений на камчатке // Девятые геофизические чтения им. В.В. Федынского. Тезисы докладов. Москва, 1-3 марта 2007 г. М.: ЦГЭ, 2007. С. 84.
16. Сеньюков С.Л. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдений в 2000-2004 гг. // Вулканология и сейсмология. 2006. №3. С. 68-78.
17. Славина Л.Б., Мячкин В.В., Левина В.И. Опыт применения кинематических предвестников сейсмического поля для прогноза землетрясений на Камчатке // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2004. «Камчатский печатный двор». С. 216-227.
18. Соболев Г.А., Тюпкин Ю.С. Аномалии в режиме слабой сейсмичности перед сильными землетрясениями Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1996. №4, С.64-74
19. Томилин Н.Г., Дамастинская Е.Е., Павлов П.И. Статистическая кинетика разрушения и прогноз сейсмических явлений // Физика твердого тела. 2005. Т.47. Вып.5. С. 955-959.
20. Хаткевич Ю. М., Рябинин Г. В. Гидрогеохимические исследования на Камчатке в связи с поиском предвестников землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2006. № 4. С. 34-42.
21. Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой $M=6-7.8$ по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 95-116.
22. Gusev A. Temporal variations of the coda decay rate on Kamchatka: are they real and precursory? // JGR. 1997. Vol.102. No. B4. P. 8381-8396.
23. Wyss M., Habermann R.E. Precursory seismic quiescence // Pageoph. 1988. V.126. P. 319-332.

**СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ЗЕМЛИ И ПРОЦЕССЫ
В МЕЖПЛАНЕТНОЙ СРЕДЕ**

**SEISMIC ACTIVITY OF THE EARTH AND PROCESSES IN THE
INTERPLANETARY ENVIRONMENT**

И.П. Шестопалов, Е.П. Харин

Геофизический Центр РАН

Data about seismic energy of the Earth in comparison to the parameters of the interplanetary environment are analyzed.

Dependence of the number of earthquakes with $M > 5,5$ from their longitudes and dependence of the number of vectors of an interplanetary magnetic field B from azimuth direction φ in solar ecliptic (SE) coordinate system with step 10° (change of a corner from 0 до 360°) was investigated. It is shown, that between the curves reflecting these dependences, there is a big similarity. Each of them has two maxima. The first, the greatest, is observed near to the longitude 135° , the second – 285° .

Correlation between dependence of the number of earthquakes on their latitudes and dependence of the number of vectors of an interplanetary magnetic field B from latitude directions of a corner θ (change of a corner from -90° up to 90°) is also observed.

Dependence of the number of earthquakes with $M > 5,5$ from their latitudes and dependence of the sizes of vectors of an interplanetary magnetic field from latitude directions θ (perpendicular planes ecliptic), with step 1° was also studied.

Вековые циклы сейсмической активности Земли

Настоящая работа является продолжением работ [5, 6], в которых исследовалась связь между сейсмичностью Земли и солнечной активностью.

В них проанализированы данные о сейсмической энергии, выделившейся из очагов землетрясений на всем земном шаре за период с 1680 по 2004г, в сопоставлении с циклами солнечной активности и геомагнитными возмущениями. В основе этих исследований лежит представление о сейсмичности как о части единого физического процесса в системе “Солнце-Земля”. Показано, что сейсмические явления определяются процессами как земного, так и солнечного происхождения.

Анализируя данные за представленный временной интервал можно отметить, что существует примерно 100-летний цикл солнечной активности и сейсмичности Земли, который не совсем совпадает с календарным столетием. Период с 1890-е по 1990-е годы оказался вековым циклом сейсмической активности. По мере развития векового цикла, в котором постепенно увеличивается солнечная активность, проявляется отрицательная корреляция между солнечной и сейсмической активностью.

Отметим, что столетний цикл солнечной и сейсмической активности разбивается на 3 периода примерно по 33 года, длительность каждого из которых в свою очередь составляет три 11-летних цикла солнечной активности. Минимальные значения первого периода наблюдались в двадцатых годах, второго – в конце пятидесятых годах, третьего – во второй половине восьмидесятых годов. Наиболее сильные землетрясения происходят в начале векового цикла.

В девяностых годах прошлого века наступил новый вековой цикл, в начале которого, на протяжении нескольких десятков лет, будет отмечаться сильная сейсмическая активность.

Дискретность структуры геофизической среды

На рис.1 показана зависимость значений широт эпицентров землетрясений с различными магнитудами от глубины эпицентров землетрясений за период 1900-2004г. [7]. Из рис. видно, что для $M > 5,5$ выделяются отдельные интервалы глубин, на которых наиболее часто происходят землетрясения. Отметим, что эти интервалы глубин сохраняются и при увеличении магнитуд землетрясений.

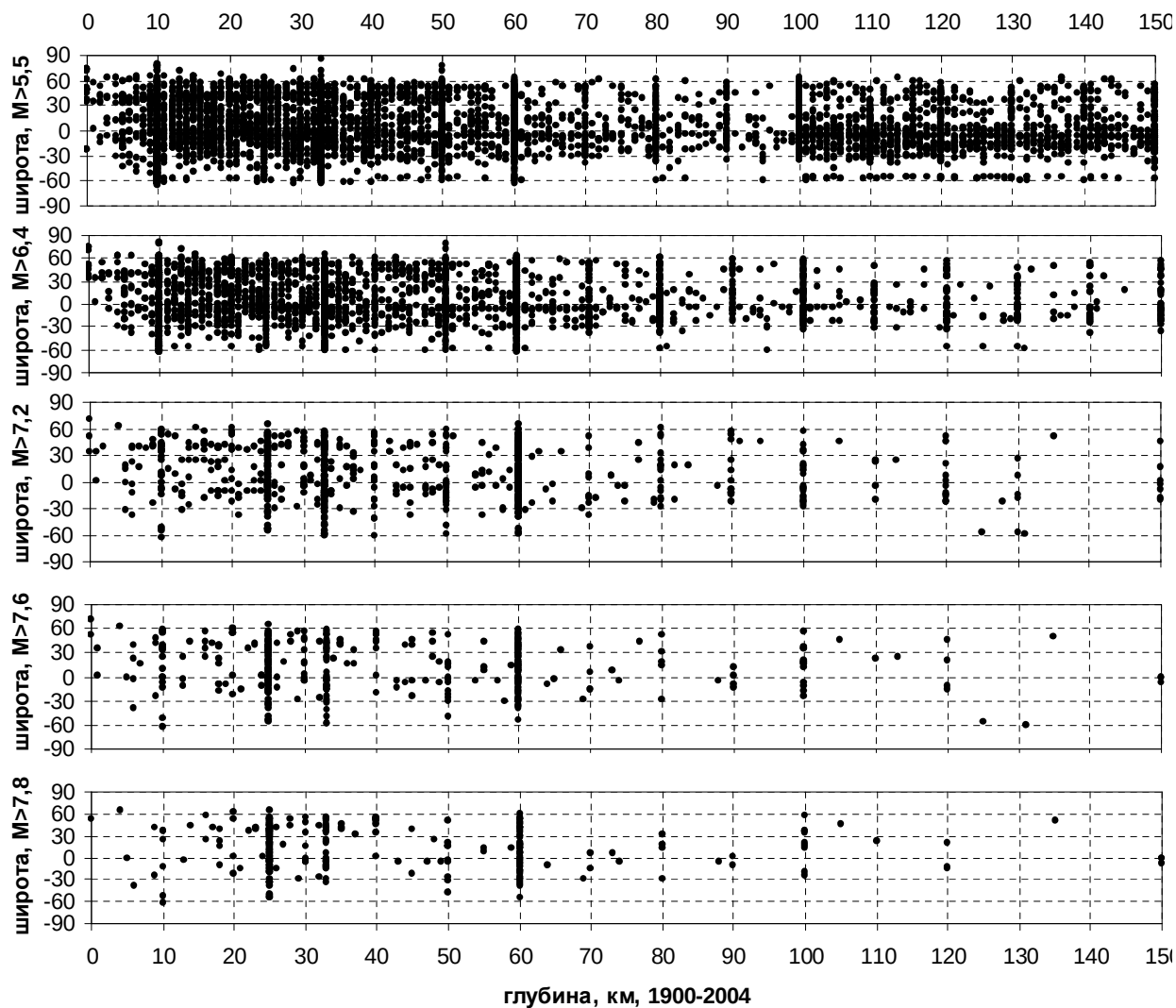


Рис.1

Из рис.1 также видно, что на этих же интервалах глубин шире диапазон географических координат землетрясений. При этом, например, для землетрясений с $M > 7,6$ выделяются глубины 10, 25, 33, 60 км., т.е. на этих глубинах наблюдается наибольшее количество землетрясений; на этих же глубинах аналогичные особенности наблюдаются и для землетрясений с меньшими магнитудами, но число их в этом случае гораздо больше.

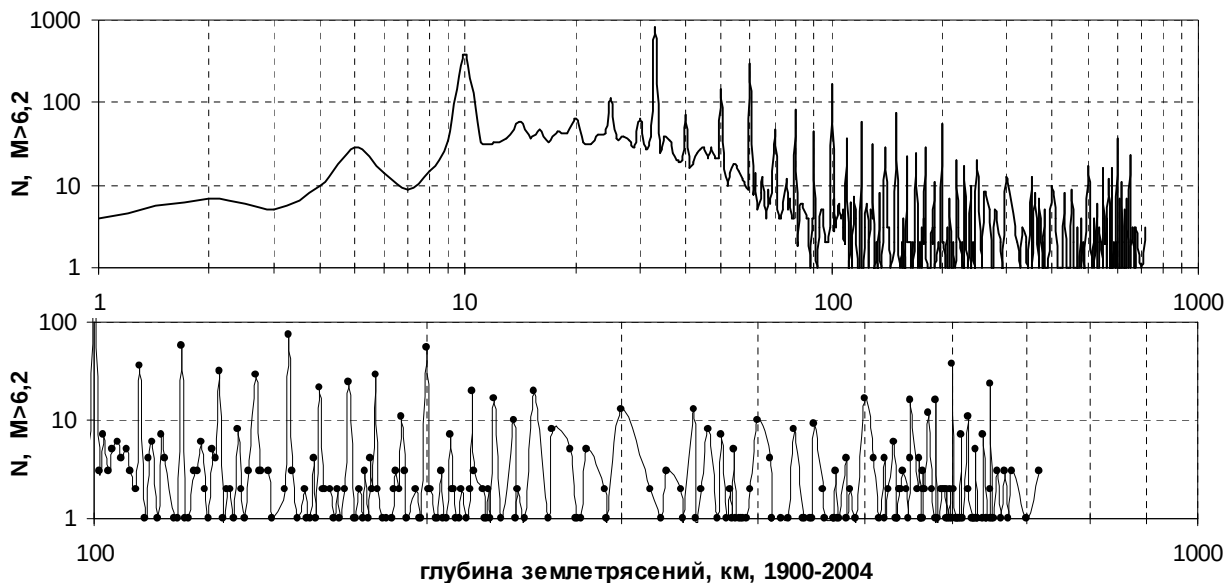


Рис.2

На рис.2 показана зависимость числа землетрясений с магнитудами $M > 6,2$ от глубины эпицентров землетрясений.

Кривая построена для глубин с шагом 1 км. Из рис. видно, что наибольшее количество землетрясений происходит на глубинах в несколько десятков км. Видно также, что на фоне непрерывного изменения числа землетрясений в зависимости от глубины число землетрясений резко возрастает на определенных глубинах, т.е. наблюдаются дискретные уровни значений землетрясений. Чаще всего землетрясения происходят на глубинах 10, 33, 40 и далее через 10 км вплоть до глубин 250 км. Из вышесказанного можно сделать вывод, что существует дискретность уровней земного вещества, которая сказывается на распределении числа, широт и долгот землетрясений в зависимости от глубины их эпицентров.

Рассмотрим динамику распределения землетрясений во времени в зависимости от глубины их эпицентров. Как уже отмечалось, период с 1890 по 1990 г. оказался вековым циклом сейсмической активности, который разбивается на 3 периода примерно по 33 года, в каждом из которых в свою очередь можно выделить три 11-летних цикла солнечной активности.

На рис.3А показаны временные вариации глубин эпицентров землетрясений за период 1900-2004 г. Данные усреднялись за 1 год. Видно, что в период 1900-1959 г. землетрясения происходили чаще всего на глубине от 100 км и выше. Затем, начиная примерно с 1960 г., глубина эпицентров уменьшалась и с начала 90-х годов XX столетия вновь стала увеличиваться. Увеличение глубины эпицентров землетрясений с начала 90-х годов XX столетия связано с наступлением нового векового цикла.

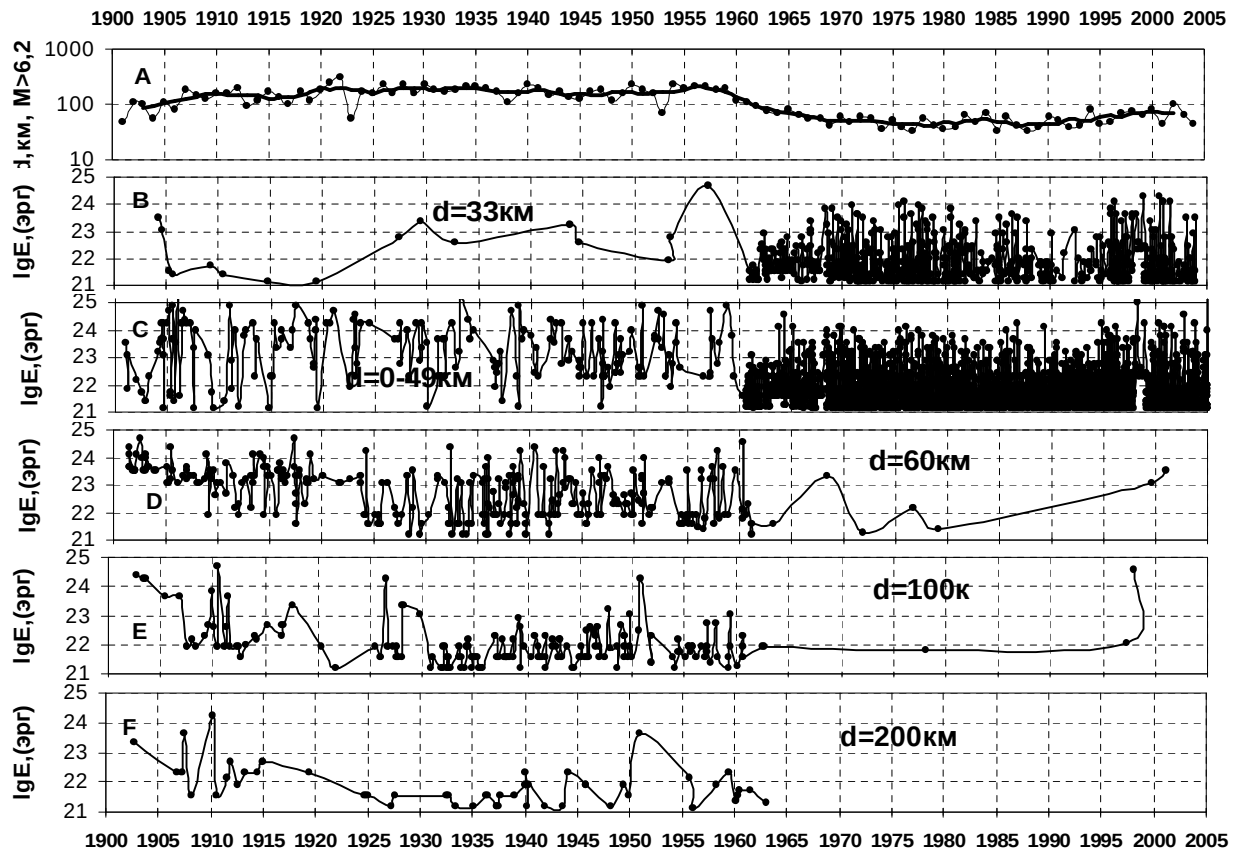


Рис.3

На рис. 3 показаны также временные вариации энергии всех землетрясений, которые наблюдались на отдельных глубинах, как на дискретных уровнях, так и между ними. Видно, что на меньших глубинах, до 50 км, землетрясения происходили в основном начиная с 1960г., т. е в 3-м периоде векового цикла, когда глубина эпицентров землетрясений уменьшалась.

До 1960г. землетрясения происходили в основном в выделенных слоях, т. е. на дискретных уровнях, на глубинах от 60 км и выше. На рис. 3 показаны некоторые примеры такого распределения землетрясений.

Все описанное выше можно объяснить следующим образом.

Структура геофизической среды [1-4] по сейсмологическим данным состоит из отдельных блоков, элементов, размеры которых составляют от нескольких до сотен километров. Такая структура непостоянна, она динамична. Сейсмическая активность на границах блоков и внутри их неодинакова. Наиболее активны границы этих блоков. Можно отметить динамику активности этих блоков на протяжении векового цикла. В начале векового цикла наиболее активны границы блоков на глубине от 60 км и выше. Постепенно происходит перераспределение энергии как внутри блоков, так и передача энергии в верхние слои земного вещества, которые активизируются в 3-й 33-летний период векового цикла. Таким образом, существуют выделенные слои земного вещества, которые имеют повышенную сейсмическую активность.

Связь сейсмической активности Земли с процессами в межпланетной среде

Рассмотрим взаимосвязь процессов в межпланетном пространстве с сейсмичностью Земли.

На рис.4 А показана зависимость числа землетрясений с магнитудами $M > 5,5$ от их долгот. Здесь же показана зависимость числа значений вектора межпланетного

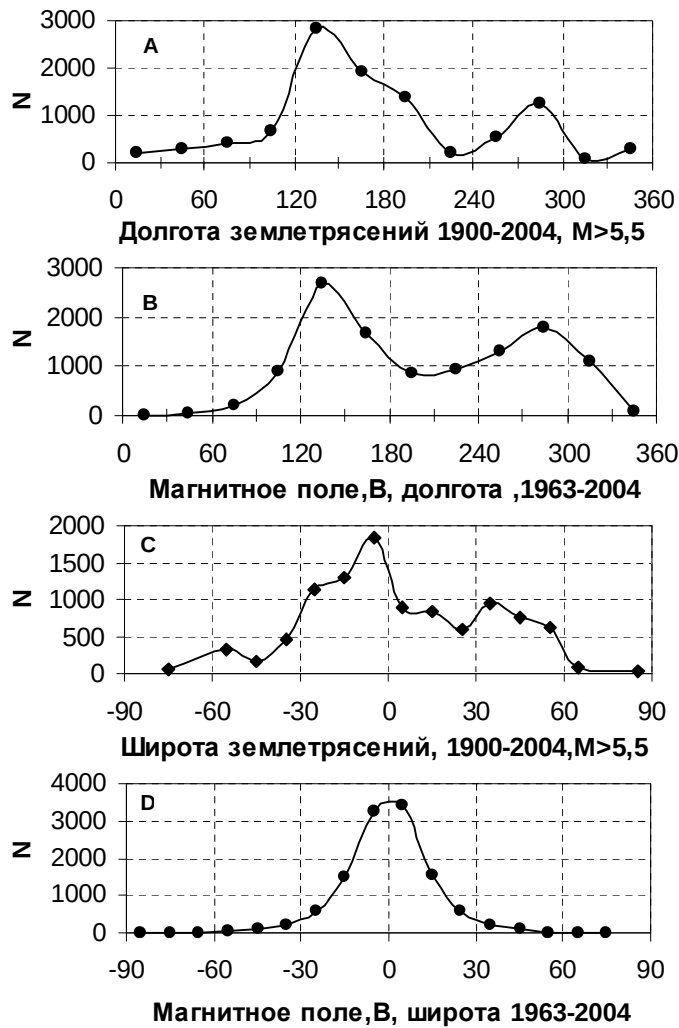


Рис.4

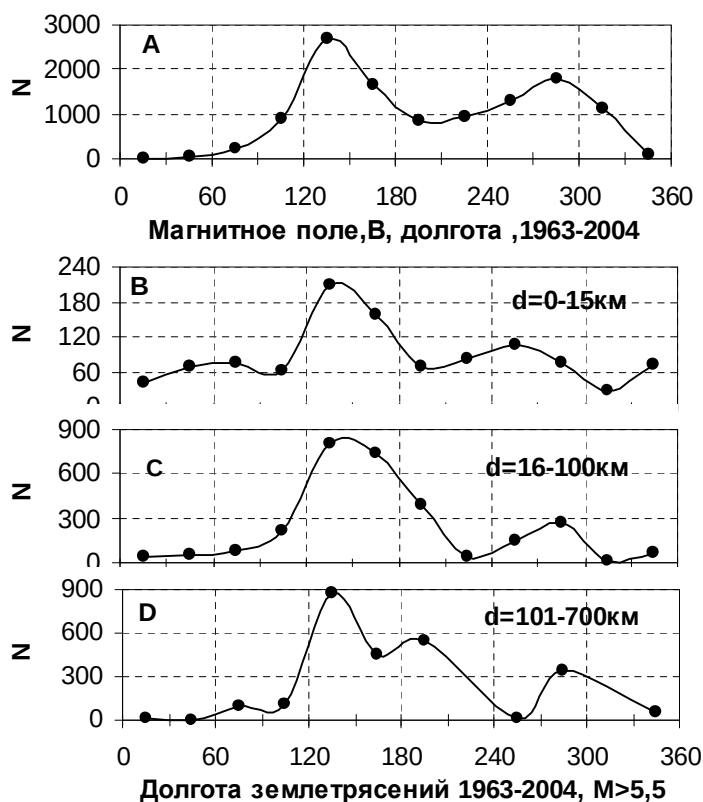


Рис.5

магнитного поля в солнечно – эклиптической системе координат от азимутального направления угла $B \varphi$ (изменение угла от 0 до 360° в плоскости эклиптике) (рис.4В) с шагом 30° [8].

Видно, что между этими кривыми имеется большое сходство, они подобны. Каждая из них имеет два максимума. Первый, наибольший, наблюдается при долготе 135° , второй – при долготе 285° . На рис. 4С показана зависимость числа землетрясений с магнитудами $M > 5,5$ от их широт. Здесь же показана зависимость числа значений широтного направления вектора межпланетного магнитного поля в солнечно – эклиптической системе координат от угла $B\theta$ (изменение угла от -90 до 90° в плоскости эклиптике) (рис. 4Д) с шагом 10° . Видно, что обе кривые имеют максимум при широте примерно 0° . Кривая зависимости числа землетрясений от широты имеет второй максимум при широте 35° . Аналогичный максимум на кривой числа значений широтного направления вектора межпланетного магнитного поля не наблюдается.

Рассмотрим взаимосвязь процессов в межпланетном пространстве с сейсмичностью Земли более подробно. На рис.5. показана зависимость числа значений вектора межпланетного магнитного поля B от угла $B \varphi$ (долгота поля), рис5А, и зависимость числа землетрясений от их долгот для различных глубин (0-15, 16-100, 101-700км), рис5В-рис5Д.

Видно, что характер распределения числа землетрясений от долготы для указанных глубин совпадает с аналогичным распределением для межпланетного поля.

На рис. 6 показана зависимость числа значений вектора межпланетного магнитного поля B

от угла $B\theta$ (широтного направления межпланетного магнитного поля) и числа землетрясений от их широт, происходящих на глубинах (0-15, 16-100, 101-700км), рис.6В-рис.6 D. Из рис. видно, что сходство между кривыми, отражающими эти зависимости,

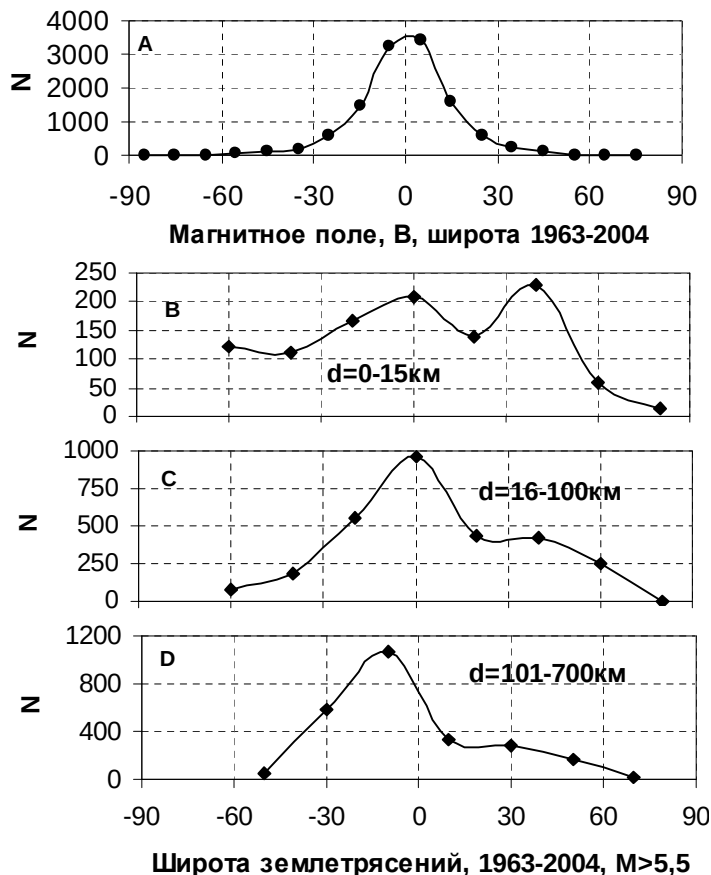


Рис.6

Выводы

1. Существует дискретность уровней геофизической среды, которая сказывается на распределении числа, широт и долгот землетрясений в зависимости от глубины их эпицентров. Наиболее характерные размеры блоков 10км вплоть до глубины 250 км. Глубже их размеры увеличиваются.

2. В пределах векового цикла происходит постепенная передача накопленной энергии из более глубоких слоев земного вещества в верхние слои, которые активизируются в 3-й 33-летний период векового цикла. Наиболее характерные размеры блоков 10 км вплоть до глубины 250 км. Глубже их размеры увеличиваются.

3. Существует высокая корреляция сейсмической активности с процессами в межпланетной среде, которые определяются солнечной активностью. Наиболее заметна она для землетрясений, происходящих на глубинах более 10-15 км. Механизмы генерации землетрясений, происходящие на глубинах менее 10-15 км, определяются другими процессами.

Список литературы

1. Дискретные свойства геофизической среды. – М.: Наука. 1989. –173 с.
2. Николаев А. В. Проблемы нелинейной сейсмологии. // Проблемы нелинейной сейсмологии. – М.: Наука, 1987. С. 5-19.
3. Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. О свойствах дискретности горных пород. // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1982, №12. С.3.
4. Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. – М.: Наука, 1987. – 100 с.

выполняются для землетрясений, происходящих на глубинах 16-100км, для землетрясений, происходящих на глубинах более 100км это сходство частичное. Между кривыми, отражающими зависимость числа значений вектора межпланетного магнитного поля B от угла $B\theta$, и зависимость числа землетрясений от их широт, происходящих на глубинах 0-15 км, подобие отсутствует. Отсюда можно сделать вывод: высокая корреляция сейсмической активности с процессами в межпланетной среде, которые определяются солнечной активностью, имеет место для землетрясений, происходящих на глубинах более 10-15 км. Механизмы генерации землетрясений, происходящие на глубинах менее 10-15 км, определяются другими процессами.

5. Шестопапов И.П., Харин Е. П. О связи сейсмичности Земли с солнечной и геомагнитной активностью // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений, III Междунар. конф. с. Паратунка Камч. обл. 16-21 августа 2004, сб. докл. - Петропавловск – Камч.: ИКИР ДВО РАН, 2004. С. 130-141.
6. Шестопапов И.П., Харин Е. П. Изменчивость во времени связей сейсмичности Земли с циклами солнечной активности различной длительности // Геофизический журнал. 2006. Т. 28, №4. С.59-70
7. <http://neic/usgs.usgs.uk>
8. <http://omniweb.gsfc.nasa.gov/ow.html>.

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С МАГНИТУДОЙ $M \geq 7.6$ И ОЦЕНКА ЕЁ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНОВ ЗЕМЛИ

APPROACH TO FORECASTING $M \geq 7.6$ STRONG EARTHQUAKES AND ITS EFFECTIVENESS IN DIFFERENT REGIONS OF THE EARTH

В.А. Широков¹, Ю.К. Серафимова²

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН,*

²*Камчатский филиал Геофизической службы РАН*

Studying phase distribution (F_1) of lunar tide with a period of $T_1=18.6$ yr. and that for the Hale solar cycle (F_2) at $T_2 = 22$ yr. for 1737 – 2007 earthquakes we suggest a new approach to a long-period forecasting for the strongest earthquakes occurring in different regions of the Earth. Two-dimensional phase plane (F_1, F_2) revealed statistically significant seismically unsafe windows and a short critical phase interval of about one and a half year in the Hale cycle epoch of minimum.

Based on this approach we present the long-term forecast to the $M \geq M_0$ earthquakes in the next 20 years for various regions of the Earth. Retrospective data showed that 89% of the analyzed number of earthquakes agrees with the forecast. As an example, we show seismically unsafe intervals for the earthquakes at focal depth up to 100 km: Japan ($M_0=7.9$): X.2007 – III.2010; VII.2024 – X.2028; the Kurile Islands ($M_0=7.6$): V.2012 – V.2015; Kamchatka ($M_0=7.6$): XI.2014 – VII.2017 yrs.

In the given unsafe interval (2006) for the Pacific seismic belt, the Hale cycle from X.2006 through I.2008 yrs. suggested up to six $M \geq 7.6$ strong earthquakes. In complete agreement with the forecast, there were three $M = 8.1 - 8.3$ earthquakes that occurred in Kuriles in November 2006, and in Kuriles and Solomon Islands in January and April 2007.

Effectiveness I of the long-term forecasts made on retrospective data exceeds from 2 to 5.9 times (Aleutian Islands and Kamchatka, respectively) the effectiveness of the random earthquake forecasting ($I_0=1$).

Исследования последних десятилетий показывают, что изучение геодинамических процессов и выяснение их причинной обусловленности невозможно без учета роли космических факторов, главными из которых для характерного времени, менее нескольких десятилетий, являются гравитационные поля в системе Солнце–Земля–Луна, а также солнечная активность. Предположение о том, что тектонические процессы вызваны, в конечном счете, космическими причинами, неоднократно высказывали геологи и геофизики. Наиболее хорошо изучено влияние на сейсмичность приливного воздействия гравитационных полей Луны и Солнца и 11-летней солнечной ритмики. Однако связь землетрясений с 22-летним солнечным циклом исследовалась лишь в одной работе [1]. В обзорной работе [8], посвященной выяснению роли космических факторов в геотектонике, делается вывод, что тектонические процессы представляют собой результат действия двух более или менее равноценных факторов – внутренней эволюции Земли и космических воздействий. В работе [14] на основе литературного обзора сделана попытка в схематическом виде синтезировать представления многочисленных исследователей о механизме связи между различными космическими факторами, сейсмическими и вулканическими процессами с учетом промежуточных звеньев этой взаимосвязи.

Известно, что спектры космических факторов представлены широким набором строго периодических и квазипериодических компонент. С точки зрения долгосрочного прогноза времени возникновения сильных землетрясений и извержений вулканов представляет интерес изучение участков спектра в интервале периодов от года до нескольких десятков лет. Этому интервалу соответствуют 11-летняя, 22-летняя и 80-90-летняя периодичности солнечной активности [4]. Не менее известен и лунный прилив с периодом $T=18.613$ г., связанный с долгопериодическим вращением узлов лунной орбиты. Выявление статистически значимых фазовых интервалов для наиболее сильных землетрясений при наличии достаточно длительных рядов наблюдений дает возможность осуществлять их долгосрочный прогноз [3, 6, 9-13, 15, 16 и др.]. Новизна настоящей работы связана, во-первых, с тем, что впервые для временных рядов длительностью более ста лет исследуется связь сильных землетрясений с 22-летним солнечным циклом, во-вторых, на основе разработанной методики проведен совместный анализ связи землетрясений различных регионов Земли с 19-летним лунным и 22-летним Хэйловским циклом смены полярности ведущих групп солнечных пятен. Основная цель исследования состоит в составлении долгосрочного прогноза наиболее сильных землетрясений и оценке его эффективности для различных регионов Тихоокеанского сейсмического пояса.

Исходные данные и используемые параметры

В работе исследуется зависимость распределения моментов возникновения наиболее сильных землетрясений в семи регионах Тихоокеанского сейсмического пояса от фазы двух долгопериодических циклов: приливного лунного с периодом $T_1=18.613$ года и солнечного Хэйловского со средним за последние три века значением периода $T_2=21.8$ года. Длительность лунного цикла T_1 в современную эпоху практически не меняется. При расчете фазы лунного цикла условно принято, что ее нулевые значения

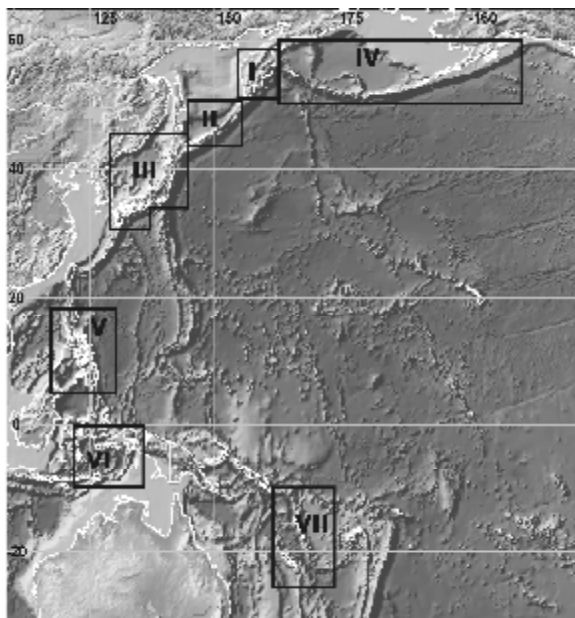


Рис.1. Схема расположения исследуемых регионов Тихоокеанского сейсмического пояса: I – Камчатка, II – Курильские острова, III – Япония, IV – Алеутские острова, V – Филиппинские острова, VI – о. Новая Гвинея, VII – о-ва Новые Гебриды.

соответствуют эпохам максимального склонения Луны [14]. В отличие от лунного цикла, длительность так называемого 22-летнего солнечного Хэйловского цикла нерегулярно меняется в довольно широких пределах. Первые предположения о существовании 22-летнего цикла солнечных пятен были сделаны в конце 19-го века Вольфом, но лишь после открытия в 1913 г. Хэйлом закона изменения полярности магнитных характеристик Солнца, реальность выделения этого цикла получила надежное физическое обоснование [4].

Длительность Хэйловских циклов характеризуется большей устойчивостью, если за их начало брать фазы минимумов четных 11-летних циклов [4], что нами и сделано при дальнейших расчетах. Эпохи минимумов циклов Хэйла взяты по данным (http://ftp.ngdc.noaa.gov/STP/SOLAR_DATA/SUNSPOT_NUMBERS/). Для удобства дальнейшей работы Хэйловским циклам нами присвоены порядковые номера №№ 1, 2, 3, 4, ..., 14, начиная с цикла, начавшегося в эпоху 1723.5 г. Очередная эпоха минимума

14-го цикла Хэйла должна предположительно наступить во втором полугодии 2007 г. (http://sidc.oma.be/html/sidc_graphics.html).

Приведем данные об использовавшихся каталогах землетрясений для семи регионов Тихоокеанского сейсмического пояса: Камчатка, Курильские острова, Япония, Алеутские острова, Филиппинские острова, о. Новая Гвинея и о-ва Новые Гебриды. Для всех регионов, кроме Камчатки, выборка землетрясений проводилась из каталога Significant Worldwide Earthquakes (NOAA), который содержит события с 2150 г. до н.э. по 1994 г. Выборки дополнялись событиями из каталога USGS/NEIC (PDE), включающего события с 1973 г. по настоящее время (http://neic.usgs.gov/neis/epic/epic_rect.html). Предполагается, что за последние 130 лет каталог является достаточно представительным для всех регионов для событий с магнитудой $M \geq 7.5$. Регионы представлены на рис.1.

Для камчатского региона за основу взят каталог сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд с 1737 года по данным [5, 7]. Каталог включает 25 событий [17]. Для всех семи регионов общее число анализированных землетрясений равно 175.

Методика анализа данных и результаты

Для выявления связи землетрясений с космическими факторами в [17] предложена

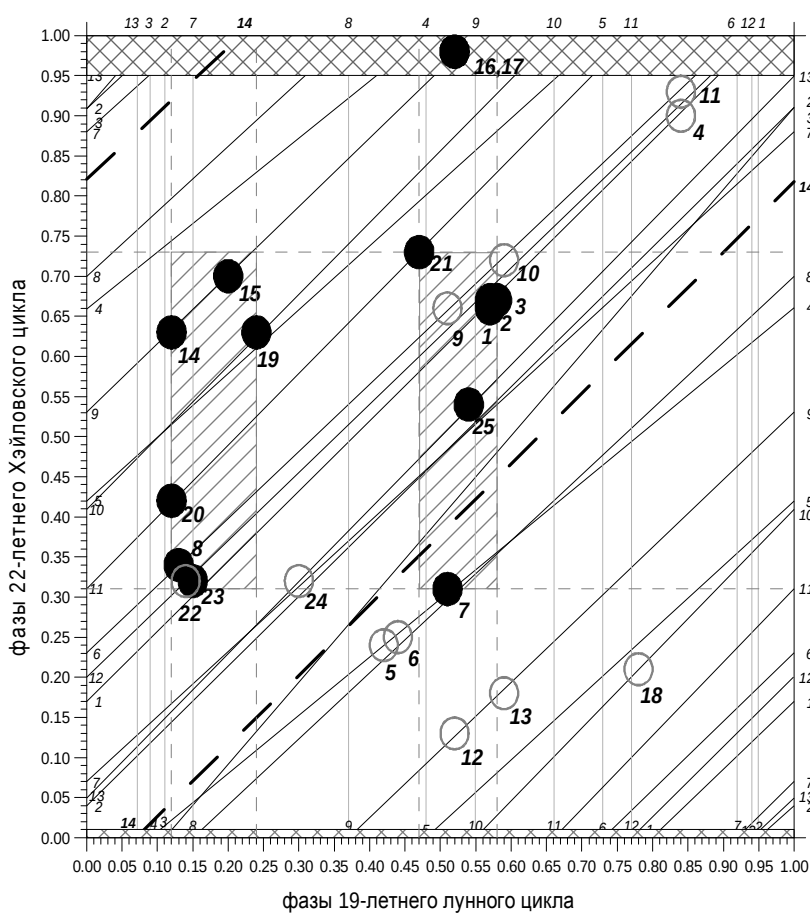


Рис.2. Распределение камчатских землетрясений в зависимости от фаз лунного и Хэйловского циклов за период 1737-2007 г.г. Светлые кружки соответствуют землетрясениям с $M = 7.5$, черные кружки – событиям с $M \geq 7.6$. Наклонными линиями показаны фазовые траектории, номера которых идентичны номерам Хэйловских циклов. Жирной пунктирной линией показан гипотетический Хэйловский цикл № 14. Для событий с $M \geq 7.6$ одинарной штриховкой выделены "опасные фазовые окна", соответствующие региональному сейсмическому отклику, двойной штриховкой выделен "опасный" фазовый интервал, соответствующий планетарному сейсмическому отклику. Пояснения в тексте.

методика, основанная на следующем. Во-первых, для каждого землетрясения рассчитываются значения фазы Φ_1 лунного прилива T_1 и фазы Φ_2 Хэйловского цикла T_2 . Во-вторых, на двумерной фазовой плоскости (Φ_1 , Φ_2) строятся фазовые траектории, с целью привязки к ним сейсмических событий, обозначенных нами в виде кружков (рис. 2, 3). В-третьих, исследуются особенности двумерного распределения моментов возникновения землетрясений на фазовой плоскости (Φ_1 , Φ_2). Охарактеризуем методический подход на примере Камчатки.

Распределение 25 землетрясений Камчатки на фазовой плоскости (Φ_1 , Φ_2) приведено на рис. 2. Здесь же в виде прямых линий проведены фазовые траектории, номера которых соответствуют номерам 22-летних циклов. Каждая траектория начинается с нулевой фазы цикла Хэйла и заканчивается нулевой фазой следующего по времени цикла. За 280 предыдущих лет фазовая плоскость заполнена траекториями

почти равномерно. В этом случае можно предположить, что при случайном возникновении землетрясений они распределятся на фазовой плоскости достаточно равномерно. Далее анализ распределения на фазовой плоскости (Φ_1 , Φ_2) проводится по "методу фазовых траекторий" (МФТ), более полно описанному в [17].

Как было показано ранее [6, 15, 18], наиболее сильные камчатские землетрясения с $M \geq 7.6$, эпицентры которых расположены южнее 57.0° с.ш., приурочены к двум узким интервалам фаз лунного прилива 18.613 г. с длительностью фазовых интервалов около двух лет. Это отчетливо видно на рис. 2, где все 14 событий с $M \geq 7.6$, обозначенные черными кружками, произошли в двух фазовых окнах ($\Phi_1 = 0.12-0.24$ и $\Phi_1 = 0.47-0.58$) длительностью 2.23 и 2.05 года. Гипотеза о равномерности распределения землетрясений в пределах лунного цикла по биномиальному критерию отвергается с уровнем доверия более 0.99 [2]. Землетрясения с $M = 7.5$, обозначенные светлыми кружками, этой статистически значимой закономерности не подчиняются. С уровнем доверия более 0.95 отвергается также гипотеза о равномерном распределении событий с $M \geq 7.6$ по фазам Хэйловского цикла. 12 землетрясений из 14 приурочены к интервалу фаз $\Phi_2 = 0.31-0.73$.

Распределение событий с $M \geq 7.6$ на фазовой плоскости является неравномерным (рис.2). Выделяются две области пересечения одной активной фазы Хэйловского цикла с двумя активными фазами лунного цикла. Эти два "опасных окна" заштрихованы. Гипотеза о равномерном распределении событий с $M \geq 7.6$ на фазовой плоскости отвергается с уровнем доверия более 0.99. Таким образом, для камчатских землетрясений с $M \geq 7.6$ за почти 300 лет наблюдений сейсмический отклик на изменения фаз двух космических ритмов оказался в определенном смысле детерминированным. Расчёты показывают, что в "опасных окнах" вероятность возникновения землетрясений на 2 порядка выше, чем вне этих окон.

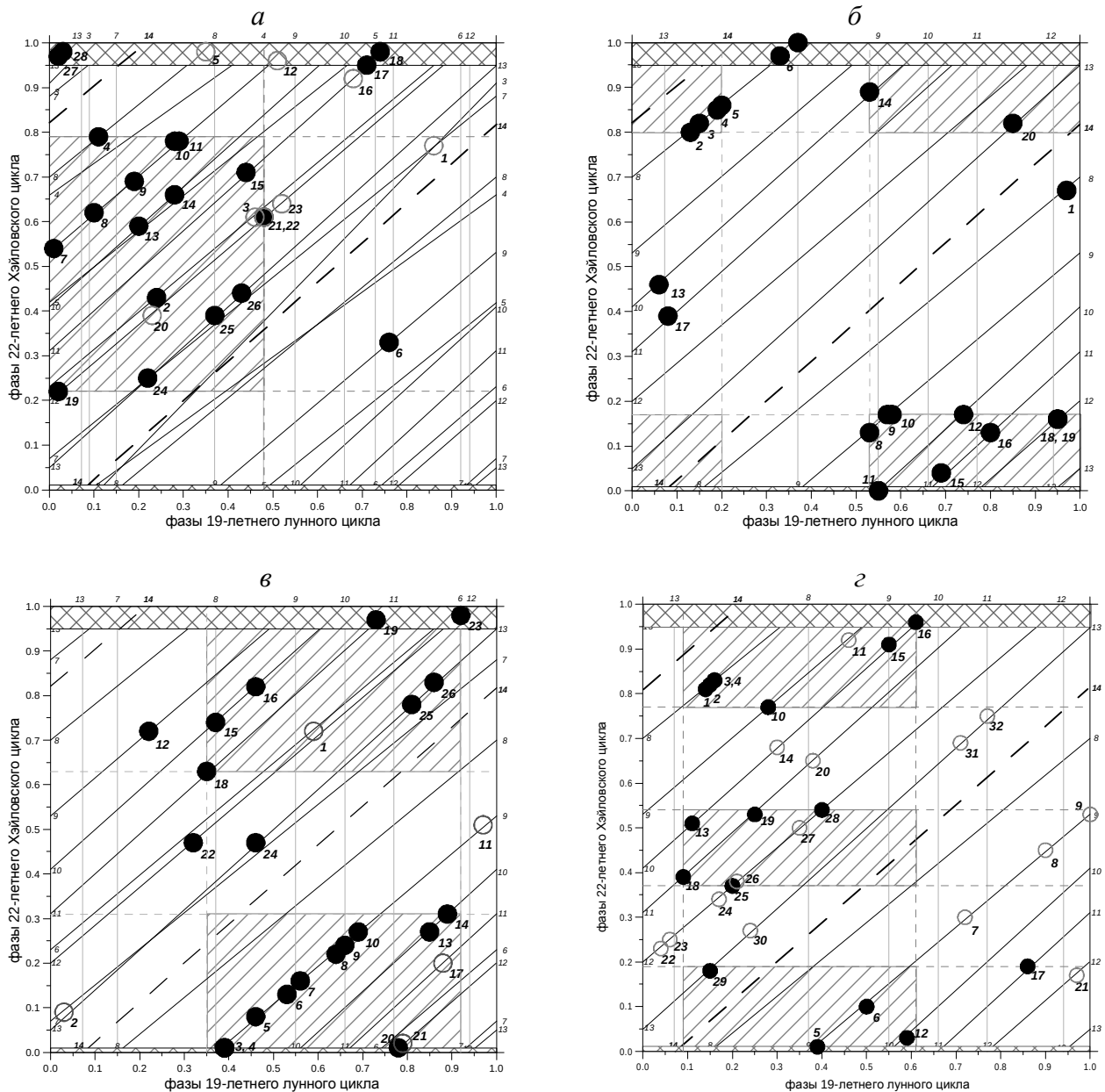
Об "опасной" фазе цикла Хэйла для Тихоокеанского сейсмического пояса

При анализе всей совокупности данных для исследуемых регионов Тихоокеанского сейсмического пояса обнаружено, что в окрестности минимумов 22-летних циклов в фазовом окне $\Phi_2 = 0.90-1.0-0.10$, симметричном относительно эпох минимумов, с уровнем доверия более 0.95 выделяется статистически значимый фазовый интервал $\Phi_2 = 0.95-0.01$ длительностью в среднем 16 месяцев. В этом узком "опасном" интервале, занимающем около 33% общей площади рассматриваемого фазового окна, отмечено 24 "главных" землетрясений из 33. К "главным" событиям будем относить землетрясения соответствующих магнитуд, по которым выделяются "опасные окна". Эффективность прогноза землетрясений для выделенного Хэйловского интервала составляет $I = (24/33)/0.33 = 2.2$.

В работе [17] сделан вывод, что выявленный эффект имеет планетарную природу, поэтому в указанном интервале значимо повышена вероятность возникновения землетрясений $M \geq 7.6$ в Тихоокеанском сейсмическом поясе. Если принять, что эпоха минимума следующего цикла начнется в середине второго полугодия 2007 г. (http://sidc.oma.be/html/sidc_graphics.html), то в интервале октябрь 2006–январь 2008 гг. в Тихоокеанском поясе можно было ожидать 2-6 землетрясений с $M \geq 7.6$. В соответствии со сделанной в 2006 г. оценкой [17], произошли землетрясения с $M=8.1-8.3$ в ноябре 2006 и январе 2007 г.г. на Курильских островах и в апреле 2007 г. на Соломоновых островах.

Рассчитаем эффективность I предложенной методики прогноза для каждого из семи регионов по ретроспективным данным. Величина I равна отношению доли ($D_{\text{прог}}$) соответствующих прогнозу "главных" землетрясений ($N_{\text{прог}}$) от их общего количества N к доле ($S_{\text{опас}}$) площади "опасных" окон и "опасных" фазовых интервалов в цикле Хэйла относительно принятой за единицу общей площади фазового квадрата (Φ_1 , Φ_2). Исходные данные для оценок I приведены в таблице 1. Согласно расчетам, величина $D_{\text{прог}}$ меняется от 78% (о-ва Новые Гебриды) до 100% (Камчатка). Величина $I = D_{\text{прог}}/S_{\text{опас}}$ меняется от 2.0 (Алеутские о-ва) до 5.9 (Камчатка).

На основе рис. 2 и 3 достаточно просто диагностируются интервалы времени, соответствующие трассам прохождения фазовых траекторий через "опасные" окна и фазовые интервалы. Если принять, что эпоха минимума следующего цикла начнется в середине второго полугодия 2007 г., а длительность цикла Хэйла №14 составит ~21 год (среднее значение за последние 100 лет), можно рассчитать временные интервалы, в которых ожидаются "главные" землетрясения для каждого региона. Возможные ошибки определения границ "опасных" интервалов времени в 80% случаев не превысят шесть месяцев. Долгосрочный прогноз времени возникновения "главных" землетрясений в каждом из регионов на период 2007- 2027 г.г. представлен в таблице 2. После того, как станет известно реальное время эпохи минимума Хэйловского цикла № 14, прогностические оценки должны быть скорректированы. На основании данных таблицы 2 следует, что в ближайшие 20 лет в рассматриваемых регионах длительность "опасных" интервалов в различных регионах меняется от 3.6 лет для Камчатки до 8.8 лет для Филиппинских островов.



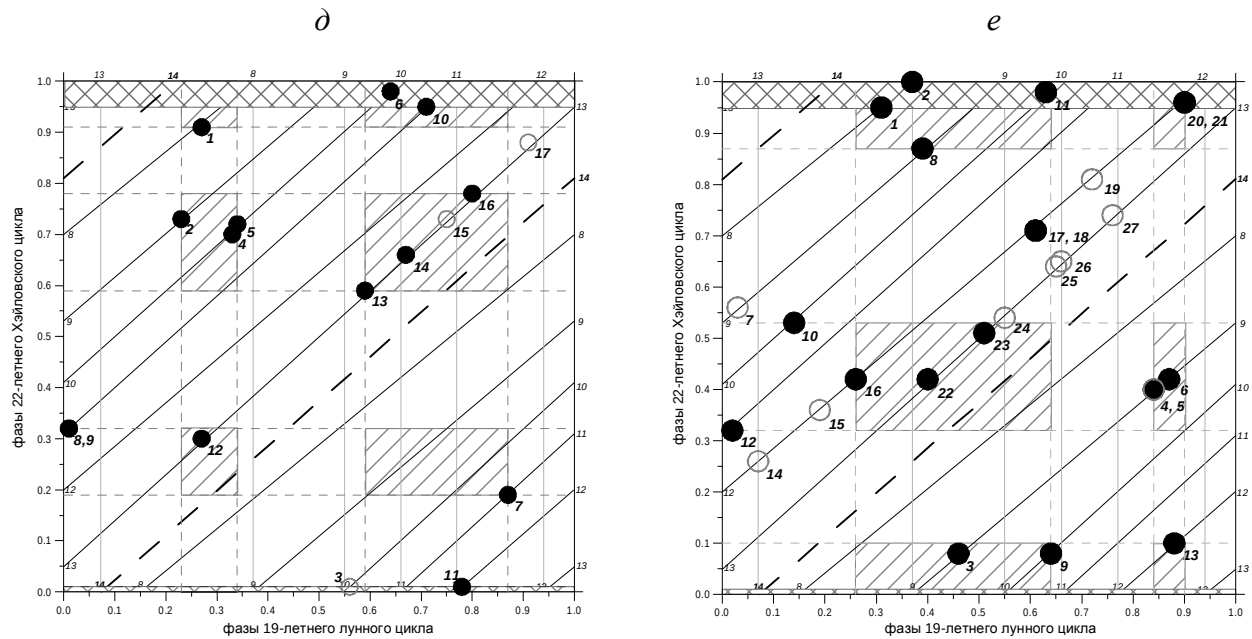


Рис.3. Распределение сейсмических событий в зависимости от фаз лунного и Хэйловского циклов: а) для Алеутских островов за период 1849 - 2006 гг.; б) для Курильских островов за период 1780 – 2007 гг.; в) для Японии за период 1894 - 2006 гг.; г) для Филиппинских островов за период 1897-2002 гг.; д) для о. Новая Гвинея за период 1899-2004 гг.; е) для о-вов Новые Гебриды за период 1900-2002 гг. Светлые кружки - события с $M = 7.5$, темные кружки – события с $M \geq 7.6$ (для Японии $M \geq 7.9$, для Филиппин $M \geq 7.8$). Наклонными линиями показаны фазовые траектории, номера которых идентичны номерам Хэйловских циклов. Жирной пунктирной линией показан гипотетический Хэйловский цикл № 14. Для событий с $M \geq 7.6$ одинарной штриховкой выделены "опасные фазовые окна", соответствующие региональному сейсмическому отклику, двойной штриховкой выделен "опасный" фазовый интервал, соответствующий планетарному сейсмическому отклику. Пояснения в тексте.

Таблица 1. Оценка эффективности I прогноза землетрясений по "методу фазовых траекторий" для семи регионов Тихоокеанского сейсмического пояса

Регион	Характеристика выборки землетрясений		Число землетрясений, N	Число спрогнозированных землетрясений, N_1	Площадь "опасных" окон и фазовых интервалов, $S_{\text{опас}}$	Эффективность прогноза, $I=(N_1/N)/S_{\text{опас}}$
	Магнитуда	Период наблюдений, годы				
Камчатка	$M_W \geq 7.6$	1737-2006	14	14	0.17	5.9
Курильские острова	$M \geq 7.6$	1780-2006	20	19	0.35	2.7
Япония	$M \geq 7.9$	1894-2006	20	17	0.28	3.0
Алеутские острова	$M \geq 7.6$	1849-2006	21	18	0.43	2.0
Филиппинские острова	$M \geq 7.8$	1897-2002	17	16	0.35	2.7
о. Новая Гвинея	$M \geq 7.6$	1899-2004	14	12	0.22	3.9
о-ва Новые Гебриды	$M \geq 7.6$	1900-2002	18	14	0.25	3.1

Таблица 2. Долгосрочный прогноз времени и магнитуды землетрясений для семи регионов Тихоокеанского сейсмического пояса на ближайшие 20 лет (01.2007 – 12.2026 г.г.)

Регион	Параметры прогноза		
	Магнитуда	Глубина, км	Временной интервал
Камчатка, Япония, Алеутские, Курильские и Филиппинские острова, о. Новая Гвинея, о-ва Новые Гебриды	$M \geq 7.6$ (Япония - $M \geq 7.9$), (Филиппины - $M \geq 7.8$)	0-100	I.2007 – I.2008
Камчатка	$M_w \geq 7.6$	0-100	XI.2014 – VII.2017
Курильские острова	$M \geq 7.6$	0-100	V.2012 – V.2015
Япония	$M \geq 7.9$	0-100	X.2007 – III.2010; VII.2024 – X.2028
Алеутские острова	$M \geq 7.6$	0-100	XII.2012 – IV.2014; XII.2020 – VII.2023
Филиппинские острова	$M \geq 7.8$	0-100	II.2008 – VIII.2011; VII.2015 – X.2017; IX.2026 – X.2028
о. Новая Гвинея	$M \geq 7.6$	0-100	VIII.2011 – X.2012; III.2020 – VIII.2022
о-ва Новые Гебриды	$M \geq 7.6$	0-100	VI.2014 – V.2018

Примечание. В период XII.2006 – I.2008 гг. ожидается от двух до шести землетрясений. На Камчатке вероятность возникновения землетрясений в этот период практически равна нулю.

Прогноз составлен в предположении, что эпоха минимума очередного цикла Хэйла № 14 соответствует середине второй половины 2007 г. Если эта оценка изменится, прогноз будет скорректирован.

Выводы

Разработана методика долгосрочного прогноза землетрясений, основанная на совместном анализе влияния на сейсмичность 22-летних солнечных циклов Хэйла и лунного прилива с периодом 18.613 г. по данным наблюдений за 1737 – 2006 г.г.

Для семи регионов Тихоокеанского сейсмического пояса дан прогноз сильных землетрясений с $M \geq 7.6$ на период 2007-2016 г.г., и сделаны оценки его эффективности по ретроспективным данным.

Работа выполнена в рамках гранта ДВО РАН 06 III А–08–336.

Список литературы

1. Барляева Т.В., Морозова А.Л., Пудовкин М.И. Влияние космических факторов на развитие землетрясений // Геофизические методы исследований Земли и недр. Материалы Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов "Геофизика-99", Санкт-Петербург, 9-12 ноября 1999 г. М. 2000. С. 8-19.
2. Большев Л.Н., Смирнов Н.В. Таблицы математической статистики. – М.: Наука, 1965. – 464 с.
3. Бузевич А.В. Солнечная активность и сейсмичность на Камчатке // Сборник докладов III международной конференции "Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений", с. Паратунка, 16-21 августа 2004 г. (<http://www.kcs.iks.ru/ikir>).
4. Витинский Ю.И. Цикличность и прогнозы солнечной активности. – Л.: 1973. – 257 с.
5. Гусев А.А. Схема очаговых зон сильных землетрясений Камчатки за инструментальный период // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский. 2004. С. 75-80.
6. Гусев А.А., Петухин А.Г. О возможной синхронизации сильных землетрясений лунным 18.6-летним циклом, его долями и кратными // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 64-79.

7. Гусев А.А., Шумилина Л.С. Повторяемость сильных землетрясений Камчатки в шкале моментных магнитуд // Физика Земли. 2004. № 3. С. 34-42.
8. Кропоткин П.Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике // Геотектоника. 1970. № 2. С. 30-76.
9. Ламакин В.В. О периодичности байкальских землетрясений // ДАН СССР. 1966. Т. 170. № 2. С. 210-213.
10. Серафимова Ю.К. О связи сильных ($M_w \geq 7.5$) землетрясений Камчатки с солнечной активностью // Геофизический мониторинг Камчатки. Материалы научно-технической конференции 17-18 января 2006 г., г. Петропавловск-Камчатский. Петропавловск-Камчатский: "Оттиск", 2006. С. 171-177.
11. Сытинский А.Д. О зависимости глобальной и региональной сейсмичности Земли от фазы 11-летнего цикла солнечной активности // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С. 1350-1353.
12. Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1989. № 2. С. 13-30.
13. Сытинский А.Д. О связи землетрясений с солнечной активностью // Физика Земли. 1991. № 3. С. 110-112.
14. Широков В.А. Влияние космических факторов на геодинамическую обстановку и ее долгосрочный прогноз для северо-западной части Тихоокеанской тектонической зоны // Вулканизм и геодинамика. – М.: Наука, 1977. С. 103-115.
15. Широков В.А. Влияние 19-летнего лунного прилива на возникновение больших камчатских извержений и землетрясений и их долгосрочный прогноз // Геологические и геофизические данные о Большом Трещинном Толбачинском извержении 1975-1976 гг. – М.: Наука, 1978. С. 164-170.
16. Широков В.А. Опыт краткосрочного прогноза времени, места и силы камчатских землетрясений 1996-2000 гг. с магнитудой $M = 6-7.8$ по комплексу сейсмологических данных // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. – Петропавловск-Камчатский. 2001. С. 95-116.
17. Широков В.А., Серафимова Ю.К. О связи 19-летнего лунного и 22-летнего солнечного циклов с сильными землетрясениями и долгосрочный сейсмический прогноз для северо-западной части Тихоокеанского пояса // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №2. Вып. №8. С. 120-133.
18. Широков В.А., Широкова Н.В. О проблемах сейсмического риска и краткосрочного прогноза сильных землетрясений Камчатки // Вопросы географии Камчатки. 2005. № 11. С. 44-55.

**СУТОЧНАЯ ЗАВИСИМОСТЬ ВОЗМУЩЕНИЙ В СПОРАДИЧЕСКОМ СЛОЕ Es
ИОНОСФЕРЫ В СВЯЗИ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ ПО МАТЕРИАЛАМ
СТАНЦИЙ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ «ПЕТРОПАВЛОВСК-
КАМЧАТСКИЙ» И «КОКУБУНЖИ» (ТОКИО)**

**DIURNAL DEPENDANCE OF PERTURBATIONS IN SPORADIC Es LAYER OF THE
IONOSPHERE IN CONNECTION WITH EARTHQUAKES ON THE DATA OF
“PETROPAVLOVSK-KAMCHATSKIY” AND “KOKUBUNJI” (TOKYO) VERTICAL
SOUNDING STATIONS**

*Е.В. Липеровская¹, В.В. Богданов², М.В. Родкин³, К.-В. Мейстер⁴,
Н.Э. Васильева¹, А.В. Олифиров⁵*

¹*Институт физики земли РАН,*

²*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,*

³*Геофизический Центр РАН,*

⁴*Астрофизический институт, Потсдам, Германия*

⁵*Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова*

Turbulization in the sporadic Es layer is analyzed in connection to earthquakes. The $foEs$ frequency does not characterize the maximal ionization density of the layer, as critical frequencies of regular layers, but characterizes small-scale (tens of meters) irregularities of plasma density in Es-layer. The maximal ionization density of Es-layer is proportional to $(fbEs)^2$, where $fbEs$ is the characteristic frequency of semi-transparency of Es-layer. The analysis shows that at sunset and sunrise hours three days before earthquakes the coefficient of semi-transparency $Q=(foEs-fbEs)/fbEs$, which characterizes small scale turbulization in E-region, increases. Analogous results are obtained using the data of «Petropavlovsk_Kamchatsky» and «Tokyo».vertical sounding stations

Es-spread occurrence, which characterizes large-scale (hundred of meters) turbulization in E-region, is analyzed using the 15-minutes data of «Petropavlovsk_Kamchatsky». The analysis shows that Es-spread occurrence increases in the pre-midnight hours three days before earthquakes.

Введение

К настоящему времени экспериментально установлено, что за несколько дней до землетрясений на разных высотах, и, соответственно, в разных областях ионосферы наблюдаются возмущения, которые можно связать с процессами подготовки землетрясений. Оказалось, что сейсмоионосферные возмущения с большей вероятностью возникают в определенное время суток. Для выявления механизмов сейсмоионосферной связи особенно важно комплексное исследование одновременных вариаций электромагнитных, ионосферных и других параметров. Среди ионосферных параметров, изучавшихся в связи с землетрясениями, есть регулярные, такие как $foF2$, foE , а есть параметры, характеризующие нерегулярные турбулентные процессы. К таким относятся, в частности, F -рассеяние, Es -рассеяние и так называемый коэффициент полупрозрачности спорадического слоя.

Несколько десятилетий тому назад исследование турбулентных эффектов в связи с процессами подготовки землетрясений считалось очень большой экзотикой, но в последние годы оказалось [6, 10, 12, 13], что ионосферная турбулентность изменяется в связи с процессами подготовки землетрясений. В этой работе мы обратимся к анализу турбулентности в Es-слое в первую очередь по данным станции вертикального зондирования (ВЗ) «Петропавловск–Камчатский», сравнивая эти результаты с результатами, полученными на станции «Токио».

Метод исследования

В настоящей работе были исследованы ионосферные эффекты землетрясений с использованием часовых данных станций вертикального зондирования «Кокубунжи» (Токио) ($\varphi=35.7^\circ$ с.ш., $\lambda=139.5^\circ$ в.д., 1957-1990 гг.), станции «Петропавловск-Камчатский»

($\varphi = 53.0^\circ$ с.ш., $\lambda = 158.7^\circ$ в.д., 1968-1995 гг.), представленных в Интернете <http://www.rl.ac.uk.wdcci/data.html> и 15 минутных данных станции «Петропавловск-Камчатский» за летние месяцы 2004 года.

Наиболее близка к земле E -область ионосферы, поэтому исследованиям эффектов подготовки в E -области было посвящено немало работ (2, 11, 16). В дневных условиях на высотах E -области ионосферы (от 90 до 130 км над поверхностью Земли) существуют как регулярный слой E , так и нерегулярные образования, называемые спорадическими слоями Es . В ночное время плотность ионизации регулярного слоя E , как правило, очень мала, след от него на ионограммах отсутствует, и доступны для изучения только спорадические слои Es .

Спорадические слои Es — это облака повышенной ионизации блинообразной формы, возникающие на высотах 90÷140 км, имеющие большие размеры по горизонтали и малые по вертикали, состоящие, как правило, из долгоживущих металлических ионов. Образование спорадических слоев обычно связывают с явлением ветрового сдвига (1, 18).). Согласно этой модели они образуются на таких высотах, где локальные зональные ветры меняют направление с западного на восточное. Заряженные частицы “сгоняются” по направлению к точке, в которой скорость ветра равна нулю, и в результате образуется Es -слой. Расплывание слоев происходит, в основном, благодаря амбиполярной диффузии, а также и турбулентной диффузии, если имеет место турбулизация ионосферной плазмы.

По порядку величины максимальная концентрация в Es -слоях достигает 10^5 - 10^6 см⁻³, при этом их горизонтальный размер варьирует от 100 до 200 км. Плотность ионизации в E -области составляет $N \leq 10^5$ см⁻³ днем и на два-три порядка меньше ночью.

Толщина слоев (то есть характерный размер области повышенной ионизации по вертикали) может изменяться от нескольких сотен метров до нескольких километров. Если спорадический слой состоит из долгоживущих металлических ионов, то время его расплывания при наличии только амбиполярной диффузии составляет десятки часов. За это время слой может сместиться по горизонтали за счет нейтральных ветров на несколько сотен километров. Одна из основных характерных частот, определяемых по ионограмме при вертикальном зондировании, — частота экранирования $fbEs$, как принято в настоящее время, соответствует максимальной плотности ионизации в спорадическом слое, $fbEs \sim (N_{max})^{1/2}$. Другой характерный параметр слоя, определяемый по ионограммам, — частота $foEs$, при которой слой перестает быть отражающим для обыкновенной волны. Как выяснилось, эта характерная частота достаточно сильно зависит от характеристик станции вертикального зондирования, от уровня поглощения радиоволн и от тонкой структуры электронной концентрации Es -слоя (пятна и острова ионизации, расслоения) [17], и определяется турбулентностью плазмы спорадического слоя [5]. Спорадические слои часто имеют тонкую структуру по горизонтали и вертикали. Мелкомасштабную турбулизацию можно характеризовать диапазоном полупрозрачности ($foEs$ - $fbEs$). В работе [4] отмечались случаи, когда за 2-5 минут $foEs$ менялось на 1-2 МГц. Для объяснения таких быстрых изменений в упомянутой работе было сделано предположение, что мелкомасштабная низкочастотная турбулизация вызывается акустическими импульсами, распространяющимися от поверхности Земли до высот ионосферы.

На рис. 1 представлен суточный ход коэффициента полупрозрачности $Q = (foEs - fbEs)/fbEs$ по данным станции «Токио» при высокой (индекс Вольфа $W > 70$) и низкой (индекс Вольфа $W < 70$) солнечной активности. За рассмотренные годы медианное значение индекса Вольфа составляло порядка 70. При увеличении солнечной активности коэффициент полупрозрачности слегка уменьшается, по-видимому, из-за повышения температуры нейтралов, что, по-видимому, характеризует уменьшение интенсивности мелкомасштабных турбулентных движений в спорадическом слое. Эта зависимость значительно слабее суточной.

На рис. 2 представлен суточный ход коэффициента полупрозрачности Q по

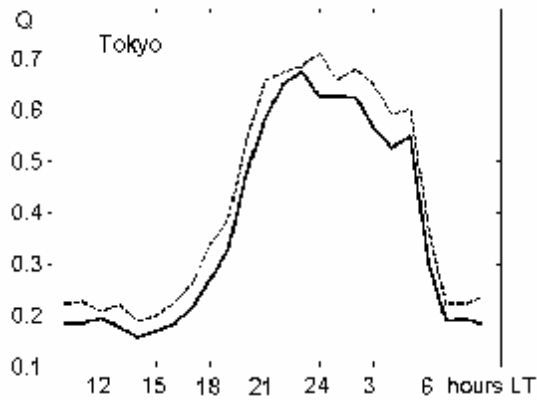


Рис.1. Суточный ход коэффициента полупрозрачности Q при высокой (сплошная линия) и низкой (пунктир) солнечной активности

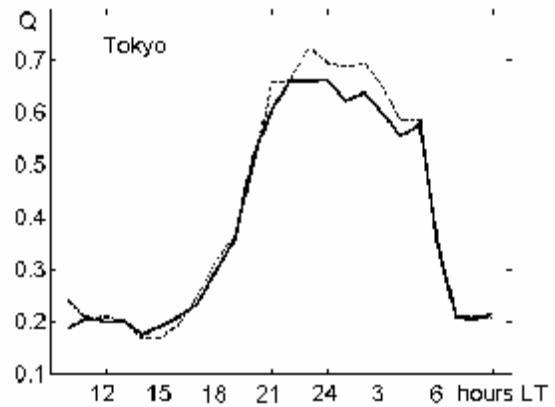


Рис.2. Суточный ход коэффициента полупрозрачности Q при высокой (сплошная линия) и низкой (пунктир) магнитной возмущенности.

данным станции «Токио» при высокой ($\Sigma Kp > 18$) и низкой ($\Sigma Kp < 18$) геомагнитной активности. За рассмотренные годы медианное значение ΣKp составляло порядка 18. При исследовании эффектов влияния геомагнитных вариаций сутками с возмущенной ионосферой считались сутки с $\Sigma Kp > 18$ и сутки после – время отрицательной фазы геомагнитной бури, которая, как правило, наступает через сутки-часы повышения Kp -индекса. Из рис.2 видно, что коэффициент полупрозрачности слегка уменьшается в магнитно-возмущенное время.

Характеристикой крупномасштабной (сотни метров) турбулизации спорадических слоёв E_s можно считать E_s -рассеяние, которое проявляется как диффузность, расплывчатость следа спорадического слоя E_s на ионограммах вертикального зондирования. Проявление E_s -spread имеет заметный максимум в минимуме 11-летнего солнечного цикла, причем наблюдается E_s -spread, как правило, при небольших значениях плотности спорадического слоя E_s . В минимуме солнечного цикла E_s -spread чаще наблюдается при значениях $fbEs < (2.5 \div 3)$ МГц, однако, в максимуме солнечного цикла E_s -spread чаще наблюдается при более низких значениях плотности спорадического слоя $fbEs < (1.5 \div 2)$ МГц. Распространена гипотеза, что E_s -spread вызывается акустическими импульсами, распространяющимися в атмосфере; [7, 18]. В годы солнечного максимума акустические импульсы сильнее поглощаются, по-видимому, редко достигают высот ионосферы, причем могут турбулизировать только менее плотные спорадические слои [9].

Итак, можно полагать, что как мелкомасштабная, так и крупномасштабная турбулизация вызывается акустическими импульсами, распространяющимися в атмосфере.

В настоящей работе в связи с землетрясениями исследуются суточный ход коэффициента полупрозрачности Q , характеризующего мелкомасштабную турбулентность, и суточный ход числа наблюдений E_s -рассеяния, характеризующего крупномасштабную турбулентность.

Обычно при исследовании сейсмоионосферных эффектов выбирают невозмущенные (слабовозмущенные) дни, а остальные исключают. В нашей работе мы анализируем только дни с $W < 100$ и $\Sigma Kp < 35$, таким образом, исключается из анализа немногим меньше половины всех дней.

Авторы исходили из предположения, что сейсмоионосферные эффекты в спорадическом слое E могут быть вызваны акустическими волнами с периодами до 5 мин. Радиус области подготовки землетрясения можно оценить, исходя из формулы Добровольского [8]: радиус области подготовки $R_{Добр} \sim \exp(M)$, где M – магнитуда землетрясения. Из геометрических соображений слабые возмущения, распространяющиеся от поверхности Земли, могут вызвать изменения в ионосфере, если

размер области подготовки порядка расстояния от поверхности Земли до E области, т.е. $H \sim d = 2R$, следовательно, магнитуды землетрясений должны превышать $M=4$. На высоте ионосферы амплитуда акустических возмущений, распространяющихся от поверхности Земли, будет максимальной при их вертикальном распространении. Исходя из этого, авторы предлагают рассматривать землетрясения, области подготовки которых расположены не слишком далеко от станции вертикального зондирования, расстояние от станции до эпицентра $R - R_{Добр} < 100$ км. Рассматривались только коровые землетрясения с глубиной $h < 40$ км.

Ранее в работе [3] по 15-минутным данным станции Душанбе было получено, что вероятность наблюдения E_s -рассеяния увеличивается за 1-3 суток перед изолированными во времени землетрясениями с $M > 4.5$ по сравнению с предшествующими тремя днями, что характеризует увеличение интенсивности крупномасштабных турбулентных движений в спорадическом слое.

В настоящей работе по данным станции Петропавловск-Камчатский также наблюдалось увеличение E_s -рассеяния в $(-2, -1, 0)$ сутки перед землетрясениями с $M > 4$ по сравнению с остальными сутками, которые считались фоновыми. За май-август 2004 года число таких дней составило 54 (из 120 рассмотренных).

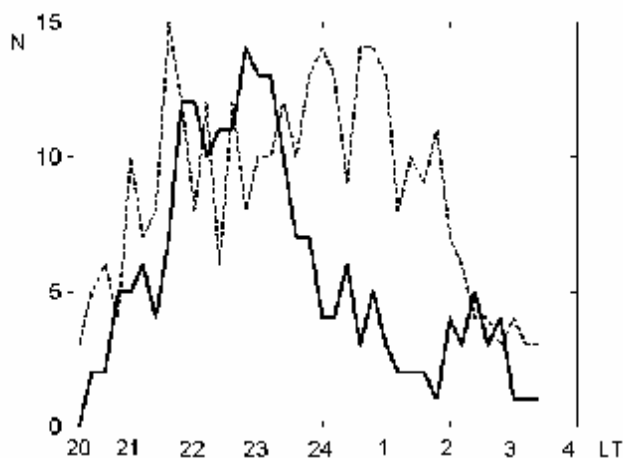


Рис.3. Число наблюдений E_s -рассеяния в зависимости от локального времени для «сейсмоактивных» суток (сплошная линия), и «фоновых» суток (штриховая линия).

Далее подсчитывалось число наблюдений E_s -рассеяния за интервал времени с 20 до 3 час LT для каждого из моментов измерений (каждые 15 мин) отдельно для «сейсмоактивного времени», т.е. в $(-2, -1, 0)$ сутки и для «фоновое время». Такой подход позволил выяснить, в какое время суток чаще наблюдается E_s -рассеяние, связанное с процессами подготовки землетрясений. Было получено, что $(-2, -1, 0)$ сутки перед землетрясениями с 22 до 24 час LT имеется отчетливый максимум числа наблюдений E_s -рассеяния (см. Рис.3).

Итак, даже перед сравнительно слабыми ($M > 4$), но близкими ($R - \exp(M)) < 100$ км

к станции ВЗ землетрясениями число наблюдений E_s -рассеяния увеличивается в предполуночные часы.

Однако при исследовании вариаций коэффициента полупрозрачности выяснилось, что только при магнитуде землетрясения $M > 5$ наблюдается воздействие процессов подготовки землетрясений. Проводя процедуру наложения эпох для коэффициентов полупрозрачности, получаем для близких ($R - \exp(M)) < 100$ км коровых землетрясений с $M > 5$ увеличение коэффициента полупрозрачности в восходные и закатные часы (см. рис. 3). «Сейсмоактивными» также считались $(-2, -1, 0)$ сутки. Часы восхода и заката различаются для «Токио» и «Петропавловска» из-за разницы географических широт.

При наложении эпох были использованы данные для нескольких десятков землетрясений, но поскольку спорадический слой существует далеко не всегда, число реальных значений для каждого часа, использованное при наложении эпох, составляло порядка 20, что недостаточно для получения статистически достоверного результата. Поэтому полученный результат можно считать только предварительным.

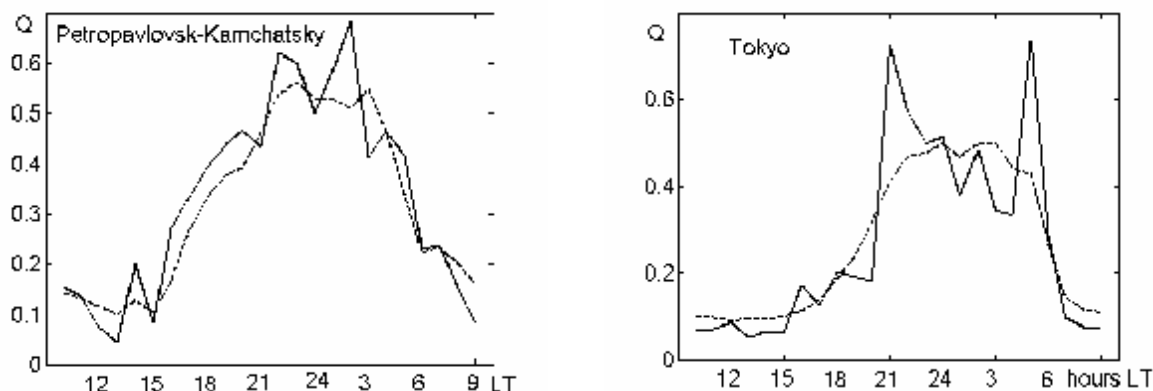


Рис. 3 Результаты наложения эпох для коэффициента полупрозрачности Q . Сплошная линия – «сейсмоактивные» (-2,-1,0) дни, пунктир – фоновые дни.

Выводы и обсуждение результатов.

Исследование мелкомасштабной турбулизации в E_s слое (коэффициент полупрозрачности E_s -слоя), показало её интенсификацию в часы восхода и заката Солнца за 1-3 суток до землетрясений с $M > 5$. Характерный масштаб неоднородности составляет десятки метров.

Исследование крупномасштабной турбулизации (E_s -рассеяние), показало увеличение числа наблюдений E_s -рассеяния в предполуночные часы (с 22 до 24 LT) за 1-3 суток перед землетрясениями с $M > 4$. Характерный масштаб неоднородности составляет сотни метров.

Все рассмотренные землетрясения были неглубокими, т.е. $h < 40$ км, и находились на расстояниях R меньших, чем радиус области подготовки по Добровольскому $R_{Добр} \sim \exp(M)$ плюс 100 км.

Нужно подчеркнуть, что и число наблюдений E_s -рассеяния, и величина коэффициента полупрозрачности уменьшаются в годы высокой солнечной активности. Это можно связать с усиленной диссипацией акустических возмущений в нагретой атмосфере в годы 11-летнего солнечного максимума.

Вероятность появления E_s -рассеяния уменьшается с повышением температуры атмосферы значительно сильнее, чем коэффициент полупрозрачности в несколько раз при изменении от минимума к максимуму 11-летнего солнечного цикла. (Липеровская и др., 2000). А в настоящей работе получено, что средние коэффициенты полупрозрачности при высокой и низкой солнечной активности различаются на $\sim 10\%$.

Таким образом, вероятность наблюдения E_s -рассеяния сильнее зависит от температуры, чем коэффициент полупрозрачности E_s -слоя; на E_s рассеяние влияют даже слабые землетрясения ($M > 4$), а на коэффициент полупрозрачности – только более сильные, с $M > 5$.

Что же может являться причиной увеличения E_s -рассеяния и коэффициента полупрозрачности перед землетрясениями?

Временной интервал перед полуночью (с 22 до 24 час LT), был выявлен в работах [14, 15], в которых в связи с землетрясениями изучалось ULF вариации магнитного поля в диапазоне (0.05-0.2 ГЦ). Можно предположить, что увеличение E_s -рассеяния перед землетрясениями вызвано увеличением активности акустических импульсов, с частотами, меньшими или порядка 0.05 ГЦ, (т.е. с периодами от 20 с и до нескольких минут), которые распространяются от области подготовки землетрясений вверх и доходят до ионосферных высот. Возможно, что и акустические импульсы, и ULF вариации магнитного поля вызваны одними и теми же причинами.

В закатные и восходные часы наступает время усиления неравновесных процессов, развития неустойчивостей в ионосферной плазме. Возможно, что в связи с воздействием

процессов подготовки землетрясений коэффициент полупрозрачности сильнее изменяется именно в это время суток при изменении условий динамического равновесия.

Список литературы

1. Гершман Б.Н., Игнатьев Ю.А., Каменецкая Г.Х. Механизмы образования ионосферного спорадического слоя E_s на различных широтах. – М.: Наука, 1976. – 108 с.
2. Корсунова Л.П. Предвестниковые эффекты в спорадическом слое E от коровых землетрясений вблизи Японии и Средней Азии // Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений :III междунар. конф., с. Паратунка Камч. обл., 16–21 авг. 2004 г. : сб. докл. – Петропавловск-Камч. : ИКИР ДВО РАН, 2004. с.65-70.
3. Липеровская Е.В., Силина А.С., Сайдшоев А., Липеровский В.А., Майстер К.-В., Васильева Н.Э. Об эффекте E_s -рассеяния ночных спорадических слоев // Геомагнетизм и Аэронавигация. 2000. № 1. Т. 40. С. 120–122.
4. Липеровский В.А., Сенченков С.А., Липеровская Е.В., Майстер К.-В., Рубцов Л.Н., Алимов О.А. Изучение возмущений во временном ходе частоты $f_b E_s$ ночного среднеширотного слоя E_s на основе минутных измерений // Геомагнетизм и Аэронавигация. 1999. Т. 39. № 1. С. 131–134.
5. Фаткуллин М.Н., Васильев К.Н., Зеленова Г.И., Савина О.Н. Явление E-рассеяния в среднеширотной ионосфере // Геомагнетизм и аэронавигация. 1985. Т.25, N 3. С.388-393.
6. Alimov O.A., Gokhberg M.B., Liperovskaya E.V., Gufeld I.L., Liperovsky V.A., Roubtsov L.N. Anomalous characteristics of the middle latitude E_s layer before earthquakes // Phys. Earth and Planet. Inter. 1989. Vol. 57. P. 76–81.
7. Bowman G. G. Some aspects of mid-latitude spread E_s and its relationship with spread F // Planet. and Space Sci. 1985. V. 33, N 9. P. 1081-1089.
8. Dobrovolsky I. R., Zubkov S. I., Myachkin V. I., Estimation of the size of earthquake preparation zones// Pageoph. 1979. V.117. P. 1025-1044.
9. Hickey M.P., Schubert G., Walterscheid R.L. Acoustic wave heating of the thermosphere// J. Geophys. Res. 2001. V.106, N A10, P.21543-21548.
10. Silina A.S., Liperovskaya E.V., Liperovsky V.A., Meister C.-V. Ionospheric phenomena before strong earthquakes // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2001. Vol 3. P. 1-6.
11. Liperovsky V.A., Pokhotelov O.A., Liperovskaya E.V., Parrot M., Meister C.-V., Alimov A. Modification of sporadic E-layers caused by seismic activity //Surveys in Geophysics, 2000, V . 21, P . 449-486.
12. Liperovsky, V. A., Meister, C.-V., Liperovskaya E.V., Vasil'eva, N.E., Alimov, O. On E_s -spread effects in the ionosphere before earthquakes // Natural Hazards and Earth System Sciences. 2005, V.5 N1, P.59-62.
13. Liperovskaya E. V., Meister C.-V., Pokhotelov O.A., Parrot M., Bogdanov V. V., and Vasil'eva N. E. On E_s -spread effects in the ionosphere connected to earthquakes // Natural Hazard and Earth System Sciences, 2006. №6. P.740-744.
14. Molchanov O.A., Schekotov A.Yu., Fedorov E.N., Belyaev G.G., Solovieva M., Hayakawa M., Preseismic ULF effect and possible interpretation, Ann. Geophys., 47 (1), 121-133, 2004.
15. Molchanov O., Schekotov A., Solovieva M., Fedorov E., Gladyshev V., Gordeev E., Chebrov V., Saltykov D., Sinitsin V.I., Hattori K., Hayakawa M., Near-seismic effects in ULF fields and seismo-acoustic emission: statistics and explanation // Natural Hazards and Earth System Sciences, 5, 1-10, 2005.
16. Ondoh T. Anomalous sporadic-E ionization before a great earthquake // Adv. in Space. Res. 2004, V.34. P.1830-1835.
17. Takefu, M., Effects of scattering on the partial transparency of sporadic E-layers. 2. Including the Earth's magnetic field // J. Geomagn. and Geoelectr. V.41 N.8, 699-726, 1989.
18. Whitehead J.D., Recent work on mid-latitude and equatorial sporadic-E // J. Atmos. Terr. Phys. 1989. V.51. N.5, P.401-424.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И ИНФРАКРАСНОЕ ИЗЛУЧЕНИЕ В АЭРОЗОЛЬНЫХ ОБЛАКАХ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

ELECTRICAL FIELDS AND INFRARED EMISSION IN AEROSOL CLOUDS BEFORE EARTHQUAKES

*В.А. Липеровский¹, В.В. Михайлин², Б.М. Шевцов³, Р.М. Умарходжаев⁴,
В.В. Богданов³, К.-В. Мейстер⁵*

¹*Институт физики земли РАН,*

²*Физический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова,*

³*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН,*

⁴*НИИЯФ МГУ им. М.В. Ломоносова,*

⁵*Астрофизический институт, Потсдам, Германия*

A model of generation of non-stationary bay-formed variations of local electric fields in the atmosphere is analyzed in the work. These variations with characteristic time scales of 1–60 min were observed above faults a few tens of hours before earthquakes in a number of experiments, carried out in Kamchatka in particular. In the model, the presence of aerosols, upstreaming air flows and increased ionization velocity, caused by radon emanation, are proposed.

The local electric field bay-formed variations should cause to the local pulses of electrical currents and non-equilibrium infrared emissions 0.7–70 μm and local pulses of magnetic fields. Anomalies of equilibrium infrared emission above seismoactive fault regions in the night conditions before earthquakes were observed over and over again with low-altitude satellites, and the observations allowed to make a conclusion that the temperature of the region of earthquake preparation increased by a few degrees. But it seems likely that nobody observed local pulses of non-equilibrium infrared emissions with the duration of 10–60 min and modification of infrared spectra in night conditions in connection to earthquakes. So it would be interesting to carry out special on-ground observations of night atmosphere infrared emission and electrical and magnetic quasi static fields in a few near-fault points in seismoactive regions. To understand the physical mechanism of the phenomenon it is necessary to carry out simultaneous routine vertical sounding of ionosphere.

Введение

1. В течение нескольких последних десятилетий разными авторскими коллективами отмечалось появление световых явлений и аномальных вариаций электрического поля в приземной атмосфере перед землетрясениями. В частности, световые явления наблюдались перед ташкентским землетрясением 1966 г. Результаты, полученные до 1980 г., суммированы в книге [18]. Согласно историческим источникам, вспышки света и другие световые явления в течение тысячелетий неоднократно наблюдались в ночных условиях перед разрушительными землетрясениями. Проста и естественна была мысль о том, чтобы использовать световые явления в качестве предвестников землетрясений, но выяснилось, что световые явления перед землетрясениями бывают далеко не всегда [24]. По историческим источникам вспышки света наблюдались последние 2000 лет перед землетрясениями с $M > 6$ в одном случае из 20 за 5–6 дней до землетрясений. Таким образом, световые явления нельзя использовать в качестве предвестника землетрясений. Исследовать вспышки инфракрасного (ИК) неравновесного излучения в связи с проблемой прогноза землетрясений, по-видимому, никто еще не пытался. Можно предположить, что если электрические поля перед землетрясениями недостаточно велики для возникновения световых вспышек, то вероятно, что эти поля будут достаточными для возбуждения неравновесного ИК-излучения.

В настоящей работе анализируется возможный нестационарный модельный процесс генерации и исчезновения локального вертикального электрического поля в атмосфере в надразломной зоне за несколько дней перед землетрясениями при появлении в атмосфере радона литосферного происхождения, присутствии аэрозолей и наличии

вертикальных потоков воздуха. Электрические поля могут приводить как к всплескам джоулева нагрева электронов и ионов, так и к всплескам неравновесного инфракрасного излучения, которое в ночных условиях может наблюдаться в атмосфере. Такое явление может быть условно названо «атмосферным ИК-сиянием» – предвестником землетрясения.

2. Электрические поля перед землетрясениями в атмосфере – причина локального инфракрасного излучения

Экспериментальное исследование возмущений квазипостоянного электрического поля в связи с землетрясениями проводится уже несколько десятилетий [10, 12, 14, 25, 27,]. Выяснено, что продолжительные аномалии электрического поля возникают за первые часы, десятки минут до землетрясения на расстояниях до 200-250 км от эпицентров.

Такие возмущения электрического поля обычно объяснялись увеличением проводимости воздуха перед землетрясениями за счет выбросов радона. Однако отмечалось, что локальным увеличением проводимости возникновение электрического поля обратной полярности объяснить нельзя [10].

Вариации проводимости и электрического поля связаны с вариациями плотности аэрозолей в атмосфере. При дроблении, взаимном трении частиц и притяжении малых ионов к ним возникает пространственный электрический заряд. Не скомпенсированные заряды пылевых облаков при пылевых бурях могут вызвать грозные явления [2, 26, 27].

Эффекты такого рода наблюдались и анализировались, в частности, в масштабном эксперименте «МАССА» [2]. Если по каким-либо причинам пыль становится радиоактивной, то увеличивается плотность заряженных частиц каждого знака, влияние аэрозолей на атмосферное электрическое поле усиливается.

В ночных условиях, когда температура приземного воздуха понижается, а относительная влажность увеличивается, достаточно вероятен процесс конденсации водяного пара на заряженных аэрозолях и дальнейшей зарядки крупных аэрозолей преимущественно отрицательно, а мелких положительно [20]. Появление в атмосфере больших отрицательных зарядов, на высоте более десятка метров, приводящих к появлению электрического поля обратной полярности, может быть интерпретировано на основе механизма образования квазидиполей – френкелевских генераторов [21].

Отметим, что очень интересное и полезное обобщение и анализ результатов наблюдения аномалий напряженности электрического поля и плотности вертикального электрического тока содержатся в работе [13], где предполагалось, что регистрируемые возмущения квазипостоянного вертикального электрического поля могут быть интегральным эффектом потока импульсов ЭМИ. При этом было выделено два типа аномалий электрического поля.

Первый тип аномалии E заключается в уменьшении от значений, характерных для условий хорошей или близкой к ним погоды, до некоторого значения E_{min} и последующем увеличении примерно до прежнего уровня. При этом значение E_{min} становится часто отрицательным, т.е. происходит изменение знака E . Длительность такой аномалии обычно 0.3-4 ч. *Второй тип аномалии E* представляет обычно пакет колебаний с некоторым набором частот, возникающий внезапно на фоне нормального или близкого к нему атмосферного электрического поля. Длительность всего возмущения от 0.2 до 3-4 ч, а видимый период колебаний находится в пределах от первых секунд до 1,5-2 ч, причем амплитуда может превышать фон в несколько раз.

Ряд приведенных наблюдений показал, что предвестниками землетрясений могут также являться модификации аэрозольных характеристик приземного слоя атмосферы, которые существенно изменяются за несколько часов до момента землетрясения [1, 6].

Интересная модель, которая объясняет генерацию аномального электрического поля в приземной атмосфере перед землетрясениями была предложена в работе [26]. Эта

модель учитывает появление источников ионизации при выделении радона из земной коры и наличие процесса гидротации – притяжения молекул воды к только образовавшимся ионам, ионным кластерам, предохраняющим заряженные частицы от рекомбинации.

В работах [11, 17, 22,] приведены результаты современно поставленного эксперимента по измерению вариаций вертикального электрического поля в связи с землетрясениями. Первый важный результат работ: аномалия в суточном ходе напряженности квазипостоянного вертикального электрического поля перед землетрясениями проявляется в виде бухтообразных вариаций, чаще понижений различной длительности и глубины. Аномалии электрического поля до и сразу после землетрясений на 1-2 порядка превышают средние фоновые значения. Второй важный результат, полученный в том же цикле исследований на Камчатке: наиболее вероятное значение бухт составляет 100-300 В/м, а длительности аномалии 40-60 мин. При этом был подчеркнут мозаичный характер процессов в литосфере.

3. Модель и некоторые оценки

Рассмотрим следующую модель. Пусть в «начальный момент» $t=0$ в атмосфере задано облако аэрозолей в форме «блина» двух сортов, «крупных» и «мелких» частиц размером R и r . Плотность крупных аэрозолей N_R , плотность мелких аэрозолей N_r .

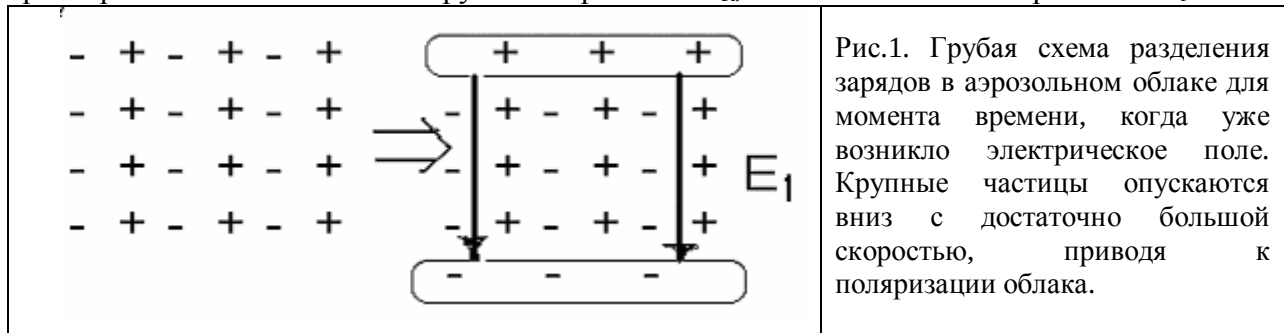


Рис.1. Грубая схема разделения зарядов в аэрозольном облаке для момента времени, когда уже возникло электрическое поле. Крупные частицы опускаются вниз с достаточно большой скоростью, приводя к поляризации облака.

Допустим, в это облако аэрозолей в начальный момент $t=0$ добавляется ионизатор радон, происходит ионизация, при этом крупные аэрозоли заряжаются преимущественно отрицательно [16], а мелкие – положительно. Например, примем, что радиус крупных частиц $R=20$ мкм, а мелких – $r_+=1$ мкм. Предположим далее, что быстрая ионизация и дополнительная зарядка аэрозолей прошла и прекратилась. Крупные частицы, заряженные отрицательно, опускаются быстрее и имеют относительную скорость U_- , направленную вниз, а мелкие практически покоятся. Схематическая картина представлена на рис. 1. Описанная система – это «френкелевский» генератор локального электрического поля.

Такую систему можно упрощенно рассматривать как «плоский конденсатор». В этом случае

$$E_* = \frac{z_0 r_+}{e_0}, \quad \Delta\tau \sim \frac{\sqrt{\min(x_0^2, y_0^2)}}{U_-}$$

где z_0 – характерный размер сдвига по вертикали, x_0 и y_0 – характерные размеры облака по горизонтали. Таким образом, – «время существования» максимального поля определяется минимальным размером облака в плоскости XY .

Выразим напряженность электрического поля через заряд.

$$E_* = \frac{z_0 r_+}{e_0} = \frac{Q}{e_0 x_0 y_0} = \frac{s_{eff}}{e_0} = \frac{Q_+}{S e_0}$$

Если же рассмотреть случай, когда в начальный момент облако было задано в форме шара, то эта геометрия дает меньшее в 4 раза максимальное значение поля E_* , но то же самое по порядку величины.

Во всех случаях амплитуда всплеска вертикального локального электрического поля в атмосфере между зарядами определяется средней «поверхностной» плотностью положительного заряда $Q_+/S = \sigma_{eff}$, причем в верхней части облака заряд положительный, а в нижней – отрицательный.

Анализ случаев различной геометрии облака оправдывает проведение оценок электрического поля, не конкретизируя геометрию расположения аэрозолей и геометрию их ионизации. При этом «время существования» максимального электрического поля определяется минимальным горизонтальным размером облака и относительной вертикальной скоростью мелких и крупных аэрозолей.

Поскольку убывание электрического поля без поддержания электродвижущей силы пропорционально $\exp(-t/\tau)$, то во всех случаях «время существования» локального электрического поля не может быть больше, чем в несколько раз времени максвелловской релаксации $\tau \sim 10$ мин. А до того момента, когда создавшееся поле уменьшится на порядок, пройдет несколько интервалов максвелловского времени релаксации. Можно предполагать, что максимальное время существования электрического поля, когда оно еще достаточно велико – 40-60 мин, в атмосфере без повышенной плотности аэрозолей и дополнительной ионизации. При нестационарных всплесках в области генерации поле уменьшается на 2-3 порядка от максимального значения, что вполне измеряемо и гораздо больше среднего электрического поля. А максимальное значение по оценкам составляет 10^5 В/м. Если область генерации достаточно велика, и находится от области измерения на расстоянии всего в несколько раз больше, чем размер облака, можно наблюдать аномалию электрического поля заметно выше средней в виде бухты длительностью 40-60 мин. Если усложнить модель и учесть еще и процесс продолжения ионизации, то реальная продолжительность аномалии будет больше.

Имея в виду модель двух «заряженных пластин конденсатора» можно представить уравнение для максимального электрического поля в виде

$$ae \frac{\partial E_x}{\partial t} = U - r_+(t) - l_{eff} \left(N_a, \frac{n}{n_0}, n_e \right) E^*$$

где a – некий геометрический коэффициент порядка 1, он равен единице для идеального конденсатора, λ_{eff} – эффективная проводимость. Максвелловское время релаксации в атмосфере обычно оценивается как $\tau_0 = \varepsilon_0 / \lambda_0$, где λ_0 – средняя проводимость при отсутствии аэрозолей.

Первый член учитывает увеличение поля при дальнейшем гравитационном разделении зарядов, второй – уменьшение из-за электропроводности.

Известно, что наличие аэрозолей в атмосфере, особенно крупных, приводит к уменьшению проводимости в атмосфере [8], так как ионы, обеспечивающие проводимость, присоединяются к аэрозолям. С другой стороны, дополнительная ионизация, связанная с появлением радона, должна приводить, наоборот, к увеличению проводимости. Для условий Камчатки проводимость по большей части скорее уменьшается на порядок, и это соответствует наблюдаемым характерным временам бухт электрического поля перед землетрясениями.

Могут быть другие ситуации, когда рекомбинация зарядов происходит медленнее, чем обычно. Например, если область повышенной ионизации окружена со всех сторон аэрозольным слоем с уменьшенной проводимостью. Так что реальна ситуация, когда время существования заряженного облака больше в несколько раз, чем среднее максвелловское время релаксации в окружающей атмосфере.

Известно, что пробой в атмосфере наступает, когда энергия, набираемая электроном в «среднем» постоянном электрическом поле достаточна для ионизации $W_0 \sim qE_0 L_f$, где энергия ионизации $W_0 \sim 15$ ЭВ, напряженность пробойного электрического поля $E_0 \sim 3 \cdot 10^6$ В/м, L_f – средняя длина свободного пробега.

Для электрического поля любой напряженности, меньшей, чем пробойное, энергия,

набираемая в постоянном поле порядка энергии кванта ИК-излучения $qEL_f \sim W \sim hc/\lambda$, где λ – длина волны кванта света в интересующей нас инфракрасной области спектра.

Для излучения на «красной» границе ($\lambda_1=0.7$ мкм) $W_r=1.75$ ЭВ, а соответствующее электрическое поле должно быть порядка $E_r=3.5 \cdot 10^5$ В/м.

Для ИК-излучения с длиной волны $\lambda_m=24$ мкм, большей на полтора порядка $W_m=0.052$ ЭВ, а соответствующее электрическое поле должно быть порядка $E_m=1,1 \cdot 10^4$ В/м.

Заметим, что обычно говорят о наборе энергии в электрическом поле на длине свободного пробега. Однако, реально, длина свободного пробега частиц имеет функцию распределения, и велика доля частиц, имеющих свободный пробег, например, в несколько раз больше. Отсюда и появляется очень грубая оценка всплесков электрического поля $\sim 10^3$ В/м и ожидания возникновения локальных мозаично расположенных областей ИК-излучения. Предлагая в этой работе изучение ИК-спектров от 0.7 мкм до 24 мкм в связи с землетрясениями, можно предположить, что электрические поля в областях излучения должны быть $\sim 10^3$ В/м, а в приземном слое 200÷500 В/м. Эти оценки грубы и требуют экспериментальной проверки.

4. Обсуждение

4.1. Естественно, что аэрозольные структуры атмосферы разнообразны и как правило, неоднородны, что ведет к резким неоднородностям «френкелевских» электрических полей. Среднее электрическое поле будет достаточно интенсивным только для достаточно «толстых» по вертикали облаков, т.е. общая картина электростатического поля определяется в атмосфере «интегральными» зарядами достаточно большого облака, и ему соответствует интегральная по высоте разность потенциалов. Локальная структура электрического потенциала в атмосфере модифицируется. А пробой и всплески свечения наблюдаются там, где возникает локальный максимум поля. Могут появляться светящиеся облака, «токовые вспышки», вызванные нестационарными локальными электрическими полями. Вспышки электрического поля приведут к вспышкам инфракрасного излучения, а также к всплескам электрического поля на земле продолжительностью несколько секунд [10].

Авторы полагают, что изучаемые процессы возникновения ЭДС и генерации бухтообразных локальных электрических полей и токовых систем различны в разных сейсмоактивных зонах. Могут быть разные аэрозольные системы, и соответственно, разные характерные длительности бухтообразных всплесков электрического поля. Можно предположить, что на суше вблизи моря, в частности, на Камчатке, где достаточно высока влажность в вечернее и ночное время, имеет место процесс конденсации водяного пара на минеральных аэрозолях. Соответственно τ – время максвелловской релаксации больше обычного среднего времени максвелловской релаксации. Можно предположить (а потом и проверить в специальной работе), что вдали от моря, например, в Средней Азии или на Северном Кавказе вероятны более кратковременные всплески электрического поля и ИК-излучения при его атмосферной «френкелевской» генерации.

4.2. В настоящее время проводится исследования равновесного ИК-излучения земной поверхности с использованием спутников.

В работах [4, 28] на основе измерений со спутников изучались аномалии инфракрасного излучения земной поверхности, характеризующие тепловые аномалии, связанные с землетрясениями в Японии и Китае. Было обнаружено наличие положительных тепловых аномалий, ассоциированных с системами разломов в земной коре.

При использовании данных о вариациях ночной температуры на земной поверхности от MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectra Radiometer), полученных на борту спутника National Aeronautical space Agency Terra Satellite, и сравнении их с данными по излучению земной поверхности [23] была найдена корреляция между

атмосферными динамическими процессами и процессами в твердой земле перед землетрясением 26.01.2001 в Bhuj Gujard в западной Индии $M=7.7$. За 5-6 дней перед землетрясением обнаружено увеличение температуры на 3-4 градуса С на расстоянии не более 200 км от эпицентра. Отметим, что при исследовании на спутниках обнаруживают аномалии температуры, а не электрических полей.

4.3. Все измерявшиеся в связи с землетрясениями в последние годы электрические поля регистрировались вблизи поверхности земли [5, 7, 10, 13, 15, 17, 18]. И эти измерения привели к выводу, что перед землетрясениями появляются вариации электрического поля в диапазоне длительностей от импульсов-«миллисекундников» до часовых бухт. Почти во всех исследованиях измерения практически все одноточечные, хотя в ряде работ и был сделан вывод о мозаичности проявления электрических полей сейсмической природы. В литературе пока нет никакой статистически значимой информации о характерных пространственных масштабах появления этих полей! Измерения характерных вертикальных и горизонтальных масштабов этих полей также не проводились.

5. Заключение

Как представляется авторам, перспективно проведение инфракрасного сканирования атмосферы на высотах до нескольких километров и выше при достаточно хорошей погоде, на Камчатке, в сейсмоактивной зоне. Также нужно продолжать непосредственные измерения электрического поля E , тока j и проводимости, причем многоточечные.

В связи с этим интересны и важны работы по предварительному лабораторному изучению ИК- спектров, планируемые в НИИЯФ МГУ.

Заметим, что изучение инфракрасных спектров свечения атмосферы для неравновесного излучения, по-видимому, еще не использовалось с целью поиска предвестника землетрясений.

В НИИЯФ МГУ предполагается провести разработку и выбор оптической схемы наблюдения на лабораторной установке, имитирующей натурные условия, с защитой от фоновых лабораторных физических полей, регистрирующей всплески инфракрасного излучения в электрическом поле в условиях дополнительной ионизации и при наличии аэрозолей. Также предполагается провести оптимальный выбор фотоприемников с нужными спектральными характеристиками, подбор фотостимулируемых люминофоров для регистрации всплесков слабой интенсивности. Здесь следует подчеркнуть, что в МГУ в 1965 г. был создан сканирующий спектрометр СКФ-1 для инфракрасной области фоновых излучений (премия им. Н.И.Вавилова, 1965 г.), а также разработан фурье-спектрометр IFS66 V/S в диапазоне от 0.3 до 3 мкм, диапазон которого частично соответствует инфракрасной области спектра [9, 3, 19].

Еще раз подчеркнем, что хотя механизмов возникновения электрического поля в приземной атмосфере несколько: атмосферные механизмы, литосферные механизмы с образованием трещин, однако все эти механизмы должны приводить к всплескам неравновесного ИК- излучения, совокупность измерений которого в сейсмоактивных зонах и последующий анализ, можно надеяться, приведет к полезным прогностическим результатам. Для практических целей прогноза, конечно, нужны непрерывные измерения на Камчатке, нужен ход во времени ИК-излучения.

Итак, представляется интересным проект, в котором

! была бы разработана и поставлена аппаратура для анализа инфракрасных спектров при круговом сканировании атмосферы в сейсмоактивных зонах.

! было бы необходимо провести лабораторное моделирование инфракрасных спектров в соответствующих электрических полях от 2×10^2 до 10^6 В/м.

! было бы интересно провести первые предварительные наблюдения на Камчатке

Однако, для таких работ нужна кооперация усилий нескольких научных групп.

Список литературы

1. Алексеев А.С., Аксенов В.В. Об электромагнитном поле в очаговой зоне землетрясений // ДАН. 2003. Т.392.№1.С. 101-110.
2. Альперович Л.С., Пономарев Е.А., Федорович Г.В. Геофизические явления, моделируемые взрывом: обзор. Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985, №.11, С.9-21.
3. Васильев А.В., Михайлин В.В., Введение в спектроскопию твердого тела. М., Изд. МГУ.1987. 287 с.
4. Горный В.И., Сальман А.Г., Тронин А.А., Шилин Б.В. Уходящее инфракрасное излучение Земли — индикатор сейсмической активности // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 67-69.
5. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмoeлектромагнитные явления. — М.: Наука. 1988. — 174 с.
6. Гришин А.Н., Матвиенко Г.Г., Алексеев В.А., Алексеева Н.Г., Донченко В.А., Воднев С.А. Аэрозольные и электрические характеристики атмосферы в сейсмоопасных районах// Томск. Институт оптики атмосферы СО РАН. Препринт №6. 2003. 15 с.
7. Здоров А.Г., Моргунов В.А., Степанов М.В. Электромагнитные предвестники и прогноз землетрясений (М=3-4) на Кавминводском полигоне//Физика Земли. 2004. № 12. С. 48-57.
8. Имянитов И.М., Шифрин К.С. Современное состояние исследований атмосферного электричества // Успехи физических наук. 1962. т.76, вып.4, с. 593-642.
9. Королев Ф.А., Михайлин В.В., Клементьева А.Ю., Мещерякова Т.Ф. Скоростной светосильный спектрометр СКФ-1// Прикладная спектроскопия. 1968. С.68-73.
10. Мальцев С.А., Моргунов В.А. К физической модели возмущений электростатического поля литосферной природы в атмосфере и ЭМИ // Физика Земли. 2005. № 9. С.65-73.
11. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Особенности атмосферных шумов, наложенных на вариации квазистатического поля в приземной атмосфере Камчатки // Геомагнетизм и Аэрoномия. 2005. Т.45. №5. С. 690-705.
12. Моргунов В.А. Электрические явления, предшествующие Шикотанскому землетрясению и его афтершокам // Докл. АН СССР. 1998. Т. 359. № 1. С. 102-105.
13. Руленко О.П. Оперативные предвестники землетрясений в электричестве приземной атмосферы//Вулканология и сейсмология. 2000. № 4. С. 57-68.
14. Руленко Р.П., Дружин Г.И., Вершинин Е.Ф. Измерения атмосферного электрического поля и естественного электромагнитного излучения перед Камчатским землетрясением 13.11.93 г. М=7.0//ДАН. 1996. Т.348.№ 6. С. 814-816.
15. Руленко Р.П., Иванов А.В., Шумейко А.В. Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник Камчатского землетрясения 6.III.1992, М=6.1.//ДАН. 1992. Т.326. №6. С. 980-982.
16. Смирнов В.В. Ионизация в тропосфере. Санкт-Петербург, Гидрометеoиздат. 1992. 312с.
17. Смирнов С.Э. Особенности отрицательных аномалий квазистатического электрического поля в приземной атмосфере на Камчатке//Геомагнетизм и Аэрoномия. 2005. № 2. С. 282-287.
18. Соболев Г.А., Демин В.М. Механoeлектрические явления в Земле. — М.: Наука.1980.—260 с.
19. Тернов И.М., Михайлин В.В. Синхротронное излучение. М.: Энергоатомиздат. 1990. 304 с.
20. Френкель Я.И. Теория явлений атмосферного электричества. ГИТТЛ, М-Л. 1949. 155 с.
21. Liperovsky V.A., Meister C.-V., Liperovskaya E.V., Davidov V.F., and Bogdanov V.V. On the possible influence of radon and aerosol injection on the atmosphere and ionosphere before earthquakes// Natural Hazards and Earth System Sciences, 2005. V.5. N6 P. 783 – 789.
22. Mikhailov Yu. M., Mikhailova G.A., Kapustina O.V., Buzevitch A.V., Smirnov C.E. Power spectrum features of near-Earth atmospheric electric field in Kamchatka //Annals of Geophysics. 2004. V. 47. N 1. P. 237-245.
23. Ouzounov D. and Freud F.: Mid-infrared emission prior to strong earthquakes analyzed by remote sensing data, Adv. Space Res. 2004. V.33. P.268–273.
24. Papadopoulos G. A. Luminous and fiery phenomena associated with earthquakes in the East Mediterranean//Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes/Ed. by M.Hayakawa, TERRAPUB, Tokyo, 1999. P.559-575.
25. Pierce E.T. Atmospheric electricity and earthquake prediction / /Geophys. Res. Lett. 1976. V.3. N3. P. 185-188.

26. Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., Hegai V.V., Karelin A.V. Conception and model of seismo-ionosphere-magnetosphere coupling// Seismo Electromagnetics: Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling / Ed. M. Hayakawa and O.A. Molchanov. Tokyo: Terrapub. 2002. P. 353–361.
27. Pulinets S.A., Boyarchuk K.A., Hegai V.V., Kim V.P. and Lomonosov A.M. Quasielectrostatic model of atmosphere-thermosphere-ionosphere coupling//Adv. Space Res. 2000. V.26.N 8. P.1209-1218.
28. Tronin A.A., Hayakawa M., Molchanov O.A. Thermal IR satellite data application for earthquake research in Japan and China//Journal of Geodinamics. 2002. V.33. P.519-534.

СЕЙСМОЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ СИГНАЛЫ, ПРЕДШЕСТВУЮЩИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМ НА КАМЧАТКЕ

SEISMOELECTROMAGNETIC SIGNALS BEFORE EARTHQUAKES IN КАМЧАТКА

Ю.М. Михайлов

*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн
им. Н.В. Пушкова РАН*

Results of the analysis of occurrence times of earthquake precursors in a quasistatic electric field of the surface atmosphere in Kamchatka peninsula [5] are described. For sequence of earthquakes in March 1992 harmonics of horizontal component of Earth magnetic field were found, their periods coincided with aftershock periods. Velocity of precursor propagation is in the range from 0.87 to 1.8 ms⁻¹. The same values were received from the analysis of variation of ionospheric F2- and E-layers by calculation on the base of logarithmic relation between appearance time of moderate-term EQ precursors and different distances from epicenter.

Одной из первых публикаций была работа, в которой анализировалась зависимость времени появления предвестников землетрясения (ЗТ) от эпицентрального расстояния [4]. По данным многочисленных и разнородных наблюдений предвестников ЗТ была получена эмпирическая формула $\lg(TR) = 0,72 \cdot (M - 1)$, где Т - время наблюдения предвестника в сутках; R – расстояние от будущего эпицентра ЗТ до точки наблюдения в км; М - магнитуда ЗТ. В той же работе было выделено два класса предвестников: долгосрочных и краткосрочных. Вышеприведенная формула оказалась справедливой для первых, для вторых же зависимость была более сложной, и не удалось получить подходящей аппроксимирующей функции.

Пользуясь результатами наблюдений электростатического поля на Камчатке, где было обнаружено подобие временной формы предвестников, нам удалось оценить скорость распространения предвестников, которая оказалась равной ~1 мс⁻¹. Подробно исследуя интервал наблюдений горизонтальной компоненты земного магнитного поля в период сильных серийных землетрясений (март 1992) нам удалось обнаружить в Н-компоненте поля гармоника, соответствующие периоду афтершоков. Целью работы является изучение физической природы электромагнитных процессов, предшествующих ЗТ.

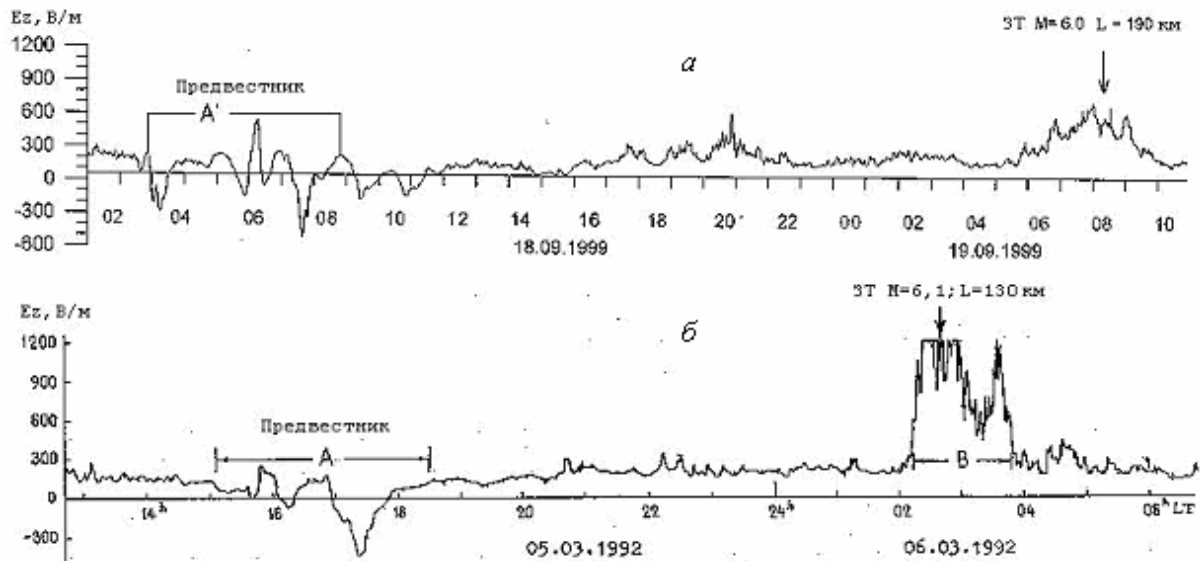


Рис.1. Изменения квазистатического электрического поля E_z по измерениям на Камчатке в периоды подготовки и развития землетрясений 19 сентября 1999 г. (а) и 6 марта 1992 г. (б). А и А' - предполагаемые предвестники землетрясений.

Представлены результаты анализа предвестников землетрясений (ЗТ), наблюдаемых в разные периоды в квазистатическом электрическом поле в приземной атмосфере на Камчатке в ИКИР ДВО РАН (пос. Паратунка, $\varphi = 52^\circ 58.3'N$; $\lambda = 158^\circ 14.9'E$). В качестве иллюстрации появления предвестников перед ЗТ на рис.1 приведены два случая.

В период, предшествовавший ЗТ 6 марта 1992 г. с магнитудой $M=6.1$ и эпицентром в Авачинском заливе на глубине 30 км на расстоянии 130 км от пункта регистрации, наблюдалось бухтообразное понижение квазистатического поля величиной до -300 В/м (Рис.1б). Аналогичное понижение величины квазистатического электрического поля наблюдалось также перед ЗТ 18 сентября 1999 г. с магнитудой $M=6.0$ и эпицентром на глубине 60 км на расстоянии 190 км от пункта регистрации (Рис.1а). Обращает на себя внимание подобие временных форм предвестников, однако время упреждения ЗТ несколько различно: в первом случае - 10 ч, во втором - 29 ч. Полагая, что разность времен зависит от скорости распространения предвестника, находим ее: $V = 0.87$ м/с [5].

Рассмотрим подробнее рис.1 и проанализируем сейсмическую обстановку на Камчатке в начале марта 1992 г. Этот период характеризовался двумя сериями ЗТ: 2 и 5 марта (табл.1, в которой данные приведены по каталогу NEIC).

Таблица 1.

Землетрясения вблизи п-ова Камчатка а марте 1992 г.

Номер	Дата	Время, UT	$\varphi, ^\circ N$	$\lambda, ^\circ E$	D, км	Мр
1	02	12:29:39.59	52.92	159.89	38	6.9
2	02	12:49:18.08	52.92	159.75	33	4.6
3	02	14:07:59.57	52.83	159.88	34	6.0
4	04	08:44:59.13	53.09	159.87	33	4.9
5	05	14:39:10.25	52.90	159.62	45	6.4
6	05	15:14:33.23	52.86	159.50	33	4.7
7	05	16:01:44.27	54.12	157.73	33	4.4

Обе серии состояли из одного главного толчка ($M=6.9$ и $M=6.4$) и двух афтершоков. Глубина очагов была приблизительно одинаковой - в пределах 37 ± 5 км.

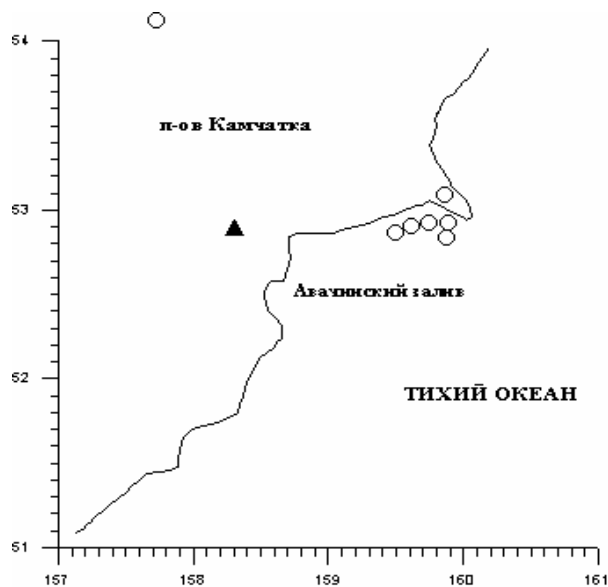


Рис.2. Расположение очагов землетрясений, приведенных в табл.1. Треугольник – пункт регистрации.

методика обработки. Из исходной суточной вариации (кривая 1) исключалось среднесуточное значение (кривая 2) и методом периодограмм с прямоугольным временным «окном» оценивался спектр мощности кривой 2, дополненной нулями до 2048 точек, необходимых для использования алгоритма БПФ. Этот способ аналогичен ранее использованному методу для оценки спектра мощности суточных вариаций квазистатического электрического поля [2] и атмосферных ОНЧ-радишумов [3]. Результирующий спектр показан на фрагменте 4 рисунка. На фрагменте 5 две спектральные полосы выделены в зависимости от периодов T , причем справа показан спектр данных, отфильтрованных в полосе 0,1-36 мин. Временные вариации этих спектральных составляющих, полученные обратным БПФ и приведенные на фрагменте 3, представляют собой короткопериодные колебания, представляющие интерес. Для оценки спектра мощности этих колебаний использован метод модифицированных периодограмм Уэлча [6], в котором исходная суточная вариация разбивается на короткие интервалы введением временного «окна» Ханна $u(t) = \frac{1}{2}(1 - \cos 2\pi t/T_i)$ при $0 \leq t \leq T_i$. Чтобы уменьшить дисперсию оценки спектра, используется прием вычисления выборочных спектров на перекрывающихся на половину коротких отрезках исходной реализации. Далее оценивается средний спектр исходной

Аномалия квазистатического электрического поля, предшествовавшая ЗТ, наблюдалась 5 марта в 3:39 UT, а само ЗТ произошло в 14:39 UT. Хотя ЗТ 2 марта по интенсивности было сильнее, чем 5 марта, неблагоприятные метеорологические условия, по-видимому, не позволили выделить его эффект в вариациях квазистатического электрического поля. На рис.2 приведена карта Авачинского залива, на которой нанесены эпицентры ЗТ. Обращает на себя внимание тот факт, что практически из одного очага в обеих сериях ЗТ афтершоки следовали с интервалом порядка получаса.

Нами сделана попытка проанализировать записи горизонтальной компоненты магнитного поля для ст.Петропавловск-Камчатский. На рис.3 показана

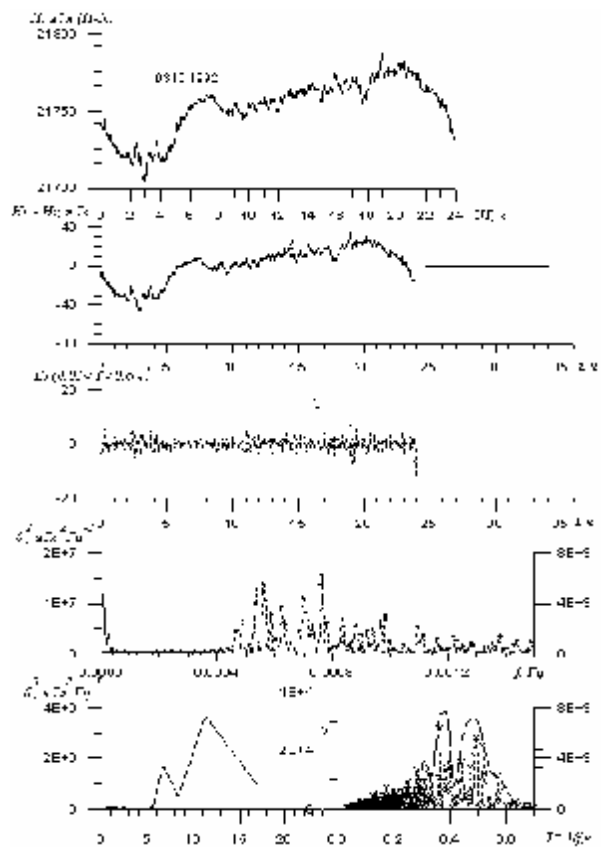


Рис.3. Методика спектрального анализа магнитных данных.

реализации путем усреднения спектров на этих коротких интервалах. Длительность коротких интервалов выбрана равной $T_1=6$ ч. Количество интервалов усреднения при общей длительности исходной реализации в 24 ч равно 7. Для увеличения дискретности по частоте исходные данные дополнялись нулями. Пример результирующего сглаженного спектра мощности в полосе периодов 0,1-36 мин приведен на правом фрагменте 5 рис.1 жирной линией.

Результаты анализа данных за период 1-10 марта 1992 представлены на рис.4. Справа приведена по вертикали снизу вверх шкала времени (UT) для этого интервала. Горизонтальными линиями указаны ЗТ с магнитудой $M>5$ (шкала внизу). Обращают на себя внимание триплеты и дуплеты ЗТ 3.03.92 и 6.03.92. Слева на горизонтальной шкале приведены спектры Н-компоненты магнитного поля для станции Петропавловск-Камчатский в интервале периодов от 6 до 40 мин. Обращает на себя внимание гармоника с периодом 35 мин, которая наиболее ярко выражена в те дни, когда происходит ЗТ или реагирует на него с запаздыванием. Малый интервал данных не позволяет достаточно корректно оценить это запаздывание, но, по предварительным оценкам, оно соответствует скорости 1мс^{-1} .

В работе [1] сделана попытка определения вариаций параметров ионосферных

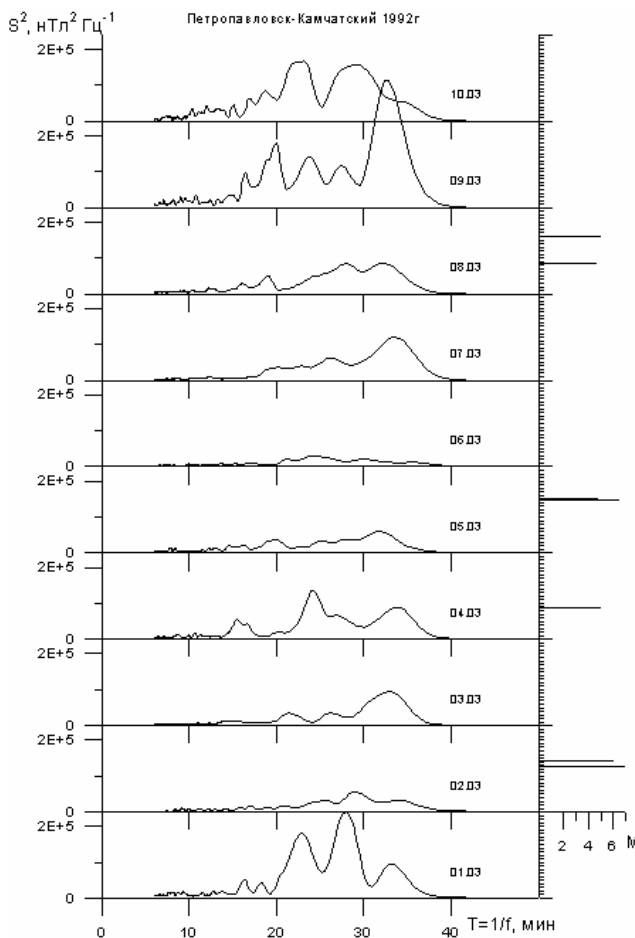


Рис.4. Последовательность спектров мощности горизонтальной компоненты магнитного поля в зависимости от периода. Справа – серия землетрясений.

слоёв F2 и Es в течение 7 дней перед ЗТ. Рассматривались ЗТ с магнитудой >6 в Тихом океане вблизи Японии. Использовались часовые данные станции Кокубунджи для 40 ЗТ с эпицентрами на расстоянии $R<1000$ км, для которых ЗТ величина скорости распространения среднесрочных предвестников даёт значение 3 км/час, что совпадает с вышеприведённой оценкой для электростатических полей. В заключение сформулируем основные выводы:

- оценки скорости предвестников ЗТ в электростатическом поле и среднесрочных предвестников в слоях F2 и Es в ионосфере дают близкие значения скорости распространения, что свидетельствует об общем механизме их возникновения;

- при наблюдении последовательных серий ЗТ в горизонтальной компоненте магнитного поля Земли обнаруживаются гармоники, соответствующие периоду афтершоков. Для района Авачинского залива в марте 1992г. эти периоды равнялись $\sim 0,2-0,4$ часа.

Автор благодарен О.В.Капустиной за помощь в обработке данных и подготовку рукописи.

Список литературы

1. Корсунова Л.П., Хегай В.В. Сейсмо-ионосферные эффекты сильных коровых землетрясений в Тихоокеанском регионе // Геомагнетизм и аэрономия. 2005. Т.45. №5. С.706-711.
2. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Смирнов С.Э. Вариации спектров мощности электрического поля приземной атмосферы на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. Т43. №3. С.422-428. 2003.
3. Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Дружин Г.И., Капустина О.В. Обнаружение атмосферных волн в спектрах мощности атмосферных помех на Камчатке // Геомагнетизм и аэрономия. Т44. №2. С. 245-253.2004.
4. Сидорин А.Я. Зависимость времени проявления предвестников землетрясений от эпицентрального расстояния // ДАН СССР. 1979. Т.245. №4. С.825-828.
5. Mikhailov Yu.M. On the properties of earthquake precursors in the electrostatic field of the surface atmosphere // Izvestia Physics of the Solid Earth. 2005. V.43. No.4. P.336-339.
6. Welch P.D. The use of fast Fourier transform for the estimation of power spectra: a method based on time averaging over short modified periodograms // IEEE Trans. Audio and Electroacoustic. V.AU-15. N2. P.70-75.1967.

ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ И ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ ПЕРЕД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ НА КАМЧАТКЕ

ELECTRIC AND ELECTROMAGNETIC PROCESSES IN THE NEAR GROUND AIR BEFORE EARTHQUAKES IN KAMCHATKA

Ю.М. Михайлов¹, Г.А. Михайлова¹, О.В. Капустина¹, Г.И. Дружин², С.Э. Смирнов²

¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН

²Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Simultaneous records of diurnal variations in quasi-static electric field in the near-Earth atmosphere, fluxes of discrete electromagnetic pulses in the VLF band, source azimuths, narrowband filter output emission intensity at the frequencies of 4.65 and 5.3 kHz, and time forms and spectra of VLF pulses have been analyzed. The anomalous behavior of these parameters in October, 2002 and August, 2004 with different time delay was accompanied by earthquakes near the southeastern coast of Kamchatka at distances of 250--400 km from the registration points. Based on the results of a fine spectral-temporal analysis of the broadband records of VLF signals, it has been indicated for the first time that discrete electromagnetic pulses observed in anomalous fluxes before earthquakes were the signals of local thunderstorm processes.

Многолетние исследования аномальных эффектов в вариациях квазистатического электрического поля в приземной атмосфере показали, что они проявляются преимущественно в виде бухтообразного понижения напряженности, а в вариациях естественного электромагнитного поля в КНЧ- и ОНЧ-диапазонах – как в изменении интенсивности, так и в возрастании потоков дискретных импульсов [1, 2, 3]. Хотя природу этих эффектов связывают с изменением напряженно-деформированного состояния верхней литосферы в результате подготовки очага землетрясений, механизм аномалий этих геофизических явлений до сих пор не ясен. Очевидно только, что наблюдения этих явлений следует проводить не только непрерывно, но и комплексно. Исходя из этого уже в течение многих лет, начиная с 1991 г., в районе Паратунской гидротермальной системы (обс. Паратунка, $\varphi = 52^{\circ}58,3'N$, $\lambda = 158^{\circ}14,9'E$) Институтом космических исследований и распространения радиоволн (ИКИР) ДВО РАН ведутся регулярные целенаправленные наблюдения широкого комплекса

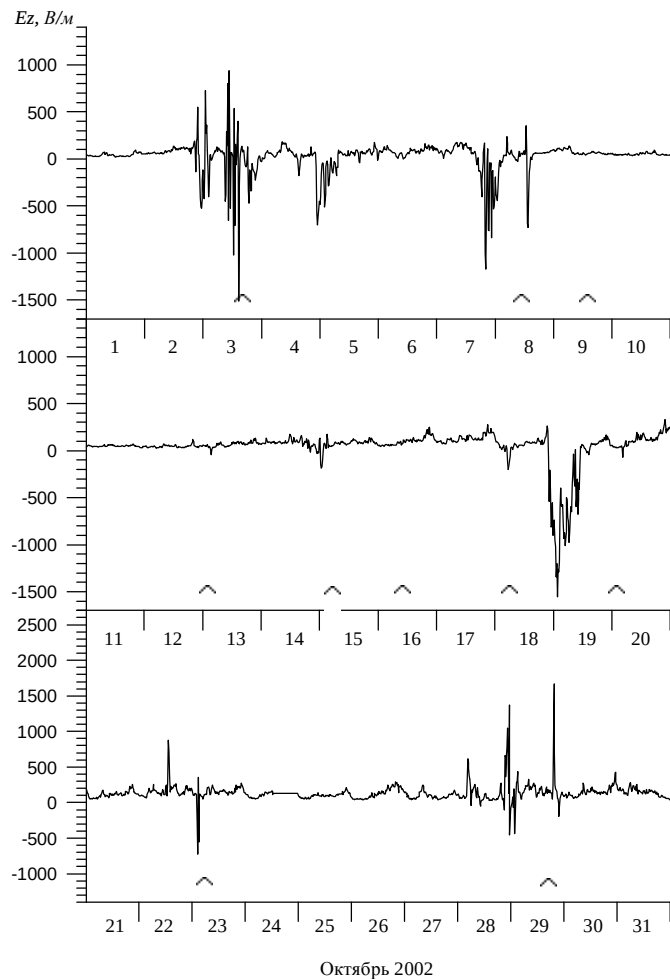


Рис.1. Суточные вариации E_z -компоненты квазистатического электрического поля в приземной атмосфере Камчатки в октябре 2002 г. Стрелками указаны моменты землетрясений.

регулярные целенаправленные наблюдения широкого комплекса

геофизических параметров. В данной работе выполнен анализ одновременных записей суточных вариаций квазистатического электрического поля в приземной атмосфере, потока дискретных электромагнитных импульсов в ОНЧ-диапазоне, азимутов их источников, интенсивности излучений на выходе узкополосных фильтров на частотах 4,65 и 5,3 кГц, а также временных форм и амплитудных спектров ОНЧ-импульсов в октябре 2002 г. и августе 2004 г. Аномалии в поведении этих параметров с различным запаздыванием по времени сопровождались землетрясениями на юго-восточном

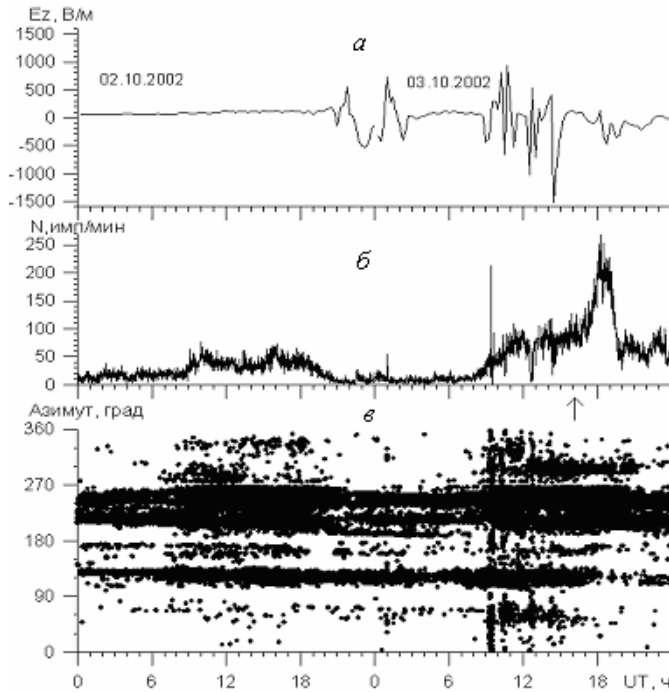


Рис.2. Суточные вариации E_z -компоненты электрического поля (а), потока дискретных электромагнитных импульсов (N имп/мин) (б), азимутов источников этих импульсов в прямоугольной системе координат 02-03 октября (в).

сигналов. Длительность этого всплеска значительно короче длительности аномалии электрического поля. На рис.2 в качестве иллюстрации приведены: суточные вариации электрического поля за 2-3 октября (а); поток импульсов N имп/мин (б) и азимуты их источников в прямоугольных координатах (в). На рис.2 в вертикальные линии в интервале времени 09-15 UT во всем диапазоне азимутов указывают на локальный («над головой») источник интенсивного потока импульсов. Стрелкой на рисунке указан момент времени 3Т.

Последовательность суточных вариаций числа N имп/мин для всех аномальных событий в вариациях E_z -компоненты, указанных на рис.1, приведена на рис.3. Анализ этого рисунка в сравнении с рис.1 показывает, что в начальный момент понижения E_z до величины, превышающей минус 500 В/м, одновременно наблюдается интенсивный поток дискретных импульсов. Опережение по времени момента 3Т составляет величину от одного до 25 ч. При меньшей величине скачка E_z -компоненты (5, 15, 18 октября на рис.2) усиление потока импульсных сигналов не наблюдалось. Здесь же на нижнем фрагменте рис.3 показан суточный ход N имп/мин 29-30 августа 2004 г., когда также наблюдался эффект усиления потока дискретных сигналов, но более продолжительный по времени по сравнению с явлениями в октябре 2002г. Длительность всех наблюдаемых аномалий составляет величину от 1 мин до 3 ч, что существенно короче длительности эффекта аномального усиления потоков импульсов, зарегистрированных на Камчатке в октябре 2002г. во время тропических циклонов в северо-западном регионе Тихого океана [4].

побережье п-ова Камчатка на расстояниях 250-400 км от пунктов регистраций.

Наблюдаемые аномальные вариации напряженности электрического поля, как видно на рис.1, имеют характерные особенности при грозовой активности в приземной атмосфере. Одновременно с регистрацией электрического поля велись наблюдения интенсивности ОНЧ-излучения на частоте 5,3 кГц, а также определялись азимуты источников дискретных электромагнитных импульсов с помощью ОНЧ-пеленгатора. Кроме азимутов, по записям пеленгатора определялся поток дискретных сигналов в одну минуту. Оказалось, что в момент первого скачкообразного понижения величины E_z -компоненты электрического поля наблюдался интенсивный всплеск потока дискретных электромагнитных

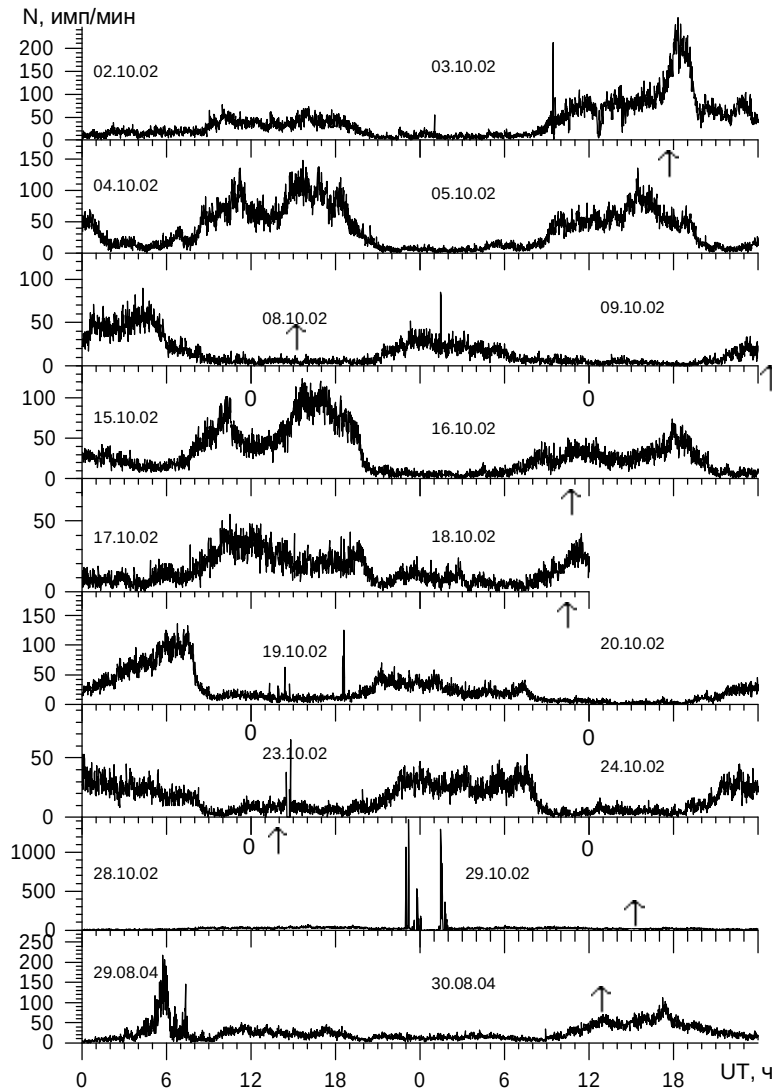


Рис.3. Суточное распределение потоков дискретных электромагнитных импульсов в окрестностях аномальных изменений электрического поля, приведенных на рис.2. Нижний фрагмент показывает суточное распределение N имп/мин 29-30 августа 2004 г.

Подобный эффект был зарегистрирован и на частоте 4,65 кГц (рис.4в). Момент максимума N совпадает с началом первого отрицательного скачка электрического поля (рис.4з) и слабым положительным скачком электропроводности (рис.4д) λ_+ с последующим ростом отрицательной электропроводности даже спустя 6-9 ч после сильных вариаций электрического поля. Длительность аномалии потока дискретных импульсов близко совпадает с длительностью первой отрицательной бухты понижения электрического поля. Вслед за этой бухтой наблюдаются значительные вариации E_z -компоненты поля, сопровождаемые сильными вариациями отрицательной электропроводности даже спустя несколько часов после сильных вариаций электрического поля.

Был выполнен тонкий спектрально-временной анализ одномоментных широкополосных записей прибора АНЧ-2МЕ с дискретностью по времени 20 мкс в разные дни августа 2004 г. (К сожалению, в октябре 2002 г. записи этого прибора отсутствовали). Метод анализа показан на рис.5 на примере аномалии N имп/мин в 06.00 UT 29 августа. На верхнем фрагменте (а) приведена спектрограмма сигналов в зависимости от времени в диапазоне частот 20-20000 Гц. Степень почернения следов пропорциональна интенсивности спектральных компонент во всем диапазоне частот. На

Для изучения временных форм и спектров дискретных импульсов, составляющих аномальные потоки, были использованы дополнительные широкополосные записи в полосе частот 20-20 000 Гц (АНЧ-2МЕ) в пос. Левая Авача на расстоянии около 100 км от обс. Паратунка, где ведется регистрация квазистатического электрического поля и электропроводностей, а также установлен ОНЧ-пеленгатор. Кроме широкополосных записей, одновременно проводились записи в узкополосных каналах на частоте 4,65 кГц в пос. Левая Авача и на частоте 5,3 кГц в обс. Карымшина на расстоянии 20 км до обс. Паратунка. На рис.4 приведены результаты этих комплексных наблюдений нескольких параметров 29 и 30 августа 2004 г. перед ЗТ 30 августа. Как видно на рис.4а, на выходе широкополосного канала увеличение потока до 50 имп/мин при фоновом уровне 20 имп/мин постепенно началось в 05 UT и достигло максимальной величины 200 имп/мин в 06 UT. Этому моменту времени на частоте 5,3 кГц (рис.4б) соответствует незначительное возрастание интенсивности.

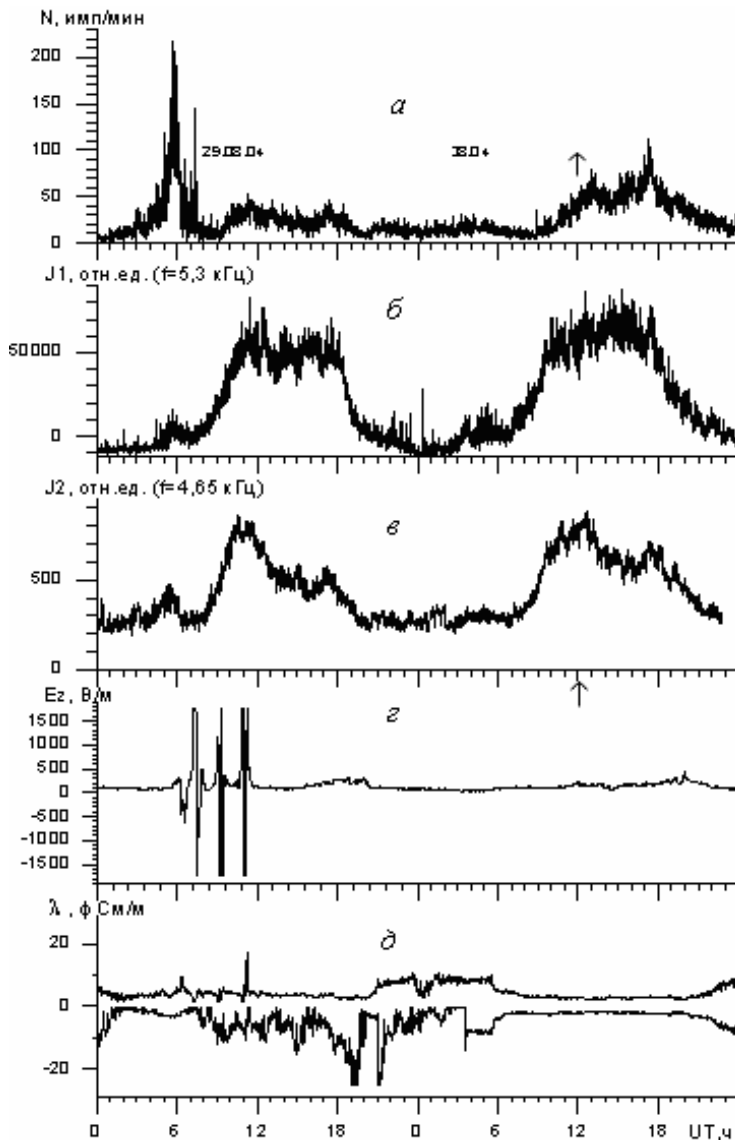


Рис.4. Суточное распределение потока дискретных электромагнитных импульсов на выходе широкополосного канала ОНЧ-пеленгатора (а), отклика фильтров на частоте 5,3 кГц в обс. Карымшина (б), на частоте 4,65 кГц в пос. Левая Авача (в), а также E_z -компоненты квазистатического электрического поля (г) и электропроводностей (λ_+ и λ_-) (д) 29 и 30 августа 2004 г.

сигналы, и по форме и по длительности аналогичные атмосферикам от источников, удаленных на расстояния порядка и более 1000 км, а их спектр (рис.6г) имеет характерный максимум для такого типа атмосфериков. Модуляция спектра на этом фрагменте вызвана наложением коротких атмосфериков. Детальный анализ индивидуальных импульсов показывает, что они включают в себя известные стадии молниевых разрядов [6]. Подобные биполярные импульсы обратных ударов молний от ближних гроз наблюдались также на расстояниях до 300 км от источника [5]).

Анализ всей совокупности данных наблюдений в октябре 2002 г. и августе 2004 г. показал следующее:

- наличие аномальных вариаций величины электрического поля, характерных для грозовой активности в приземной атмосфере;

следующем фрагменте (б) показана последовательность импульсов в интервале времени 300 мс, ниже (в) – в интервале времени 10 мс. Рис.5в показывает последовательность коротких импульсов длительностью порядка 100 – 400 мкс с наложенными более высокочастотными, но слабыми по интенсивности импульсами. На рис.5г приведен спектр Фурье временной реализации в 10 мс (рис.5в) с широким максимумом на частотах 1 – 4 кГц с практически постоянным уровнем спектральной плотности на частотах выше 6 кГц. В качестве контрольного примера рассмотрен фрагмент 22 августа 2004 г. в 02 UT, когда на спектрограмме были выделены пачки интенсивных импульсов, подобные случаю 29 августа в 06 UT. На рис.6 воспроизведена последовательность результатов обработки этого фрагмента записи. Сравнение двух рисунков показывает следующее: длительность всплеска дискретных импульсов 22 августа (рис.6б) более чем в 20 раз короче всплеска 29 августа (рис.5б); в последовательности импульсов на рис.6 в отчетливо видны импульсные

- при ослаблении величины электрического поля ниже минус 500 В/м одновременно наблюдалось усиление потоков дискретных электромагнитных импульсов. Данные ОНЧ-пеленгатора указывали на локальный источник этих импульсов;

- наличие аномальных вариаций величины электрического поля, характерных для грозовой активности в приземной атмосфере;

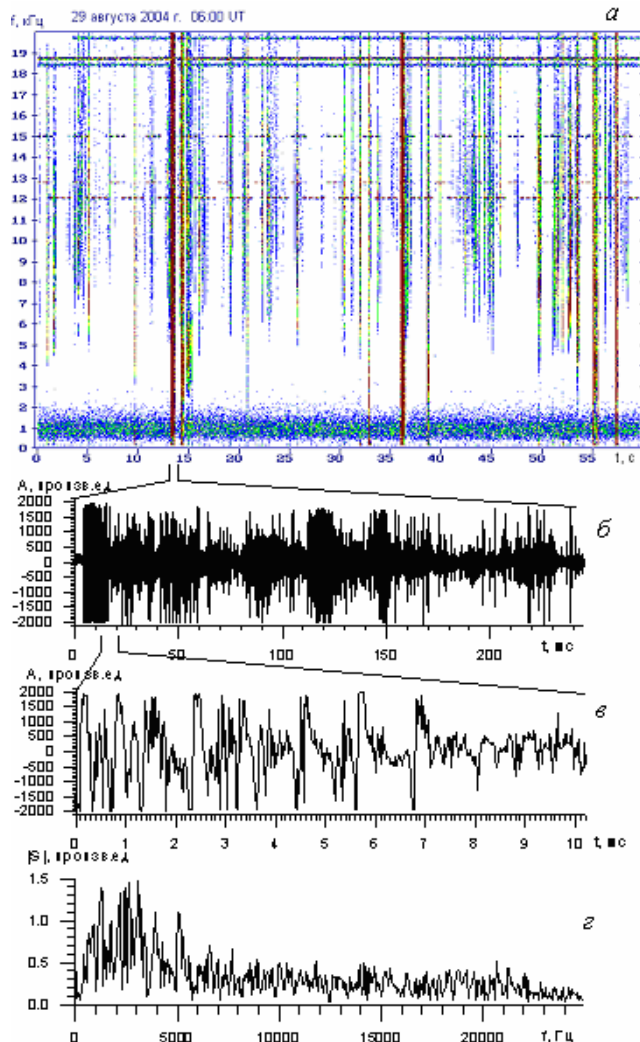


Рис.5. Спектрограмма электромагнитных излучений в полосе частот 20-20 000 Гц в максимуме потока дискретных сигналов в 06.00 UT 29 августа (а), динамика во времени выборочного фрагмента цуга в масштабах 0-300 мс (б) и 0-10 мс (в) соответственно, а также спектр Фурье фрагмента длительностью 10 мс (г).

- при ослаблении величины электрического поля ниже минус 500 В/м одновременно наблюдалось усиление потоков дискретных электромагнитных импульсов. Данные ОНЧ-пеленгатора указывали на локальный источник этих импульсов; скачкообразные изменения отрицательной и положительной электропроводностей, характерных при аномальных вариациях электрического поля;

- на выходе узкополосных каналов наблюдалось незначительное по сравнению с потоками дискретных сигналов усиление интенсивности;

- временные формы и спектры дискретных электромагнитных сигналов в аномальных потоках подобны соответствующим характеристикам сигналов вблизи молниевых разрядов.

- аномалии в поведении этих параметров с различным запаздыванием по времени сопровождалось землетрясениями у юго-восточного побережья Камчатки.

Таким образом, по результатам прямых и косвенных комплексных наблюдений различных геофизических параметров впервые показано, что в октябре 2002 г и августе 2004 г. дискретные электромагнитные импульсы в аномальных потоках перед землетрясениями являлись сигналами локальных грозовых процессов.

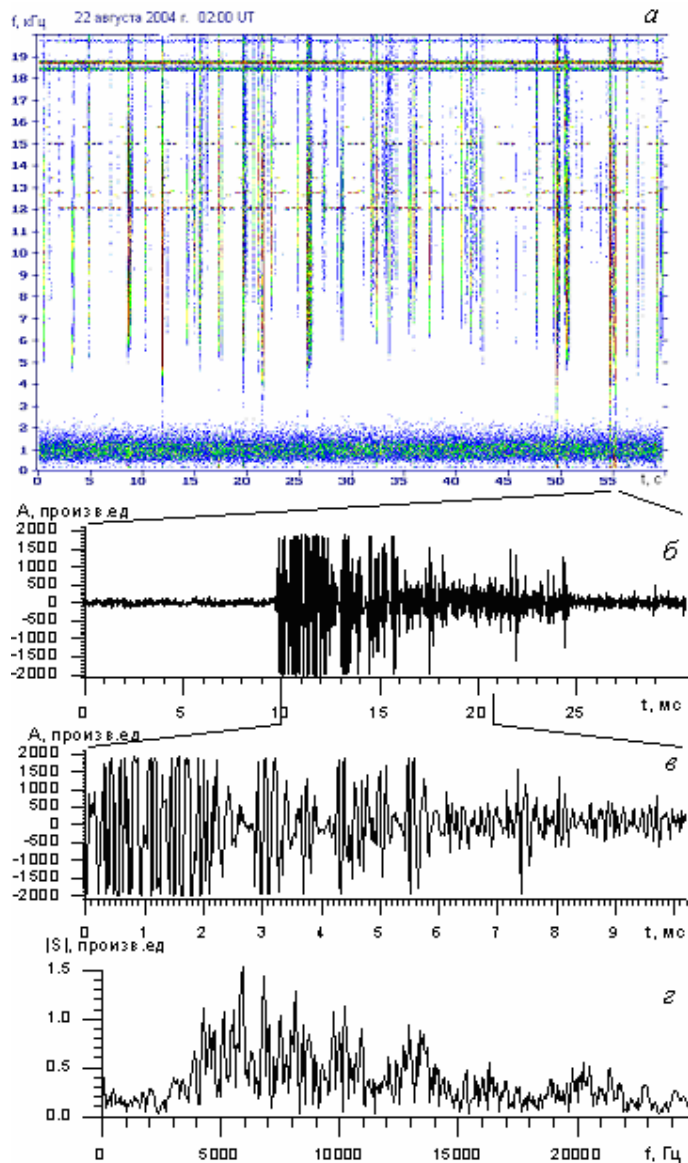


Рис.6. То же, что и на рис.5, но в 02.00 UT 22 августа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 02-05-79066 и 04-05-65100).

Список литературы

1. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А. Сейсмоэлектромагнитные явления. – М.: Наука, 1988.
2. Дружин Г.И. Опыт прогноза камчатских землетрясений на основе наблюдений за электромагнитным ОНЧ-излучением // Вулканология и сейсмология. №6. С.51-52. 2002.
3. Ремизов Л.Т. Регистрация изменений естественного электромагнитного поля в периоды времени, предшествующие землетрясениям (обзор) // Радиотехника и электроника. Т.36. Вып.6. С.1041-1080. 1991.
4. Михайлов Ю. М., Дружин Г. И., Михайлова Г. А., Капустина О. В. Динамика грозовой активности во время тропических циклонов // Геомагнетизм и аэрономия. Т.46. №6. С. 825-838. 2006.
5. Михайлова Г.А. Амплитудные и фазовые спектры близких атмосфериков в диапазоне 2 -30 кГц // Геомагнетизм и аэрономия. Т.5. №1. С.179-183. 1965.
6. Norinder H., Vollmer B. Variation forms and time sequence of multiple lightning strokes // Ark. for. Geofis. B.2. N25. P.515-531.1956.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ЗЕМЛЕ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

RESEARCH OF VERTICAL ELECTRIC FIELD OF THE EARTH FOR EARTHQUAKES' PREDICTION

Ю.Ф. Мороз, Т.А. Мороз

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

The vertical component of the Earth's electric field contains prominent information about the medium's geoelectric heterogeneity. This component equals zero in the horizontal-homogeneous media. In heterogeneous media it differs from zero. It gives an opportunity to use it to control the behavior of geoelectric heterogeneity of the medium that characterizes geodynamic processes. Electric tipper is going to be used for that. It represents a transmission function between vertical and horizontal components of electric field in the frequent-time area.

Electric tipper has been already studied at the Lake Baikal where seismic activity is really high. An observational net has been made around the lake. Holes up to 100m deep are used to measure the vertical component. The horizontal components of the field are registered in the directions of the geoelectric heterogeneity medium's axes. The discontinuity of measures is 10sec. Based on the electrotelluric field monitoring time rows of the electric tipper were made. In their behavior anomalous changes which precede earthquakes with $K \geq 12$ are expressed on the epicentric distances up to 300km. Anomalous effects appear 9-30 days before the earthquakes. It's likely that the effects appear due to the changes or emerge of electric heterogeneity of the media because of tectonic violations, their watering, water mineralization and some other reasons which precede serious earthquakes.

В геофизических полях, используемых для изучения геодинамических процессов, важное место занимает электромагнитное поле Земли, связанное с внешними (ионосферным, магнитосферным) и внутриземными источниками. Внешние электрические токи индуцируют в Земле магнитотеллурическое (МТ) поле различной частоты и интенсивности. Наблюдая на земной поверхности составляющие этого поля, можно контролировать во времени изменение электропроводности литосферы на различных глубинах

Важным является не только регистрация вариаций горизонтальных составляющих электрического поля на земной поверхности, но и его вертикальной составляющей в скважинах. Это дает возможность получить достаточно полную информацию о поведении электрического поля Земли в пространстве и во времени и его возможной связи с геодинамическими процессами. К настоящему времени накоплен большой объем такой информации на оз. Байкал в п.п. Узур и Тырган. На основе этих данных рассмотрены результаты изучения электрического поля Земли.

Методика наблюдений

Пункт Узур находится на острове Ольхон, а пункт Тырган на западном побережье оз. Байкал (рис.1).

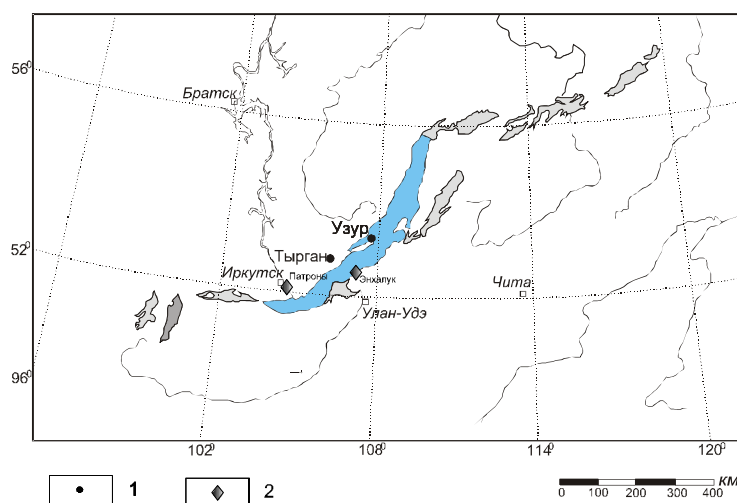


Рис.1. Схема расположения пунктов наблюдений электрического поля Земли; 1-пункты наблюдений электрического поля; 2-обсерватории геомагнитного поля;

Расстояние между ними около 115 км. Пункты мониторинга электрического поля выбраны по данным предварительных наблюдений. Важно было, чтобы на них не было технических помех и геоэлектрическая среда являлась резко неоднородной. По результатам первоначальных наблюдений определены направления осей геоэлектрической неоднородности среды. Они ориентированы вдоль и вкрест простирания береговых линий острова Ольхон и озера Байкал. По этим направлениям ориентированы измерительные линии (рис.2).

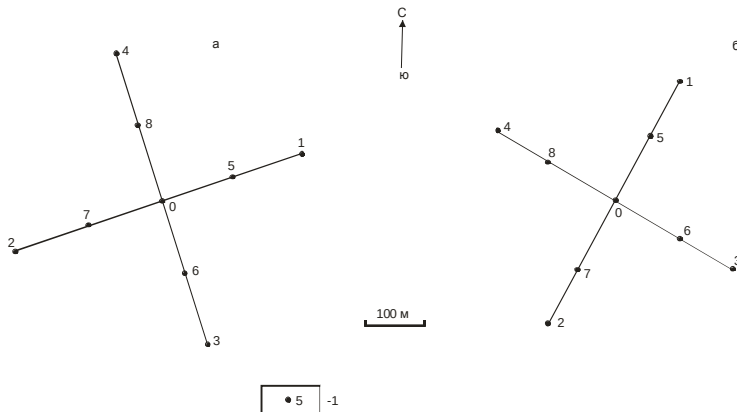


Рис.2.Схема расположения измерительных линий в пп. Узур (а) и Тырган (б). Цифрами обозначены номера электродов. Вертикальный канал в центре установки. Масштаб приведен для измерительных линий

Длина основных диполей в пп. Тырган и Узур - 240 м и 250 м (01, 02, 03, 04), дополнительных - 120 м и 125 м (05, 06, 07, 08), соответственно. В качестве заземлений использованы свинцовые электроды, опущенные на глубину 4 м. Наряду с горизонтальными компонентами электрического поля на обоих пунктах осуществляется регистрация вертикальной компоненты в скважинах, затампонированных глиной. Глубина скважин 44 м.

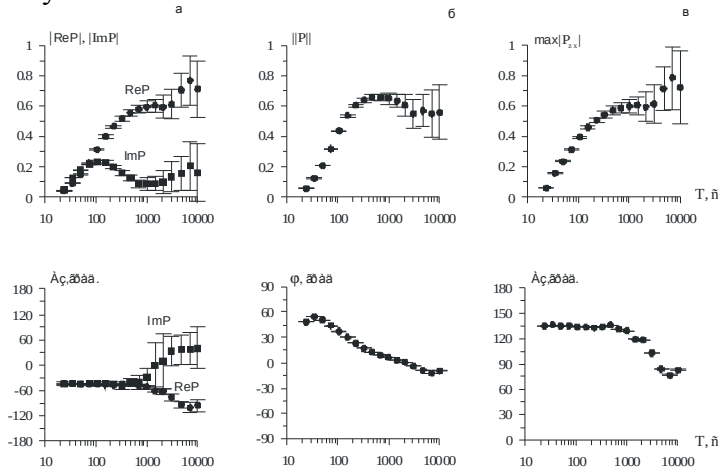


Рис.3. Частотные кривые параметров электрического типпера. а-модули вещественных и мнимых электрических стрелок и их азимуты; б-норма и фаза электрического вектора; в-модуль максимальной компоненты электрического типпера и ее азимут.

Длина вертикальных диполей 40 м. Регистрация вариаций электрического поля производится современной японской аппаратурой (DATAMARK) в цифровом виде, с дискретностью 10 с. Кроме этого на удаленных обсерваториях Энхалук и Патроны регистрируются компоненты геомагнитного поля H , D и Z в цифровом виде с дискретностью 1 мин (рис.1). Интенсивность электротеллурических вариаций в п. Тырган в 20 раз выше, чем в п. Узур, что связано с различным геологическим строением. Также следует обратить внимание, что в обоих пунктах интенсивность вертикального электрического поля заметно выше горизонтального. Это как будет показано ниже, связано с влиянием геоэлектрической неоднородности среды.

Интерпретация данных мониторинга электротеллурического поля

В основе электротеллурических исследований лежит допущение, что первичное поле можно представить полем плоской волны, нормально падающей на границу земля-воздух [1,2]. В рамках этого приближения в горизонтально-однородных средах

компонента E_z равна нулю. В средах, содержащих геоэлектрические неоднородности, компонента E_z отлична от нуля. Мониторинг вертикальной и горизонтальных компонент электрического поля дает информацию о геоэлектрических неоднородностях среды.

По аналогии с геомагнитным полем [2,6,7,9] связь между вертикальной и горизонтальными составляющими электротеллурического поля в частотной области можно представить в следующем виде:

$$E_z = \hat{P} E_{\text{гор}},$$

$$\text{где } \hat{P} = \begin{bmatrix} C_{zx} & C_{zy} \end{bmatrix}$$

$E_z = P_{zx} E_x + P_{zy} E_y$, где E_z, E_x, E_y – составляющие электрического поля, P_{zx}, P_{zy} – компоненты матрицы, зависящие от частоты, распределения электропроводности в Земле и ориентации координатных осей.

Матрицу $\hat{P}$ мы назовем электрическим типпером, по аналогии с магнитным типпером (tipper), введенным К. Возоффом [8]. Как и магнитный типпер, электрический типпер представляет собой матрицу опрокидывания, преобразуя горизонтальную составляющую в вертикальную.

Инварианты матрицы $\hat{P}$ записываются в следующем виде:

$$C = \sqrt{C_{zx}^2 + C_{zy}^2}, \quad \hat{P} = \sqrt{|C_{zx}|^2 + |C_{zy}|^2}, \quad \text{где } \|\hat{C}\| - \text{норма матрицы.}$$

Как и магнитный типпер [2,6,7,9], электрический типпер можно изобразить графически в виде полярной диаграммы, вещественных и мнимых стрелок, электрического вектора.

Уравнение электрической полярной диаграммы имеет вид:

$$|C_{zy}(\alpha)| = \sqrt{C_{zx} \cos^2 \alpha + C_{zy} \sin^2 \alpha + 2 \operatorname{Re} C_{zx} \bar{C}_{zy} \sin \alpha \cdot \cos \alpha},$$

где горизонтальная черта означает комплексную сопряженность.

Полярная диаграмма представляет собой симметричный овал или двухлепестковую кривую с взаимно перпендикулярными главными осями. В двумерной модели она имеет вид восьмерки с лепестками, вытянутыми в направлении перпендикулярном к оси однородности среды. Также выглядит диаграмма в осесимметричной модели. В этом случае лепестки вытянуты в радиальном направлении.

Электрический типпер может быть представлен в виде вещественной и мнимой стрелок:

$$\operatorname{Re} \hat{P} = \operatorname{Re} P_{zx} \mathbf{I}_x + \operatorname{Re} P_{zy} \mathbf{I}_y$$

$$\operatorname{Im} \hat{P} = \operatorname{Im} P_{zx} \mathbf{I}_x + \operatorname{Im} P_{zy} \mathbf{I}_y$$

Вектор $\operatorname{Re} \hat{P}$ характеризует влияние активных избыточных токов, находящихся в фазе с горизонтальным электрическим полем. Вектор $\operatorname{Im} \hat{P}$ отражает влияние реактивных избыточных токов, фаза которых отличается от фазы горизонтального электрического поля на $\pi/2$. В двумерной модели вещественные и мнимые стрелки коллинеарны.

По аналогии с магнитовариационным вектором [3], электрический типпер можно изобразить в виде электрического вектора $\mathbf{V}$, направленного по большой оси эллипса поляризации квазипоперечного горизонтального электрического поля и имеющего величину равную $\|\hat{C}\|$. Фаза вектора определяется как аргумент инварианта P .

$$\varphi = \arg C = \arg \sqrt{C_{zx}^2 + C_{zy}^2}.$$

Электрическая фаза не зависит от направления координатных осей. Она отражает вклад активных и реактивных токов. При j близком к 0 или p , в E_z преобладает вклад

активных токов, а при приближении j к $p/2$ - вклад реактивных токов. Электрические полярные диаграммы, вещественные и мнимые стрелки, электрический вектор характеризуют геоэлектрическую неоднородность среды.

Обратимся к экспериментальным данным в п. Тырган, где мы располагаем более длинным временным рядом вертикальной и горизонтальных компонент электрического поля. Здесь наблюдения осуществляются с 2003 года. Для получения типпера использована программа [5]. С ее помощью определены компоненты типпера C_{zx} , C_{zy} , вещественные (**ReC**) и мнимые стрелки (**ImC**), электрический вектор **V**, полярные диаграммы $P_{zx}(\alpha)$.

В начале рассмотрим частотные характеристики электрического типпера. Они получены по данным трехмесячной непрерывной регистрации электрического поля с дискретностью 10 с. На рис.3а,б,в представлены частотные кривые вещественных и мнимых стрелок (**ReC** и **ImC**) электрического вектора (**V**) и максимальной компоненты типпера ($\max P_{zx}$).

Обратимся к вещественным и мнимым стрелкам (рис.3а). Модуль вещественной стрелки возрастает с увеличением периода вариаций, что свидетельствует об увеличении вклада активных токов в вертикальную электрическую компоненту. Мнимая стрелка в области низких частот в несколько раз меньше вещественной. Это характеризует слабый вклад реактивных токов в вертикальную компоненту. Лишь на периодах 100 и 800 с выражены максимумы **ImC**, отражающие незначительный вклад реактивных токов. Вещественные и мнимые стрелки коллинеарны в диапазоне периодов от 20 до 1000 с, что характеризует двумерно-неоднородный геоэлектрический разрез. Они ориентированы поперек глубинного разлома в районе п. Тырган. (рис.1). При увеличении периодов (1000 – 10000 с) стрелки становятся ортогональными, что отражает трехмерность геоэлектрической среды. Следует отметить, что на периоде 1000 с слабо выраженному максимуму кривой **|ReC|** отвечает минимум кривой **|ImC|**. На этом же периоде происходит изменение азимутов мнимой стрелки. Можно предполагать, что в длиннопериодном диапазоне на поведение стрелок скорее всего оказывают влияние северные и южные фланги рифтовой зоны, за счет которых неоднородность отличается от двумерной. Это отражается в поведении стрелок, которые становятся почти ортогональными, что характерно для проводящих зон сложной формы.

Обратимся к частотной характеристике электрического вектора (рис.3б). Норма вектора имеет максимум на периодах 500 - 1000 с. На этих периодах фаза вектора приближается к нулю, что отражает преобладающий вклад активных токов, насыщающих проводящую зону.

Частотная кривая $\max |C_{zx}|$ (рис.4в) подобна кривой **|ReC|**. Это обусловлено тем, что основной вклад в вертикальное электрическое поле дают активные электрические токи. Азимут $\max |C_{zx}|$ в диапазоне периодов от 20 до 1000 с почти не меняется и равен около 130° , т.е. вкост простирания разлома. На периодах более 1000 с азимут уменьшается до 80° , что обусловлено трехмерной неоднородностью среды.

Представление о влиянии геоэлектрических неоднородностей на различных периодах дают также электрические полярные диаграммы. На них хорошо видна сходимость лепестков в начале координат на периодах от 50 до 1000 с. Это свидетельствует о двумерности геоэлектрической среды. Оси лепестков направлены вкост простирания разлома. Расходимость этих лепестков на периоде 7200 с указывает на влияние трехмерных неоднородностей. При увеличении периода от 50 до 7200 азимут уменьшается на 30° .

Рассмотрим частотные характеристики электрического типпера и их изменение во времени. Компоненты типпера определены из соотношения: $E_z = P_{zx}E_x + P_{zy}E_y$.

Точность определения компонент типпера зависит от длины временного интервала и когерентности между вертикальной и горизонтальными составляющими электрического поля. Поэтому предварительно выбраны оптимальные условия, при которых компоненты типпера определяются устойчиво в диапазоне периодов от первых минут до первых часов. Анализ показал, что при регистрации с дискретностью 10 с временной интервал должен быть не менее 3 суток, а когерентность не менее 0.8. Для обработки создана специальная программа, позволяющая из поступающего массива цифровых данных формировать временные интервалы необходимой длины и определять компоненты типпера в широком диапазоне периодов. В результате обработки данных получены временные ряды параметров типпера на периодах от 70 с до 12000с. Сравнительный анализ временных рядов в указанном диапазоне периодов показывает, что аномальные изменения типпера в связи с землетрясениями выражены более контрастно на периодах 100-1000 с. на более длинных периодах аномальные возмущения затухают. На периоде 12000 с они практически уже не выражены. Сопоставление временных рядов модуля вещественной стрелки, нормы и модуля максимальной компоненты типпера свидетельствует, что они даже в деталях подобны между собой. Это обусловлено тем, что среда является близкой к двумерно-неоднородной и основной вклад в вертикальную компоненту вносят активные электрические токи, за счет которых вещественная часть типпера почти на порядок больше мнимой.

На рис.4 мы в качестве примера привели модули вещественных и мнимых стрелок на периоде 330 с за время наблюдений с 01.08.2003 г. по 06.02.2006 г. Временные ряды указанных параметров сопоставлены с моментами сильных землетрясений с $K \geq 12.4$, происшедших за рассматриваемый период на эпицентральных расстояниях до 300 км. В графиках $|\text{ReC}|$ видны аномальные изменения, которые могут быть связаны с землетрясениями. Эти аномалии проявляются следующим образом. Перед землетрясениями с $K \geq 12.4$ во временных рядах указанных параметров выделяется 1,5 – месячный интервал с увеличенной дисперсией. В его начале изменяется фаза электрического вектора. За 9 суток перед обоими землетрясениями с $K=12$ и $K=12.4$ параметры $|\text{ReC}|$, $|\text{ImC}|$, $\max|C_{zx}|$ возрастают в несколько раз. Такой эффект обнаружен впервые. Также следует обратить внимание на изменение параметра $|\text{ReC}|$ в конце марта. Его можно увязать с землетрясениями $K=11$, но эта работа требует специальных исследований и выходит за рамки настоящей статьи.

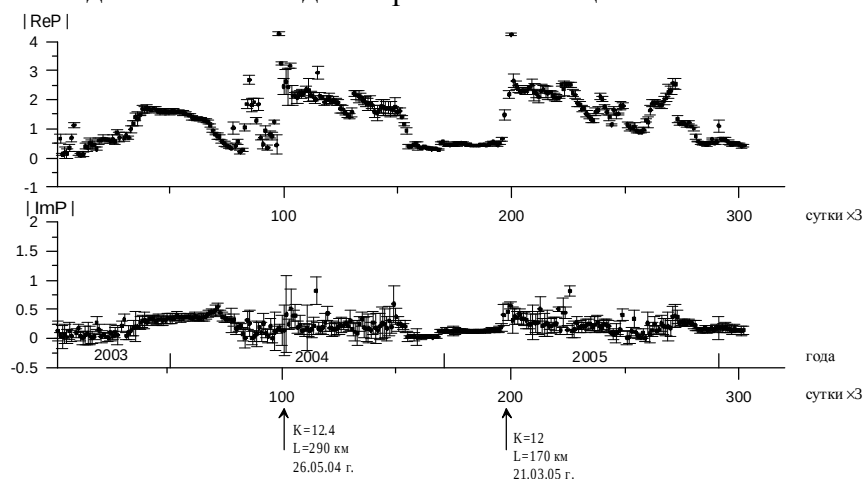


Рис.4. Графики модулей вещественных и мнимых электрических стрелок на периоде 330 с в п. Тырган. Период наблюдений: 01.08.2003-06.02.06 гг. На временной оси показаны моменты землетрясений с $K \geq 12$ на эпицентральных расстояниях (L) до 360 км.

Какова природа выявленных аномальных изменений? По-видимому, на поведение типпера могут влиять локальные геоэлектрические неоднородности верхних частей земной коры, вызывающие гальванические аномалии электрического поля. Одной из таких неоднородностей может оказаться разлом северо-восточного простирания в районе п. Тырган. При геодинамических процессах, связанных с подготовкой землетрясения,

возможно изменение степени обводненности и минерализации вод в зоне разлома, что может соответственно изменить вклад активных токов в вертикальную компоненту электрического поля.

Выводы

Мониторинг вертикальной и горизонтальной составляющих электрического поля земли в частотно-временной области даёт возможность получить информацию о состоянии геологической среды в связи с геодинамическими процессами в Байкальской рифтовой зоне. Для извлечения этой информации предлагается (по аналогии с геомагнитным полем) ввести электрический типпер, связывающий вертикальную и горизонтальные составляющие электротеллурического поля. Типпер отражает распределение электрических токов в районе геоэлектрической неоднородности. Представление типпера в виде вещественных и мнимых электрических стрелок и электрического вектора позволяет оценить характер геоэлектрической неоднородности и вклад активных и реактивных токов в вертикальную составляющую электротеллурического поля. Особенно информативным является электрический типпер при изучении трёхмерных геоэлектрических неоднородностей.

Мониторинг электрического типпера с 2003 по 2005 гг. выполнен в п. Тырган. По данным частотно-временного анализа выявлены аномальные изменения в параметрах электрического типпера на периодах от 100 до 1000с, которые могут быть связаны с землетрясениями с $K = 12$ и $K = 12,4$. Аномалии проявляются в увеличении вещественного типпера в несколько раз примерно за 9 суток до землетрясения. Они вызваны перераспределением активных электрических токов в районе разлома, где возможны изменения уровня и минерализации вод перед землетрясением.

Список литературы

1. Бердичевский М.М. Электрическая разведка методом теллурических токов. –М. Гостоптехиздат. 1960. – 231 с.
2. Бердичевский М.М., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного электрического поля Земли. – М.; Недра. 1981. –327 с.
3. Бердичевский М.М., Нгуен Тхань Ван. Магнитовариационный вектор // Физика Земли. 1991. С. 52-62.
4. Солоненко В.П. Хилько С.Д. Павлов О.В. Сейсмотектоника // Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья.//М.:Наука.1968.С.123-143
5. Larsen I.C., Mackie R.L., Manzella A., Fiedelisi A. and Rieven S. Robust smooth magnetotelluric transfer functions// Geophysical Journal International. 1996.V.124.P.801-819.
6. Parkinson W.D. Direction of rapid geomagnetic fluctuation // Geophys. J. 1959. V.2. P. 1-14.
7. Schmucker U. Anomalies of geomagnetic variations in the South-Western United States. Berkley Los – Angeles – London: Univ. California Press. 1970. 165 p.
8. Vozoff K. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins // Geophysics. 1972. V. 37. P. 98-141.
9. Wiese H. Geomagnetische Tiefentelluric. Berlin: Deutsche Akad. Wiss. 1965. 146 p.

СВЯЗЬ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ С ТАЙФУНАМИ CONNECTION OF SEISMIC PROCESSES WITH TYPHOONS

Л.И. Морозова

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН

In contrast to previous works, we used online cloud cover images transmitted every one hour from geostationary meteorological satellite, in addition to surface weather chart, to locate a typhoon in the Pacific Ocean. Interposition of the seismic centers and typhoons at different stages of its development in space images is shown. The space images of cloud cover provide a more precise and vivid idea of the typhoon's position relative to seismic sources. Earthquakes occurred within the first two days from the moment of typhoon passage near epicenter. An analysis of the spatiotemporal interrelation of seismicity and typhoons demonstrated that, in the initial period of two days (including the moment of the typhoon's passage), 80% of earthquakes (from a total of 59) occurred near the typhoon track in four days. All disastrous earthquakes ($M \geq 6.0$) occurred in the initial two days.

Помимо атмосферных процессов, соответствующих критерию катастрофических, тайфуны иногда сопровождаются землетрясениями. Представляет интерес использование внешнего по отношению к земной коре воздействия – вариаций атмосферного давления, обусловленных прохождением тайфуна. Регистрируемая вдоль траектории тайфуна сейсмичность свидетельствует об отклике верхних слоев земной коры на внешнее воздействие. В данном исследовании предстояло эмпирически определить время запаздывания сейсмического события по отношению к моменту прохождения тайфуна, а также влияние тайфуна на энергию землетрясения. В России изучением механизма воздействия тайфунов на сейсмичность занимались А.Д. Сытинский, М.И. Ярошевич, С.Н. Нетреба [6,8,5]. А.Д. Сытинским было установлено, что сильные землетрясения происходят во время планетарных возмущений атмосферы, энергия которых превосходит энергию землетрясений. Теоретические исследования влияния веса столба атмосферы на тектоническую плиту провел в Германии Visser S.[9]. В работе А.А.Любушина [3] было показано, что “пространственный радиус корреляции барообразований с периодом несколько суток и земной коры составляет сотни километров. Для пульсаций с периодами порядка 10 ч и ниже радиус корреляции баровариаций может стать соизмеримым с характерным размером блоков земной коры”.

Тайфуны изменяют напряжения внутри слоев земной коры, могущие быть причиной для разрыва неустойчивых зон в сейсмических областях. Изменения давления над водной поверхностью передаются в земную кору посредством внутренних гравитационных волн [1]. Энергия тайфуна является дополнительной к тектонической потенциальной энергии, а сильные вариации атмосферного давления являются эффективными триггерами в сейсмически неустойчивых областях.

Перемещаясь, тайфуны вызывают существенные изменения термодинамической структуры океана, образуя так называемый термический след. Индуцируемая тайфуном полоса охлажденной воды на поверхности океана является причиной, по которой следующий тайфун отклоняется от траектории предыдущего. Температура поверхности воды для зарождения и существования тайфуна должна быть выше $+26^{\circ}\text{C}$.

В отличие от работ предшественников, для определения положения тайфуна в Тихом океане помимо приземных карт погоды использовались оперативные снимки облачности с геостационарных метеорологических спутников. Космические снимки позволяют косвенно определить горизонтальный масштаб области природной катастрофы, взаиморасположение тайфуна и эпицентров землетрясений в его зоне, обеспечивая охват картины в целом на обширном пространстве. Определение положения тайфунов в пространстве по снимкам (до 10 в сутки) более точно, чем на приземной карте погоды (составляемой 4 раза), что очень важно для определения последовательности землетрясения и момента прохождения тайфуна над эпицентром.

Слабое землетрясение к югу от о.Хоккайдо 2.09 произошло спустя сутки после прохождения тайфуна над эпицентром.

Таблица 1

Землетрясения тайфуна Chaba

date [GMT]	lat	lon	depth	mb	region name
2004/08/26 11:38:06	28.03N	139.45E	503	4.5	BONIN ISLANDS, JAPAN REGION
2004/08/27 10:06:43	45.08N	142.25E	276	4.1	HOKKAIDO, JAPAN REGION
2004/08/28 18:24:08	32.02N	141.45E	42	4.6	IZU ISLANDS, JAPAN REGION
2004/08/29 00:55:06	55.41N	166.25E	19	4.7	KOMANDORSKIYE OSTROVA
2004/08/30 12:23:25	49.52N	157.29E	35	5.7	EAST OF THE KURIL ISLANDS
2004/08/30 23:22:15	24.39N	121.61E	75	4.6	TAIWAN
2004/09/01 02:49:28	36.94N	141.61E	35	5.7	NEAR THE EAST COAST OF HONSHU
2004/09/01 14:10:21	28.80N	129.96E	56	4.5	RYUKYU ISLANDS, JAPAN
2004/09/02 22:01:21	42.45N	142.75E	60	4.3	HOKKAIDO, JAPAN REGION

Тайфун Meari (22 сентября – 1 октября 2004 г) дошел до юга Курильской гряды (рис. 2). Минимальное давление составило 920 гПа, вблизи Курильской гряды 990 гПа. В период движения тайфуна по Филиппинской плите 23.09 были зарегистрированы толчки у ее границы 23.09 и к югу от о. Хоккайдо 22.09 (табл. 2). Сейсмические события этих дней на Курилах и Камчатке происходили на фоне западного циклона. Пересечение тайфуном границы Филиппинской плиты сопровождалось землетрясениями на севере плиты и на ее границах на востоке и западе. При движении тайфуна над Японскими островами землетрясения там не отмечались.

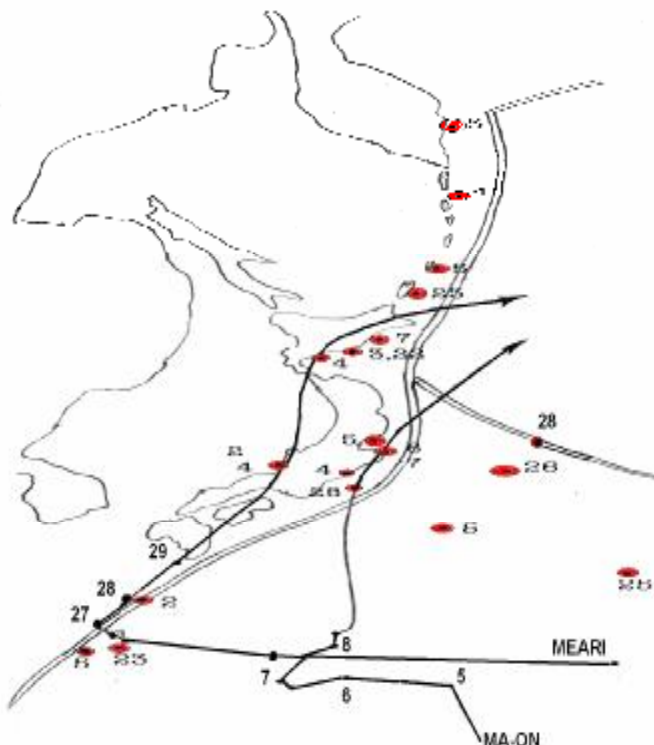


Рис.2. Схема траекторий тайфунов Meari и Ma-On и эпицентры землетрясений.

Тайфун Ma-On (3 - 10 октября) (рис. 2). При движении тайфуна над Филиппинской плитой почти все землетрясения отмечались вдоль границы Евроазиатской и Тихоокеанской плит – от о. Тайвань до п-ва Камчатка (табл. 2). Близко расположенные на о. Хонсю очаги могли быть обусловлены как этим тайфуном, так и прохождением 6.10 западного циклона. Дополнительную неустойчивость здесь земной коре создает угол сочленения трех плит. 7.10 землетрясения на островах Хоккайдо и Хонсю отмечались при давлении в тайфуне - 953 гПа, в период его максимальной энергетической активности.

Можно допустить, что удаленные землетрясения Камчатки и Курильской гряды являются результатом воздействия тектонических волн, порожденных тайфуном на юге [7].

Землетрясения тайфуна Meari

date [GMT]	lon	lon	depth	mb	region name
2004/09/22 11:03:52	41.41	141.32	111.4	5.0	HOKKAIDO, JAPAN REGION
2004/09/23 01:05:26	25.08	127.19	50.6	4.8	RYUKYU ISLANDS, JAPAN
2004/09/23 01:55:26	25.04	127.06	39.1	5.3	RYUKYU ISLANDS, JAPAN
2004/09/23 12:14:57	44.51	148.54	60.5	4.3	KURIL ISLANDS
2004/09/23 22:30:06	55.6	159.97	199.4	4.3	KAMCHATKA PENINSULA
2004/09/25 01:15:3	23.93	141.81	171.0	4.3	JAPAN REGION
2004/09/26 21:38:0	32.06	142.01	27.9	4.3	IZU ISLANDS, JAPAN
2004/09/28 05:33:58	32.39	141.29	52.4	4.6	IZU ISLANDS, JAPAN REGION

Таблица 3

Землетрясения тайфуна Ma-On

date [GMT]	lon	lon	depth	mb	region name
2004/10/02 15:22:15	27.92	127.70	78.7	5.1	RYUKYU ISLANDS, JAPAN
2004/10/02 23:00:20	33.42	136.73	8.5	4.7	NEAR S. COAST OF HONSHU
2004/10/03 23:41:25	41.93	142.40	88.2	4.7	HOKKAIDO, JAPAN
2004/10/04 23:33:51	35.87	136.28	10.0	4.4	WESTERN HONSHU
2004/10/05 00:24:32	29.75	138.74	415.3	4.1	IZU ISLANDS, JAPAN
2004/10/05 00:04:41	43.61	151.09	67.4	4.5	EAST OF KURIL ISLANDS
2004/10/05 22:10:04	24.83	125.14	80.9	4.5	RYUKYU ISL., JAPAN
2004/10/06 14:40:39	35.88	139.96	61.9	5.8	NEAR S. COAST OF HONSHU
2004/10/06 14:40:39	35.88	139.96	61.9	5.8	NEAR S. COAST OF HONSHU

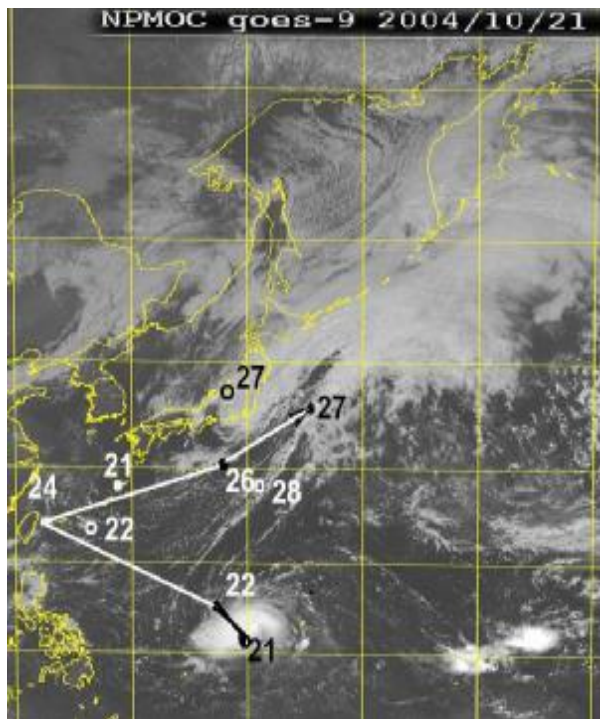


Рис.3.Траектория тайфуна Nock-Ten и эпицентры землетрясений

Тайфун Nock-Ten (21-27.10.2004)

заполнился над Филиппинской плитой (рис. 3). На снимке, запечатлевшем начальную стадию тайфуна, показана его траектория и эпицентры порожденных им землетрясений. При движении тайфуна над плитой отмечены толчки на границе плиты 21 и 22.10. Вблизи границы плиты в г. Ниигата 27.10 повторно произошло сильное землетрясение, ранее -23.10 отмечавшееся в связи с прохождением тайфуна Tokage (на снимке его центр располагается у восточного побережья о. Хонсю), в японских средствах массовой информации названного причиной этого катастрофического землетрясения [4]. Тайфун, проходя на минимальном расстоянии от эпицентра, вновь оказал триггерное воздействие на тектонические напряжения в области очага при довольно высоком давлении в тайфуне (1006 гПа). Очаг на севере плиты 28.10 возник спустя сутки после прохождения тайфуна. Во время движения тайфуна над

Филиппинской плитой землетрясения происходят как на самой плите, так и на ее границе, причем, на границе значительно чаще.

Землетрясения тайфуна Nock-Ten

date [GMT]	lon	lon	depth	mb	region name
2004/10/21 10:09:21	28.70N	129.46E	100.9	4.8	RYUKYU ISLANDS, JAPAN
2004/10/22 13:44:17	25.00N	128.02E	43.3	4.9	RYUKYU ISLANDS, JAPAN
2004/10/27 01:40:50	37.26N	138.86E	15.7	6.0	NEAR WEST COAST OF HONSHU
2004/10/28 04:54:29	29.60N	140.51E	124.6	4.7	IZU ISLANDS, JAPAN

По А.Д. Сытинскому, необходимым условием возникновения сильного землетрясения является большая скорость смещения тайфуна, сопровождающаяся значительной скоростью падения давления в течение суток. Эти условия выполнялись при прохождении супертайфуна «Маэми» над Японским морем 12.09.2003 г, когда давление в нем менялось от 965 до 980 гПа. С ним произошло три землетрясения в течение 5 часов $M = 4.2 - 4.4$. Однако медленное смещение тайфуна над Камчаткой 12.08.2003 г с давлением 990 гПа не должно было закончиться землетрясением, тем не менее, оно осуществилось с $M = 5.1$. В другом случае - медленное смещение здесь западного циклона с высоким давлением в центре (1004 гПа) 12.09.2003 г, также сопровождалось толчком $M = 4.4$.

В моменты землетрясений на Японских о-вах давление в тайфунах составляло 910 - 995 гПа, а на Камчатке, в уже заполняющихся тайфунах 980 - 1010 гПа. Тайфуны с низким давлением 945-970 гПа сопровождались землетрясениями $M = 4.2 - 8.1$, на высоком поле давления землетрясения имели значения магнитуд менее 5.0 .

На основе феноменологической связи землетрясений с прохождением тайфуна установлено время запаздывания сейсмического события по отношению к моменту прохождения тайфуна, а также влияние тайфуна на энергию землетрясения. Для оценки времени отклика литосферы на колебания атмосферного давления, обусловленные тайфуном, подсчитывалось число землетрясений сначала в период до двух суток с момента его прохождения вблизи очага, затем спустя еще такое же время. Анализ пространственно - временной связи сейсмичности и тайфунов показал, что в первый двухдневный период прохождения тайфуна вблизи его траектории произошло 80% землетрясений от их общего количества (59); учитывались только гипоцентры на глубинах менее 80 км (табл.5). Если бы тайфуны не оказывали триггерного воздействия на сейсмические процессы, количество землетрясений в обоих столбцах было бы одинаковым. Из 13 тайфунов 46% сопровождались землетрясениями $M \geq 6.0$.

Возможно, что изменение направления движения тайфунов (с северо-западного на северо-восточное) над границей плит происходит под влиянием геофизических полей литосферы, а не в результате различия термодинамических свойств подстилающей поверхности на границе суша-океан, как принято считать.

Полученные связи резкого изменения атмосферного давления с последующим землетрясением позволяют рассматривать землетрясение не только как геологическое, но и как атмосферное явление.

Сейсмичность в периоды тайфунов

Периоды тайфунов	Количество землетрясений		Интервал магнитуд
	за первые	за вторые	
	двое суток		
8-12.08.2003	4	2	4.4-5.0
17-20.08	3	0	4.7-5.5
30.08-2.09	2	0	5.2-5.4
10-15.09	3	2	4.2-5.3
20-25.9	1	1	4.2-8.1
10-12.11	4	1	4.4-6.4
29.06-5.07.2004	9	2	3.9-5.1
26.08-2.09	4	1	4.1-5.7
5-9.09	3	2	4.3-7.2
23-30.09	2	0	4.3-5.3
4-10.10	2	0	4.1-6.5
14-22.10	8	0	4.2-6.7
22-27.10	2	1	4.3-6.0
	47(80%)	12 (20%)	

Список литературы

1. Алексеев В.В., Киселева С.В., Лаппо С.С. Лабораторные модели физических процессов в атмосфере и океане. – М.: Наука, 2005. –312 с.
2. Куснер Ю.С., Леви К.Г., Потемкин В.Л. Атмосферно-литосферное взаимодействие в рое Южно-Байкальских землетрясений, январь-февраль 1999 г. Материалы Всероссийского совещания “Современная геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: фундаментальные и прикладные аспекты”. Иркутск. Институт земной коры СО РАН, 20 – 23 сентября 2005 г. Вып. 2. Иркутск. 2005. С. 58 -64.
3. Любушин А.А. (мл.) Периодичности и катастрофы во взаимодействии геофизических процессов. Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов. Т. 2. М. Научный мир, 1998. С. 380-385.
4. Морозова Л.И. Тайфуны и сейсмичность // Доклады АН. 2006. Том 410, № 3. С. 397- 400.
5. Нетреба С.Н. Усиление инфразвука при атмосферной конденсации // Известия АН. Физика атмосферы и океана. 1998. Т. 34. № 6. С. 817 – 826.
6. Сытинский А.Д. Об одном солнечно-атмосферном эффекте во время сильных землетрясений // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 6. С. 1337-1340.
7. Хаин В.Е. Глобальная геодинамика на пороге нового века // Геотектоника. 2002. № 4. С. 3 - 13.
8. Ярошевич М.И. Тропические циклоны и сейсмическая активность // Докл. АН СССР. 1991. Т. 316. № 1. С. 88–92.
9. Visser S.S. Tropical cyclones in the Northeast Pacific, between Hawaii and Mexico // Montly Weather Rev. 1922. Vol. 50. P. 288-295.

ПОЛОСЫ ПОМЕХ НА СПУТНИКОВЫХ СНИМКАХ КАК КРАТКОСРОЧНЫЕ ПРЕДВЕСТНИКИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

STRIPS OF IMAGE DISTORTIONS ON SATELLITE IMAGES AS SHORT-TERM EARTHQUAKE PRECURSORS

Л.И. Морозова

Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН

The space-time relation between the epicenters of earthquakes position and strips of image distortions on scanner satellite meteorological images was empirically investigated. The expediency of usage of such images in the short-term seismicity forecast is pointed out.

В Центре приема и обработки спутниковой информации снимки со значительными искажениями изображения отбраковывались. Искажения представляют собой полосы, широтно пересекающие снимок (см. рис.). Просматривая такие снимки, я обнаружила, что полосы проходят вблизи эпицентра в ближайший к землетрясению момент времени, до или после него.

Метеорологические спутники работают в УКВ диапазоне. Электромагнитное излучение из разломов, усиливающееся в период подготовки землетрясения, ухудшает условия прохождения радиоволн в волноводе Земля – ионосфера, нарушая работу приборов на спутнике вследствие чего часть передаваемой ими визуальной информации (снимка) искажается.

Сопоставление временных и пространственных параметров сильных землетрясений с авиационными происшествиями показало, что наибольшее число авиационных катастроф приходится на день, предшествующий сильному землетрясению [1].

Аномально большие значения электромагнитной энергии выводят из строя навигационные приборы самолетов, трассы которых обычно проходят на высоте до 12 км. Для сейсмических процессов характерна диссипация энергии на высоких частотах; она нарушает условия распространения радиоволн в атмосфере. Спутники передают информацию в УКВ диапазоне в Центр приема и обработки, где она преобразуется в снимки поверхности и облачных полей Земли. При пролете над сейсмическим очагом на них возникает искажение изображения, обусловленное радиопомехами. На снимке образуется двумерная полоса, отражающая трехмерный процесс в земной коре. Поскольку снимки сканерные, то есть изображение состоит из отдельных полос – искажение распространяется на всю ширину снимка; долгота эпицентра остается неизвестной – географическое положение эпицентра определяется только широтой местности. Тем не менее, положение полос на снимке позволяет вполне определенно связать каждую полосу с близлежащим эпицентром. Эта аномалия относится к предвестникам в широком смысле: она не позволяет указать место будущего эпицентра землетрясения – только широту региона и время.

Чередование линейных облачных аномалий и полос радиопомех наблюдалось перед катастрофическими землетрясениями в Индии 29.09. 1993 г. и Китае 1.12. 1993 г. [3], в Японии (Кобе) 17.01. 1994 г. и на Сахалине (Нефтегорск) 28.05.1995 г. [4], строго через эпицентр проходила полоса радишумов перед землетрясением $M = 8.1$ с эпицентром к югу от о. Хоккайдо [5], перед Корякским землетрясением 21 апреля 2006 г. [2].

В выборку землетрясений периода с августа по ноябрь 2003 г. вошли землетрясения Тихоокеанского региона, сопровождающиеся помехами на снимках; исходной информацией являлись спутниковые снимки с искажением изображения (табл.). Снимки со спутников системы NOAA принимались до семи раз в сутки в Хабаровском спутниковом центре, данные по землетрясениям получены по Интернету [7].

Таблица

Параметры полос искажения изображения на снимке
и магнитуда землетрясений

Дата	Время	Расстояние полосы до эпицентра (км)	Появление полосы относительно толчка (час/мин)	Магнитуда
снимка				
09.08. 2003	08: 48	825	74: 57	5.1
10.08	03: 20	60	56: 25	5.1
11.08	08: 01	60	27: 41	5.1
		0	41: 17	4.6
	21: 55	0	47: 33	4.0
12.08	07: 39	105	4: 06	5.1
		0	17: 40	4.6
31.08	22: 23	450	-0: 26	4.4
12.09	07: 10	250	2: 10	4.7
	10: 30	150	-1: 11	4.7
		0	1: 08	4.4
	21.01	75	-29: 40	4.2
		0	-34: 40	4.4
		75	-30: 34	4.4
13.09	02: 01	300	-16: 41	4.4
	20: 36	0	-53: 13	4.4
		0	-68: 15	4.2
22.09	03: 38	0	88 :12	8.1
	08: 11	0	83:29	
	20: 24	0	71.26	
30.09	20: 36	150	-11: 46	4.8
20.10	21: 07	0	56: 00	4.2
23.10	09: 22	150	-4:22	4.2
30.10	22: 10	375	2:56	6.8
31.10	07: 53	0	-6:47	6.8
	09: 37	без ЗТ		
		без ЗТ		
12.11	20: 48	0	11: 38	6.4

В работе [6] отмечены аномальные явления в прохождении радиоволн в коротковолновом диапазоне частот в ночные часы на расстояниях в первые сотни километров за несколько суток до землетрясения. Радиошумы, обуславливающие полосы искажения изображения на снимках, отмечались не только ночью, но и днем. Полос было больше, чем сейсмических событий, поскольку полосы появлялись до и после толчка и не единожды, кроме того, они отмечались и без регистрируемой сейсмичности. Ширина полос на местности составляла от 15 до 900 км. В таблице период времени появления полос, возникших после землетрясения, дан со знаком минус. Полосы искажения изображения фиксировались на снимках не ранее, чем за двое суток до подземного толчка и не позднее такого же периода после него; чаще интервал времени составлял несколько часов.

Расстояние от эпицентра до края полосы на снимке характеризует тесноту связи сейсмического процесса с моментом нарушения условий прохождения радиосигнала вблизи очага. Из 27 случаев возникновения полос на 21 снимке во время сейсмических

событий 23 полосы (79.3%) отмечались в непосредственной близости от очага, на расстоянии не более 150 км; в 48.3 % очаг находился под полосой или на ее границе. Заблаговременность появления полос перед толчком, как и их последствие, как правило, не более двух суток. Как известно, этот период времени соответствует наиболее интенсивной фазе деформирования земной коры.

В качестве ключа к таблице приводится описание анализа снимка на рис.1. На снимке 11августа полоса южнее Камчатки, предшествовала толчку $M = 5.1$ 12.08 в близлежащем эпицентре, полоса через о. Хоккайдо сопровождалась землетрясением на юге острова $M = 4.6$ 13.08, третья полоса на севере о. Хонсю не связана с конкретным очагом; возможно, она обусловлена сейсмическим процессом на о. Хоккайдо.

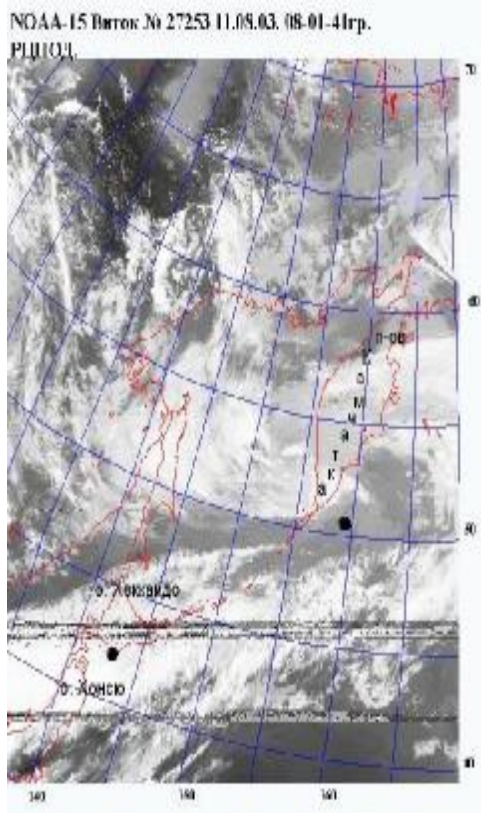


Рис.1. Полосы искажения изображения на снимке, предшествующие землетрясениям вблизи юго-восточного побережья Камчатки и на о. Хоккайдо. Эпицентры обозначены точками.

На снимке 12.09 в 10 ч 30 мин (табл.) полоса через Камчатку возникла в промежутке между двумя толчками, поэтому интервалы ее появления над будущим очагом после первого и перед вторым толчками неодинаковые и с разным знаком (минус 1 ч 11 мин и плюс 1 ч 8 мин, соответственно). Две полосы искажения через о. Хонсю, одна зафиксированная на снимке 30.10 в 22 ч 10 мин за 2 ч 56 мин до землетрясения 31.10 $M=6.8$ и в особенности другая (31.10 в 7 ч 53 мин), возникшая спустя 6 ч 47 мин после него пространственно были тесно связаны с эпицентром (375 и 0 км, соответственно).

Перед землетрясением на о. Хонсю 12.11.2003 г. на снимке, полученном за 11 ч 38 мин до толчка, отмечались три полосы радиозумов (одна через эпицентр) на пространстве в 1375 км к северу от очага.

Если на снимке наблюдается полоса радиозумов, а землетрясение еще не произошло, то не позднее двух суток в сейсмоопасном регионе вблизи полосы с вероятностью 94% следует ожидать землетрясение. Информационная значимость полос на спутниковых снимках Земли, обусловленных сейсмическими процессами, заключается в возможности их использования в качестве оперативного предвестника землетрясений.

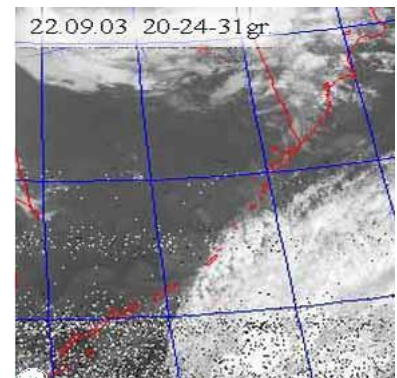
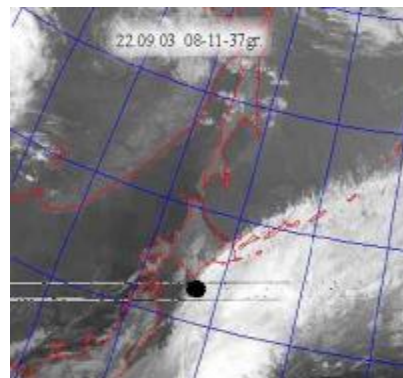
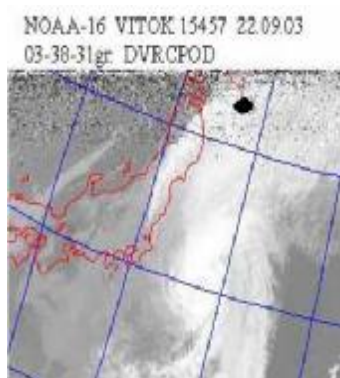


Рис.2. Полосы радиопомех на снимках 22.09 2003 г. через эпицентр землетрясения $M = 8.1$ у южного побережья о. Хонсю 25 сентября 2003 г.

Список литературы

1. Ананьин И.В., Мерзлый А.М., Сорокин Л.В. Сопоставление временных и пространственных параметров сильных землетрясений с авиационными происшествиями // Атлас временных вариаций природных и антропогенных процессов. Т. 3. –Москва.: Янус-К, 2002. С. 278 – 281.
2. Морозова Л.И. Тектонические процессы в период Корякского землетрясения 21 апреля 2006 г. // Современные проблемы регионального развития. Хабаровск. ДВО РАН, 2006. С. 113 – 115.
3. Морозова Л.И. Особенности проявления лито-атмосферных связей в периоды сильных землетрясений Азии // Физика Земли. 1996. № 5. С. 63-68.
4. Морозова Л.И. Спутниковые метеорологические снимки как носители информации о сейсмических процессах // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 136 – 140.
5. Морозова Л.И. Тайфуны и сейсмичность // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 3. С. 397 – 400.
6. Моргунов В.А., Шахрамьян М.А. Задачи оперативного прогноза землетрясений // Докл. РАН. 1996. Т. 349, № 6. С. 818 - 821.
7. <http://www.ceme.gsr.ru>.

ФОРМИРОВАНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИМ ПОЛЕМ

FORMATION OF IONOSPHERIC EARTHQUAKE PRECURSORS BY ELECTRIC FIELD

А.А. Намгаладзе¹, М.В. Клименко², В.В. Клименко³, И.Е. Захаренкова³

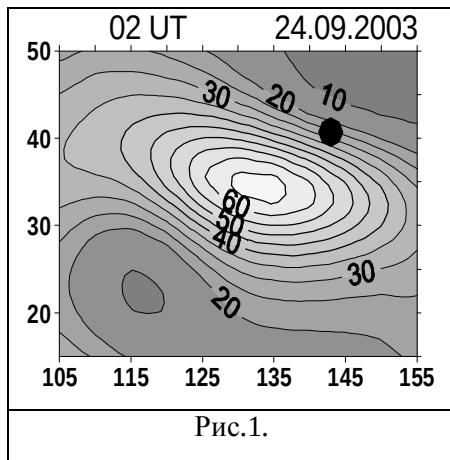
¹*Мурманский государственный технический университет,*

²*Калининградский государственный технический университет,*

³*Западное Отделение ИЗМИРАН*

A physical mechanism has been proposed for the forming of areas of increased or decreased total electron content (*TEC*) in the ionosphere as observed by the measurements of the GPS signal delays before strong earthquakes. The main cause of these *TEC* disturbances is the vertical plasma transport under the action of the zonal electric field directed eastward in cases of the positive *TEC* disturbances at midlatitudes and in cases of deepening of the F2-region equatorial anomaly minimum. The spatial potential pattern for such electric field was proposed. For the eastward electric field existence at the near-epicentral region it is necessary, that the positive electric charges were located at the western boundary of this region, and the negative charges at the eastern boundary. To investigate an efficiency of the proposed mechanism the numerical model calculations were performed. The ionosphere reaction to the action of the electric field created by such configuration of electric charges was calculated. The numerical calculation results revealed an excellent agreement with the *TEC* observations before strong earthquakes at mid- and low latitudes.

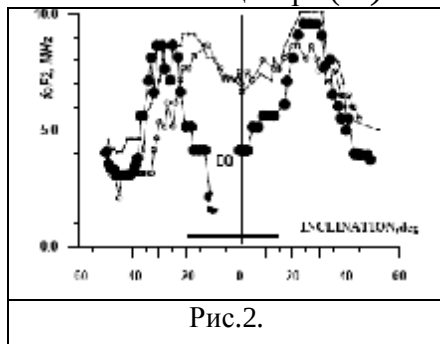
Поиски ионосферных предвестников землетрясений ведутся в течение последних двух десятилетий (см. ссылки в работе [3]. Широкое применение для исследования ионосферных эффектов сейсмической активности нашло использование системы спутников GPS и сети приёмников радиосигналов этих спутников [11; 17]. С помощью измерений временных задержек этих сигналов можно осуществлять картирование *TEC* и изучать его временную эволюцию.



может достигать -30% относительно невозмущенных значений [8]. В спокойных геомагнитных условиях смена знака сейсмо-ионосферного возмущения может трактоваться как сигнал приближающегося землетрясения.

На рис.1 показано характерное возмущение *TEC*, наблюдавшееся перед среднеширотным землетрясением 25 сентября 2003 г. в Японии [3].

Перед сильными приэкваториальными землетрясениями их предвестниками являются углубление и расширение минимума электронной концентрации над магнитным экватором в дневное время и смещение гребней аномалии [9; 2; 17]. На рис.2 показана сейсмогенная экваториальная аномалия (черные кружки) в ионосфере за день до землетрясения в Чили 12.04.1963 по данным спутника Alouette-2. Другими линиями показаны вариации f_oF_2 в невозмущенное время (до и после землетрясения). EQ – положение эпицентра (16).



Физическая интерпретация формирования ионосферных предвестников землетрясений предложена в работах [10; 15] и базируется на гипотезе о сейсмогенном электрическом поле амплитудой от единиц до десятков мВ/м (12). В пользу этой гипотезы говорят магнитная сопряженность ионосферных предвестников [14] и упомянутые эффекты в экваториальной аномалии [9; 17].

В работе [6] был проведен анализ возможных физических механизмов формирования возмущений *TEC* с характерными для предвестников пространственно-временными масштабами и было высказано предположение, что главной причиной возникновения областей повышенного (пониженного) *TEC* в ионосфере, наблюдаемых с использованием измерений задержек сигналов спутников GPS перед сильными землетрясениями [3], является вертикальный перенос плазмы F2-области ионосферы вверх (вниз) под действием восточного (западного) электрического поля.

В средних широтах вертикальная составляющая электромагнитного дрейфа, создаваемая восточным полем и направленная вверх, приводит к увеличению N_mF_2 за счёт переноса плазмы на большие высоты с меньшей скоростью потерь [1]. Западное поле вызывает отрицательный эффект в N_mF_2 . В низких широтах усиление восточного поля углубляет провал над магнитным экватором в широтном ходе электронной концентрации за счёт усиления фонтан-эффекта.

Для существования восточного электрического поля в околоэпицентральной области необходимо, чтобы на западной границе этой области были расположены положительные электрические заряды, а на восточной – отрицательные.

Для проверки высказанной гипотезы и выяснения эффективности предложенного механизма в данной работе выполнены модельные расчёты реакции ионосферы на

действие электрического поля, создаваемого такой конфигурацией зарядов в окрестности эпицентра землетрясения для случаев среднеширотных и приэкваториальных землетрясений.

Расчёты проводились с использованием глобальной численной модели [13, 7], модифицированной в части решения уравнения для электрического потенциала [4, 5]. Анализ результатов модельных расчётов проводился на основе сопоставления глобальных карт распределения различных ионосферных параметров, полученных без дополнительных и с дополнительными, предположительно сейсмогенными, источниками электрического поля.

За невозмущённое состояние принят магнитно-спокойный день весеннего равноденствия при низкой солнечной активности. Возмущённое состояние, предваряющее сильное землетрясение, моделировалось включением дополнительных источников электрического поля.

Эти источники включались и не изменялись в течение 24 часов в виде дополнительных положительных и отрицательных потенциалов в 5 кВ (в случае низкоширотного источника) и 10 кВ (в случае среднеширотного источника) на западной и восточной границах околоэпицентральных областей, соответственно. Дополнительные потенциалы добавлялись в моделирующее уравнение для расчета глобального распределения потенциала спокойного магнитосферного и динамо поля, которое затем интегрировалось с учетом этих дополнительных источников.

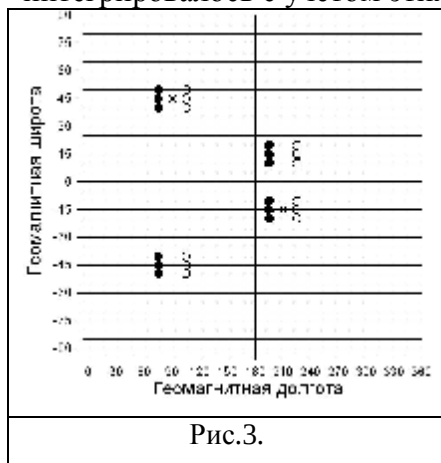
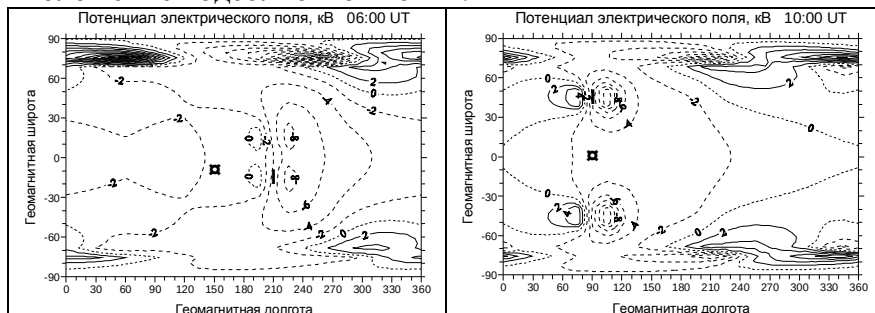


Рис.3.

Были рассмотрены 2 околоэпицентральных области размерами 10° по широте и 30° по долготе с эпицентрами в точках с магнитными координатами ($\Phi = 45^\circ$, $\Lambda = 90^\circ$) – Рим и ($\Phi = -15^\circ$, $\Lambda = 210^\circ$) – Ванимо. Эти размеры примерно соответствуют размерам областей повышенных значений *TEC*, обнаруженных в [3].

На рис.3 показана используемая в модельных расчётах геомагнитная координатная разностная сетка и отмечены темными и светлыми кружками узлы, в которых задавались дополнительные положительные и отрицательные потенциалы, соответственно.

Рассчитанные глобальные распределения потенциала и векторов электрического поля показаны в геомагнитных координатах на рис. 4 и 5 для случаев приэкваториального (слева сверху) и среднеширотного (справа сверху) источников. Внизу для сравнения показаны распределения соответствующих параметров без дополнительных источников. Чёрными кружками отмечены положения эпицентров землетрясений, кружком с точкой отмечено положение подсолнечной точки.



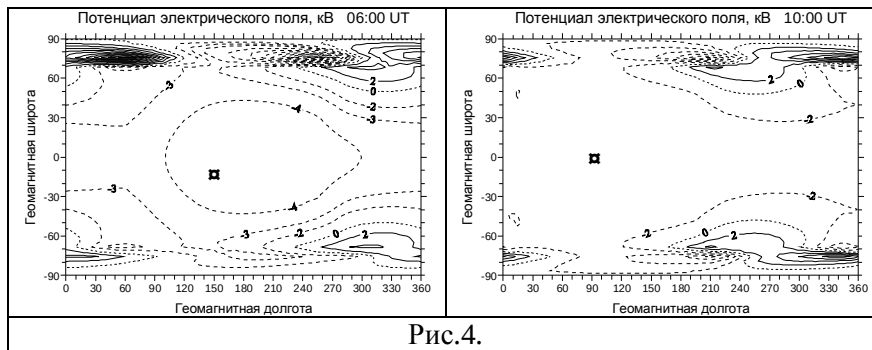


Рис.4.

дополнительных полей заметно превосходят невозмущённые значения как в случае приэква-ториального источника (усиление поля в Ванимо от 0.2 мВ/м до 2-3.5 мВ/м), так и в случае среднеширотного источника (возрастание поля в Риме от ~1 мВ/м до ~3-9 мВ/м), оставаясь, однако, существенно меньшими спокойных высокоширотных электрических полей магнитосферного происхождения (~15-25 мВ/м, см. рис.5).

На рис. 6 и 7 показаны рассчитанные глобальные распределения критических частот $foF2$ и TEC при дополнительных среднеширотных (вверху) и приэкваториальных (посередине) источниках и в их отсутствие (внизу) для моментов времени 03 UT, 08 UT и 23 UT. В 03 UT среднеширотный источник находится на ночной стороне, а экваториальный на дневной. В 08 UT среднеширотный источник находится на освещённой утренней стороне, а экваториальный на освещённой вечерней стороне. В 23 UT среднеширотный источник находится на ночной стороне, а экваториальный в раннем утреннем секторе.

Действие приэкваториального источника усиливает экваториальную аномалию F2-слоя в околоэпицентральной области, углубляя минимум $foF2$ над экватором и отодвигая гребни аномалии от экватора к средним широтам. Такое поведение полностью согласуется с наблюдениями спутника Alouette-2 за день до землетрясения в Чили 12.04.1963 (см. рис.2).

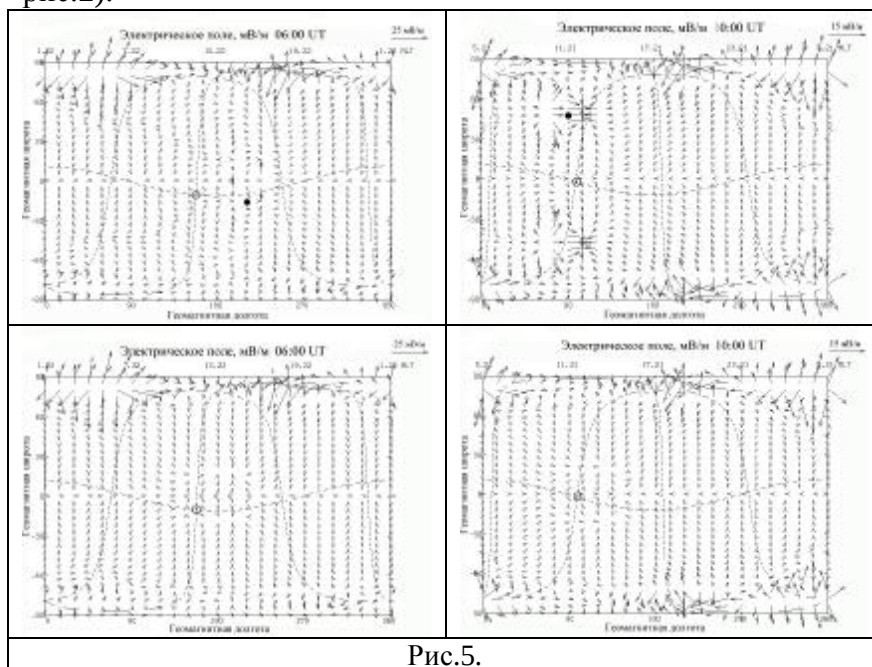


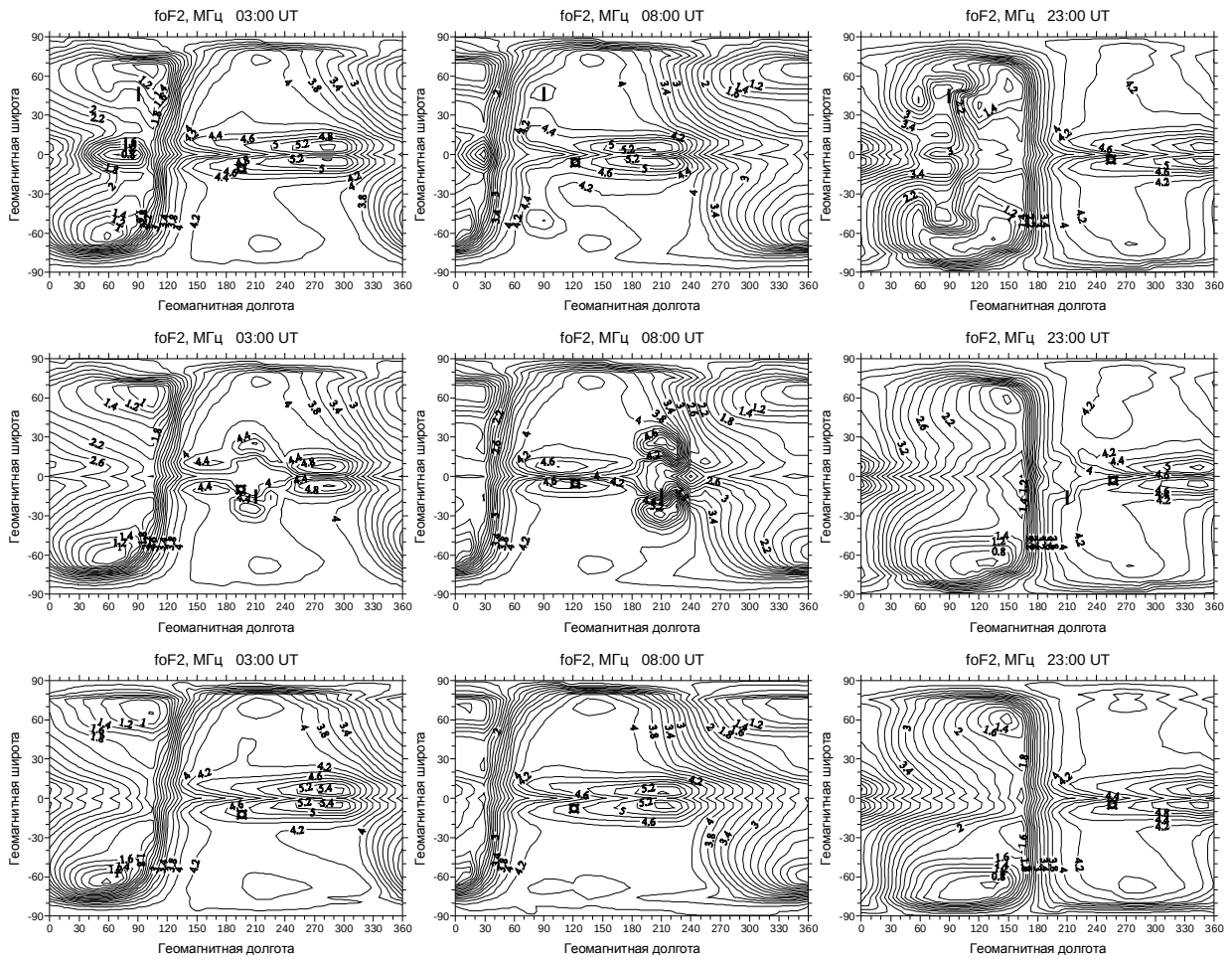
Рис.5.

сохраняются после захода. Величина электрического поля среднеширотного источника получается большей, а эффекты слабее, чем в низких широтах.

Из рисунков видны области восточного электрического поля над предполагаемыми эпицентрами будущих землетрясений и магнитно-сопряжённые с ними области в противоположных полушариях. Величины

Действие среднеширотного источника приводит к повышению $foF2$ и TEC в околоэпицентральных областях, если они освещены Солнцем. Величина повышений и их пространственные масштабы совпадают с характеристиками предвестников, обнаруженных в TEC [3].

В ночное время наличие источника не вызывает заметных эффектов. Они появляются после восхода и



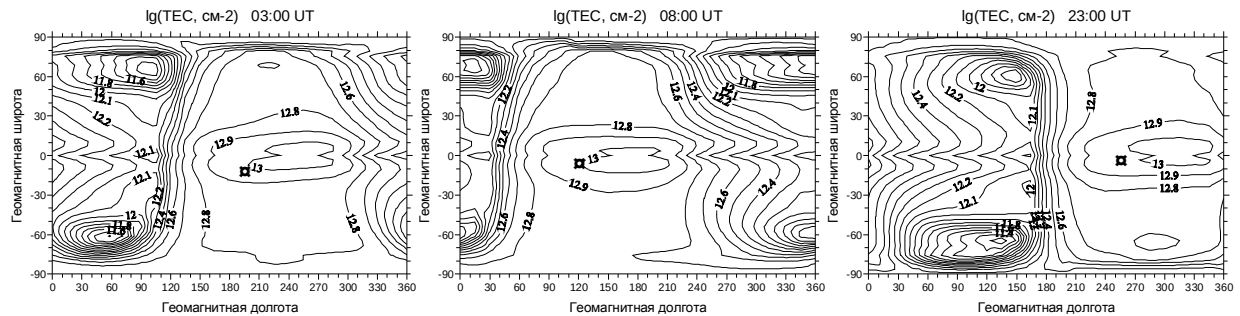


Рис.7.

Полученные в модельных расчётах эффекты в $foF2$ и TEC в околоэпицентральных областях, вызванные модельными сейсмогенными источниками электрического поля, очень похожи на экспериментально наблюдавшиеся эффекты перед сильными землетрясениями в низких и средних широтах. Это указывает на правильный выбор дополнительных потенциалов. Варьируя их расположение и величину, можно добиться большего сходства с наблюдаемыми ионосферными предвестниками землетрясений.

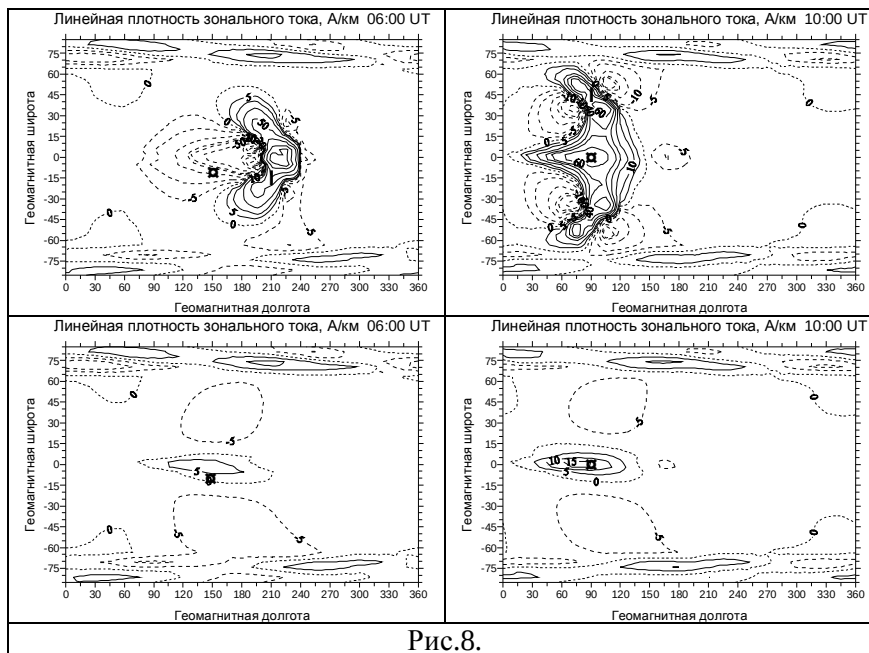


Рис.8.

Согласие полученных результатов расчетов с наблюдениями убедительно свидетельствуют в пользу гипотезы о зональных электрических полях, появляющихся в околоэпицентральных областях за несколько суток до землетрясений и вызывающих локальные изменения TEC в средних широтах и экваториальной аномалии.

Работа поддержана грантом РФФИ №05-05-97511.

Список литературы

1. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. – М.: Наука, 1988. – 526с.
2. Депуева А.Х., Михайлов А.В., Деви М., Барбара А.К. Пространственные и временные вариации критических частот области F ионосферы над зоной подготовки экваториального землетрясения // Геомагнетизм и аэрономия. Т.47. №1. С.138-142. 2007.
3. Захаренкова И.Е. Использование измерений сигналов системы GPS для обнаружения ионосферных предвестников землетрясений // Дисс. на соиск. уч. ст. канд. физ.-мат. наук, Калининград, РГУ им. И.Канта. 146 стр. 2007.
4. Клименко В.В., Клименко М.В., Брюханов В.В. Численное моделирование электрического поля и зонального тока в ионосфере Земли – Постановка задачи и тестовые расчеты // Математическое моделирование. Т.18. №3. С.77-92. 2006.
5. 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. Т.46. №4. С.485-494. 2006.
6. Намгаладзе А.А. О возможных физических механизмах формирования ионосферных предвестников землетрясений // Мат. Междунар. науч.-тех. конф. МГТУ «Наука и образование-2007». 2007.

7. Намгаладзе А.А., Ю.Н.Кореньков, В.В.Клименко, И.В.Карпов, Ф.С.Бессараб, В.А.Суроткин, Т.А.Глущенко, Н.М.Наумова. Глобальная численная модель термосферы, ионосферы и протоносферы Земли // Геомагнетизм и аэрномия. Т.30. №4. С.612-619. 1990.
8. Пулинец С.А., Хегай В.В., Боярчук К.А., Ломоносов А.М. Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы // УФН. 1998. Т.168, №5. С.582-589.
9. Пулинец С.А., Легенька А.Д. Динамика приэкваториальной ионосферы в период подготовки сильных землетрясений // Геомагнетизм и аэрномия. 2002. Т.42. №2. С.239-244.
10. Сорокин В.М., Чмырев В.М. Электродинамическая модель ионосферных предвестников землетрясений и некоторых видов катастроф // Геомагнетизм и аэрномия. 2002. Т.42. №6. С.821-830.
11. Afraimovich E.L., Astafieva E.I., Gokhberg M.B., Lapshin V.M., Permyakova V.E., Steblov G.M., Shalimov S.L. Variations of the total electron content in the ionosphere from GPS data recorded during the Hector Mine earthquake of October 16, 1999, California // *Rus. J. Earth Sci.* 2004. V.6, №5. P.339-354.
12. Chmyrev V.M., Isaev N.V., Bilichenko S.V., Stanev G.A. Observation by space-borne detectors of electric fields and hydromagnetic waves in the ionosphere over on earthquake center // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1989.V.57. P.110-114.
13. 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 // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 1991. V.53. №11/12. P.1113-1124.
14. Pulinets S.A., Legen'ka A.D., Gaivoronskaya T.V., Depuev V.Kh. Main phenomenological features of ionospheric precursors of strong earthquakes // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2003. V.65. P.1337-1347.
15. Pulinets S.A. and Boyarchuk K. *Ionospheric Precursors of Earthquakes.* Springer, Berlin, Germany. 2004. 315p.
16. Ruzhin Yu.Ya., Depueva A.Kh. Seismoprecursors in Space as Plasma and Wave Anomalies // *J. Atmosph. Electr.* 1996. V.16. №3. P.251-288.
17. Zakharenkova I.E., Krankowski A., Shagimuratov I.I. Modification of the low-latitude ionosphere before December 26, 2004 Indonesian earthquake // *Nat. Hazards and Earth System Sci.* 2006. V.6. P.817-823.

КОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ПОТОКОВ НИЗКОЭНЕРГИЧНЫХ ЭЛЕКТРОНОВ С ЦЕЛЬЮ ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

SPACE MONITORING OF LOW ENERGY ELECTRON FLUXES WITH THE PURPOSE OF EARTHQUAKE FORECAST

***В.М. Панков, О.Л. Вайсберг, Е.Н. Евланов, А.А. Гусев, В.Н. Смирнов,
Г.И. Пугачева, Н.С. Ерохин***

Институт космических исследований РАН

We give a detailed analysis of early performed space experiments directed to the search of earthquake precursors by satellite equipment. New suggestions of the space experiments devoted to global space monitoring of low energy electron fluxes at the satellite orbit with the purpose of elaboration of earthquake forecasting modern methods are described.

Введение

Одной из наиболее важных проблем современной геофизики является проблема прогноза землетрясений. Традиционный сейсмический мониторинг, существующий уже около 150 лет, пока не привел к выработке методов достоверного прогноза землетрясений. В то же время развитие космической геофизики, использующей космические аппараты (КА) для исследования разнообразных природных явлений в атмосфере и на поверхности Земли (цунами, циклоны, молнии, землетрясения, и др.), открывают перспективу для поиска в ближнем космосе физических эффектов, способных служить надежными

предвестниками землетрясений. Наземные обсерватории, как бы они хорошо ни были оснащены, дают лишь локальную информацию, тогда как спутниковые методы обеспечили бы глобальный обзор и выявление всех сейсмоактивных зон, а также региона возможного крупного землетрясения.

Более двадцати лет тому назад по данным спутника "Интеркосмос-19" был обнаружен эффект резкого возрастания интенсивности низкочастотных электромагнитных излучений в верхней ионосфере над зоной готовящегося и затем происходящего землетрясения с амплитудой 5 баллов и выше [5, 3]. Появление всплесков широкополосного электромагнитного низкочастотного излучения над эпицентрами крупных землетрясений за несколько часов до события был подтвержден наблюдениями и на других космических аппаратах [1, 6-8, 10-12]. Например, на КА "Космос-1809" детектировались электромагнитные сигналы с частотами 140 Hz и 450 Hz после M6+ землетрясения в Спитаке, Армения, в 1989 году, причем эти сигналы регистрировались в течение всего времени прохождения спутником области размерами $\pm 6^\circ$ широты и долготы от эпицентра землетрясения [13].

Данные, полученные с российских и зарубежных спутников, позволяют сделать вывод о том, что сейсмоионосферные электромагнитные шумы в широком диапазоне частот от 0.1 Гц до 20 кГц длительное время присутствуют в области над эпицентром готовящегося землетрясения, что в принципе, могло бы быть положено в основу разработки прогноза сейсмособытий. Установлено, что широтная протяженность зоны регистрации всплесков составляет $\pm 3^\circ$, а долготная $\pm 60^\circ$, то есть всплески наблюдаются в виде «шумового пояса», вытянутого вдоль геомагнитной широты эпицентра. До землетрясения наблюдается как магнитная, так и электрическая компоненты поля шумовых излучений; после землетрясения преобладает электрическая составляющая [4,9].

К настоящему времени возникла и развивается новая научная дисциплина «сейсмоэлектромагнетизм», занимающаяся анализом связи мощных сейсмических событий с электромагнитным излучением. Предполагается, что при разломе горных пород в эпицентре землетрясения (см. Рис.1), в районе площадью несколько десятков километров, на глубинах 5-80 км возникают акустические волны в УНЧ и КНЧ диапазонах. Они проникают через атмосферу в ионосферу (100-200 км), где приводят к появлению электромагнитных волн, которые затем распространяются вдоль силовых линий геомагнитного поля (изменяя при этом характеристики захваченной радиации) на высоты орбит спутников (400-1000 км), где и могут быть зарегистрированы соответствующей аппаратурой. Однако крайне ограниченный объем, имеющейся в настоящее время экспериментальной информации, не позволяет установить механизмы наблюдаемых всплесков электромагнитных излучений и разработать детальную теорию явления.

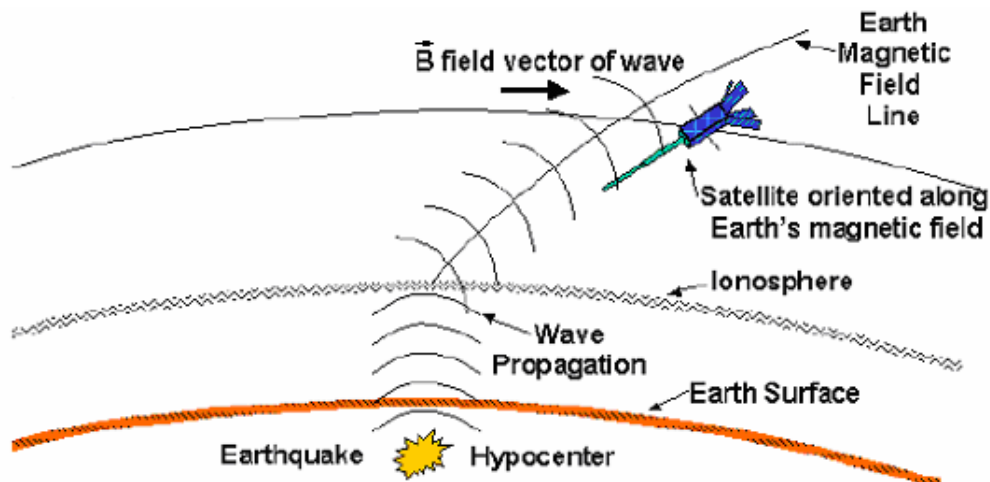


Рис.1. Сценарий распространения сейсмоэлектромагнитных волн.

В исследованиях сейсмoeлектромагнетизма и разработке методов спутникового сейсмического мониторинга участвуют практически все страны, где происходят сильные разрушительные землетрясения, а именно: Россия, Япония, Соединенные Штаты, Индия, Тайвань, Китай, Италия (см. сайт: www.ntsomz.ru/news/news_kosmos/vittori_8_feb_2005), Мексика (см. сайт: www.ntsomz.ru/news/news_kosmos/earth_8_jan_2005) и Франция.

1. Спутниковые эксперименты по разработке методов прогнозирования землетрясений

В настоящее время выполняется несколько спутниковых экспериментов, целью которых является исследование связи электромагнитных излучений с землетрясениями. В частности на борту американского микроспутника "Quakesat", запущенного 30 июня 2003 с космодрома Плесецк ракетоносителем "Рокот", установлена аппаратура для регистрации КНЧ/ОНЧ излучений, ассоциированных с землетрясением.

Первая возможность проверить технологию "Quakesat" представилась 22 декабря 2003, когда при пролётах над районом г.Сан Симеон, Калифорния, спутник начал регистрировать КНЧ сигналы, ассоциированные впоследствии с происшедшим там через месяц 6.5 бальным землетрясением. Французский спутник "Aureol-3" также регистрировал КНЧ, проходя над активными сейсмическими зонами [11].

29 июня 2005 г. с Байконура ракетой-носителем "Днепр" был запущен ещё один французский микроспутник "Demeter" (Detection of Electro-Magnetic Emissions Transmitted from Earthquake Regions), для изучения ионосферных возмущений, связанных с естественными геофизическими явлениями, такими как землетрясения, цунами и др. и, в особенности, для исследования электромагнитных эффектов, предшествующих землетрясению, и их прогноза. Вес спутника 125 кг.

В рамках совместного проекта между Автономным Национальным Мексиканским Университетом (UNAM) и Московским государственным университетом предполагается запуск в 2008-2009 г.г. 10-ти килограммового спутника с аппаратурой для прогнозирования землетрясения по концентрации ионосферного радона. В программу исследований входит также измерение концентрации электронов в ионосфере и наблюдения за характеристиками электромагнитных полей, динамика которых может свидетельствовать о скором землетрясении. (CNews.ru http://www.ntsomz.ru/news/news_cosmos/earth_28_jan_2005)

На основе малых спутников в ИЗМИРАНе создаётся комплексная многофункциональная геокосмическая система "Вулкан" для прогноза и мониторинга природных и техногенных катастроф. Система позволит осуществлять глобальное наблюдение за поверхностью, атмосферой и ионосферой Земли и обнаруживать электромагнитные предвестники землетрясений, предсказывать координаты их эпицентров и время начала катастроф. Данная система создается в рамках федеральной космической программы России. Заказчиком является Росавиакосмос, а головным исполнителем космического сегмента – НИИ электромеханики. На ИЗМИРАН возложено научное руководство проектом, разработка и изготовление приборов. Ожидается, что система обеспечит краткосрочный, среднесрочный и долгосрочный прогноз стихийных бедствий для служб по чрезвычайным ситуациям в России и других странах мира.

Система включает в себя:

- группировку малых КА, размещаемых на круговых орбитах с высотами (400–500) км и (900–1100) км, наклонением 82°;
- комплекс наземных геофизических обсерваторий и станций приема и обработки информации;
- ситуационный центра на базе ЦУП ИЗМИРАНа.

Система создаётся в несколько этапов. Первым из них был запуск в 2003 г. микроспутника «Компас-2», разработанного в ИЗМИРАНе совместно с Государственным ракетным центром "КБ им. академика В.П.Макеева". К сожалению, из-за технических

неполадок эксперимент не дал результатов. Следующие спутники планируется запускать с помощью РН "Рокот" или "Стрела" по два или три КА одновременно. Низкоорбитальная группировка будет состоять из 12 КА по три в каждой орбитальной плоскости. Высокоорбитальная группировка будет состоять из шести КА по три КА в двух плоскостях.

2. Экспериментальная методика мониторинга землетрясений из космоса

2.1. Мониторинг электромагнитных процессов в ионосфере и магнитосфере

Мониторинг предвестников землетрясений из космоса включает наблюдение целого ряда электромагнитных эффектов в ионосфере и магнитосфере Земли, таких как: электромагнитные волны низкой частоты, слабые флуктуации геомагнитного поля (регистрируемые, например, магнитометром на борту космического аппарата "Quakesat"), концентрация электронов в ионосфере, динамика потоков энергичных частиц радиационных поясов Земли. Необходимо отметить, что спутниковые исследования ионосферных фоновых электромагнитных излучений в звуковом диапазоне частот проводятся в нашей стране многие годы.

Для исследования дискретных сигналов и детального изучения спектра шумовых и квазишумовых излучений применяются широкополосные приемники. Как правило, эти приемники используются совместно с анализаторами спектра, дающими информацию об абсолютной интенсивности и пространственном распределении частот излучений. Однако, применение подобных методов в течение уже двух десятилетий пока не привело к существенному улучшению ситуации с выработкой методов прогноза сейсмической опасности. Такая ситуация обусловлена в основном трудностью идентификации именно сейсмoeлектромагнитных достаточно слабых сигналов на фоне имеющегося колоссального многообразия электромагнитных всплесков, обусловленных, в частности, динамикой магнитосферы.

2.2. Исследование связи динамики потоков низкоэнергичных электронов в магнитосфере с сейсмической активностью

В отличие от описанного выше метода, для поиска сейсмoeлектромагнитных эффектов, мы предлагаем использовать наблюдение за потоками достаточно низкоэнергичных (0.1–20) кэВ электронов. Как было показано Ю.Гальпериным [2] на основе данных спутника "Ореол-3", за несколько часов до начала землетрясения над его эпицентром наблюдаются одновременные всплески интенсивности низкочастотных (0.01–20) кГц излучений и потоков электронов с энергиями $E > 40$ кэВ и $E > 100$ кэВ. Эта одновременность объясняется тем, что электромагнитные излучения естественного и искусственного происхождения, взаимодействуя с электронами РПЗ и ионосферными электронами (ускорение электростатическим полем волны и рассеяние магнитной компонентой), ускоряют их, вызывая изменения их спектров, а также рассеивают их, изменяя их пичч-угловое распределение, что, в свою очередь, приводит к высыпаниям электронов.

Таким образом, функция распределения электронов может играть роль своеобразного детектора электромагнитного излучения. Его преимуществом является большее (по сравнению с электромагнитным излучением) время жизни захваченных электронов, позволяющее в течение некоторого времени сохранять в их энергетическом и пичч-угловом распределениях "отпечаток" взаимодействия с электромагнитным излучением. Вследствие этого вариации потоков низкоэнергичных электронов могут более надёжно детектироваться и служить эффективным предвестником землетрясений.

Для изучения связанной с сейсмоактивностью динамики распределений низкоэнергичных электронов, предлагается использовать два электростатических спектрометра – приборы "КАМЕРА-Э" и "АСЭ-Е" с сильно отличающимися геометрическими факторами, с целью обеспечить максимальный динамический диапазон

измерений потоков электронов, Это необходимо вследствие существующей неопределенности в величине потоков и угловых распределений электронов, ассоциированных с землетрясениями.

Прибор КАМЕРА-Э позволяет измерять энергетические распределения в диапазоне энергий (0.01-15) кэВ с достаточно высокой точностью до 7%, и угловые распределения в телесном угле 2π с разрешением до $5^\circ \times 5^\circ$ при высокой скорости опроса, что необходимо для получения распределений за короткое (несколько секунд) время нахождения КА над эпицентром события. Геометрический фактор прибора в $3 \cdot 10^{-3}$ см²стер достаточен для регистрации электронов, высыпавшихся из радиационных поясов, достигающих интенсивности $\sim (10^7-10^8)$ (см²стер с)⁻¹ в максимуме пояса, и $\sim (10^5-10^6)$ (см²стер с)⁻¹ у подножия силовых линий в ионосфере. Таким образом, скорость счёта при регистрации высыпаний составит (10^3-10^5) сек⁻¹. Подобные характеристики прибора являются уникальными, не имеющими аналогов среди аппаратуры, уже установленной на "LEO" для обнаружения связи с землетрясениями.

Прибор "АСЭ-Е²" регистрирует потоки электронов примерно в том же диапазоне энергий (0.1–20) кэВ и с энергетическим разрешением 0.5 кэВ. При этом его угловое разрешение существенно ниже, чем у предыдущего прибора (регистрируются все электроны попадающие в конус между 35° и 65°). Однако преимуществом прибора является большой геометрический фактор (100 см² стер.), позволяющий зарегистрировать даже очень небольшие потоки электронов, связанные с сейсмоактивностью и "невидимые" спектрометром "АСЭ-Е" вследствие его небольшого геометрического фактора. Предполагается, что таким образом приборы способны зарегистрировать потоки электронов высыпавшихся под воздействием низкочастотного излучения как естественного, так и искусственного происхождения и/или резонансно ускоренные этим излучением. Нашей задачей является установить наличие связи между появлением таких потоков и мощными землетрясениями. По сравнению с приборами, регистрирующими непосредственно электромагнитное излучение, прибор, регистрирующий частицы, имеет преимущество поскольку "видит" эпицентр землетрясения, находясь не только непосредственно над ним, но и на соседних меридианах к востоку от эпицентра, куда дрейфуют электроны со скоростью $V_D = 0.136 LE$ град/сек (E – энергия электрона в МэВ). Например, поток 7-кэВ электронов, возникший над эпицентром землетрясения, будет наблюдаться через 1,5 часа на меридиане, отстоящем от меридиана эпицентра на $+15^\circ$, и через 3 часа на меридиане $+30^\circ$ и т.д. Линейная зависимость скорости дрейфа электронов от их энергии в принципе позволяет определить меридиан M_0 их генерации, т.е. меридиан эпицентра события. Например, долготы меридианов, пересекаемых "LEO" при двух последовательных оборотах КА, составляют M_1 и M_1+15° при периоде в 90 мин. Тогда скорости дрейфа V_1 и V_2 электронов, возникших на меридиане M_0 и регистрируемых при двух последовательных прохождениях, связаны очевидным соотношением: $(M_1 - M_0)/V_1 = (M_1+15^\circ - M_0)/V_2 - 90 \text{ мин}$, из которого однозначно определяется широта события M_0 . Этот эффект полностью аналогичен наблюдаемому на геостационарных КА явлению дисперсных структур, используемого для определения места и времени инъекции частиц. Поскольку реальные распределения отличны от моноэнергетических, то V_1 и V_2 будут соответствовать минимальным энергиям регистрируемых спектров.

Дополнительно к этому, по номеру L оболочки, на которой была зарегистрирована особенность в функции распределении, возможно определение широты эпицентра. Естественно, что подобная методика должна быть промоделирована математически (например, определены линии равного поля на заданных L -оболочках на высоте КА и т.п.) с учётом реальных форм генерируемых спектров и проверена на событиях, произошедших во время функционирования приборов на орбите. Этот пример демонстрирует возможность использования вариаций электронной популяции для прогноза землетрясений. Основная же задача предлагаемого эксперимента заключается собственно в выявлении тех вариаций потоков электронов, которые могут быть пригодны для

прогноза. В настоящее время проведена проработка и обоснование принципов работы и основных характеристик приборов для описанного выше современного космического эксперимента, сроков их изготовления.

Необходимо подчеркнуть, что такие высокоточные приборы, как "КАМЕРА-Э", и "АСЭ-Е" впервые предлагаются для подобных исследований. Прибор "КАМЕРА-Э" будет использован также в эксперименте "РЕЗОНАНС" по изучению взаимодействия антропогенного электромагнитного излучения с плазмой. Как показывает опыт, решение проблемы выявления предвестников землетрясений оказывается весьма сложным. Применение для её решения современных, ранее неиспользованных, методов и экспериментальной аппаратуры, описанных выше, с учетом накопленных данных наблюдений позволит существенно продвинуться в нашем понимании механизмов сейсмoeлектромагнетизма и предсказания землетрясений.

Список литературы

1. Биличенко С.И., Инчин А.С., Ким Э.Ф. и др. ULF пульсации магнитного поля в ионосфере, ассоциируемые с землетрясениями // ДАН СССР. 1990. Т.311. № 5. С.1077-1081.
2. Гальперин Ю.И., Гладышев В.А., Ларкина В.И. и др. Высыпание энергичных захваченных частиц в магнитосфере над эпицентром готовящегося землетрясения // Космические исследования. 1992. Т.30. № 1. С.89-106.
3. Ларкина В.И., Наливайко А.В., Гершензон Н.И. и др. Наблюдения на спутнике "Интеркосмос-19" ОНЧ излучений, связанных с сейсмической активностью // Геомагнетизм и аэрономия. 1983. Т. 23. № 5. С. 842-845.
4. Ларкина В.И., Мигулин В.В. и др. Некоторые особенности возбуждения низкочастотных излучений в верхней ионосфере над районами землетрясений // Геомагнетизм и аэрономия. 1988. Т.28. № 5. С. 812-817.
5. Мигулин В.В., Ларкина В.И., Молчанов О.А. и др. Обнаружение эффектов воздействия землетрясений на ОНЧ-КНЧ шумы во внешней ионосфере. Препринт № 25 (390).—М.: ИЗМИРАН. 1982. 28 с.
6. Fraser A.C., Smith R. et. al. Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake // Geophysical Research Letters. 1990. V.17. No.9. P.1465-1468.
7. Hendersen T.R., Sonwalkwer V.S., Helliwell R.A. et al. Search for ELF/VLF Emissions Inducted by Earthquakes as Observed in the Ionosphere by the DE-2 Satellite // Journal of Geophysical Research. 1993. V.98. № A6. P.9503-9514.
8. Larkina V.I., Migulin V.V., Mogilevsky M.M. et al. Earthquake Effects in the Ionosphere according to the Intercosmos 19 and Aureol 3 Satellite Data, Results of the ARCAD 3 Project and of the Recent Programmes in Magnetospheric Physics. // Proceeding of International Conf., Toulouse, May 1984 /Ed. By CNES, CEPADUES-EDITIOS; P.685-699. 1985.
9. Larkina V.I., Migulin V.V., Molchanov O.A. et al. Some Statistical Results on Very Low Frequency Radio Wave Emissions in the Upper Ionosphere over Earthquake Zones // Phys. Earth. Planet. Inter. 1989. V.57. P.100-109.
10. Molchanov O.A., Mazhaeva O.A., Golyavin A.N. and M.Hayakawa. Observation by Intercosmos-24 satellite of ELF-VLF electromagnetic emissions associated with earthquakes // Ann. Geophysics. 1993. V.11. P.431-440.
11. Parrot M. Statistical study of ELF/VLF emissions recorded by a low-altitude satellite during seismic events // Journal of Geophysical Research. 1994. V.99. No.A12. P.23,339-23,347.
12. Rodger C.J., Thomson N.R., Dowden R.L. A Search for ELF/VLF Activity Associated with Earthquakes using ISIS Satellite Data // J. Geophys. Res. 1996. V.101. № A6. P.13369-13378.
13. Serebryakova O.N. et. al. Electromagnetic ELF radiation from earthquake regions as observed by low-altitude satellites // Geophysical Research Letters. 1992. V.19. No.2. P.91-94.

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 1 «Влияние солнечной активности на геосферные процессы»

<i>Зелёный Л.М., Артемьев А.В., Попов В.Ю., Малова Х.В.</i> Разрывная неустойчивость тонкого анизотропного токового слоя	5
<i>Артемьев А.В., Зелёный Л.М., Попов В.Ю., Малова Х.В.</i> Влияние нормальной компоненты магнитного поля на развитие симметричной кинк-моды (sausage instability)	13
<i>Астафьева Э.И.</i> Изменения в экваториальной ионосфере во время сильных магнитных бурь.....	19
<i>Афраймович Э.Л., Астафьева Э.И., Живетьев И.В., Ясюкевич Ю.В.</i> 27-дневные вариации глобального электронного содержания во время 23-го цикла солнечной активности	25
<i>Афраймович Э.Л., Смольков Г.Я., Гаврилюк Н.С.</i> Сбои функционирования GPS, обусловленные мощным радиоизлучением Солнца во время солнечной вспышки 6 декабря 2006 г.....	31
<i>Богданов В.В.</i> Применение вариационных методов неравновесной термодинамики для получения диссипативной системы МГД-уравнений в приближении ведущего центра	37
<i>Григоренко Е.Е., Зеленый Л.М., Федоров А.О., Сого Ж.А.</i> Влияние глобальной топологии межпланетного магнитного поля на свойства ускорительных процессов в дальних областях хвоста магнитосферы Земли.....	43
<i>Долгонос М.С., Зеленый Л.М., Перумян В.</i> Нелинейные эффекты формирования неадиабатически ускоренных ионных пучков в магнитосфере Земли.....	49
<i>Котова Г.А., Веригин М.И., Безруких В.В.</i> Вариации физических характеристик плазмосферы Земли в магнитоактивные периоды.....	55
<i>Моисеенко И.Л., Могилевский М.М.</i> Сезонные вариации интенсивности и механизм формирования барстерной структуры аврорального километрового излучения.....	60
<i>Ромащенко Ю.А., Александрова Н.В.</i> Изучение течения жидкости с переменным коэффициентом вязкости.....	66
<i>Ромащенко Ю.А.</i> Квазистационарная модель структуры магнитного облака.....	70

Секция 2 «Геофизические поля и их взаимодействие»

<i>Богомолов Л.М., Боровский Б.В., Гаврилов В.А., Ильичев П.В., Закупин А.С., Сычев В.Н., Сычева Н.А.</i> От исследований откликов акустической эмиссии на образцах к сейсмическим проявлениям электротриггерных эффектов.....	75
<i>Закупин А.С., Ильичев П.В., Богомолов Л.М., Бобровский В.В., Мубассарова В.А., Мясников Д.П.</i> Особенности спектров и параметров потока акустоэмиссионных сигналов при воздействии электромагнитного поля на нагруженные образцы.....	84
<i>Виницкий А.В., Казанцева В.В.</i> Взаимосвязь изменений приземного ветра и характеристик ионосферной токовой системы на Северо-Востоке России.....	90
<i>Виницкий А.В., Казанцева В.В.</i> Особенности изменения элементов геомагнитного поля на Северо-Востоке России в спокойных геомагнитных условиях.....	93
<i>Дмитриев Э.М., Анисимов С.В.</i> Представление геофизических полей в базе данных Геофизической обсерватории «Борок».....	97
<i>Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А.</i> Лунно-солнечные приливы в вариациях сейсмоакустоэмиссионных процессов: сопоставление результатов режимных наблюдений и лабораторного моделирования.....	104

<i>Кузнецов В.В., Кузнецов И.В.</i> Эффекты сверхизлучения и самоорганизованной критичности в акустической эмиссии.....	111
<i>Кузнецов В.В., Хомутов С.Ю.</i> Исследования вариаций геомагнитного поля с использованием сети магнитных обсерваторий ИКИР ДВО РАН.....	117
<i>Кузнецов В.В., Кузнецова Н.Д.</i> Влияние космического излучения и вековых вариаций геомагнитного поля на климат и эволюцию жизни на Земле.....	122
<i>Чернева Н.В., Бабаханов И.Ю., Кузнецов В.В.</i> Результаты исследования атмосферного электрического поля на камчатской обсерватории «Паратунка» и в районе Мутновской гидротермальной станции.....	128
<i>Долгих Г.И., Купцов А.В., Ларионов И.А., Марапулец Ю.В., Швец В.А., Шевцов Б.М., Чупин В.А., Яковенко С.В.</i> О связи геоакустической эмиссии и деформационных процессов в осадочных породах.....	134
<i>Гордиенко В.А., Гордиенко Т.В., Марапулец Ю.В., Щербина А.О.</i> Результаты исследования анизотропии геоакустических сигналов на озере Микижа векторно-фазовыми методами.....	140
<i>Марапулец Ю.В., Руленко О.П., Мищенко М.А., Паровик Р.И., Шевцов Б.М.</i> Синхронные возмущения акустической эмиссии пород и электрического поля в приземном воздухе в пункте «Микижа».....	147
<i>Руленко О.П., Марапулец Ю.В., Смирнов С.Э., Мищенко М.А.</i> Некоторые результаты синхронных измерений атмосферного электрического поля на пункте «Микижа» и обсерватории «Паратунка».....	153
<i>Маричев В.Н., Николашкин С.В., Титов С.В.</i> Лидарные наблюдения зимних стратосферных потеплений над Якутском в 2005-2007 г. г.	159
<i>Маричев В.Н., Николашкин С.В.</i> Лидарные исследования вертикальной стратификации аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере над Якутском в 2005-2007г.г.....	163
<i>Михайлов Ю.М., Дружин Г.И., Михайлова Г.А., Капустина О.В.</i> Динамика грозовой активности во время тропических циклонов.....	167
<i>Михайлова Г.А., Михайлов Ю.М., Осин А.И., Капустина О. В.</i> Реализация метода локализации молний в глобальной сети станций по времени прихода волнового пакета в ОНЧ-диапазоне (TOGA) в приемном пункте ИЗМИРАН.....	172
<i>Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Чернева Н.В.</i> Атмосферные эффекты в нижней ионосфере по наблюдениям атмосферных радиошумов на Камчатке во время тропических циклонов	174
<i>Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Бузевич А.В., Смирнов С.Э.</i> Экстремальные значения атмосферных шумов в вариациях квазистатического электрического поля в приземной атмосфере Камчатки.....	178
<i>Мороз Ю.Ф.</i> Эффекты в электромагнитном поле при образовании разломов в ледяном покрове озера Байкал.....	184
<i>Пономарева (Ермош) О.В.</i> Изучение связи периодического движения географических полюсов с периодами обращения планет.....	190
<i>Черемисин А.А., Кушнаренок А.В., Маричев В.Н., Николашкин С.В., Новиков П.В.</i> Арктический полярный стратосферный вихрь и облака.....	195
<i>Чернева Н.В., Фирстов П.П., Пономарев Е.А.</i> Некоторые вопросы ионизации приземной атмосферы.....	199
<i>Шереметьева О.В., Смирнов С.Э.</i> Исследование геомагнитных вариаций на частотах приливных волн.....	205
<i>Широков В.А., Руленко О.П.</i> Новая методика исследования и сопоставления вариаций скорости сейсмостектонического движения и динамики электрического поля в приземном воздухе.....	211

<i>Ikeda A., Shinohara M., Nozaki K., Yumoto K.</i> FM-CW / MAGDAS Observations during SC (FM-CW / MAGDAS наблюдения во время внезапного начала магнитных бурь)	218
<i>Shinohara M., Ikeda A., Nozaki K., Watari S., Kitamura K., Bychkov V.V., Shevtsov B.M., Yumoto K.</i> DP2 type ionospheric electric field fluctuations observed by FM-CW HF radar (Флуктуации DP2 ионосферного электрического поля, наблюдаемые с помощью ВЧ радара FM-CW)	223
<i>Shiokawa K., Otsuka Y., Ogawa T.</i> Ground-based observations of thermospheric/ionospheric waves and low-latitude auroras using all-sky cooled-CCD imagers (Наземные наблюдения за термосферными / ионосферными волнами и за низкоширотным свечением атмосферы с помощью панорамного охлаждаемого ПЗС фотоприемника).....	228
<i>Yumoto K.</i> Magdas Project for monitoring Space and Lithosphere Weather (Проект MAGDAS для мониторинга космической и литосферной погоды).....	233

Секция 3 «Распространение радиоволн в условиях повышенной солнечной, циклонической и сейсмической активности»

<i>Афраймович Э.Л., Татаринцов П.В., Ясюкевич Ю.В.</i> Влияние ионосферы на радиоастрономические сигналы при различных уровнях геомагнитной активности.....	239
<i>Поддельский И.Н., Поддельский А.И.</i> Вариации фазы и амплитуды СДВ поля во время солнечного затмения 9 марта 1997 г.	245
<i>Поддельский И.Н., Поддельский А.И.</i> Вероятностные характеристики ионосферных мерцаний.....	248
<i>Сивоконь В.П.</i> Поляризация атмосферных помех в ионосферном канале связи.....	253

Секция 4 «Моделирование геофизических процессов и полей»

<i>Богданов В.В., Мандрикова О.В., Полозов Ю.А.</i> Выявление аномальных изменений в ионосферных параметрах на основе модельного представления сигналов критической частоты f_oF_2	256
<i>Богданов В.В., Мандрикова О.В.</i> Анализ изменений в распределении вероятностей сейсмических событий по глубине на основе вейвлет-разложений.....	260
<i>Богданов В.В., Павлов А.В.</i> Изучение изменений доверительных интервалов для вероятностей попадания сейсмических событий в заданные интервалы энергетического класса накануне крупных землетрясений.....	264
<i>Валеев С.Г., Фасхутдинова В.А.</i> Статистические модели динамики сейсмической активности.....	269
<i>Викулин А.В., Водинчар Г.М., Мелекесцев И.В., Акманова Д.Р., Осипова Н.А.</i> Моделирование геодинамических процессов окраины Тихого океана.....	275
<i>Денисенко В.В., Бирнат Х.К., Замай С.С.</i> Модификация проводимости в низкоширотной ионосфере, обусловленная ускорением плазмы.....	281
<i>Ерохин Н.С., Левина Г.В.</i> Применение концепции спиральности для изучения тропического циклогенеза.....	287
<i>Ерохин Н.С., Зольникова Н.Н., Михайловская Л.А.</i> Моделирование временной динамики крупномасштабных атмосферных вихрей и их электрических характеристик.....	293
<i>Коковин Д.С., Мишин Д.Ю., Жижин М.Н., Андреев А.В.</i> Виртуальная обсерватория радиационных поясов на базе VXOWARE.....	299
<i>Рулон Д., Легран Д., Жижин М.Н.</i> Автоматическое выделение и разделение вулканических шумов и тектонических землетрясений на примере вулкана Амбрим, Вануату.....	306

<i>Клименко М.В., Намгаладзе А.А., Клименко В.В., Брюханов В.В.</i> Численное моделирование эффектов электрического поля как предвестников землетрясений во внешней ионосфере Земли.....	313
<i>Кузнецов В.В.</i> Разработка численной модели аддитивного источника геомагнитного поля	319
<i>Мищенко М.А., Марапулец Ю.В., Шадрин А.В.</i> Разработка нейросетевых методов исследования поведения геоакустической эмиссии на различных стадиях подготовки сейсмических событий.....	325
<i>Мороз Ю.Ф.</i> О возможности применения модели плоской первичной электромагнитной волны в магнитотеллурических исследованиях.....	330
<i>Паровик Р.И., Ильин И.А., Фирстов П.П.</i> Модель массопереноса радона (^{222}Rn) в приземную атмосферу с коэффициентом турбулентной диффузии как линейной функции от высоты.....	336
<i>Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Сагитова Р.Н., Водинчар Г.М.</i> Моделирование зон геоакустической эмиссии.....	341
<i>Пулинец С.А.</i> Комплексная модель связи Литосфера-Атмосфера-Ионосфера.....	344
<i>Смирнов С.Э., Поляруш А.В.</i> Библиотека классов и алгоритмов для обработки рядов геофизических наблюдений.....	350
<i>Horn M., Boudjada M.Y., Biernat H.K., Denisenko V.V., Lammer H., Schwingenschuh K., Prattes G.</i> Lithospheric electrostatic field penetration: Influence of the atmospheric and ionospheric conductivity (Проникновение литосферного электростатического поля: влияние атмосферной и ионосферной проводимости)	353

Секция 5 «Влияние сейсмической активности на атмосферные процессы и физика предвестников землетрясений»

<i>Афраймович Э.Л., Астафьева Э.И., Гаврилюк Н.С., Живетьев И.В.</i> Проверка гипотезы о локальности нарушения суточного хода полного электронного содержания перед землетрясениями.....	358
<i>Boudjada M.Y., Biernat H.K., Schwingenschuh K., Berthelier J.J., Horn M., Lammer H., Nenovski P., Prattes G., Cristea E., Stachel M.</i> Spectral frequency envelopes related to VLF/ELF emissions observed by ICE experiment on board the DEMETER micro-satellite (Спектральные частотные огибающие, связанные с ОНЧ/КНЧ излучениями, наблюдаемые во время эксперимента ICE на борту микроспутника DEMETER)	363
<i>Липеровская Е.В., Парро М., Богданов В.В., Мейстер К.В., Родкин М.В., Липеровский В.А.</i> О возмущениях foF2 в среднеширотной ионосфере перед сильными землетрясениями.....	367
<i>Липеровская Е.В., Богданов В.В., Липеровский В.А., Похотелов О.А., Силина А.С., Олифинов А.В.</i> Статистический анализ возмущений околополуденной критической частоты foE ионосферы в связи с землетрясениями по материалам станций «Ташкент» и «Петропавловск-Камчатский».....	372
<i>Липеровская Е.В., Богданов В.В., Родкин М.В., Мейстер К.В., Силина А.С., Мандрикова О.В.</i> Статистический анализ возмущений критической частоты foF2 ионосферы за несколько суток до и после землетрясений по материалам станций «Петропавловск-Камчатский» и «Токио».....	378
<i>Липеровская Е.В., Богданов В.В., Родкин М.В., Мейстер К.В., Васильева Н.Э., Олифинов А.В.</i> Суточная зависимость возмущений в спорадическом слое Es ионосферы в связи с землетрясениями по материалам станций вертикального зондирования «Петропавловск-Камчатский» и «Кокубунжи» (Токио)	385
<i>Липеровский В.А., Михайлин В.В., Шевцов Б.М., Умарходжаев Р.М., Богданов В.В., Мейстер К.В.</i> Электрические поля и инфракрасное излучение в аэрозольных	

облаках перед землетрясениями	391
<i>Михайлов Ю.М.</i> Сейсмoeлектромагнитные сигналы, предшествующие землетрясениям на Камчатке	398
<i>Михайлов Ю.М., Михайлова Г.А., Капустина О.В., Дружин Г.И., Смирнов С.Э.</i> Электрические и электромагнитные процессы в приземной атмосфере перед землетрясениями на Камчатке	403
<i>Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А.</i> Исследование вертикального электрического поля в Земле с целью прогноза землетрясений	409
<i>Морозова Л. И.</i> Связь сейсмических процессов с тайфунами	415
<i>Морозова Л.И.</i> Полосы помех на спутниковых снимках как краткосрочные предвестники землетрясений	421
<i>Намгаладзе А.А., Клименко М.В., Клименко В.В., Захаренкова И.Е.</i> Формирование ионосферных предвестников землетрясений электрическим полем.....	424
<i>Панков В.М., Вайсберг О.Л., Евланов Е.Н., Гусев А.А., Смирнов В.Н., Пугачева Г.И., Ерохин Н.С.</i> Космический мониторинг потоков низкоэнергичных электронов с целью прогноза землетрясений.....	430
<i>Поддельский И.Н., Поддельский А.И.</i> Эффект кратковременного усиления интенсивности пульсаций элементов геомагнитного поля 13 января 2007 года.....	436
<i>Романов А.А., Романов А.А., Трусов С.В.</i> Комплексное диагностирование предвестников землетрясений на основе гелио-геофизических данных дистанционного зондирования	441
<i>Телегин В.А., Карпачев А.Т.</i> Характеристики F-рассеяния на ионограммах внешнего зондирования ИСЗ ИНТЕРКОСМОС-19	446
<i>Трофименко С.В., Гриб Н.Н., Никитин В.М., Муллаяров В.А.</i> Результаты наблюдений за вариациями естественного электромагнитного поля Земли в Южной Якутии.....	453
<i>Филиппов Л.Д., Степанов А.Е., Смирнов В.Ф.</i> Ионосферное проявление воздействия фронта АГВ от землетрясений в Восточно-Сибирском регионе	459
<i>Фирстов П.П., Пономарев Е.А., Чернева Н.В., Паровик Р.И.</i> Исследование кинематических и динамических параметров эманаций подпочвенного радона в период активизации сейсмичности Камчатки в августе 2006 г.....	464
<i>Чебров В.Н.</i> Организация работ по мониторингу сейсмической активности и прогнозу землетрясений на Камчатке	470
<i>Шестопалов И. П., Харин Е. П.</i> Сейсмическая активность Земли и процессы в межпланетной среде	476
<i>Широков В.А., Серафимова Ю.К.</i> Методика прогноза сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 7.6$ и оценка её эффективности для различных регионов Земли	482
СОДЕРЖАНИЕ	490

CONTENTS

Section 1 «Solar activity influence on geosphere processes»

<i>L.M. Zelenyi, A.V. Artem'ev, V.Yu. Popov, H.V. Malova.</i> Tearing instability of thin anisotropic current sheet.....	5
<i>A.V. Artem'ev, L.M. Zelenyi, V.Yu. Popov, H.V. Malova.</i> Influence of the normal component of magnetic field on the development of sausage instability.....	13
<i>E.L. Astafieva, P.V. Tatarinov, K.S. Palamarchuk.</i> Changes in the equatorial ionosphere during strong geomagnetic storms.....	19
<i>E.L. Afraimovich, E.L. Astafieva, I.V. Zhivet'ev, Yu.V. Yasukevich.</i> 27-day variations of global electron content during 23 rd cycle of solar activity.....	25
<i>E.L. Afraimovich, G.YA. Smol'kov, N.S. Gavriluk.</i> GPS performance quality produced by a solar radio burst during strong solar flare on December 6, 2006.....	31
<i>V.V. Bogdanov.</i> Application of variation methods of nonequilibrium thermodynamics to obtain a dissipative system of MGD-equations in approximation of leading center.....	37
<i>E.E. Grigorenko, L.M. Zelenyi, A.O. Fedorov, J.-A. Sovo.</i> Influence of global typology of interplanetary magnetic field on the properties of acceleration processes in the far regions of the earth magnetospheric tail.....	43
<i>M.S. Dolgonosov, L.M. Zelenyi, V. Perumyan.</i> Non-linear influence of formation of non-adisbatic accelerated ion beams in the Earth magnetosphere.....	49
<i>G.A. Kotova, M.I. Verigin, V.V. Bezrukih.</i> Variations of physical characteristics of Earth plasmosphere in magnetoactive periods	55
<i>I.I. Moiseenko, M.M. Mogilevskiy.</i> Season variations of intensity and the mechanism of formation of «burst» structure of auroral km radiation.....	60
<i>Yu.A. Romaschenko, N.V. Aleksandrova.</i> Research of fluid flow with variable viscosity coefficient	66
<i>Yu.A. Romaschenko.</i> Quasi-stationary model of a magnetic cloud structure	70

Section 2 «Geophysical fields and their interaction»

<i>L.M. Bogomolov, B.V. Borovskiy, V.A. Gavrilov, P.V. Il'ichev, A.S. Zakupin, B.H. Sichev, N.A. Sicheva.</i> From acoustic emission responses studies towards seismic manifestations of electrotriggering effect.....	75
<i>A.S. Zakupin, P.V. Il'ichev, L.M. Bogomolov, B.V. Borovskiy, V.A. Mubassarova, D.P. Myasnikov.</i> Peculiar features of spectra and parameters of flow of acoustic emission signals under effect of electromagnetic field over loaded specimens.....	84
<i>A.V. Vinitskiy, V.V. Kazantseva.</i> Relationships of ground level wind and characteristics of ionospheric current system at the north-east of Russia.....	90
<i>A.V. Vinitskiy, V.V. Kazantseva.</i> Peculiarity of the geomagnetic field characteristic changes at the north-east of Russia under low geomagnetic activity.....	93
<i>E.M. Dmitriev, S.V. Anisimov.</i> Presentation of geophysical fields in the Borok geophysical observatory database	97
<i>Yu.A. Kugaenko, V.A. Saltikov.</i> Luna - Solar tides in seismic and acoustic emission: comparison of the operation observations results with laboratory modeling.....	104
<i>V.V. Kuznetsov, I.V. Kuznetsov.</i> Super-radiation and self-organized effects in acoustic emission of opening cracks	111
<i>V.V. Kuznetsov, S.Yu. Homutov.</i> The investigations of the geomagnetic variations using the magnetic observatory network of the IKIR FEB RAS.....	117
<i>N.D. Kuznetsova, V.V. Kuznetsov.</i> Cosmic rays and secular variations of the geomagnetic field effect on the Earth climate and life evolution.....	122
<i>N.V. Cherneva, I.Yu. Babahanov, V.V. Kuznetsov.</i> Results on research of the atmospheric electric field at the kamchatka observatory «Paratunka» and in the region of	

the active Mutnov power plant	128
<i>G.I. Dolgikh, A.V. Kuptsov, I.A. Larionov, Yu.V. Marapulets, V.A. Shvetc, B.M. Shevtsov, V.A. Chupin, S.V. Yakovenko.</i> On the connection of geoacoustic emission with deformation processes in sedimentary rock.....	134
<i>V.A. Gordienko, T.V. Gordienko, Yu.V. Marapulets, A.O. Tscerbina.</i> Results of study of geoacoustic signal anisotropy by vector-phase methods at Mikizha lake.....	140
<i>Yu.V. Marapulets, O.P. Rulenko, M.A. Mishenko, R.I. Parovik, B.M. Shevtsov.</i> Synchronous disturbances of rock acoustic emission and of electric field in the near ground air at the point "Mikizha".....	147
<i>O.P. Rulenko, Yu.V. Marapulets, S.E. Smirnov.</i> Some results of synchronous measurements of atmospheric electric field at the point «Mikizha» and «Paratunka» observatory.....	153
<i>V.N. Marichev, S.V. Nikolashkin, S.V. Titov.</i> Lidar observations of winter stratospheric warmings over Yakutsk in 2005-2007.....	159
<i>V.N. Marichev, S.V. Nikolashkin.</i> Lidar investigations of vertical aerosol stratification in the upper troposphere and stratosphere over Yakutsk in 2005-2007.....	163
<i>Yu.M. Mikhailov, G.I. Druzhin, G.A. Mikhailova, O.V. Kapustina.</i> Thunderstorm activity dynamics during hurricanes.....	167
<i>G.A. Mikhailova, Yu.M. Mikhailov, A.I. Osin, O.V. Kapustina.</i> Realization of VLF lightning method location at multiple sites by time of group arrival (TOGA) at IZMIRAN site.....	172
<i>Yu.M. Mikhailov, G.A. Mikhailova, O.V. Kapustina, G.I. Druzhin, N.V. Cherneva</i> Atmospheric effects in the lower ionosphere according to atmospheric radio noise observations in Kamchatka during tropical cyclones.....	174
<i>Yu.M. Mikhailov, G.A. Mikhailova, O.V. Kapustina, A.V. Buzevich, S.E. Smirnov</i> Atmospheric noise extremes in quasi-static electric field variations in the near ground atmosphere of Kamchatka.....	178
<i>Yu.F. Moroz.</i> The effects which appear in the electromagnetic field during the formation of fractures in the ice cover of the lake Baikal.....	184
<i>O.V. Ponomareva.</i> Study of relationship of movement of geographical poles with synodic periods of planets.....	190
<i>A.A. Cheremisin, A.V. Kushnarenko, V.N. Marichev, S.V. Nikolashkin, P.V. Novikov</i> Arctic polar stratospheric vortex and clouds.....	195
<i>N.V. Cherneva, P.P. Firstov, E.A. Ponomarev.</i> Some questions of near ground atmosphere ionization.....	199
<i>O.V. Sheremet'eva, S.E. Smirnov.</i> Researches of geomagnetic variations with frequencies of the tidal waves.....	205
<i>V.A. Shirokov, O.P. Rulenko.</i> New method of investigation and comparison of variations of seismo-tectonic motion rate and dynamics of the electric field in near-ground air.....	211
<i>A. Ikeda, M. Shinohara, K. Nozaki, K. Yumoto.</i> FM-CW / MAGDAS Observations during SC	218
<i>M. Shinohara, A. Ikeda, K. Nozaki, S. Watari, K. Kitamura, V.V. Bychkov, B.M. Shevtsov, K. Yumoto.</i> DP2 type ionospheric electric field fluctuations observed by FM-CW HF radar	223
<i>K. Shiokawa, Y. Otsuka, T. Ogawa.</i> Ground-based observations of thermospheric / ionospheric waves and low-latitude auroras using all-sky cooled-CCD imagers.....	228
<i>K. Yumoto, M.G. Cardinal and MAGDAS Group.</i> MAGDAS Project for Monitoring Space and Lithosphere Weather.....	233

Section 3 «Radio wave propagation in the conditions of solar, cyclonic and seismic activity»

E.L. Afraimovich, P.V. Tatarinov, Yu.V. Yasukevich. Ionosphere influence on radioastronomical signals for different levels of geomagnetic and solar activity.....	239
<i>I.N. Poddelsky, A.I. Poddelsky.</i> Variations of phase and amplitude of ULW field during solar eclipse on march 9, 1997.....	245
<i>I.N. Poddelsky, A.I. Poddelsky.</i> Probabilistic characteristics of the ionospheric scintillations.....	248
<i>V.P. Sivokon.</i> Polarization of short waves in the ionospheric communication channel.....	253

Section 4 «Simulation of geophysical processes and fields»

<i>V.V. Bogdanov, O.V. Mandrikova, Yu.A. Polozov.</i> Detection of anomalous changes in ionospheric parameters on the basis of model presentation of critical frequency f_{oF2} signals.....	256
<i>V.V. Bogdanov, O.V. Mandrikova.</i> Analysis of changes in depth distribution of probabilities of seismic events on the basis of wavelet.....	260
<i>V.V. Bogdanov, A.V. Pavlov.</i> Study of changes of confidence intervals for probabilities of the hit of seismic events to the given intervals of an energetic class before strong earthquakes.....	264
<i>S.G. Valeev, V.A. Faskhutdinova.</i> Statistic models of seismic activity dynamics.....	269
<i>A.V. Vikulin, G.M. Vodinchar, I.V. Melekestsev, D.R. Akmanova, N.A. Osipova.</i> Modeling of pacific geodynamic processes.....	275
<i>V.V. Denisenko, H.K. Biernat, S.S. Zamay.</i> Modification of conductivity due to plasma acceleration in the low-latitude ionosphere.....	281
<i>N.S. Erohin, G.V. Levina.</i> Application of the conception of helicity for investigation of tropical cyclogenesis.....	287
<i>N.S. Erohin, N.N. Zol'nikova, L.A. Mikhailovskaya.</i> Simulation of time dynamics of large-scale atmospheric vortexes and their electric characteristics	293
<i>D.S. Kokovin, D.Yu. Mishin, M.N. Zhizhin, A.V. Andreev.</i> Virtual observatory of radiation belts on the basis of VXOWARE.....	299
<i>D. Rulon, D. Legran, M. Zhizhin.</i> Automatic detection and discrimination of volcanic tremors and tectonic earthquakes at Ambrym volcano, Vanuatu.....	306
<i>M.V. Klimenko, A.A. Namgaladze, V.V. Klimenko, V.V. Bryuhanov.</i> Numerical modeling of the effects of the electric fields as earthquake precursors in the outer ionosphere.....	313
<i>V.V. Kuznetsov.</i> Numerical model of the additive source of the geomagnetic field.....	319
<i>M.A. Mishenko, Yu.V. Marapulets, A.V. Shadrin.</i> Development of neuronet methods of study of geoacoustic emission behavior at different stages of preparation of seismic events	325
<i>Yu.F. Moroz.</i> On the possibility of applying the model of flat original electromagnetic wave for magnetotelluric researches.....	330
<i>R.I. Parovik, I.A. Il'in, P.P. Firstov.</i> Model for mass transfer of radon (^{222}Rn) into the surface layer of the atmosphere with coefficient of turbulent diffusion as linear function from height.....	336
<i>A.S. Perezhugin, B.M. Shevtsov, R.N. Sagitova, G.M. Vodichar.</i> Simulation of geoacoustic emission regions.....	341
<i>S.A. Pulinets.</i> Complex model of lithosphere-atmosphere-ionosphere coupling.....	344
<i>S.E. Smirnov, A.V. Polyarush.</i> Library of classes and algorithms for geophysical observation series processing	350
<i>M. Horn, M.Y. Boudjada, H.K. Biernat., Denisenko V.V., Lammer H., Schwingenschuh K., Prattes G.</i> Lithospheric electrostatic field penetration: Influence of the atmospheric and ionospheric conductivity.....	353

**Section 5 «Seismic activity influence on atmosphere processes and physics
of earthquake precursors»**

<i>E.L. Afraimovich, E.L. Astafieva, N.S. Gavriluk, I.V. Zhivet'ev.</i> Response of global and regional ionosphere electron content to solar activity changes	358
<i>M.Y. Boudjada, H.K Biernat, Schwingenschuh K., Berthelier J.J., Horn M., Lammer H., Nenovski P., Prattes G., Cristea E., Stachel M.</i> Spectral frequency envelopes related to VLF/ELF emissions observed by ICE experiment on board the DEMETER micro-satellite	363
<i>E.V. Liperovskaya, M.Parrot, V.V Bogdanov., C.-V. Meister, M.V. Rodkin, V.A. Liperovsky.</i> foF2 disturbances in middle latitude ionosphere before strong earthquakes..	367
<i>E.V. Liperovskaya, V.V. Bogdanov, V.A. Liperovsky, O.A. Pokhotelov, A.S Silina, A.V. Olifirov.</i> The statistical analysis of perturbations ionosphere middle-day critical frequency foE in connection to earthquakes on the data of "Tashkent" and "Petropavlovsk-Kamchatskiy" stations ..	372
<i>E.V. Liperovskaya, V.V Bogdanov, M.V. Rodkin, C.-V. Meister, A.S. Silina, O.V. Mandrikova.</i> Statistical analysis of ionospheric critical frequency fof2 disturbances a few days before earthquakes on the data of "Petropavlovsk-Kamchatskiy" and "Tokyo" stations.....	378
<i>E.V. Liperovskaya, V.V Bogdanov, M.V. Rodkin, C.-V. Meister, N.E. Vasil'eva, A.V. Olifirov.</i> Diurnal dependance of perturbations in sporadic Es layer of the ionosphere in connection with earthquakes on the data of "Petropavlovsk-Kamchatskiy" and "Kokubunji" (Tokyo) vertical sounding stations	385
<i>V.A. Liperovsky, V.V.Mihailin, B.M.Shevtsov, R.M.Umarhodgaev, V.V Bogdanov, C.-V. Meister.</i> Electrical phenomena in aerosol clouds above faults regions before earthquakes	391
<i>Yu.M. Mikhailov.</i> Seismoelectromagnetic signals before earthquakes in Kamchatka.....	398
<i>Yu.M. Mikhailov, G.A. Mikhailova, O.V. Kapustina, G.I. Druzhin, S.E. Smirnov</i> Electric and electromagnetic processes in the near-earth atmosphere before earthquakes in Kamchatka	403
<i>Yu.F.Moroz, T.A.Moroz.</i> Research of vertical electric field of the earth for earthquakes' prediction	409
<i>L.I. Morozova.</i> Connection of seismic processes with typhoons.....	415
<i>L.I. Morozova.</i> Bands of noises on satellite images as the short-term earthquake precursors	421
<i>A.A. Namgaladze, M.V. Klimenko, V.V. Klimenko, I.E. Zaharenkova.</i> Forming of the ionospheric precursors of the earthquakes by the electric field	424
<i>V.M. Pankov, O.L. Vaisberg, E.N. Evlanov, A.A. Gusev, V.N. Smirnov, G.I.Pugacheva, N.S. Erohin.</i> Space monitoring of low energy electron fluxes with the purpose of earthquake forecast	430
<i>I.N. Poddelsky, A.I. Poddelsky.</i> Effect of short-term intensity amplification of geomagnetic field element pulsations on January 13, 2007.....	436
<i>A.A. Romanov, A.A. Romanov, S.V.Trusov.</i> The composite diagnose of the earthquake precursors based on helio-geophysical remote sensing	441
<i>V.A. Telegin, A.T. Karpachev.</i> Characteristics of the F-spread on the topside ionogramm of the INTERKOSMOS-19 satellite.....	446
<i>S.V. Trofimenko, N.N. Grib, V.M. Nikitin, V.A. Mullayarov.</i> The results of observations of natural electromagnetic field variations of the Earth in South Yakutia.....	453
<i>L.D. Filippov, A.E. Stepanov, V.F. Smirnov.</i> Ionospheric manifestation of the AGW front influence from earthquakes in the East-Siberian region.....	459
<i>P.P. Firstov, E.A. Ponomarev, N.V. Cherneva, R.I. Parovik.</i> Investigation of kinematic	

and dynamic parameters of underground radon emanations during seismic activation in Kamchatka in August 2006.....	464
<i>V.N. Chebrov.</i> Monitoring of seismic activity and earthquakes prediction in Kamchatka..	470
<i>I.P. Shestopalov, E.P. Kharin.</i> Seismic activity of the Earth and processes in the interplanetary environment.....	476
<i>V.A. Shirokov, Yu.K. Serafimova.</i> Approach to forecasting $M \geq 7.6$ strong earthquakes and its effectiveness in different regions of the Earth.....	482
<i>CONTENTS</i>	490

Научное издание

Солнечно-земные связи и предвестники землетрясений

IV международная конференция., с. Паратунка Камчатской обл., 14–17 авг. 2007 г.
Сборник докладов

Ответственный редактор Шевцов Борис Михайлович,
доктор физико-математических наук

Утверждено к печати Ученым советом Института космифизических
исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

Технические редакторы: В.Б.Булгакова, Н.П.Рогожина
Макет книги выполнен в ИКИР ДВО РАН

Лицензия ПД 14-2 от 14.07.2000 г.

Подписано к печати

Формат 60x84/8

Гарнитура Times New Roman Печать офсетная. Усл.печ.л. Уч.-изд.л.

Тираж 100 экз. Заказ

Отпечатано Центром оперативной полиграфии ЧП Романенко М.И.
683000, г. Петропавловск-Камчатский, ул. Ленинская,. 46