

7. Бабиченко В С, Келдыш Л В, Силин А П *ФТТ* 22 1238 (1980)
8. Kashkarov P K et al. *Phys. Low-Dim. Struct.* (1/2) 123 (1997)
9. Yassievich I N *Semicond. Sci. Technol.* 9 1433 (1994)
10. Maly P et al. *Phys. Rev. B* 54 7929 (1996)
11. Андрияшин Е А, Силин А П *ФТТ* 35 1947 (1993)

PACS number: 94.20.-y

Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы

С.А. Пулинец, В.В. Хегай,
К.А. Боярчук, А.М. Ломоносов

1. Введение

Земная ионосфера очень чувствительна к внешним воздействиям, поэтому ее характеристики подвержены регулярным и нерегулярным вариациям. Обычно режим ионосферы рассматривается исключительно в связи с солнечным и космическим воздействием на нее [1]. Однако существуют исследования, которые показывают, что даже при постоянстве внешних факторов в ионосфере проявляются кратковременные аномальные изменения [2]. Естественно предположить, что причина этих изменений находится внутри, т.е. ионосфера также реагирует на процессы, происходящие в тропосфере и на поверхности Земли. Вулканическая деятельность, землетрясения, циклоны, грозы, взрывы, различные загрязнения в тропосфере — все это находит отклик в ионосфере. Эта проблема активно изучается в настоящее время, поскольку существуют экспериментальные свидетельства этой связи [3, 4]. Результаты этих исследований позволяют надеяться на создание самосогласованной модели электродинамического взаимодействия тропосферы и ионосферы.

Целью данной работы является исследование одного из возможных механизмов влияния геологических и антропогенных факторов на тропосферные и ионосферные процессы, обусловленного электростатическими полями.

2. Тропосферные процессы

Рассмотрим подробнее некоторые процессы, влияющие на изменение градиента потенциала электрического поля Земли в тропосфере.

2.1. Пылевая и песчаная бури

Пыль влияет на электрическое поле атмосферы, так как в результате прилипания малых ионов и трения пылевые частицы приобретают электрический заряд. Установлено, что большая часть крупных ионов обычно заряжена отрицательно и что более крупные частицы аэрозолей, по-видимому, легче поглощают отрицательные ионы [5]. Во время пылевых бурь максимальное отклонение градиента потенциала электрического поля атмосферы от невозмущенного уровня составляло от +15 до -10 кВ м⁻¹, как отмечено в обзоре к работе [6], и атмосферный пространственный заряд был в несколько раз больше, чем при тихой погоде (~10⁵ е см⁻³). Таким образом, у поверхности образуется плотный слой с

большим нескомпенсированным зарядом, который может влиять на градиент потенциала электрического поля.

2.2. Вулканическая деятельность

При извержении вулкана в атмосферу попадает огромное количество пепла и других частиц. Результат очень похож на пылевую бурю, но располагается этот слой гораздо выше. Поэтому не удивительно, что при вулканических извержениях можно наблюдать настоящую грозу, вызванную нескомпенсированным зарядом пепельного облака. Причиной таких вулканических гроз является сильный электрический заряд пепла [7].

2.3. Радиоактивные загрязнения

Особое значение пыль приобретает в тех случаях, когда она становится радиоактивной, например в результате аварии на ядерном объекте, и оказывает сильное влияние на напряженность электрического поля атмосферы. Здесь следует различать две возможности формирования аномального электрического поля: первая — выброс на значительную высоту (~1–2 км) большого количества радиоактивных частиц в результате взрыва; вторая — осаждение радиоактивных веществ на большой площади вокруг места аварии. Во втором случае радиоактивному воздействию подвергается узкий приземный слой высотой около 1–3 м (однако под действием атмосферных процессов высота этого слоя может увеличиться до 300 м, например, вследствие ветрового подъема), и аномальное поле формируется непосредственно у поверхности Земли. Так, например, практически во всей толще приземного слоя атмосферы (50–100 м) в 30-километровой зоне отчуждения вокруг ЧАЭС интенсивность ионообразования составляла 10⁵–10⁶ см⁻³ с⁻¹. Из-за большой плотности загрязнения почвы интенсивность ионообразования не была подвержена кратковременным изменениям [8, 9].

2.4. Землетрясения

Перед землетрясениями и крупными извержениями вулканов часто наблюдаются возмущения приземного вертикального электростатического поля в диапазоне 50–150 В м⁻¹, а перед катастрофическими землетрясениями >1000 В м⁻¹. В работах [10, 11] отмечалось также уменьшение или даже изменение знака вертикальной составляющей поля за несколько часов до крупных землетрясений. Эпицентры землетрясений располагаются обычно вблизи разломов земной коры, через которые в приземный слой атмосферы поступает значительное количество "металлических" аэрозолей, а также радон, являющийся главным образом источником α -частиц [12, 13]. Он и вносит наибольший вклад в ионизацию приземного воздуха. Каждая α -частица ²²²Rn со средней энергией $E_\alpha = 6$ МэВ может производить теоретически около 2×10^5 электрон-ионных пар. Выход радона перед землетрясением по экспериментальным данным может достигать 12 эман, что соответствует скорости ионообразования $Q \sim 7,6 \times 10^3$ см⁻³ с⁻¹. Продукты распада ведут себя как легкие ионы: вступают в реакции рекомбинации и образуют молекулярные комплексы с водой, по крайней мере до тех пор, пока они несут на себе электрический заряд [14].

3. Теоретическая модель формирования аномального электрического поля у поверхности Земли

Все рассмотренные нами явления в той или иной степени приводят к одному результату — формированию приземного ионизированного слоя. Разница заключается в скорости образования заряженных частиц и в толщине ионизированного слоя. При выходе радона из почвы на поверхность Земли ионизируется только тонкий приповерхностный слой воздуха (1–3 м) [15], а при пылевой буре и радиоактивном загрязнении поверхности уже необходимо рассматривать более толстый слой (до 300 м), так как турбулентные потоки поднимают радиоактивные частицы почвы высоко над поверхностью. В случае вулканического извержения или радиоактивного выброса при аварии ионизированный слой может достигать высоты 1–2 км над поверхностью.

Таким образом, под действием излучения, а также в результате трения и адсорбции ионов к атмосферным аэрозолям в атмосфере у поверхности Земли многие атмосферные частицы приобретают электрический заряд. Все они участвуют в различных ион-молекулярных реакциях, характерных для приземного слоя воздуха, действие которых приводит к формированию стабильного состава элементарных ионов и заряженных аэрозолей в атмосфере у поверхности Земли [16–18]. Из-за различной подвижности ионов разных знаков [8] под действием на них естественного атмосферного электрического поля E у поверхности формируется нескомпенсированный пространственный заряд. Под действием этого поля положительные ионы двинутся к поверхности Земли, а отрицательные ионы — вверх. Таким образом образуется приземный "электродный слой" с локальным полем E_1 , которое компенсирует основное поле $E - E_1$, что схематически представлено на рис. 1. В районе формирования этого слоя поле будет уменьшаться. Выше этого слоя, из-за наличия значительного объемного нескомпенсированного отрицательного заряда, поле будет усиливаться. Подробная модель этого эффекта рассмотрена в работах [19, 20]. Турбулентное и регулярное действие воздушных масс может разнести этот пространственный заряд по толще атмосферы, создавая аномальный электродный слой на больших площадях.

Запишем уравнения, описывающие кинетику данной системы, в виде

$$\begin{aligned} \frac{\partial n_1}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_1 + D_1) \frac{\partial n_1}{\partial z} \right] - \mu_1 \frac{\partial}{\partial z} (E n_1) + q - \alpha n_1 n_2, \\ \frac{\partial n_2}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_1 + D_2) \frac{\partial n_2}{\partial z} \right] + \mu_2 \frac{\partial}{\partial z} (E n_2) + q - \alpha n_1 n_2, \\ \frac{\partial E}{\partial z} &= 4\pi e(n_1 - n_2). \end{aligned} \quad (3.1)$$

Здесь e — заряд электрона, z — вертикальная координата (считаем в горизонтальной плоскости слой бесконечным, поэтому рассматриваем только одномерную задачу); n_1 , n_2 — концентрации положительных и отрицательных ионов; q — скорость образования ионов, пространственное распределение которой целесообразно задать в виде экспоненциального затухания с ростом высоты: $q = q_0 \exp(-z/h)$, где h — высота слоя ионизации, $\mu_{1,2}$ и

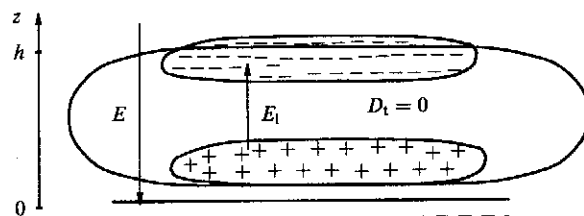


Рис. 1.

$D_{1,2}$ — коэффициенты подвижности и диффузии соответствующих ионов; коэффициент турбулентной диффузии определялся согласно [21]:

$$D_t = (Kz + \gamma)(z + \beta)^{-1},$$

где $\beta = 10$ м, $\gamma = 5 \times 10^{-5} \text{ м}^3 \text{ с}^{-1}$, K — коэффициент турбулентности; α — коэффициент рекомбинации ионов $\sim 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ [17].

Граничные условия зададим следующие: поле у поверхности Земли $E_{z=0} = -100 \text{ В м}^{-1}$, на границе рассматриваемого слоя $\partial E / \partial z|_{z=\infty} = 0$. Значения начальных концентраций положительных и отрицательных ионов положим равными фоновому значению $\sim 450 \text{ см}^{-3}$.

На рисунке 2а,б представлены результаты расчетов по данной модели: распределение концентраций положительных и отрицательных ионов и электростатического поля по высоте приземного слоя через 50 с после начала ионизации (выхода радона на поверхность). На графике хорошо видно формирование приземного электродного слоя, в области которого наблюдается падение поля. Выше этого слоя поле существенно растет. На усиление эффекта влияет увеличение подвижности и изменение характера диффузии ионов. Следует учитывать и тот факт, что под действием внешнего поля E ионы обоих знаков будут выводиться из области ионообразования, а так как для рекомбинации необходимо столкновение двух разноименных ионов, то результирующий процесс

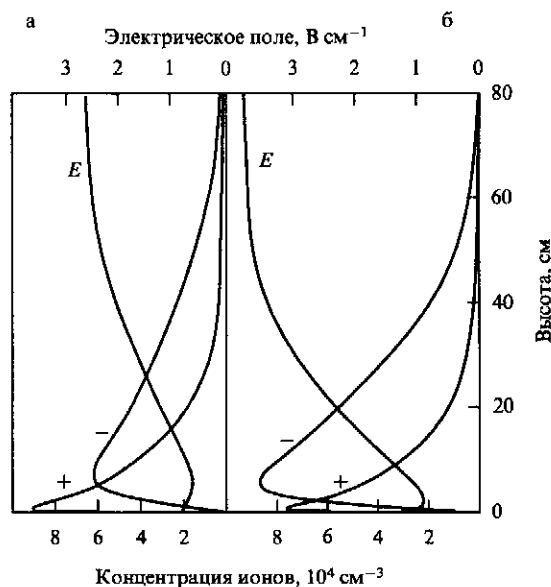


Рис. 2.

рекомбинации замедлится и будет происходить накопление ионов по границам области. Это явление может в свою очередь усилить эффект. Присутствие потока металлических аэрозолей приводит к увеличению отрицательного пространственного заряда и увеличению поля над электродным слоем согласно рис. 26.

Малые ионы подвижнее больших, но они очень быстро присоединяются (адсорбируются) к аэрозольным частицам, формируя большие ионы, менее подверженные дрейфу под действием электрического поля [22, 23]. Однако этот процесс в биполярной атмосфере может привести к неожиданным электрическим эффектам, вызванным другими, чем рассмотренный выше, механизмами разделения зарядов. В частности, тяжелые аэрозольные частицы подвержены в большей мере влиянию силы тяжести земли. Поэтому, адсорбируя легкие ионы того или иного знака, они могут вызывать в атмосфере значительное перераспределение объемного заряда, которое невозможно при учете дрейфа только легких ионов под действием естественного поля Земли. Роль тяжелых аэрозольных частиц могут играть капли воды в облаке. Присутствие же источника ионизации в облаке вследствие конвективных процессов может привести к значительному разделению пространственного заряда, вызванного переносом ионов разных знаков каплями воды. Эти эффекты характерны для радиоактивного выброса при аварии и при вулканическом извержении, так как эти процессы сопровождаются выбросом значительного количества пара вместе с аэрозольными частицами на высоту более 1–2 км.

Теория разделения зарядов в облаке с помощью капли воды принадлежит Вильсону [24]. У падающей капли (или кристаллика льда) в естественном поле Земли появится наведенный дипольный момент: положительный заряд внизу, отрицательный наверху. Так как в рассматриваемых нами случаях в воздухе имеются и постоянно генерируются большие комплексные ионы с малой подвижностью (быстрые малые ионы не окажут заметного влияния, а электронами мы пренебрегаем из-за их малой концентрации в тропосфере), то при движении вниз капли, притягивая отрицательные ионы и отталкивая положительные, будет собирать отрицательный заряд. Положительный ион может приблизиться к капле сверху, но из-за большой скорости падения капли вниз этот процесс маловероятен. Таким образом, капля собирает отрицательный заряд, который переносится в нижнюю часть облака.

В облаке существуют восходящие и нисходящие конвективные потоки капель воды и кристалликов льда, поэтому можно также предположить, что малые капли, увлекаемые конвективным восходящим потоком, будут аналогичным образом переносить положительный заряд вверх.

Для описания этих процессов необходимо внести изменения в систему уравнений (3.1), т.е. добавить члены, описывающие кинетику взаимодействия заряженных и нейтральных аэрозольных частиц с легкими ионами [23] и учитывающие струйные восходящие и нисходящие потоки.

Результаты расчетов по модифицированной системе уравнений представлены на рис. 3. На нем показаны распределения концентраций положительных и отрицательных ионов, а также электрического поля в случае облака повышенной ионизации на высоте ~ 1 км. Ско-

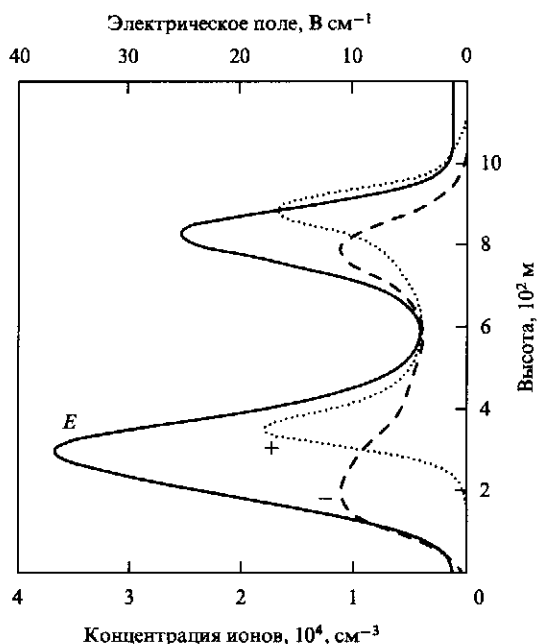


Рис. 3.

рость ионизации здесь порядка $10^4 \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$. В данном случае основным механизмом разделения зарядов является процесс переноса отрицательного заряда падающими каплями вниз, а положительного заряда вверх согласно модели грозовой ячейки [24]. Такой процесс может приводить к сильным изменениям поля в широком диапазоне ($\pm 5 \text{ кВ м}^{-1}$). Таким образом, теоретическая модель допускает возможность формирования аномального электрического поля на больших площадях при различных метеоусловиях.

4. Ионосферные эффекты

4.1. Проникновение электрического поля в ионосферу

Проблеме проникновения электрических полей в ионосферу и связанных с этим эффектов посвящена обширная литература. В частности, в [25, 26] решались задачи о проникновении электрического поля из E-области в F-область и из тропосферы в ионосферу соответственно.

Для исследуемого нами случая выполним расчет проникновения горизонтально локализованного вертикального электростатического поля в ионосферу. Выберем цилиндрическую систему координат (r, φ, z) . Будем считать, что распределение напряженности вертикального электростатического поля E_z на фиксированной базовой плоскости $z_0 = \text{const}$ над поверхностью Земли (например, над верхней границей электродного слоя в районе повышенной ионизации) имеет гауссоподобный вид, представленный на рис. 4. Спадание интенсивности поля при удалении от центра области его локализации можно представить в виде

$$E_z = E_0 \exp \left[-d \left(\frac{r}{a} \right)^2 \right],$$

где E_0 — максимальное значение E_z , $d = 4 \ln(10)$; a — характерный размер области локализации поля, в част-

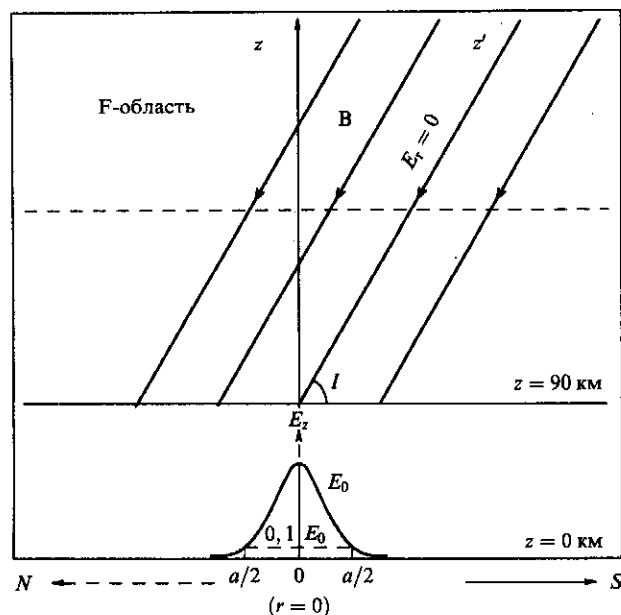


Рис. 4.

ности поперечный размер области повышенной ионизации.

Чтобы определить поле на ионосферных высотах, воспользуемся подходом, развитым в работе [26]. В приближении горизонтальной стратификации среды и вертикальности геомагнитного поля из уравнения непрерывности тока нетрудно получить следующее уравнение для электрического потенциала ϕ :

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{1}{\sigma_1} \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma_0 \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) = 0.$$

Здесь σ_1 — проводимость Педерсена, σ_0 — проводимость вдоль геомагнитного поля.

Распределение проводимостей по высоте зададим следующим образом: $\sigma_0 = \sigma_1 = b \exp(z/h)$ для $0 \leq z \leq z_1$, $\sigma_{0,1} = b_1 \exp[(z - z_1)/h_{0,1}]$ для $z_1 \leq z \leq z_2$, где $z_2 = 90$ км, $z_1 = 50$ и 65 км для дневных и ночных условий соответственно; $h = 6,5$ км; $h_0 = 3$ км; $h_1 = 4,5$ км; $b = 2 \times 10^{-13}$ Мо м⁻¹; $b_1 = b \exp(z_1/h)$. Такое распределение $\sigma_{0,1}$ приблизительно соответствует эмпирической модели проводимости [27], представленной на рис. 5. В этом случае общее решение уравнения для потенциала

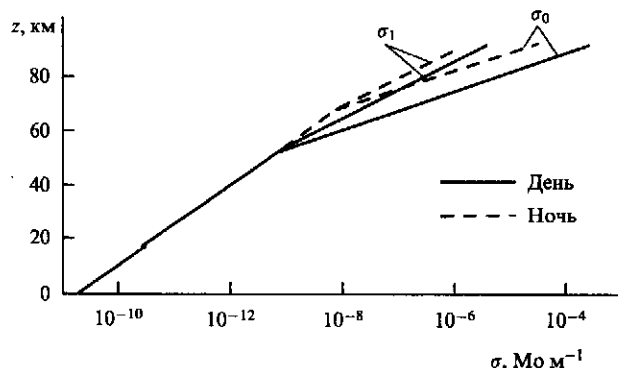


Рис. 5.

ϕ можно представить в виде

$$\begin{aligned} \phi(0 \leq z \leq z_1) &= \int_0^\infty J_0(kr) [A_1(k) \exp(c_1 z) + \\ &\quad + B_1(k) \exp(c_2 z)] dk, \\ \phi(z_1 \leq z \leq z_2) &= \int_0^\infty J_0(kr) [A_2(k) I_\nu(kf) + \\ &\quad + B_2(k) K_\nu(kf)] f^\nu dk, \end{aligned}$$

где

$$\begin{aligned} c_1 &= -\frac{1}{2h} - \left(\frac{1}{4h^2} + k^2 \right)^{1/2}, \quad c_2 = -\frac{1}{2h} + \left(\frac{1}{4h^2} + k^2 \right)^{1/2}, \\ \nu &= \frac{h_1}{h_1 - h_0}, \quad f = \frac{2h_1 h_0}{h_1 - h_0} \exp \left[-\frac{h_1 - h_0}{2h_1 h_0} (z - z_1) \right]. \end{aligned}$$

Здесь J_0 — функция Бесселя нулевого порядка; I_ν и K_ν — модифицированные функции Бесселя первого и второго рода; A_1, B_1, A_2, B_2 — коэффициенты. Выше уровня высот $z = z_2 = 90$ км силовые линии можно считать эквипотенциальными, как представлено на рис. 4, поэтому распределение ϕ при $z > z_2$ такое же, как и при $z = z_2$. Отсюда получаем, что электрическое поле источника локализованного поля в ионосфере на высотах $z \geq 90$ км определяется выражением

$$\begin{aligned} E_r &= -\frac{\partial \phi}{\partial r} \Big|_{z=z_2} = \int_0^\infty J_1(kr) [A_2(k) I_\nu(kf|_{z=z_2}) + \\ &\quad + B_2(k) K_\nu(kf|_{z=z_2})] f^\nu \Big|_{z=z_2} k dk, \end{aligned}$$

где J_1 — функция Бесселя первого порядка, коэффициенты A_1, B_1, A_2, B_2 находятся из граничных условий задачи:

$$-\frac{\partial \phi}{\partial r} \Big|_{z=0} = E_0 \exp \left[-d \left(\frac{r}{a} \right)^2 \right],$$

непрерывность ϕ при $z = z_1$; $(\partial/\partial z)\phi|_{z=z_2} = 0$.

Результаты расчета распределения нормированной на E_0 горизонтальной напряженности поля E_r в ионосфере для различных размеров области локализации поля E_z для дня и ночи представлены на рис. 6. Видно, что днем степень проникновения поля в ионосферу гораздо ниже, чем ночью. При этом напряженность поля критическим образом зависит от характерного размера a . Так, при $a = 100$ км максимальное значение поля $E_r^{\max}$ более чем на порядок превосходит $E_r^{\max}$ при $a = 20$ км и примерно в три раза меньше $E_r^{\max}$ при $a = 200$ км как в дневных, так и в ночных условиях. Зависимость E_r от r характеризуется быстрым начальным увеличением и медленным спадом после достижения максимального значения. Абсолютная величина $E_r^{\max}$ даже в случае $a = 200$ км и в ночных условиях составляет при $E_0 = 100$ В м⁻¹ всего $0,07$ мВ м⁻¹, т.е. эффективность проникновения электрического поля в ионосферу невысока.

Таким образом, напряженность электрического поля от атмосферного источника на ионосферных высотах будет иметь заметное значение только при условии, что область горизонтальной локализации поля E_z близ

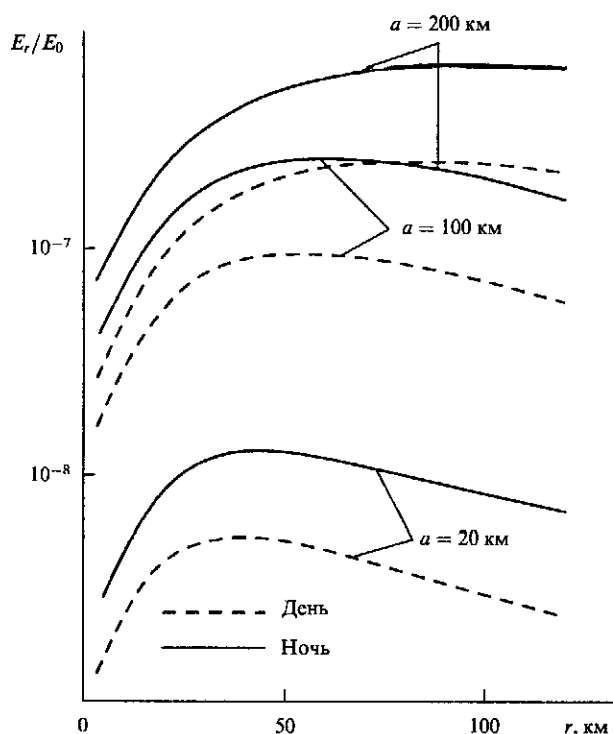


Рис. 6.

поверхности Земли имеет достаточно большие размеры ($a \geq 100$ км), а значение $E_0 \geq 500 - 1000$ В м⁻¹. Возможность существования такого источника подтверждает наша модель, представленная в предыдущем разделе.

4.2. Ионосферный эффект в Е-области ионосферы

На рисунке 7 представлены рассчитанные зависимости электронной концентрации N_e от расстояния r для трех высот $z = 115, 125$ и 135 км. При положительном направлении E_z у поверхности Земли происходит уменьшение N_e над областью локализации E_z (рис. 7а), и наименьшее значение наблюдается при $r = 0$. При $E_z < 0$, т.е. когда поле у поверхности Земли направлено вниз, электронная концентрация над областью локализации поля увеличивается, достигая максимума при $r = 0$ (рис. 7б). Таким

образом, воздействие электростатического поля в наибольшей степени проявляется в средней части ночной Е-области. Это связано с тем, что именно на этих высотах максимален педерсеновский дрейф V_r .

4.3. Образование слоя металлических ионов

Расчет ионосферного эффекта в предыдущем случае был проведен без учета металлических ионов M^+ . Однако ионосферная плазма в Е-области в качестве примеси может содержать такие ионы [28]. Рассмотрим эффект электрического поля E_r в этом случае, т.е. будем полагать, что помимо молекулярных ионов NO^+ , N_2^+ и O_2^+ , которые обычно являются основными в Е-области, плазма ионосферы может содержать также и металлические ионы M^+ со средней массой, близкой к массе молекулярных ионов.

Рассмотрим случай, когда вертикальное электростатическое поле E_z на базовой плоскости направлено вниз. При таком направлении поля E_z радиальная компонента поля на ионосферных уровнях E_r , а следовательно, и педерсеновский дрейф ионов направлены к оси z , что обеспечивает условие накопления ионосферной плазмы над областью генерации электростатического поля.

Результаты расчета при $E_0 = -1000$ В м⁻¹ и $a = 200$ км представлены на рис. 8. До момента "включения" электрического поля, а также на границе $r = 1500$ км концентрации молекулярных и металлических ионов определяются в фотохимическом приближении. Как видно из рисунка, спустя 2 ч после начала действия электрического поля, концентрация металлических ионов над областью генерации поля становится больше концентрации молекулярных ионов в интервале высот 112–134 км, а через 4 ч металлические ионы преобладают в интервале 107–146 км. При этом на высотах вблизи уровня $z = 120$ км образуется максимум концентрации металлических ионов, достигающий значения $2,5 \times 10^4$ см⁻³ через 4 ч, что примерно в 60 раз больше соответствующего начального невозмущенного значения $N(M^+)$. Концентрация молекулярных ионов на тех же высотах, напротив, уменьшается и на момент "выключения" поля здесь формируется глубокий минимум $N(XY^+)$ со значением $1,0 \times 10^2$ см⁻³, т.е. $N(XY^+)$ падает на порядок относительно своего начального уровня.

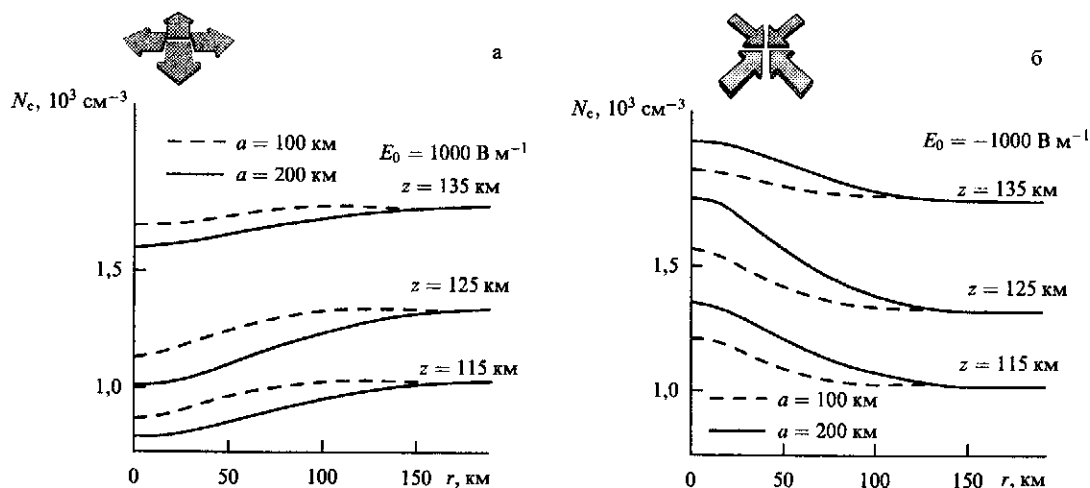


Рис. 7.

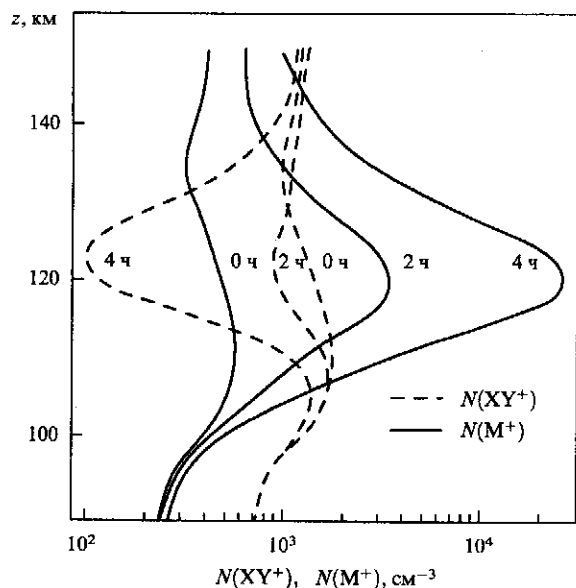


Рис. 8.

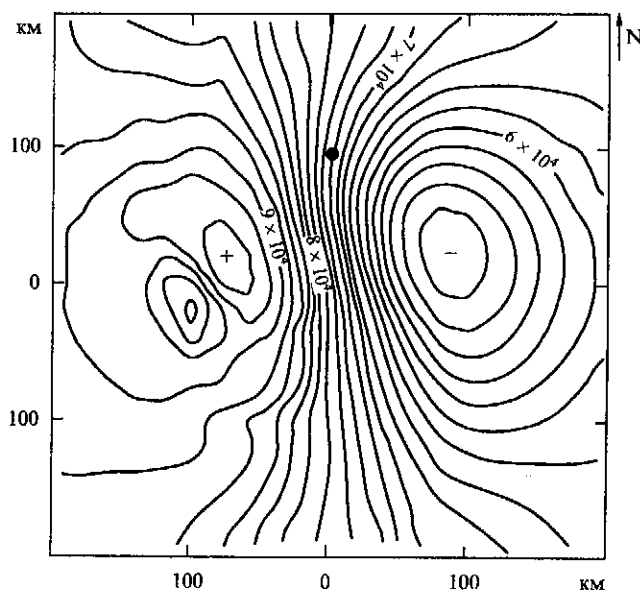


Рис. 9.

4.4. Ионосферный эффект в F2-области ионосферы

Для расчета эффекта электрического поля в ночной среднеширотной F2-области ионосферы воспользуемся распределением поля на высоте $z = 90$ км, полученным в разделе 4.1. В выбранной нами цилиндрической системе координат (r, φ, z) , начало которой находится на базовой плоскости $z_0 = 0$, угол φ будем отсчитывать от направления на экватор против часовой стрелки (см. рис. 4). Отметим, что на этом ионосферном уровне электрическое поле имеет радиальное направление относительно оси z и аксиально симметрично.

В результате электродинамического дрейфа, индуцированного таким полем, плазма на высотах F2-области будет двигаться вдоль квазикруговых траекторий относительно геомагнитной силовой линии z' , пересекающей ось z на уровне $z = 90$ км. Силовая линия z' является линией нулевого электрического поля.

На рисунках 9, 10 показаны изолинии N_e на высотах $z = 250$ и 500 км через 2 ч после "включения" поля. Черным кружком отмечена вертикальная проекция центра источника электрического поля на соответствующий ионосферный уровень. Из рисунков видно, что под воздействием поля горизонтальное распределение ионосферной плазмы в F2-области над зоной локализации поля на базовой плоскости становится существенно неоднородным. Характерный размер возмущенной области превышает 400 км. Максимальное изменение концентрации плазмы относительно невозмущенного уровня составляет около 30 % на высоте $z = 250$ км и 20 % на высоте $z = 500$ км.

Картина горизонтального распределения концентрации ионосферной плазмы характеризуется наличием двух четко выраженных фокусов положительного и отрицательного возмущений N_e . С ростом высоты область возмущения концентрации ионосферной плазмы в целом смещается к экватору от центра области локализации вертикального поля на базовой плоскости ($z_0 = 0$). При этом, если в нижней части F2-области ионосферы концентрация плазмы к западу от магнитного меридиана, проходящего через эпицентр, увеличивается, а к востоку уменьшается, то в верхней части F2-

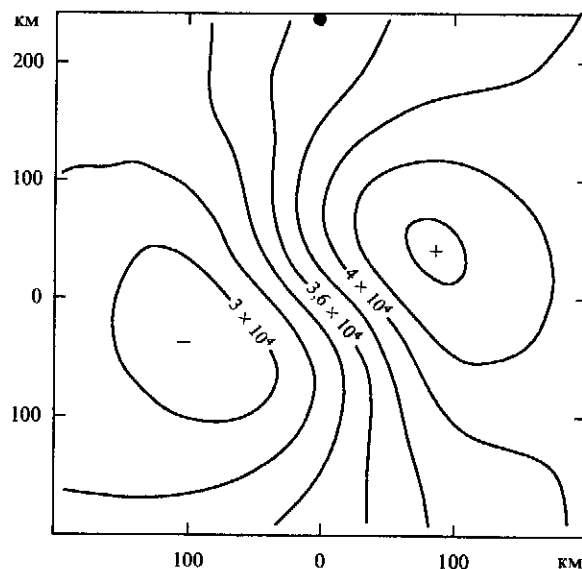


Рис. 10.

области и на высотах вблизи главного максимума ионосферы имеет место обратная ситуация: к востоку от геомагнитного меридиана находится фокус положительного возмущения N_e , а фокус отрицательного возмущения N_e расположен к западу от нее. В случае, если вертикальное электрическое поле E_z на базовой плоскости ($z_0 = 0$) направлено вниз, картины изолиний N_e будут представлять собой зеркальные отражения картин изолиний, приведенных на рис. 9, 10.

Наиболее сильные изменения происходят в нижней части F2-области, где с течением времени формируются неоднородности различных масштабов (от 150 до 10 км).

Следует отметить, что представленное в данном разделе теоретическое рассмотрение справедливо для высоких и средних широт. Применительно к низким широтам и экватору необходимы специальные исследования.

5. Обсуждение экспериментальных результатов исследования ионосферы по наземным и спутниковым данным

Под изменчивостью ионосферы обычно понимают кратковременные (≤ 4 ч) вариации электронной плотности и других параметров ионосферы, которые появляются в спокойных условиях без видимых внешних причин, т.е. в отсутствии геомагнитных или других возмущений. Предлагаемый нами механизм воздействия атмосферного электричества на ионосферу позволяет хотя бы частично объяснить этот феномен. В частности, одна только сейсмическая активность оказывает весьма существенное воздействие на ионосферу: вариации в ионосфере порядка 10–30 % начинают появляться за ~ 5 сут до землетрясения с магнитудой > 5 . В среднем на Земле происходит ~ 300 тысяч землетрясений в год, из них ~ 100 –120 с магнитудой ≥ 5 в различных регионах земного шара. Таким образом, ионосфера Земли оказывается под постоянным воздействием сейсмической активности. Для примера сравним вариации концентрации радона, измеряемой в скважине вблизи эпицентра будущего землетрясения (Назарбек, 12 декабря 1980 г., $M = 4,7$), и вариации критической частоты $foF2$ на ионосферной станции (г. Ташкент, сглаженные по 5 сут значения для фиксированных моментов местного времени: 3, 6 и 18 ч LT). Как видно из рис. 11, высокий уровень корреляции этих параметров подтверждает актуальность предлагаемого нами механизма генерации электрического поля при наличии источника ионизации и воздействия этого поля на ионосферу.

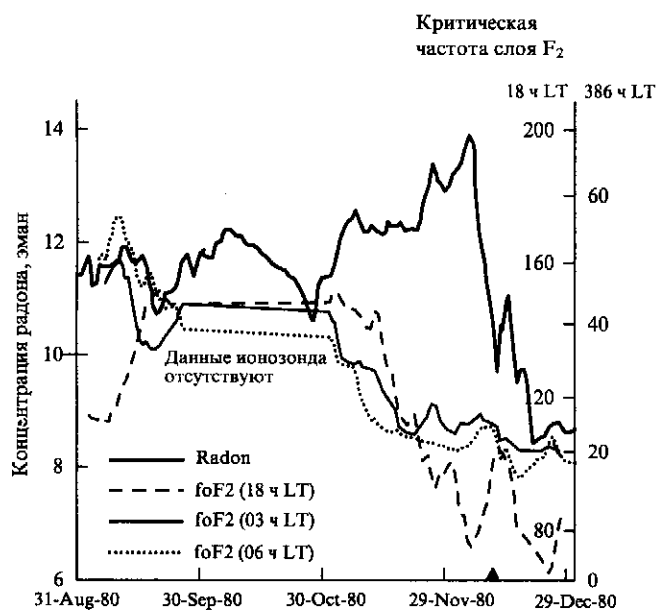


Рис. 11.

Получены также экспериментальные подтверждения наличия эффектов электрического поля на различных уровнях ионосферы. На рисунке 12 показан спорадический слой, образовавшийся на высоте ~ 120 км в результате извержения вулкана Карымский на Камчатке 12 мая 1970 г. [4], что в точности соответствует результатам модельных расчетов, представленных в

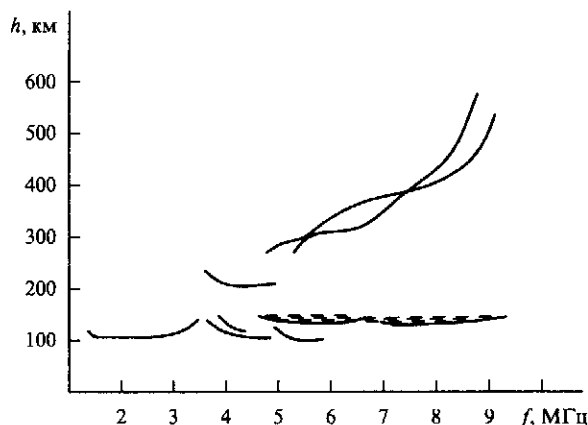


Рис. 12.

разделе 4.3. Еще более убедительным свидетельством правильности разрабатываемого подхода является сравнение полученных экспериментально распределений плотности ионосферной плазмы с модельными расчетами, представленными в разделе 4.4. Причем эти распределения получены различными методами (наземное и спутниковое зондирование ионосферы) и для различных физических явлений (землетрясения и авария на атомной электростанции). На рисунке 13 представлено распределение девиации критической частоты $foF2$ (электронная концентрация $\sim \sqrt{foF2}$), полученное с помощью наземной сети ионосферных станций за 5 сут до сильного землетрясения в Абруццо (Центральная Италия), имевшего место 07.05.84 с магнитудой 5,8. Обнаружена двухфокусная структура, как и в расчетах сдвинутая на юг относительно положения будущего эпицентра. Аналогичные структуры обнаруживаются при зондировании областей ионосферы над областями готовящегося землетрясения при зондировании с борта искусственного спутника Земли [29, 30].

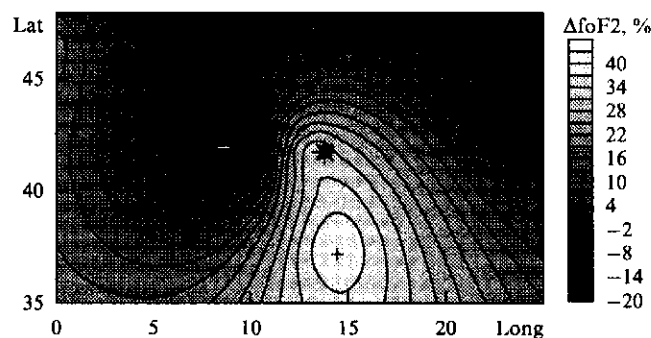


Рис. 13.

В результате радиоактивного выброса в атмосферу, как показывают расчеты, величина электрического поля в атмосфере достигает больших значений, чем над областью землетрясения, а эффективность проникновения поля выше, поскольку радиоактивное облако формируется на высоте 1–2 км, а не на земной поверхности, как это имеет место при подготовке землетрясения. На рисунке 14 представлено распределение вариаций критической частоты слоя F2 ионосферы через несколько часов

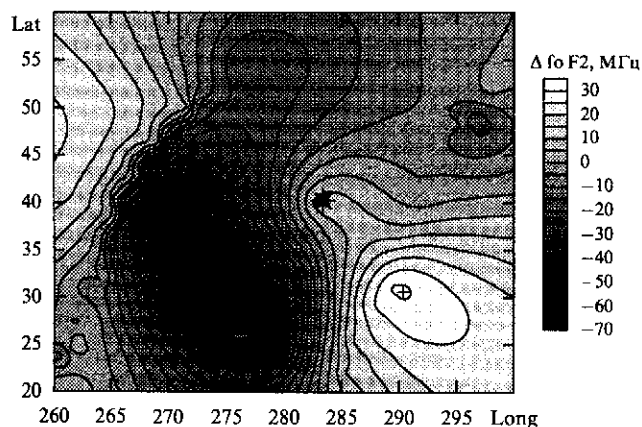


Рис. 14.

после аварии на атомной электростанции "Три-Майл-Айленд" в США, полученное путем зондирования со спутника ИК-19.

Представленные экспериментальные данные подтверждают результаты теоретических расчетов и позволяют сделать вывод о том, что атмосферное электрическое поле является одним из весьма существенных источников изменчивости ионосферы.

6. Заключение

Показано, что возмущения электрического поля на поверхности Земли и в атмосфере может вызывать изменения в ионосфере Земли — эффект изменчивости ионосферы.

Источниками атмосферного электрического поля являются атмосферные аномалии (грозы, тайфуны, атмосферные фронты и пр.), пылевые и песчаные бури, крупные тектонические разломы и сейсмоактивные области, вулканы, выбросы радиоактивных веществ в атмосферу при авариях на атомных электростанциях, загрязнения атмосферы крупных промышленных городов и др.

Построена самосогласованная модель электродинамического взаимодействия атмосферы и ионосферы Земли, в том числе:

— выполнен расчет генерации аномального электрического поля на поверхности Земли и в атмосфере. Показано, что дополнительный поток металлических аэрозолей приводит к усилению напряженности аномального поля;

— выполнен расчет проникновения в ионосферу электрического поля, генерируемого в локальной области в приземном слое атмосферы Земли. Получено, что эффективность проникновения поля ночью выше, чем днем, и сильно зависит от размера области локализации вертикального поля E_z . Напряженность электрического поля на ионосферных высотах имеет существенное значение только для крупномасштабных источников при условии, что величина $|E_z|$ в максимуме составляет около 1000 В м^{-1} ;

— исследовано воздействие электрического поля на фоновую ионосферу E- и F-областей. Характер ионосферного возмущения определяется направлением E_z ;

— под воздействием поля над областью его генерации в средней части ночной E-области может образовыв-

ваться плотный слой металлических ионов, отличающийся от обычного среднеширотного спорадического слоя E, своей толщиной, которая примерно в 3 раза больше, чем средняя толщина слоя E_s;

— в картине горизонтального распределения возмущенной концентрации плазмы на высотах F2-области ионосферы четко выражены две области — повышенной и пониженной концентрации. При этом относительно центра зоны локализации вертикального поля E_z на базовой плоскости ($z_0 = 0$) эти области смещены к экватору. Смещение увеличивается с ростом высоты.

Предложенный механизм носит универсальный характер и позволяет объяснить целый класс явлений как природного характера, так и антропогенных воздействий на атмосферу Земли

Появляется принципиальная возможность использовать глобальный спутниковый мониторинг ионосферы в целях экологического контроля и прогноза природных и антропогенных катастроф.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований. Грант РФФИ № 97-05-96620.

Список литературы

1. Митра А, в кн. *Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли* (М.: Мир, 1997) с. 370
2. Pulnits S A, in *Proc. of International Workshop on Seismo Electromagnetics* (Chofu: University of Electro-Communic. Publ., Japan, 1997) p. 208
3. Boskova J et al. *Stud. Geophys. Geod.* **38** 213 (1994)
4. Колоколов Л Е, Шалагина Н А, в сб. *Исследования по геомагнетизму и проблемам аэронавигации в высоких широтах* (Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1978) с. 76
5. Фетт В *Атмосферная пыль* (М.: ИЛ, 1961) с. 336
6. Kamra A K *J. Geophys. Res.* **77** 5856 (1972)
7. Gilbert J S, Lane S J, in *Proc. of the first International Symposium on Volcanic Ash and Aviation Safety* (U.S. Geological Survey Professional paper 2047, 1994) p. 31
8. Смирнов В В, в кн. *Ионизация в тропосфере* (СПб.: Гидрометеиздат, 1992) с. 312
9. Никителов Б В, Дрожко Е Г *Природа* (5) 48 (1990)
10. Бончковский В Ф *Тр. Геофизического института* **25** (152) 192 (1954)
11. Vershinin E F et al., in *Int. Workshop on Seismo Electromagnetics* (March, 3–5, Tokyo, 1997) p. 23
12. Alekseev V A, Alekseeva N G *Nucl. Geophys.* **6** (1) 99 (1992)
13. Alekseev V A, Alekseeva N G, Jchankuliev J *Radiat. Meas.* **25** (1–4) 637 (1995)
14. Roffman A J *Geophys. Res.* **77** (30) 5883 (1972)
15. Crozier W D *J. Geophys. Res.* **70** (12) 2785 (1965)
16. Boyarchuk K A et al. *BRAS Physics/Suppl. Phys. Vibrations* **60** (4) 236 (1996)
17. Боярчук К А *Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана* **33** (2) 236 (1997)
18. Боярчук К А, Свирко Ю П *Письма в ЖТФ* **22** (14) 47 (1996)
19. Hoppel W A *J. Atm. Terrest. Phys.* **29** 709 (1967)
20. Boyarchuk K A, Lomonosov A M, Pulnits S A *BRAS Physics/Suppl. Phys. Vibrations* **61** (3) (1997)
21. *Атмосфера: Справочник (справочные данные, модели)* (Ленинград: Гидрометеиздат, 1991) с. 510
22. Морозов В И *Тр. ГГО* (474) 67 (1984)
23. Hoppel W A *J. Geophys. Res.* **90** (D4) 5917 (1985)
24. Wilson C T R, in *Some thundercloud problems* (J. Franklin Inst., 1929) (208) p. 12
25. Farley D T Jr. *J. Geophys. Res.* **64** (9) 1225 (1959)
26. Park C G, Dejnakarindra M J *Geophys. Res.* **78** (28) 6623 (1973)
27. Cole R K Jr., Pierce E T *J. Geophys. Res.* **70** (12) 2735 (1965)
28. Ким В П, Херай В В, Иллич-Свитыч П В *Геомагнетизм и аэронавигация* **33** (5) 114 (1993)
29. Pulnits S A et al. *Adv. Space Res.* **20** (11) 2173–2176 (1997)
30. Pulnits S A *Adv. Space Res.* **22** (6) 123 (1998)