СОДЕРЖАНИЕ

Том 61, номер 1, 2021

Проявление сейсмоэффектов в ионосфере в дальней зоне от очага землетрясения

В. Ю. Белашов, Е. С. Белашова, О. А. Харшиладзе 3

Характерные особенности солнечных космических лучей в 21–24-м циклах солнечной активности по данным каталогов солнечных протонных событий

Г. А. Базилевская, Е. И. Дайбог, Ю. И. Логачёв, Н. А. Власова, Е. А. Гинзбург, В. Н. Ишков, Л. Л. Лазутин, М. Д. Нгуен, Г. М. Сурова, О. С. Яковчук 8

Модель генерации джетов в космической плазме

О. Г. Онищенко, О. А. Похотелов, В. С. Беляев, Б. В. Загреев, А. П. Матафонов 16

Суточные и долготные вариации экваториальной аномалии для зимнего солнцестояния по данным ИСЗ Интеркосмос-19

А. Т. Карпачев 20

Формирование экстремальных аномалий полной электронной концентрации по данным линейной теории

А. С. Грицун 35

Система ускоренной подготовки квазиокончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ

Д. В. Кудин, А. А. Соловьев, Р. В. Сидоров, В. И. Старостенко, Ю. П. Сумарук, О. В. Легостаева 46

Вариации ионосферных параметров при формировании поляризационного джета

А. Е. Степанов, А. Ю. Гололобов, В. Л. Халипов, И. А. Голиков 60

Эффекты сильной ионосферной бури 26 августа 2018 г.: результаты многотрассового радиофизического мониторинга

Л. Ф. Черногор, К. П. Гармаш, Qiang Guo, Yu Zheng 66

Эффективность коррекции ионосферных моделей по данным одного ионозонда вертикального радиозондирования в период низкой солнечной активности

Н. Г. Котонаева, М. В. Коломин, В. В. Михайлов, К. Г. Цыбуля, М. Ю. Филиппов 85

Особенности вариаций критической частоты *F*2-слоя во время внезапных стратосферных потеплений 1966–2009 гг. по данным станций Калининград и Иркутск

А. В. Тимченко, Ф. С. Бессараб, Ю. Н. Кореньков, Н. А. Коренькова, О. П. Борчевкина, К. Г. Ратовский 94

Метод когнитивной идентификации ионосферных предвестников землетрясений

С. А. Пулинец, Д. В. Давиденко, П. А. Будников 103

Геомагнитные эффекты удаленных землетрясений

Б. Г. Гаврилов, Ю. В. Поклад, Ю. С. Рыбнов, И. А. Ряховский, И. А. Санина 115

Использование функций связи при прогнозировании амплитуды *Dst*-индекса адаптивными методами

И. Н. Мягкова, В. Р. Широкий, В. В. Калегаев, О. Г. Баринов, С. А. Доленко 124

НЕКРОЛОГ

Ружин Юрий Яковлевич (30.03.1943–22.09.2020) 135

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 3–7

УДК 550.388.2+530.182+550.34

ПРОЯВЛЕНИЕ СЕЙСМОЭФФЕКТОВ В ИОНОСФЕРЕ В ДАЛЬНЕЙ ЗОНЕ ОТ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

© 2021 г. В. Ю. Белашов[1, *], Е. С. Белашова[2], О. А. Харшиладзе[3]

[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия

[2]Казанский национальный исследовательский технический университет им. А.Н. Туполева, г. Казань, Россия

[3]Тбилисский государственный университет им. И. Джавахишвили, г. Тбилиси, Грузия

*e-mail: vybelashov@yahoo.com

Поступила в редакцию 19.04.2020 г.
После доработки 22.06.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

На основе результатов теоретических исследований проявления сейсмической активности показано, что в результате воздействия на атмосферу и нейтральную компоненту ионосферы акустического импульса, вызванного поверхностной волной Рэлея, как в наземных экспериментах, так и в спутниковых наблюдениях на высотах *F*-области ионосферы могут регистрироваться возмущения вертикальной скорости нейтральной компоненты и электронной концентрации, что приводит к последующему формированию и эволюции в дальней зоне уединенной внутренней гравитационной волны (ВГВ) и возбуждению этой волной перемещающегося ионосферного возмущения (ПИВ) с соответствующими им характерными пространственными масштабами, распространяющих радиально от эпицентра под углами, близкими к горизонтали, со скоростями ~200 мс$^{-1}$. Рассмотрение 3-мерного случая с учетом всех значимых факторов (слабых нелинейности и дисперсии, диссипации и стохастических флуктуаций волнового поля) позволило уточнить полученные ранее другими авторами результаты и показало, что в дальней зоне от эпицентра землетрясения форма ионосферного отклика на сейсмическое событие существенно зависит от значений основных параметров ионосферы, определяющих ее дисперсионные характеристики, флуктуационные и диссипативные процессы в области распространения ВГВ и возбуждаемого ей ПИВ: это может быть и уединенное волновое возмущение, и волновой пакет с характерными масштабами ВГВ. При этом установлено, что имеют место как фазовый сдвиг ПИВ относительно фазы ВГВ (в пределах 0.5–5 мин), так и эффект релаксации в восстановлении электронной концентрации после прохождения солитона ВГВ. Полученные результаты анализа сейсмоионосферных пост-эффектов, выражающихся в формировании в дальней зоне солитоноподобных возмущений ВГВ и ПИВ и представляющих большой интерес, в частности, для лучшего понимания причинно-следственных связей в системе твердая земля–атмосфера–ионосфера, может использоваться для пеленгации эпицентров землетрясений и выделения сейсмообусловленных колебаний в спектре ионосферных флуктуаций.

DOI: 10.31857/S001679402101003X

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопросы изучения эффектов в ионосферной плазме, обусловленных сейсмическими явлениями, привлекают пристальное внимание исследователей в связи с важностью этой проблемы не только для фундаментальной науки, но и для обеспечения безопасной жизнедеятельности населения сейсмоопасных регионов и на планете, в целом. При этом, наряду с изучением сейсмо-ионосферных явлений – предикторов сейсмической активности, важную роль по целому ряду причин играет исследование сейсмо-ионосферных пост-эффектов, например, с целью лучшего понимания причинно-следственных связей в системе твердая земля–атмосфера–ионосфера, для пеленгации эпицентров землетрясений, выделения сейсмообусловленных колебаний в спектре ионосферных флуктуаций и т.д.

Как известно, одна из первых попыток достаточно строгого теоретического изучения сейсмо-ионосферных эффектов, вызванных поверхностной рэлеевской волной, была предпринята Голицыным и Кляцкиным [1967], где эта задача решалась в 1-мерном линейном бездиссипативном приближении. Аналогичный подход, с учетом потерь, обусловленных слабой электропроводностью среды, был предпринят Павловым [1979]. Влияние слабой нелинейности на распространение в ионосфере вызванного землетрясением акустического импульса изучалось Павловым в работе [1986], однако и здесь был рассмотрен

только 1-мерный случай. Трехмерная нестационарная задача сейсмического влияния на ионосферную плазму рассматривалась в работе Доильницыной и др. [1981], однако в данном исследовании авторы пренебрегали нелинейными эффектами. Таким образом, все известные нам исследования (см. достаточно полный обзор в работах [Белашов, 1990; Belashov and Vladimirov, 2005]) обладали теми или иными недостатками и, следовательно, полученные в них оценки степени влияния сейсмических событий на динамику ионосферной плазмы оказывались весьма приближенными. Более точные результаты могут быть получены при учете всех значимых факторов. Хорошим примером, при этом, могут служить теоретические оценки [Belashov, 1997a] для возбужденных рэлеевской волной внутренних гравитационных волн (ВГВ), в сравнении с результатами Павлова [1979].

В настоящей работе представлены результаты теоретического изучения проблемы с учетом слабых нелинейности и дисперсии, влияния диссипации и стохастических флуктуаций электронной концентрации, которые имеют место в ионосфере, в 3-мерной геометрии.

2. ОСНОВНЫЕ УРАВНЕНИЯ И АНАЛИЗ

Рассмотрим влияние возбуждаемого поверхностной волной Рэлея, вызванной землетрясением, волнового возмущения (импульса) на нейтральную компоненту атмосферы, и дальнейшее его распространение на ионосферных высотах близко к горизонтальной плоскости в дальней зоне от очага. Здесь "высокочастотные" акустические осцилляции затухают вследствие влияния дисперсионных эффектов, следствием чего является сдвиг спектрального максимума в более низкочастотную область – начинают преобладать колебания, относящиеся к ВГВ-ветви. Далее обсудим воздействие таких ВГВ на ионизованную компоненту ионосферной плазмы, а также влияние стохастических флуктуаций волнового поля на распространяющуюся волну.

Для описания движений нейтральной компоненты рассмотрим следующую систему уравнений газовой динамики [Belashov and Vladimirov, 2005]:

$$\partial_t\rho' + \operatorname{div}\left[\rho_0(z)\mathbf{V}\right] = 0,\quad \rho_0(z)\left[\partial_t\mathbf{V} + (\mathbf{V}\nabla)\mathbf{V}\right] = \\ = -\nabla p' - \rho' g\mathbf{e}_z + \eta(z)\left[\frac{1}{3}\nabla\operatorname{div}\mathbf{V} + \nabla^2\mathbf{V}\right] + \qquad (1)$$
$$+\,\varsigma(z)\nabla(\nabla\mathbf{V}),\quad \partial_t p' + (\mathbf{V},\nabla p_0(z)) = -c^2\rho_0(z)\operatorname{div}\mathbf{V},$$

где невозмущенные значения величин, определяющих волновое поле, отмечены индексом "0", а штрихи означают возмущенные значения функций, если их невозмущенные значения равны нулю. Функции без индексов описывают поля с невозмущенными значениями, равными нулю. В уравнениях (1) ρ – плотность; p – давление, для которого невозмущенное значение $p_0(z) = \rho_0(z)c^2/\gamma = gH\rho_0(z)$, где $\gamma = C_p/C_v$; H – высота однородной нейтральной атмосферы; $\eta(z) \approx 3c^2\rho_0(z)/2\gamma\nu_{nn}(z)$ – коэффициент динамической вязкости; ν_{nn} – частота столкновений нейтральных частиц; $\varsigma(z)$ – коэффициент кинематической вязкости. Предполагаем далее, что плотность невозмущенных атмосферы и ионосферы однородна с высотой z: $\rho_0(z) = \rho_0(0)\exp(-z/H)$.

Уравнения (1) не учитывают стохастических флуктуаций полей, и соответствующие члены будут нами введены в дальнейшем.

Первое граничное условие, аппроксимирующее поверхностную рэлеевскую волну на больших расстояниях от эпицентра, выберем в следующем виде:

$$V_z\big|_{z=0} = d_t Z(r',t),\quad Z(r',t) = h(t)\exp\left[-(r')^2/L^2\right], \qquad (2)$$

где $(r')^2 = \xi^2 + y^2$, $\xi = x - v_R t$; v_R – скорость рэлеевской волны. Таким образом, мы будем рассматривать задачу в системе координат, связанной с рэлеевской волной. Другое граничное условие должно отвечать асимптотике $z \to +\infty$, следовательно, мы можем потребовать, чтобы функция $V_z(t,z,\xi,y)$ представляла собой суперпозицию волн $V_z(\omega,z,k,y)$ [Belashov, 1997a] ($V_z(\omega,z,k,y) \to 0$ при $z \to +\infty$ для $\eta \neq 0$), т.е. фурье-образов функции $V_z(t,z,\xi,y)$ по t и по ξ[1]. Формулировка такого граничного условия обеспечивает утекание энергии в область $z = +\infty$. Рэлеевская волна (2) приводит к формированию уходящей вверх волны с амплитудой, растущей с высотой, что связано с экспоненциальным уменьшением плотности с высотой: $\rho_0(z) = \rho_0(0)\exp(-z/H)$ [Белашов, 1990]. Нелинейные эффекты начинают, при этом, проявляться на высотах F-области ионосферы, когда под действием возбужденной поверхностной рэлеевской волной уходящей вверх волны формируется нелинейная уединенная ВГВ [Belashov and Vladimirov, 2005].

Учитывая геометрию задачи, примем, что $k_x^2 \gg k_\perp^2$, $|Hk_x| \ll 1$, т.е. для нелинейных уединенных волн, распространяющихся под углами к горизонту, близкими к 90°, справедливо приближение Буссинеска. Тогда система уравнений (1) с учетом слабой нелинейности для скорости нейтральных частиц $u(t,r',z) = V(t,r,z)|_{x=\xi+vt}$ при $\partial_z = 0$ может быть редуцирована к одному уравнению пятого порядка [Белашов, 1990], с учетом

[1] Детальные выражения мы здесь не приводим ввиду громоздкости, их можно найти в работе [Belashov, 1997a].

члена, описывающего диссипативные эффекты вязкостного типа [Karpman and Belashov, 1991; Belashov and Vladimirov, 2005; Belashov and Belashova, 2015]:

$$\partial_t u + \frac{2\gamma-1}{\gamma^2} u_z \partial_\xi u - \sigma \partial_\xi^2 u + 2\frac{(\gamma-2)^2}{\gamma^2} vH\partial_\xi^3 \times \\ \times \left[u + \frac{(\gamma-2)^2}{2\gamma^2} \varepsilon H^2 \partial_\xi^2 u \right] = \frac{v}{2} \int_{-\infty}^{\xi} \partial_y^2 u d\xi, \quad (3)$$

где $\gamma = C_p/C_v$; $\varepsilon = -v/v_{\min}^{\text{ph}}$; $v_{\min}^{\text{ph}}$ – минимальная фазовая скорость линейных колебаний, коэффициент σ описывает вязкость [Belashov and Belashova, 2015]:

$$\sigma = (\rho_0/2\rho)(c_\infty^2 - c_0^2)\tau \int_0^\infty \mu\phi(\mu)d\mu = \\ = (2\rho_0)^{-1}\left[\frac{4}{3}\eta + \varsigma + \gamma\left(\frac{1}{C_v} - \frac{1}{C_p}\right)\right],$$

где c_∞ и c_0 – скорости “высокочастотного” и “низкочастотного” звука [Карпман, 1973], соответственно.

С учетом уединенных волн, перемещающихся под углами, близкими к горизонтали, уравнение непрерывности для электронной концентрации N_e в области F может быть записано в следующем виде [Белашов, 1990; Belashov and Vladimirov, 2005]:

$$\partial_t N_e = \partial_z \left[\left(\partial_z N_e + N_e/2H_i\right) D_0 \mathrm{e}^{z/H_i} - \\ - u_z(1 - \mathrm{e}^{-\upsilon t'}) \sin I \cos I \right] - \beta N_e + Q, \quad (4)$$

где $D_0 \exp(z/H_i) = D_\alpha \sin^2 I$; D_α – коэффициент амбиполярной диффузии, а $\beta = \beta_0(-Pz/H_i)$ и Q – коэффициент рекомбинации и скорость ионообразования соответственно; $t' = t - t_0$, где t_0 – момент начала возмущения в нейтральной компоненте; H_i – высота однородной атмосферы для ионов. Аппроксимируя профиль электронной концентрации в диапазоне высот z экспонентой $N_e = N_{e0}\exp(z/H_i)$, $N_{e0} = N_e|_{z=0}$, можно получить решение уравнения (4) в виде [Belashov, 1989; Belashov and Belashova, 2015]

$$N_e(u,t) = N_e(u,t_0)\exp[\Im(u,t)], \\ \Im(u,t) = \int_{t_0}^{t} g(u,t)dt, \quad (5)$$

где $g(u,t) = C - \left(1/H_i + 1/2H\right) f(u,t)$; $C = 3a/H_i^2 - \beta(1-q)$; $q = Q/\beta N_e$; $a = D_\alpha \sin^2 I$; $f(u,t) = uc\exp(z/2H)(1 - \mathrm{e}^{-\upsilon t'})\sin I \cos I$. Функция u в решении (5) удовлетворяет уравнению (3).

Как показано в работах [Белашов, 1990; Karpman and Belashov, 1991; Belashov and Vladimirov, 2005; Belashov and Belashova, 2015], в случае $\varepsilon \ll -1$ решения уравнения (3) при $\sigma = 0$ имеют вид классических алгебраических солитонов уравнения Кадомцева–Петвиашвили, поэтому в данном случае интеграл в правой части решения (5) может быть вычислен аналитически [ввиду громоздкости мы не приводим здесь аналитическую форму функционала $\Im(u,t)$]. Решение (5), описывающее перемещающееся ионосферное возмущение (ПИВ), при этом также будет иметь вид алгебраического солитона [Belashov, 1989; Белашов, 1990] (см. рис. 1). Если же, однако, $\varepsilon \to -1$ или $\varepsilon \ll -1$ при $\sigma \neq 0$ требуется прибегнуть к численному интегрированию уравнения (3), поскольку для этих случаев его аналитические решения неизвестны. Результаты численного интегрирования уравнений (3), (5) при $\sigma = 0$ для типичных значений параметров области F и солитонных решений уравнения (3), описывающих возмущения, перемещающиеся со скоростями порядка 200 мс$^{-1}$, были представлены в наших работах [Belashov, 1989; Белашов, 1990; Belashov and Vladimirov, 2005] (пример этих результатов см. на рис. 2). В данных работах было показано, что функция $N'(u,t)$ в этом случае имеет волновой характер с нарастающей крутизной переднего фронта подобно ударной волне. При этом отмечается как фазовый сдвиг ПИВ относительно фазы ВГВ (в пределах 0.5–5 мин), так и эффект релаксации в восстановлении N' после прохождения солитона ВГВ. Эти эффекты нарастают с уменьшением ε, определяющим величину пространственной дисперсии. Как можно видеть из рис. 2, форма ионосферного отклика на сейсмическое событие существенно зависит от значений параметров ионосферы, определяемых величиной параметра $\varepsilon = -v/v_{\min}^{ph}$ в области распространения ВГВ и возбуждаемого ей ПИВ: это может быть и уединенное волновое возмущение, и волновой пакет.

Случай $\sigma \neq 0$ детально исследовался в работе [Karpman and Belashov, 1991], где было показано, что учет диссипативного члена приводит к экспоненциальному затуханию возмущения с уменьшением его амплитуды с декрементом $\Gamma(t) \sim \sigma$. В этом случае также наблюдаются эффекты нарушения структуры и симметрии солитона ВГВ наряду с эффектом релаксации в восстановлении N'.

При учете влияния стохастических флуктуаций волнового поля, практически всегда имеющих место на ионосферных высотах, на характер эволюции ПИВ, возбуждаемого рэлеевской волной, уравнение (3) должно быть дополнено членом $\kappa(t,r',z)$, описывающим такие флуктуации. Случай низкочастотных стохастических флуктуаций, когда допустимо принять $\kappa = \kappa(t)$ и считать

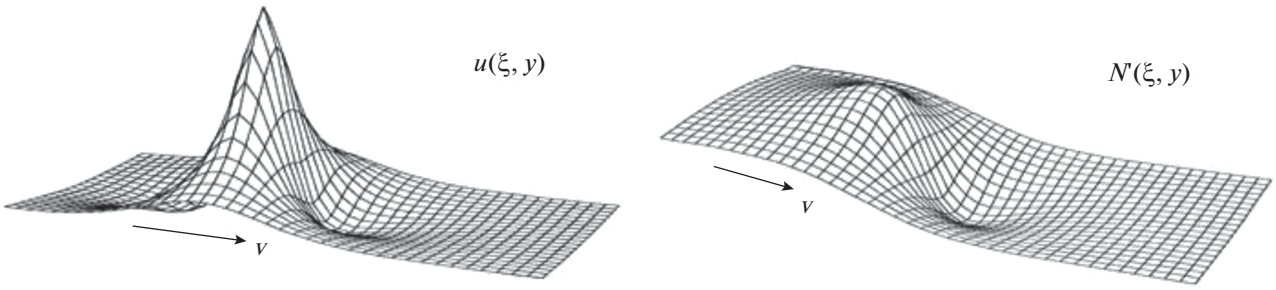

Рис. 1. Сейсмообусловленное ВГВ-возмущение в *F*-области ионосферы солитонного типа (u) при $\varepsilon = -12$ и соответствующее ему возмущение $N' = \{[N_e(u,t) - N_e(0,t)]/N_e(0,t)\} \times 100\%$.

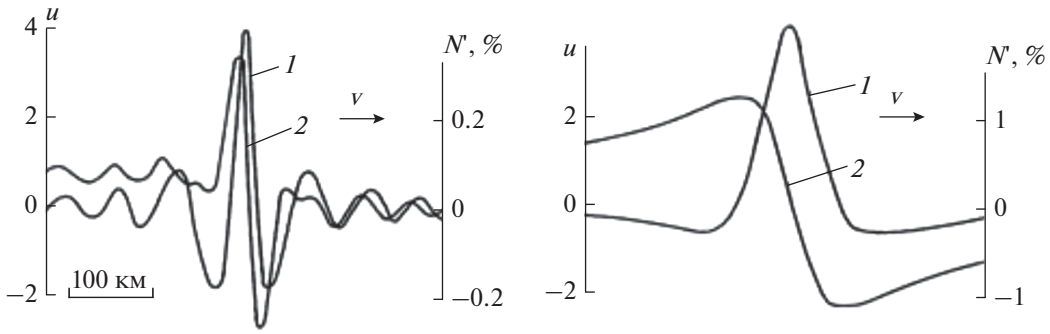

Рис. 2. Профили ВГВ в дальней зоне от очага и возбуждаемых ими в ионосфере ПИВ электронной концентрации при $y = 0$: *1* – ВГВ; *2* – ПИВ (N') при $\varepsilon = -1.2$ (слева) и $\varepsilon = -12$ (справа).

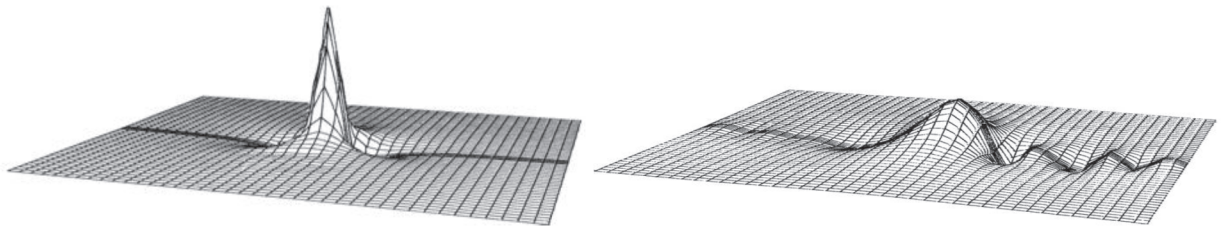

Рис. 3. Эволюция в *F*-области ионосферы возбужденного рэлеевской волной солитона ВГВ с учетом диссипативных эффектов ($\sigma = 1$) при $\varepsilon = -1.2$: $t = 0, 0.2$.

$\varepsilon = 0$ в уравнении (3), детально исследовался аналитически в работе [Belashov, 1995], и все результаты, полученные там, могут быть легко перенесены на наше уравнение (3) с членом $\kappa = \kappa(t)$. Так, даже малые стохастические флуктуации волнового поля приводят к рассеянию возмущения при его распространении, при этом рассеивающийся ВГВ солитон уравнения (3) приобретает волновую структуру.

Однако в случае $\kappa = \kappa(t, r', z)$ аналитическое изучение этого процесса становится чрезвычайно сложным [Belashov et al., 2018], и мы использовали для этой цели численное моделирование. Полученные при этом результаты оказались качественно аналогичными случаю $\kappa = \kappa(t)$ [Belashov and Vladimirov, 2005; Belashov and Belashova, 2015]: здесь также наблюдается затухание осциллирующих решений и их разрушение со временем. Полученные нами оценки показали, что в *F*-области практически невозможно выделить возбуждаемый поверхностной рэлеевской волной ионосферный отклик для расстояний от эпицентра $r \gg 12-13\ L$.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты теоретических исследований проявления сейсмической ак-

тивности в вариациях вертикальной скорости нейтральной компоненты и электронной концентрации на высотах *F*-области ионосферы. Рассмотрен 3-мерный случай с учетом слабых нелинейности и дисперсии, диссипации и стохастических флуктуаций волнового поля в ионосфере, что позволяет получить более точные результаты для дальней зоны от эпицентра землетрясения по сравнению с результатами ранее выполненных другими авторами работ. Исследованы сейсмоионосферные пост-эффекты, которые представляют большой интерес, в частности, для лучшего понимания причинно-следственных связей в системе твердая земля–атмосфера–ионосфера, для пеленгации эпицентров землетрясений, выделения сейсмообусловленных колебаний в спектре ионосферных флуктуаций и т.д. Рассмотрено воздействие импульсного возмущения в атмосфере, вызванного поверхностной волной Рэлея, на ионосферу и последующее формирование и эволюция в дальней зоне на высотах *F*-области ионосферы уединенной ВГВ и возбуждаемого ею ПИВ электронной концентрации.

Представленные результаты находятся в хорошем согласии с результатами, полученными в комплексных радиофизических экспериментах в периоды сейсмических событий на сети станций Дальневосточного региона России [Belashov, 1997b]. Важно также отметить, что возмущения, вызываемые в *F*-области ионосферы сейсмическими источниками, могут эффективно регистрироваться в экспериментах по доплеровскому зондированию ионосферы с учетом результатов, полученных в публикации [Белашов, 2018]. Подобного типа возмущения могут также наблюдаться в результате воздействия других источников импульсного типа, например, таких как извержения вулканов, запуски космических аппаратов и баллистических ракет, и мощные искусственные (подземные, наземные и атмосферные) взрывы [Row, 1967; Belashov, 1989; Drobzheva and Krasnov, 2003].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Настоящая работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров. Работа была поддержана Национальным научным фондом Грузии им. Шота Руставели (SRNF) (грант № FR17 252).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Белашов В.Ю.* Динамика нелинейных внутренних гравитационных волн на высотах *F* области ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 30. № 4. С. 637–641. 1990.

– *Белашов В.Ю.* Аналитическое решение прямой и обратной задач в исследованиях внутренних гравитационных волн методом доплеровского сдвига частоты // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 58. № 5. С. 651–653. 2018.

– *Голицын Г.С., Кляцкин В.И.* Колебания в атмосфере, вызванные движением земной поверхности // Изв. АН СССР. ФАО. Т. 3. № 10. С. 1044–1052. 1967.

– *Доильницына Е.Г., Дробязко И.Н., Павлов В.А.* О влиянии землетрясений на концентрацию электронов в слое *F* ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 24. № 7. С. 783–793. 1981.

– *Карпман В.И.* Нелинейные волны в диспергирующих средах. М.: Наука. 175 с. 1973.

– *Павлов В.А.* Воздействие землетрясений и извержений вулканов на ионосферную плазму // Изв. вузов. Радиофизика. Т. 22. С. 19–37. 1979.

– *Павлов В.А.* Акустический импульс над эпицентром землетрясения // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 26. № 5. С. 807–815. 1986.

– *Belashov V.Yu.* Solitary electron density waves induced by the IGW's solitons in the ionosphere // Proc. Intern. Symp. on EMC, Nagoya, Japan. N.Y.: IEEE, Inc. V. 1. P. 228. 1989.

– *Belashov V.Yu.* Dynamics of KP equation solitons in media with low-frequency wave field stochastic fluctuations // Phys. Lett. A. V. 197. P. 282–286. 1995.

– *Belashov V.Yu.* Seismogenic perturbations at heights of Ionosphere *F* Layer // Intern. Workshop on Seismo Electromagnetics (IWSE-97), Tokyo, Japan. Tokyo: NASDA. P. 225–233. 1997a.

– *Belashov V.Yu.* Some results of common analysis of ionospheric and seismic data obtained in the periods of seismic activity on the Russian North East station network // Intern. Workshop on Seismo Electromagnetics (IWSE-97), Tokyo, Japan. Tokyo: NASDA. P. 234–238. 1997b.

– *Belashov V.Yu., Vladimirov S.V.* Solitary waves in dispersive complex media. Theory, Simulation, Applications. Springer-Verlag: Berlin–Heidelberg–New York–Tokyo. 305 p. 2005.

– *Belashov V.Yu., Belashova E.S.* Dynamics of IGW and traveling ionospheric disturbances in regions with sharp gradients of the ionospheric parameters // Adv. Space Res. V. 56. P. 333–340. 2015.

– *Belashov V.Yu., Belashova E.S., Kharshiladze O.A.* Nonlinear wave structures of the soliton and vortex types in complex continuous media: Theory, simulation, applications / Lecture notes of TICMI. V. 18. Ed. G. Jaiani. Tbilisi: Tbilisi University Press. 90 p. 2018.

– *Drobzheva Ya., Krasnov V.* The acoustic field in the atmosphere and ionosphere caused by a point explosion on the ground // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 65. № 3. P. 369–377. 2003.

– *Karpman V.I., Belashov V.Yu.* Dynamics of two-dimensional solitons in weakly dispersive media // Phys. Lett. A. V. 154. № 3/4. P. 131–139. 1991.

– *Row R.V.* Acoustic-gravity waves in the upper atmosphere due to a nuclear detonation and an Earthquake // J. Geophys. Res. V. 72. № 5. P. 1599–1610. 1967.

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 8–15

УДК 524.1-52:523.9

ХАРАКТЕРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОЛНЕЧНЫХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ В 21–24-м ЦИКЛАХ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ ПО ДАННЫМ КАТАЛОГОВ СОЛНЕЧНЫХ ПРОТОННЫХ СОБЫТИЙ

© 2021 г. Г. А. Базилевская[1, *], Е. И. Дайбог[2], Ю. И. Логачёв[2], Н. А. Власова[2], Е. А. Гинзбург[3], В. Н. Ишков[4, 5], Л. Л. Лазутин[2], М. Д. Нгуен[2], Г. М. Сурова[2], О. С. Яковчук[2]

[1]*Физический институт им. П.Н. Лебедева РАН (ФИАН), г. Москва, Россия*

[2]*НИИ ядерной физики им. Д.В. Скобельцына Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (НИИЯФ МГУ), г. Москва, Россия*

[3]*Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова Росгидромета (ИПГ), г. Москва, Россия*

[4]*Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН), г. Москва, г. Троицк, Россия*

[5]*Геофизический центр РАН (ГЦ РАН), г. Москва, Россия*

**e-mail: bazilevskayaga@lebedev.ru*

Поступила в редакцию 31.03.2020 г.
После доработки 08.05.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

Рассмотрены однородные ряды событий солнечных космических лучей за 4 цикла солнечной активности на фоне ее уменьшения в циклах 23 и 24. Число событий солнечных космических лучей с энергией выше 10 МэВ уменьшилось незначительно, тогда как число наземных возрастаний при сравнении циклов 23 и 24 снизилось в 8 раз. Показано, что при переходе от цикла 23 к циклу 24 средний вклад вспышек в генерацию наземных возрастаний уменьшился в 3 раза, а средний вклад корональных выбросов вещества – в 5 раз; средний вклад вспышек в генерацию солнечных космических лучей с энергией >10 МэВ уменьшился в 1.3 раза, а средний вклад корональных выбросов вещества – возрос в 1.4 раза.

DOI: 10.31857/S0016794021010028

1. ВВЕДЕНИЕ

Частицы высокой энергии, которые появляются в межпланетном пространстве в результате взрывных энерговыделений на Солнце, в русскоязычной литературе принято называть солнечными космическим лучами (СКЛ). В мировой литературе явление СКЛ часто называется событиями в солнечных энергичных частицах (Solar Energetic Particles, SEP). Данная статья не обсуждает элементный состав СКЛ, поэтому мы употребляем термин солнечные протонные события (СПС), так как СКЛ на более чем 90% состоят из протонов. Подробнее принятая терминология освещена в работе [Мирошниченко, 2018]. В 1940–1950-х годах события СКЛ могли регистрироваться только наземными установками, в основном с помощью ионизационных камер, т.е. их энергия превышала несколько ГэВ. Они являются достаточно редкими событиями и получили название наземных возрастаний (Ground Level Enhancements, GLE). Развитие сети нейтронных мониторов [Simpson, 1957] не сильно увеличило число наблюдаемых GLE: до настоящего времени их зарегистрировано всего 72. Измерения на аэростатах [Чарахчьян, 1964] удвоили количество наблюдавшихся событий СКЛ, а наблюдения в межпланетном пространстве в 1970-х годах увеличили его на порядок, что связано с уменьшением энергетического порога регистрации частиц. Энергии СКЛ охватывают более 4 порядков величины, а интенсивности – более 8 порядков, поэтому события СКЛ не могут быть зарегистрированы одним инструментом.

Свойства СКЛ настолько многообразны, а связанные с ними проблемы настолько многочисленны, что их изучение в течение более 70 лет после их открытия [Forbush, 1946] приносит не только новую информацию, но поднимает все новые вопросы, касающиеся их происхождения и связи с другими проявлениями солнечной активности. Число публикаций на эту тему не убывает. Ограничиваясь лишь недавними публикациями, можно упомянуть книгу [Malandraki and Crosby, eds., 2018], а также статьи, затрагивающие вопрос

о вкладе вспышек (процессов во вспышечной области, характеризующихся классом рентгеновской вспышки) и корональных выбросов вещества (КВВ) в генерацию СКЛ (например, [Lario et al., 2017; Cliver et al., 2019; Kocharov et al., 2020; Черток, 2018; Струминский и др., 2020]). Не решенным остается вопрос о связи СКЛ с солнечными нейтронами и высокоэнергичным гамма-излучением, генерируемом на Солнце во время мощных энерговыделений [de Nolfo et al., 2019; Muraki et al., 2020]. Изучение СКЛ требует знания изменчивых условий на Солнце и в межпланетной среде, в которых происходит ускорение и распространение частиц. Многочисленность событий и многообразие характеристик СКЛ и условий, в которых происходит ускорение и распространение частиц, сделали неизбежным появление каталогов СКЛ, первый из которых обобщил информацию об СКЛ 1955–1969 гг. [Svestka and Simon, eds., 1975].

В настоящее время существует несколько каталогов СКЛ и статей, содержащих большие списки событий СКЛ с их характеристиками [Kurt et al., 2004; Vainio et al., 2013; Lario and Karelitz, 2014; Papaioannou et al., 2014, 2016; Miteva and Samwell, 2018; Paassilta et al., 2018], а также некоторые электронные базы данных [URL nasa sepe; URL gle.oulu].

С начала 1980-х годов неформальная группа экспертов по физике Солнца, физике частиц и геофизике собирает данные о наблюдениях солнечных частиц и сопутствующих явлений и пытается сформировать однородные ряды данных – Каталоги солнечных протонных событий (СПС), которые являются продолжением Каталога [Svestka and Simon, eds., 1975]. Группа работает под руководством проф. Ю.И. Логачёва из МГУ им. М.В. Ломоносова. Каталог компилирует данные о событиях СКЛ с потоком протонов с энергией $E \geq 10$ МэВ в максимуме временно́го профиля события $J10 \geq 1$ см$^{-2}$ с$^{-1}$ ср$^{-1}$ (1 pfu). Далее мы называем этот ряд серией *J10*. Аналогичный ряд для протонов с энергией $E \geq 100$ МэВ мы называем серией *J100*. Все доступные данные с различных космических аппаратов, аэростатов и нейтронных мониторов были включены в выпуски Каталога [Логачёв, ред., 1982, 1986, 1990а, б, 1998; Логачёв и др., 2016].

Каталоги, охватывающие данные с 1970 по 1996 гг., содержат табличные данные о потоках протонов разных энергий в максимуме временно́го профиля события, сведения о возможных источниках частиц с указанием вероятности их вклада, таблицы сопутствующих электромагнитных излучений, а также, схематически, временны́е профили события, график энергетического спектра частиц в максимуме временно́го профиля с оценкой показателя спектра в степенном представлении. Для событий СКЛ с 1970 по 1986 гг., помимо вышеуказанного, представлены синоптические карты Солнца: активной области и схемы соответствующей группы пятен, где произошли родительские вспышки. Кроме того, показана динамика долготы соединения вспышки и наблюдателя. В каталоге событий СКЛ солнечного цикла 23 и в готовящемся к публикации каталоге цикла 24 добавлена новая информация. Существенно расширен ряд инструментов, наблюдающих СКЛ, представлены графики их временны́х профилей и временны́х рядов сопутствующего мягкого рентгеновского излучения, скорости солнечного ветра, индукции межпланетного магнитного поля и *Dst*-индекса [URL omni]. Все каталоги снабжены подробными описаниями и объяснениями. В данной работе, основываясь на информации, представленной в этой серии каталогов, мы сравниваем ряды событий СКЛ малых энергий (серия *J10*) и наземных возрастаний (GLE) в течение солнечных циклов 21–24 и сопоставляем их с предполагаемыми источниками СКЛ.

2. СРАВНЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК СКЛ В ЦИКЛАХ 21–24

Единый подход к сбору данных позволяет нам сравнивать активность Солнца в генерации солнечных протонов в последних солнечных циклах. Каталоги под редакцией Ю.И. Логачёва начинаются с января 1970 г., т.е. с середины 20-го солнечного цикла. Поэтому мы взяли для сравнения три полных солнечных цикла 21–23 и последний цикл 24, в котором последние события СКЛ были зарегистрированы в 2017 г. В этой работе мы рассматриваем изменения в генерации солнечных протонов во время последних солнечных циклов, сопровождающихся ослаблением солнечной активности. В частности, мы сосредоточимся на общем количестве событий СКЛ с протонами $E \geq 10$ МэВ (серия *J10*) и числе самых мощных событий, GLE, зарегистрированных наземными нейтронными мониторами. Рисунок 1 демонстрирует временно́й ход годовых значений числа событий СКЛ для протонов с энергией $E \geq 10$ МэВ, $E \geq 100$ МэВ и GLE, а также числа солнечных пятен в 1970–2018 гг. Ряд событий с $E \geq 100$ МэВ (серия *J100*) до 1987 г. нельзя считать однородным, так как измерения не были постоянными.

Подход, реализованный здесь, представляет собой анализ накопленного числа различных рассматриваемых параметров для каждого солнечного цикла: данные за каждый месяц солнечного цикла суммируются с начала цикла. Рисунок 2 демонстрирует накопленные значения числа солнечных пятен *Rz* и числа событий СКЛ как функцию порядкового номера месяца в солнечном цикле. Также показан временно́й ход *Rz* (серая кривая) для сравнения с накопительным методом. Накопленные величины удобны для изуче-

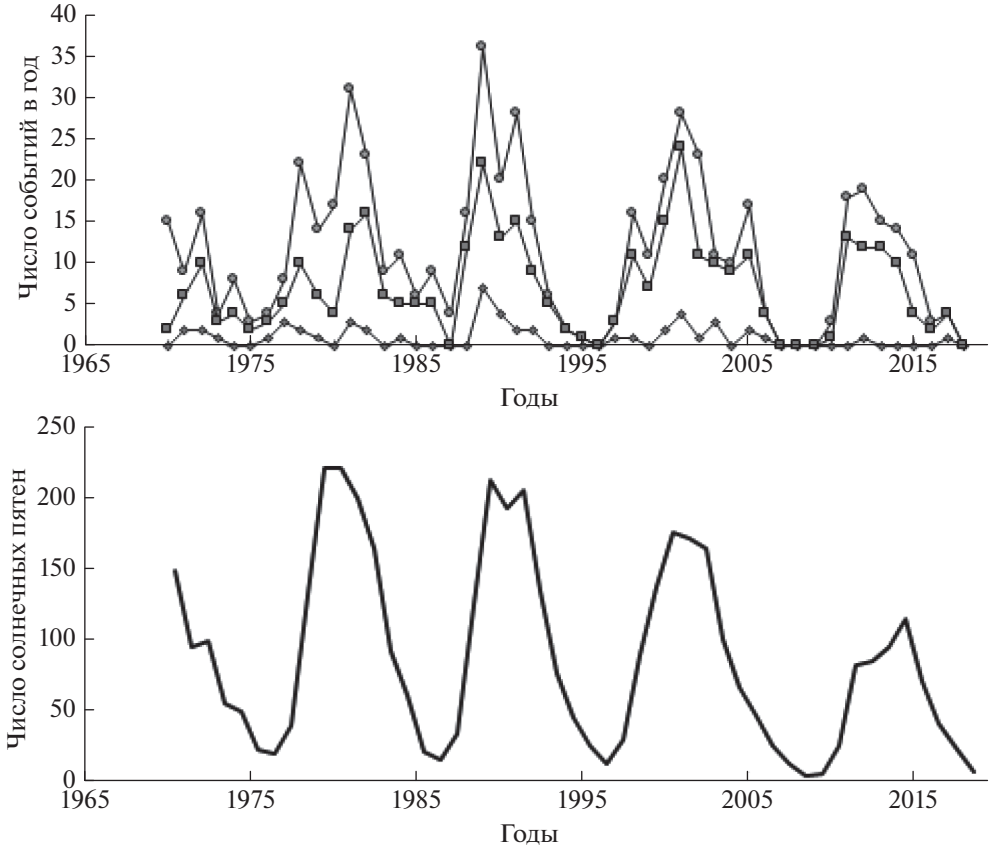

Рис. 1. Верхняя панель – годовые значения числа событий СКЛ: с энергией $E \geq 10$ МэВ – кружки, ≥100 МэВ – квадраты, GLE – ромбы. Нижняя панель – число солнечных пятен (URL *Rz*).

ния суммарных значений параметров солнечной активности, длительности циклов солнечных пятен и активных периодов, во время которых генерировались СКЛ. Число солнечных пятен постоянно уменьшалось от 21-го к 24-му циклу, а продолжительность солнечных циклов упала в цикле 22 (9.58 лет), по сравнению с циклом 21 (10.25 лет), резко выросла в переходном между эпохами солнечной активности цикле 23 (самый длинный по времени среди достоверных циклов – 12.7 лет). Текущий цикл 24, на момент написания статьи, еще продолжается, но его длительность на апрель 2020 г. (11.3 года), вряд ли превысит длительность цикла 23 (12.3 года).

Число событий СКЛ в цикле 24 было наименьшим среди циклов 21–24. Отметим, что этот параметр не повторяет поведение числа солнечных пятен. Максимальное число и наибольшая продолжительность *J10* были в цикле 21, а GLE – в цикле 23, который для *J10* был вторым по накопленному числу событий и продолжительности генерации СКЛ. Накопленное число событий *J10* уменьшалось с 21-го до 24-го цикла слабее, чем число солнечных пятен *Rz*. В то же время число событий GLE практически не уменьшалось в течение циклов 21–23 и скачком уменьшилось в цикле 24. Этот вывод не изменится, если прибавить к числу GLE (всего два за цикл) три близких к ним события sub-GLE [Mishev et al., 2017]. Продолжительность временнóго интервала, в котором наблюдались GLE, в цикле 24 была 65 месяцев, что больше, чем в цикле 22 (41 месяцев) и меньше, чем в циклах 23 (110 месяцев) и 21 (95 месяцев).

Учитывая ослабление солнечной активности, интересно взглянуть на относительные значения параметров СКЛ, т.е. отношение накопленного числа событий СКЛ к накопленным значениям *Rz*. В противоположность абсолютным значениям, относительное число событий *J10* увеличилось на 20% от циклов 21–22 до цикла 24. В то же время относительное число событий GLE снизилось с 5–7% в циклах 21–22 до менее чем 1.5% в цикле 24. В циклах 21–23 общее количество событий *J10* было в ~9–12 раз больше, чем событий GLE. В цикле 24 это соотношение составляло ~55.

Средняя частота событий СКЛ в месяц может быть определена как отношение их накопленного числа к продолжительности цикла *Rz* или к продолжительности периода генерации СКЛ в цикле.

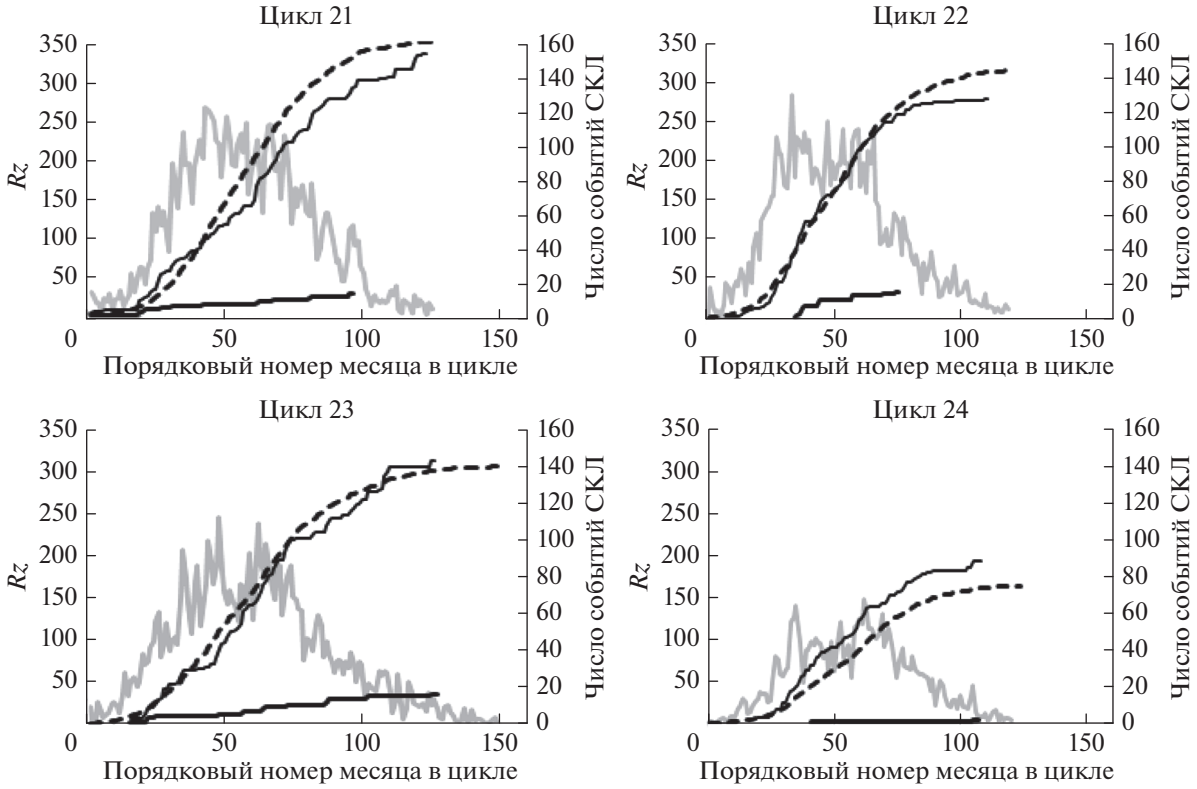

Рис. 2. Временно́й ход числа солнечных пятен, R_z (серая линия) и накопленные значения *Rz* (штриховая линия), числа событий СКЛ серии *J10* (тонкая линия) и числа событий GLE (нижняя толстая линия).

В первом случае частота *J10* медленно уменьшалась от цикла 21 до цикла 24, в то время как частота GLE была постоянной в циклах 21–23 и сильно уменьшилась в цикле 24. Во втором случае частота *J10* оставалась постоянной в циклах 21–23 и слегка уменьшилась в цикле 24; частота GLE была максимальной в цикле 22 и резко упала в цикле 24.

3. ИСТОЧНИКИ СОБЫТИЙ СКЛ В 21-м–24-м ЦИКЛАХ

Самым впечатляющим явлением в 24-м цикле является резкое падение частоты событий GLE, что естественно влечет за собой необходимость исследования источников GLE, а именно, рентгеновских вспышек и корональных выбросов вещества (КВВ) (например, [Klein and Dalla, 2017]). Во внимание были приняты только достоверные источники согласно работам [Логачёв, ред., 1982, 1986, 1990а, б, 1998], Логачёв и др. [2016]. Связь между событиями GLE и рентгеновскими вспышками была рассмотрена для 1971–2017 гг. [URL вспышки]. Всего за этот период было 52 GLE, в 49 из них вспышка была надежным источником СКЛ. Два события (28 мая 1990 г. и 18 апреля 2001 г.) с залимбовыми источниками были исключены из рассмотрения. Около 81% GLE произошли от рентгеновских вспышек класса *X*, 15% – от вспышек класса *M*. Число вспышек класса *X* относительно класса *M* в циклах 21–24 было практически постоянным – 7.8%, 7.6%, 8.7% и 6.8% соответственно. Рисунок 3 демонстрирует аккумулированное число рентгеновских всплесков класса *X* и аккумулированное число GLE для циклов 21–24. В циклах 21 и 22 обе серии идентичны. Однако в 23-м цикле количество GLE увеличивалось быстрее, чем число вспышек класса *X*, в то время как в цикле 24 ситуация была противоположной. Количество вспышек *X*-класса, приходящихся на одно событие GLE в циклах 23 и 24, было ~8 и 24 соответственно.

Дополнительным источником релятивистских СКЛ являются КВВ [см. каталог Логачёва и др., 2016], информация о которых доступна для циклов 23 и 24 [URL CME]. В этот период было 18 GLE, информация о КВВ для 17 из них доступна. Более 94% КВВ, связанных с GLE, имели скорость $V > 1000$ км/с, более 76% – $V > 1500$ км/с. Более 82% КВВ, связанных с GLE, были типа гало. Мы изучили накопленное количество КВВ типа гало со скоростью более 1000 км/с и сравнили их с числами GLE (см. рис. 4). Числа КВВ типа гало с $V \geq 1000$ км/с на одно GLE в циклах 23 и 24 было 11 и 55 соответственно. По сравнению с аналогичными значениями для вспышек класса *X*

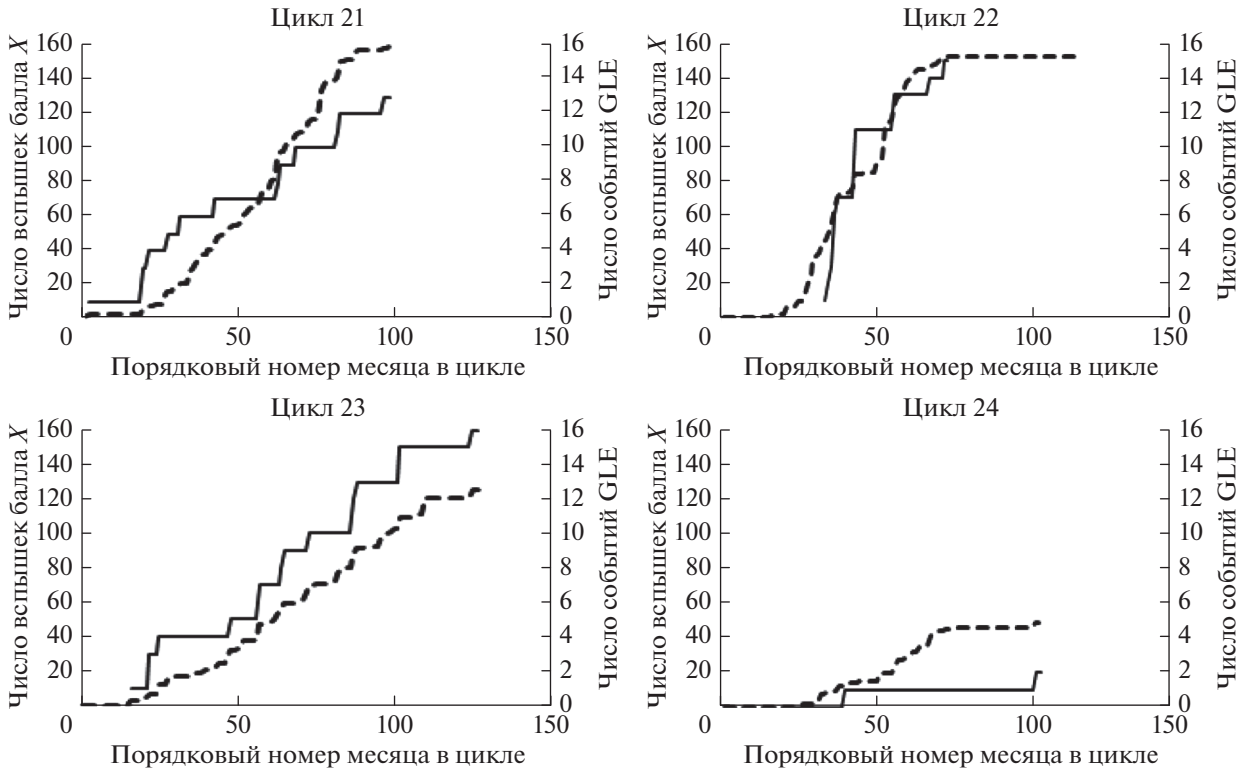

Рис. 3. Накопленное число вспышек класса *X* (штриховая линия) и накопленные значения числа событий GLE (сплошная линия).

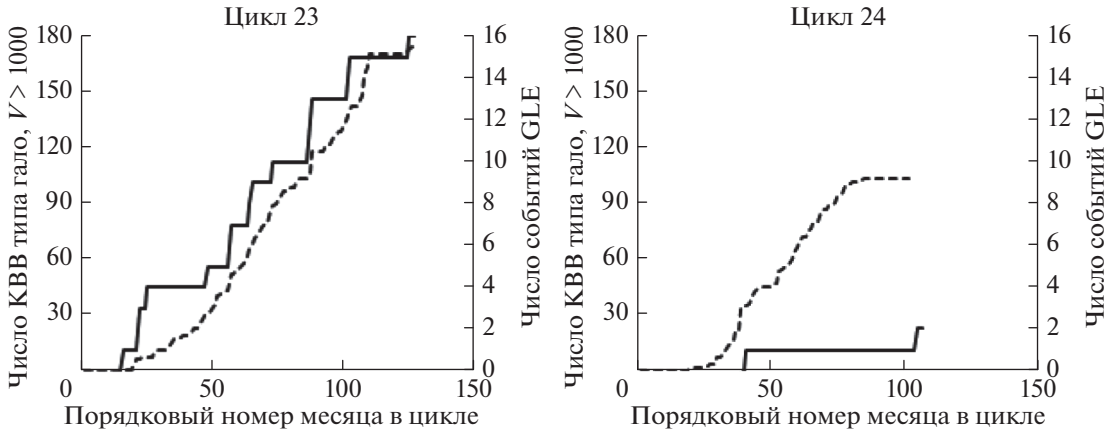

Рис. 4. Накопленное число КВВ (штриховая линия) и накопленные значения числа событий GLE (сплошная линия).

можно заключить, что при переходе от цикла 23 к циклу 24 средний вклад вспышек в генерацию GLE уменьшился в 3 раза, а средний вклад КВВ уменьшился в 5 раз.

При рассмотрении источников событий СКЛ *J10*, события GLE были исключены из анализа. В циклах 23 и 24 более 95% вспышек, связанных с *J10*, относятся к классу >*M*, различия между циклами 23 и 24 довольно малы. Более 95% событий *J10*, ассоциированных с КВВ, имели скорость *V* выше 500 км/с, и более 70% КВВ были типа гало. Рисунок 5 показывает сравнение между накопленным числом событий СКЛ *J10* и накопленной суммой вспышек классов *M* и *X* (верхние панели), а также между числами событий *J10* и КВВ типа гало со скоростью *V* > 500 км/с (нижние панели). С 23-го по 24-й циклы количество мощных солнечных вспышек уменьшилось сильнее, чем ко-

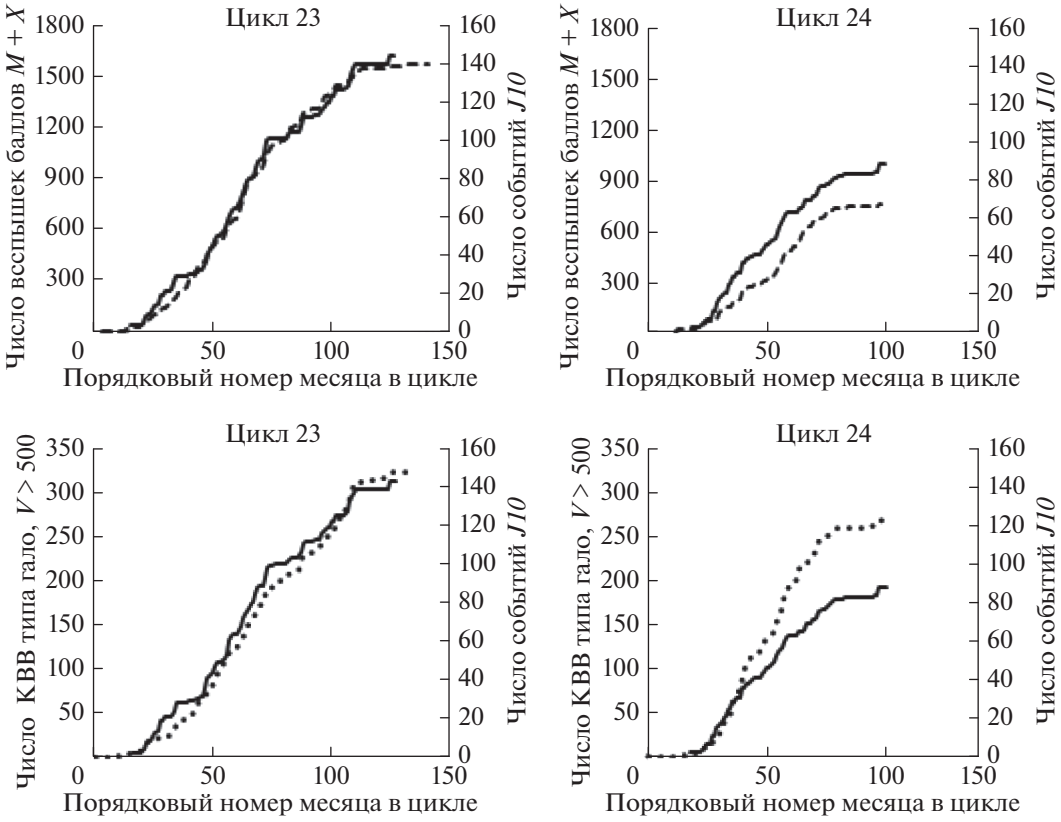

Рис. 5. Верхние панели: накопленное число вспышек классов $M + X$ (штриховая линия) и накопленные значения числа событий *J10* (сплошная линия). Нижние панели: накопленное число КВВ типа гало и скоростью $V > 500$ км/с (точки) и накопленные значения числа событий *J10* (сплошная линия).

личество событий СКЛ *J10*. Наоборот, количество КВВ уменьшились слабее, чем число событий СКЛ *J10*. Количество вспышек классов $M + X$ на одно событие *J10* было 10.9 в цикле 23 и 8.5 в цикле 24. Аналогичные значения для КВВ типа гало с $V > 500$ км/с были 2.3 и 3.0. Это означает, что при переходе от цикла 23 к циклу 24 средний вклад вспышек в генерацию СКЛ *J10* уменьшился в 1.3 раза, а средний вклад КВВ – возрос в 1.4 раза.

Отсюда можно заключить, что роль КВВ существенно выше для частиц СКЛ малых энергий. Этот результат согласуется с выводом [Dierckxsens et al., 2015].

4. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно классификации, предложенной в работе [Ишков, 2018], солнечные циклы 21–22 относятся к эпохе повышенной солнечной активности, цикл 23 – к переходному периоду между эпохами повышенной и пониженной солнечной активности, а цикл 24 открывает эпоху пониженной солнечной активности. Мы пытались уловить общие тенденции в ослаблении солнечной активности в тех ее проявлениях, которые влияют на генерацию СКЛ. Наш анализ показывает, что наибольшие изменения произошли между циклами 23 и 24. В таблице показаны основные параметры и их отношения *R* для циклов 23 и 24, рассмотренные в этой работе.

Статистические ошибки приведенных отношений довольно велики, особенно для событий GLE, но это не отменяет того факта, что падение числа GLE в цикле 24 было экстраординарным. Из таблицы следует, что более энергичные явления (GLE, вспышки класса *X*, КВВ с $V > 1000$ км/с) сильнее деградируют с уменьшением солнечной активности. Кроме того, *R* для серии *J10* ближе к значениям для КВВ, что подтверждает бóльшую роль КВВ в генерации СКЛ малых энергий. Драматическое уменьшение числа GLE лучше всего коррелирует с изменением числа наиболее мощных вспышек класса *X*, и это свидетельствует о бóльшей роли вспышек в генерации GLE. Таким образом, наш анализ показывает, что при увеличении энергии частиц роль вспышек в генерации СКЛ возрастает, тогда как, в подтверждение результатов [Dierckxsens et al., 2015], для СКЛ малых энергий существенным является вклад КВВ.

Таблица 1. Сравнение накопленных величин параметров циклов 23 и 24. Отношение числа событий в цикле 23 к числу событий в цикле 24, *R*

	Rz	Вспышки *M*	Вспышки *X*	КВВ $V > 500$ км/с	КВВ $V > 1000$ км/с	События СКЛ *J10*	События СКЛ GLE
Цикл 23	12209	1440	125	324	175	143	16
Цикл 24	6496	701	48	267	110	88	2
R	1.9 ± 0.03	2.1 ± 0.1	2.6 ± 0.4	1.2 ± 0.1	1.6 ± 0.2	1.6 ± 0.2	8.0 ± 6.0

Следует отметить, что результаты работы носят статистический характер и не касаются сложных физических процессов и условий ускорения и распространения СКЛ.

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Мы благодарим всех исследователей, представляющих через Интернет свои данные о солнечной активности и параметрах межпланетной среды: *Rz* – (http://www.sidc.be/silso/datafiles); вспышки – (https://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/solar-data/solar-features/solar-flares/x-rays/goes/xrs/); КВВ – (https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/). Ссылки на многочисленные источники СКЛ приведены в публикации [Логачёв и др., 2016]. Г.А. Базилевская благодарна за обсуждения в рамках проекта ISSI HEROIC “Анализ событий СКЛ высокой энергии” под руководством доктора А. Папаиоанноу.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований, грант № 19-02-00264.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Ишков В.Н.* Космическая погода и особенности развития текущего 24-го цикла солнечной активности // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 8. С. 785–800. 2018.

– *Логачёв Ю.И., ред.* Каталог солнечных протонных событий. 1970–1979 гг. М.: ИЗМИРАН, 184 с. 1982. http://www.wdcb.ru/stp/data/SPE/

– *Логачёв Ю.И., ред.* Каталог энергетических спектров солнечных протонных событий 1970–1979 гг. М.: ИЗМИРАН, 236 с. 1986. http://www.wdcb.ru/stp/data/SPE/

– *Логачёв Ю.И., ред.* Солнечные протонные события. Каталог, 1980–1986 гг. /Данные наблюдений частиц и электромагнитных излучений. М.: МГК АН СССР, 160 с. 1990а. http://www.wdcb.ru/stp/data/SPE/

– *Логачёв Ю.И., ред.* Солнечные протонные события. Каталог, 1980–1986 гг. Временны́е профили интенсивности и энергетические спектры протонов, синоптические карты и схемы групп пятен. М.: МГК АН СССР, 204 с. 1990б. http://www.wdcb.ru/stp/data/SPE/

– *Логачёв Ю.И., ред.* Каталог солнечных протонных событий. 1987–1997 гг. М.: МГУ, 246 с. 1998. http://www.wdcb.ru/stp/data/SPE/

– *Логачёв Ю.И., Базилевская Г.А., Вашенюк Э.В. и др.,* Каталог солнечных протонных событий 23-го цикла солнечной активности (1996–2008 гг.). М., 2016. http://www.wdcb.ru/stp/data/SPE/katalog_SPS_23_cikla_SA.pdf

– *Мирошниченко Л.И.* Солнечные космические лучи: 75 лет исследований // УФН. Т. 188. № 4. С. 345–376. 2018.

– *Струминский А.Б., Григорьева И.Ю., Логачёв Ю.И., Садовский А.М.* Солнечные электроны и протоны в событиях 4–10 сентября 2017 года и сопутствующие явления // Физика плазмы. Т. 46. № 2. С. 139–153. 2020.

– *Чарахчьян А.Н.* Исследование флуктуаций интенсивности космических лучей в стратосфере, вызываемых процессами на Солнце // УФН. Т. 83. № 1. С. 35–62. 1964.

– *Черток И.М.* Диагностический анализ солнечных протонных вспышек сентября 2017 г. по их радиовсплескам // Геомагнетизм и аэрономия Т. 58. № 4. С. 471–478. 2018.

– *Cliver E.W., Kahler S.W., Kazachenko M., Shimojo M.* The disappearing solar filament of 2013 September 29 and its large associated proton event: Implications for particle acceleration at the Sun // Astrophys. J. V. 877: 11. 17 p. 2019. https://doi.org/10.3847/1538-4357/ab0e032019

– *de Nolfo G.A., Bruno A., Ryan J.M. et al.* Comparing long-duration gamma-ray flares and high-energy solar energetic particles // Astrophys. J. V. 879:90. 17 p. 2019. https://doi.org/10.3847/1538-4357/ab258f

– *Dierckxsens M., Tziotziou K., Dalla S. et al.* Relationship between solar energetic particles and properties of flares and CMEs: statistical analysis of solar cycle 23 events // Solar Phys. V. 290. P. 841–874. 2015. https://doi.org/10.1007/s11207-014-0641-4

– *Forbush S.E.* Three unusual cosmic-ray increases possibly due to charged particles from the Sun. Phys. Rev. V. 70. P. 771–772. 1946. https://doi.org/10.1103/PhysRev.70.771

– *Klein K.-L., Dalla S.* Acceleration and propagation of solar energetic particles // Space Sci. Rev. V. 212. P. 1107–1136. 2017. https://doi.org/10.1007/s11214-017-0382-4

– *Kocharov L., Pesce-Rollins M., Laitinen T. et al.* Interplanetary protons versus interacting protons in the 2017 10 solar eruptive event // Astrophys. J. V. 890:13. 13 p. 2020. doi.org/10.3847/1538-4357/ab684e

– *Kurt V., Belov A., Mavromichalaki H., Gerontidou M.* Statistical analysis of solar proton events // Ann. Geophysicae. V. 22. P. 2255–2271. 2004.

– *Lario D., Karelitz A.* Influence of interplanetary coronal mass ejections on the peak intensity of solar energetic particle events // J. Geophys. Res.–Space. V. 119. P. 4185–4209. 2014.
https://doi.org/10.1002/2014JA019771

– *Lario D., Kwon R.-Y., Richardson I.G., Raouafi N.E. et al.* The solar energetic particle event of 2010 August 14: Connectivity with the solar source inferred from multiple spacecraft observations and modeling // Astrophys. J. V. 838:51. 24 p. 2017. doi.org/10.3847/1538-4357/aa63e4

– *Malandraki O., Crosby N.B., eds.* Solar particle radiation storms forecasting and analysis The HESPERIA HORIZON 2020 Project and Beyond. Springer. 203 p. 2018.
https://doi.org/10.1007/978-3-319-60051-2

– *Mishev A., Poluianov S., Usoskin I.* Assessment of spectral and angular characteristics of sub-GLE events using the global neutron monitor network // J. Space Weather Spac. V. 7. A28. 17 p. 2017.
https://doi.org/10.1051/swsc/2017026

– *Miteva R., Samwel S.W.* Radio and space-based observations. The Wind/EPACT Proton Event Catalog (1996–2016) // Solar Phys. V. 293:27. 24 p. 2018.
https://doi.org/10.1007/s11207-018-1241-5

– *Muraki Y., Valdes-Galicia J.F., Gonz´alez L.X. et al.* Possible detection of solar gamma-rays by ground-level detectors in solar flares on 2011 March 7 // Publ. Astron. Soc. Jpn. V. 72. P. 1–17. 2020.
https://doi.org/10.1093/pasj/psz141

– *Paassilta M., Papaioannou A., Dresing N., et al.* Catalogue of >55 MeV wide-longitude Solar Proton Events observed by SOHO, ACE, and the STEREOs at ≈1 AU during 2009–2016 // Solar Phys. V. 293:70. 2018.
https://doi.org/10.1007/s11207-018-1284-7

– *Papaioannou A., Sandberg I., Anastasiadis A. et al.* Solar flares, coronal mass ejections and solar energetic particle event characteristics // J. Space Weather Spac. V. 6. A42. 2016.
https://doi.org/10.1051/swsc/2016035

– *Papaioannou A., Malandraki O. E., Dresing N. et al.* SEP-Server catalogues of solar energetic particle events at 1 AU based on STEREO recordings: 2007–2012 // Astron. Astrophys. V. 569. A96. 17 p. 2014.
https://doi.org/10.1051/0004-6361/201323336

– *Simpson J.A.* Cosmic-radiation neutron intensity monitor // Annals of the IGY. V. 4. P. 351–373. 1957.

– *Svestka Z., Simon P., eds.* Catalog of Solar Particle Events 1955–1969. Ed. Reidel, 430 p. 1975.

– URL gle.oulu: http://gle.oulu.fi

– URL flares: https://www.ngdc.noaa.gov/stp/space-weather/solar-data/solar-features/solar-flares/x-rays/goes/xrs/

– URL CME: https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/

– URL nasa sepe: https://cdaw.gsfc.nasa.gov/CME_list/sepe/

– URL omni: https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html

– URL Rz: http://www.sidc.be/silso/datafiles

– *Vainio R., Valtonen E., Heber B. et al.* The first SEPServer event catalogue ~68-MeV solar proton events observed at 1 AU in 1996–2010 // J. Space Weather Spac. V. 3. A12. 17 p. 2013.
https://doi.org/10.1051/swsc/2013030

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 16–19

УДК 533.951

МОДЕЛЬ ГЕНЕРАЦИИ ДЖЕТОВ В КОСМИЧЕСКОЙ ПЛАЗМЕ

© 2021 г. О. Г. Онищенко[1, 2, *], О. А. Похотелов[1], В. С. Беляев[3, **], Б. В. Загреев[3], А. П. Матафонов[3]

[1]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия

[2]Институт космических исследований (ИКИ РАН), г. Москва, Россия

[3] Центральный научно-исследовательский институт машиностроения (АО ЦНИИмаш), г. Королев (Московская обл.), Россия

*e-mail: onish@ifz.ru

**e-mail: belyaev@tsniimash.ru

Поступила в редакцию 01.03.2020 г.
После доработки 03.04.2020 г.
Принята к публикации 21.05.2020 г.

В МГД-приближении создана новая аналитическая модель генерации аксиально симметричных джетов (направленных струй) в бездиссипативной, неравновесно стратифицированной плазме. В основу модели положено предположение о конвективной неустойчивости Шварцшильда в плазме и условие вмороженности силовых линий магнитного поля в вещество. Показано, что в такой плазме генерируются джеты с полоидальными полями скорости и магнитного поля. Наряду с исследованием динамики поля скоростей и магнитного поля исследована динамика и структура возникающего тороидального электрического тока.

DOI: 10.31857/S0016794020060103

1. ВВЕДЕНИЕ

Объектом изучения являются джеты (направленные струи) в бесстолкновительной плазме, где частота столкновений ионов много меньше ионной циклотронной частоты. Наблюдаемый в природе широкий класс джетов (jets) включает в себя астрофизические джеты jets [Chandrasekhar, 1956; Blandford and Payne, 1982; Lovelace et al., 1986; Ferrari, 1998; Marshall et al., 2002] солнечные корональные джеты и петли [Scullion et al., 2009; Fedun et al., 2011; Wedemeyer-Böhm et al., 2012]. Наряду с астрофизическими джетами оживленно обсуждаются в литературе магнитосферные джеты [Borovsky et al., 1997; Erickson and Wolf, 1980; Pontius and Wolf, 1990; Chen and Wolf, 1993, 1999; Grigorenko et al., 2014; Stepanova and Antonova, 2015], а также джеты, наблюдаемые в лабораторной плазме [Belyaev et al., 2018]. Описывая широкий круг явлений, исследование джетов является одной из фундаментальных задач физики плазмы.

Работа посвящена гидродинамическому описанию нерелятивистских джетов. Динамику развития джетов можно условно разделить на три этапа: генерацию, существование джетов в квазистационарном состоянии и затухание. Затухание таких структур может быть обусловлено повышенной вязкой диссипацией. В настоящее время нет единой точки зрения на механизм генерации джетов в космической плазме. Исследованию динамики джетов и вихрей (джетов с циклотронным движением вещества) посвящены работы [Bogoyavlenskij, 2000; Onishchenko et al., 2015, 2018; Bellan, 2018]. В связи с тем, что существующие модели, см, например [Chandrasekhar, 1956; Bellan, 2018; Blandford and Payne, 1982; Lovelace et al., 1986; Ferrari, 1998; Marshall et al., 2002] обладают рядом недостатков, отыскание новых решений уравнений магнитной гидродинамики является актуальной задачей. Представляется, что создание новой модели генерации джетов открывает наиболее простой и корректный путь к получению ряда теоретически и практически важных результатов.

Целью работы является создание новой аналитической модели генерации джетов с ограниченным числом свободных параметров, позволяющей описывать структуру магнитного поля и скорости локализованного в пространстве джете. Во втором разделе приведены основные исходные уравнения магнитной гидродинамики. Третий раздел посвящен созданию новой аналитической модели генерации джетов в неустойчиво стратифицированной плазме. Четвертый раздел посвящен обсуждению результатов.

2. ОСНОВНЫЕ ИСХОДНЫЕ УРАВНЕНИЯ

Согласно современным представлениям, одним из самых популярных каналов связи литосфера–атмосфера являются внутренние гравитационные волны (ВГВ). Частота ВГВ ω лежит в интервале $|\omega_g| \geq |\omega| \gg |f|$, где $f = 2\Omega \sin\varphi$ – параметр Кориолиса, Ω – частота вращения Земли и φ – широта.

При исследовании мы пренебрегаем влиянием диссипативных процессов, т.е. влиянием вязкости, теплопроводности, потоков тепла извне, трением и т.д. Исходная система магнитогидродинамических уравнений состоит из уравнения движения

$$\frac{d}{dt}\mathbf{v} = \frac{1}{\rho}\nabla\left(p + \frac{B^2}{2\mu_0}\right) + \frac{(\mathbf{B}\nabla)\mathbf{B}}{\mu_0\rho} + \mathbf{g}, \tag{1}$$

уравнение переноса потенциальной температуры $\Theta = p^{1/\gamma_a}/\rho$, являющейся однозначной функцией энтропии,

$$d\Theta/dt = 0, \tag{2}$$

условия вмороженности магнитного поля в плазму,

$$\frac{\partial}{\partial t}\mathbf{B} = \nabla \times (\mathbf{v} \times \mathbf{B}), \tag{3}$$

закона Ампера в пренебрежении током смещения

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{j}, \tag{4}$$

уравнения несжимаемости магнитного поля $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$ и условия несжимаемости плотности для возмущений $\nabla \cdot \mathbf{v} = 0$. Здесь $\mathbf{B}$ – магнитное поле, μ_0 – магнитная проницаемость вакуума, $\mathbf{j}$ – плотность электрического поля, ρ и p – плотность и давление, $d/dt = \partial/\partial t + \mathbf{v} \cdot \nabla$ – эйлерова (конвективная) производная по времени, $\mathbf{v}$ – скорость вещества, γ_a – показатель адиабаты, $\mathbf{g} = -g\mathbf{e}_z$ – гравитационное ускорение, $\mathbf{e}_z$ – единичный вектор, направленный вдоль вертикали. Для замыкания приведенной выше системы уравнений, мы используем уравнение идеального газа для нейтральной жидкости $p/\rho T = \text{const}$, где T – температура.

3. МОДЕЛЬ ГЕНЕРАЦИИ ДЖЕТА

В цилиндрической системе координат (r, ϕ, z) будем исследовать аксиально симметричную модель, $\partial/\partial\phi = 0$. В рассматриваемой модели, рассматривая слабые возмущения, полагаем, что давление, плотность и магнитное поле имеют следующий вид $p = p_0(z) + \tilde{p}(t, r, z)$, $\rho = \rho_0(z) + \tilde{\rho}(t, r, z)$ и $\mathbf{B} = \mathbf{B}_0 + \tilde{\mathbf{B}}$, где $\mathbf{B}_0 = (0, 0, B_z)$ и $\tilde{\mathbf{B}} = (0, 0, \tilde{B}_z)$. Здесь p_0, ρ_0 и $\mathbf{B}_0$ – равновесные (невозмущенное) значения, а $\tilde{p}$, $\tilde{\rho}$ и $\tilde{B}$ – малые относительно равновесных значений возмущения. В равновесном состоянии из уравнения (1) получаем условие гидростатического равновесия

$$\frac{d}{dz}p_0 = \rho_0 g \tag{5}$$

и

$$\frac{d}{dr}\left(p_0 + \frac{B_0^2}{2\mu_0}\right) = 0. \tag{6}$$

Из уравнения (5) следует $p_0(z) = p_0 \exp(-z/H)$, где $H = c_s^2/\gamma g$ – характерный масштаб высоты атмосферы, $c_s = (\gamma p_0/\rho_0)^{1/2}$ – скорость звука. В терминах завихренности $\boldsymbol{\omega} = \nabla \times \mathbf{v}$ уравнение (1) принимает следующий вид

$$\frac{d}{dt}\boldsymbol{\omega} = (\boldsymbol{\omega} \cdot \nabla)\mathbf{v} + \frac{1}{\rho^2}[\nabla\rho \times \nabla(p + p_m)] + \\ + \nabla \times \frac{(\mathbf{B} \cdot \nabla)\mathbf{B}}{\mu_0\rho}, \tag{7}$$

где $p_m = B^2/2\mu_0$ – давление магнитного поля. Полагаем, что $\partial B_z/\partial z = 0$ так, что можно пренебречь натяжением силовых линий магнитного поля, $(\mathbf{B} \cdot \nabla)\mathbf{B} = 0$ в уравнении (7). Кроме того, полагаем что движение плазмы имеет полоидальный характер $\mathbf{v} = (v_r, 0, v_z) = \nabla \times (\psi\nabla\phi) = \nabla\psi \times \nabla\phi$, где ψ – функция тока, так что

$$v_r = -\frac{1}{r}\frac{\partial\psi}{\partial z}, \quad v_z = \frac{1}{r}\frac{\partial\psi}{\partial r}. \tag{8}$$

Из уравнений (7) и (2), используя соотношения (8), в приближении плазмы большого давления, $\beta = 2\mu_0 p_0/B_0^2 \gg 1$, получаем, [Onishchenko et al., 2016],

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(\Delta^*\psi + \frac{d\ln\rho_0}{dz}\frac{d\psi}{dz}\right) + \frac{1}{r}J(\psi, \Delta^*\psi) = -r\frac{\partial\chi}{\partial r} \tag{9}$$

и

$$r\frac{\partial\chi}{\partial t} - \omega_g^2\frac{\partial\psi}{\partial r} + J(\psi, \chi) = 0. \tag{10}$$

Здесь

$$J(a, b) = (\partial a/\partial r)\partial b/\partial z - (\partial b/\partial r)\partial a/\partial z, \tag{11}$$

– якобиан,

$$\Delta_r^* = r\frac{\partial}{\partial r}\left(\frac{1}{r}\right)\frac{\partial}{\partial r} \tag{12}$$

– оператор Грэда–Шафранова в рассматриваемом здесь приближении узких, вытянутых в вертикальном направлении, структур $\partial/\partial r \gg \partial/\partial z$, $\chi = g\tilde{\rho}/\rho_0$ – нормированное возмущение плотности и ω_g – частота Брента–Вяйсяля, определяемая соотношением

$$\omega_g^2 = g\left(\frac{\gamma_a - 1}{\gamma_a H} + \frac{1}{T}\frac{dT}{dz}\right). \quad (13)$$

В неустойчиво стратифицированной атмосфере $\omega_g^2 < 0$, а частота ВГВ является чисто мнимой величиной, что соответствует их абсолютной неустойчивости. Согласно работам [Onishchenko, et al., 2016; Онищенко и др., 2020] система двух нелинейных уравнений (9) и (10) может быть приведена к одному уравнению

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial t^2} + \omega_g^2\right)\Delta_r^*\psi + \frac{1}{r}\frac{\partial}{\partial t}J(\psi, \Delta_r^*\psi) = 0. \quad (14)$$

При выборе функции тока $\psi(t, r, z)$ будем исходить из следующих граничных условий, которым должно удовлетворять поле скоростей и магнитное поле:

a) В центре вихря, при $r = 0$ $v_r = 0$.

b) На нижней границе, при $z = 0$ $v_z = 0$.

c) На периферии вихря, при $r \gg r_0$, где r_0 – характерный радиальный масштаб структуры $v_r = v_z = 0$, $\tilde{B}_z = 0$.

Учитывая условия (a)–(c), представим функцию тока в следующем виде

$$\psi = \frac{v_0 r^2 z}{2r_0}\exp\left(\gamma t - r^2/r_0^2\right), \quad (15)$$

где v_0 – характерная полоидальная скорость, $v_0 = \text{const}$ $\gamma = \text{const}$. Подействовав оператором Грэда–Шафранова на такую функцию тока, получаем

$$\Delta_r^*\psi = -\frac{8}{r_0^2}\psi + \frac{4r^2}{r_0^4}\psi. \quad (16)$$

Соотношение (16) позволяет пренебречь нелинейным слагаемым в уравнении (14), если

$$2\frac{v_0 r^2}{\gamma r_0^3}\exp\left(\gamma t - \frac{r^2}{r_0^2}\right) \ll 1. \quad (17)$$

В этом приближении из уравнения (14) получаем выражение для инкремента внутренних гравитационных волн $\gamma = |\omega_g|$. Таким образом, функция тока (15) является решением уравнения (14), если выполняется условие (17). Воспользовавшись соотношениями (8), получаем выражения для компонент полоидальной скорости

$$v_r = -v_0\frac{r}{r_0}\exp\left(\gamma t - \frac{r^2}{r_0^2}\right) \quad (18)$$

и

$$v_z = v_0\frac{z}{r_0}\left(1 - \frac{r^2}{r_0^2}\right)\exp\left(\gamma t - \frac{r^2}{r_0^2}\right). \quad (19)$$

Из уравнения (18) видно, что радиальная скорость направлена к центру и не зависит от высоты z. Из уравнения (19) следует, что вертикальная скорость направлена вверх во внутренней области джета и вниз – во внешней области, при $r > r_0$. Полоидальное движение в джете, описываемое уравнениями (18) и (19), обладает отличной от нуля тороидальной завихренностью $\omega_\phi = (\nabla \times \mathbf{v})_\phi$. Воспользовавшись соотношением $\omega_\phi = -\partial v_z/\partial r$, связывающим тороидальную завихренность с вертикальной скоростью, получаем уравнение для тороидальной завихренности

$$\omega_\phi = 2v_0\frac{rz}{r_0^3}\left(2 - \frac{r^2}{r_0^2}\right)\exp\left(\gamma t - \frac{r^2}{r_0^2}\right). \quad (20)$$

Как видно из уравнений (18) и (19) компоненты полоидальной скорости в джете экспоненциально растут во времени с инкрементом γ. Кроме того, из этих уравнений видно, что течение в джете экспоненциально локализовано по радиусу. Тороидальная завихренность, как и вертикальная скорость, растут с высотой и изменяют знак на противоположный во внешней области вихря.

Представленная модель характеризуется четырьмя свободными параметрами: характерной полоидальной скоростью v_0, характерным радиальным масштабом джета r_0, однородным внешним магнитным полем B_0 и инкрементом конвективной неустойчивости γ. Условие применимости модели (17) также зависит от свободных параметров.

Из уравнения (3) в линейном приближении получаем

$$\frac{\partial}{\partial t}\tilde{B}_z = B_0\frac{\partial}{\partial z}v_z. \quad (21)$$

Отсюда, используя выражение для вертикальной скорости (18), получаем

$$\frac{\tilde{B}_z}{B_0} = \frac{v_0}{r_0\gamma}\left(1 - \frac{r^2}{r_0^2}\right)[\exp(\gamma t) - 1]\exp\left(-\frac{r^2}{r_0^2}\right). \quad (22)$$

Из уравнения (22) и закона Ампера (4) получаем выражение для тороидальной плотности электрического тока

$$j_\phi = -2\frac{B_0 r}{\mu_0 r_0^2}\left(2 - \frac{r^2}{r_0^2}\right)[\exp(\gamma t) - 1]\exp\left(-\frac{r^2}{r_0^2}\right). \quad (23)$$

Представленная модель джета описывает генерацию вертикальной компоненты магнитного поля и, связанного с ним тороидального электрического тока. Вертикальное магнитное поле и тороидальный ток экспоненциально растут во времени, экспоненциально локализованы в радиальном направлении и изменяют знак на противоположный во внешней области джета.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе создана новая малопараметрическая модель генерации джетов в неустойчиво стратифицированной замагниченной плазме большого давления, с плазменным параметром $\beta \gg 1$. Модель характеризуется четырьмя свободными параметрами: характерной полоидальной скоростью v_0, характерным радиальным масштабом джета r_0, однородным внешним магнитным полем B_0 и инкрементом конвективной неустойчивости γ. Модель генерации джетов создана в аксиально–симметричном приближении с использованием нелинейных уравнений для внутренних гравитационных волн. В ионосфере, так же как и в лабораторной плазме зффективное гравитационное поле может возникнуть в области резкого торможения потока вещества.

Показано, что в конвективно неустойчивой атмосфере чрезвычайно быстро формируются интенсивные джеты. Модель описывает генерацию аксиальной компоненты магнитного поля и, связанного с ним тороидального электрического тока. Показано, что аксиальное магнитное поле и тороидальный ток экспоненциально растут во времени.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания института физики Земли Российской академии наук, проекта Минобрнауки КП19-270 “Вопросы происхождения и эволюции Вселенной с применением методов наземных наблюдений и космических исследований” и Российского фонда фундаментальных исследований грант № 18-29-21021 мк.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Bellan P.M.* Experiments and models of MHD jets and their relevance to astrophysics and solar physics // Phys. Plasmas. V. 25. P. 055601. 2018.
https://doi.org/10.1063/1.5009571

– *Belyaev V.S., Matafonov A.P., Zagreev B.V.* Investigations of the physical nature of the emergence and spread of relativistic astrophysical jets // J. Modern Physics D. V. 27. P. 1844002. 2018. doi.org/
https://doi.org/10.1142/S0218271818440029

– *Bogoyavlenskij O.I.* MHD model of astrophysical jets // Physics Lett. A. V. 276. P. 257–266. 2000.

– *Borovsky J., Elphic R., Funsten H., Thomsen M.* The Earth’s plasma sheet as a laboratory for flow turbulence in high-[beta] MHD // J. Plasma Physics. V. 57. P. 1–34. 1997.
https://doi.org/10.1017/S0022377896005259

– *Blandford R.D., Payne D.G.* Hydromagnetic flows from accretion discs and the production of radio jets // Mon. Not. R. Astr Soc. V. 199. P. 883–903. 1982.

– *Chandrasekhar S.* Axisymmetric magnetic fields and fluid motions // Astrophys. J. V. 124. 232 p. 1956.

– *Chen C., Wolf R.* Interpretation of high-speed flows in the plasma sheet // J. Geoph. Res. V. 98. P. 21409–21420. 1993.
https://doi.org/10.1029/93JA02080

– *Chen C.X., Wolf R.A.* Theory of thin-filament motion in Earth’s magnetotail and its application to bursty bulk flows // J. Geophys. Res. V. 104(A7). P. 14613–14626. 1999.
https://doi.org/10.1029/1999JA900005

– *Erickson G.M., Wolf R.A.* Is steady convection possible in the Earth’s magnetotail? // Geophys. Res. Lett. V. 7. P. 897–900. 1980.
https://doi.org/10.1029/GL007i011p00897

– *Fedun V., Shelyag S., Erdélyi R.* Numerical modeling of footpoint-driven magneto-acoustic wave propagation // Astrophys. J. Lett. V. 740. L46. 2011.

– *Ferrari A.* Modeling extragalactic jets // Ann. Rev. Astron. Astrophys. V. 36. P. 539–598. 1998.

– *Grigorenko E.E., Sauvaud J.-A., Palin L.C., Jacquey C., Zelenyi L.M.* THEMIS observations of the current sheet dynamics in response to the intrusion of the high-velocity plasma flow into the near-Earth magnetotail // J. Geophys. Res. Space Physics. V. 119. P. 6553–6568. 1997.
https://doi.org/10.1002/2013JA019729

– *Lovelace R.V.E., Mehanian C., Mobarry C.M., Sulkanen M.E.* Theory of axisymmetric magnetohydrodynamic flows: discs // Astroph. J. Suppl. Ser. V. 62. P. 1–37. 1986.

– *Marshall H.L., Miller B.P., Davis D.S., Perlman E.S., Wise M., Canizares C.R., Harris, D.E.* A High-Resolution X-Ray Image of the Jet in M87 // Astrophys. J. V. 564. P. 683–692. 2002.

– *Onishchenko O.G., Pokhotelov O.A, Horton W., Fedun V.* Large-Scale Alfven vortices // Phys. Plasmas. V. 22. P. 122901-1–122901-5. 2015.
https://doi.org/10.1063/1.4936978

– *Onishchenko O.G., Fedun V., Smolyakov A., Horton W., Pokhotelov O.A., Verth G.* Tornado model for a magnetised plasma // Phys. Plasmas. V. 25. P. 054503. 2018.
https://doi.org/10.1063/1.5023167

– *Onishchenko O.G., Pokhotelov O.A., Horton W., Fedun V.* Explosively growing vortices of unstably stratified atmosphere // J. Geophys. Res.: Atmospheres. V. 121. P. 7197–7214. 2016.
https://doi.org/10.1002/2016JD025961

– *Pontius D.H., Wolf R.A.* Transient flux tubes in the terrestrial magnetosphere // Geophys. Res. Lett. V. 17(1). P. 49–52. 1990.
https://doi.org/10.1029/GL017i001p00049

– *Scullion E., Popescu M.D., Banerjee D., Doyle J.G., Erdélyi R.* Jets in polar coronal holes // Astroph. J. V. 704. P. 1385–1395. 2009.

– *Stepanova M., Antonova E.E.* Role of turbulent transport in the evolution ofthe κ distribution functions in the plasma sheet // J. Geophys. Res. Space Physics. V. 120. P. 3702–3714. 2015.
https://doi.org/10.1002/2014JA020684

– *Wedemeyer-Böhm S., Scullion, E., Steiner, O., Rouppe V., de La Cruz Rodriguez J., Fedun V., Erdély R.* Magnetic tornadoes as energy channels into the solar corona // Nature. V. 486. P. 505–508. 2012.
https://doi.org/10.1038/nature11202

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 20–34

УДК 550.338.2

СУТОЧНЫЕ И ДОЛГОТНЫЕ ВАРИАЦИИ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ ДЛЯ ЗИМНЕГО СОЛНЦЕСТОЯНИЯ ПО ДАННЫМ ИСЗ ИНТЕРКОСМОС-19

© 2021 г. А. Т. Карпачев*

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

**e-mail: karp@izmiran.ru*

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.
После доработки 13.04.2020 г.
Принята к публикации 21.05.2020 г.

По данным внешнего зондирования ионосферы со спутника Интеркосмос-19 для высокой солнечной активности исследована динамика экваториальной аномалии в период зимнего солнцестояния. Статья является завершающей работой по построению картины вариаций экваториальной аномалии в условиях высокой солнечной активности. Детально рассмотрены изменения структуры экваториальной аномалии с местным временем и долготой. Показано, что аномалия начинает формироваться с ~08 LT при образовании зимнего северного гребня, но хорошо развитая экваториальная аномалия формируется только к 10–11 LT. Дневной максимум развития экваториальной аномалии достигается в 12 LT. Величина *foF*2 над экватором и степень развития экваториальной аномалии (EAI) в 12 LT изменяются с долготой согласно изменениям скорости вертикального дрейфа плазмы *W*. В долготных вариациях *W*, *foF*2 и EAI в это время наблюдаются 3 гармоники. Через 1.5–2.0 ч после вечернего всплеска *W*, величина EAI возрастает до суточного максимума. Долготные вариации *foF*2 в 20 LT также связаны с соответствующими вариациями *W*, в которых проявляются две гармоники. Степень развития экваториальной аномалии после вечернего максимума падает, но еще в полночь она хорошо развита. Аномалия полностью отсутствует в период 05–07 LT. Степень развития экваториальная аномалия в разные моменты местного времени довольно сильно различается в разных долготных секторах. Среднее положение северного гребня днем ~25° геомагнитного наклонения *I*, южного ~–30° *I*, днем зимний гребень больше летнего, ночью наоборот. Таким образом, в период зимнего солнцестояния хорошо выраженная экваториальная аномалия наблюдается с 10–11 до 00–02 LT.

DOI: 10.31857/S0016794021010065

1. ВВЕДЕНИЕ

Статья посвящена исследованию характеристик экваториальной аномалии (ЭА) для зимнего солнцестояния. Она заканчивает построение полной картины вариаций ЭА в разные сезоны, поскольку ранее был опубликован анализ ЭА в период равноденствий [Карпачев, 2018] и для летних условий [Карпачев, 2020]. Во всех статьях использованы данные внешнего зондирования на спутнике Интеркосмос-19 (ИК-19). До сих пор ИК-19 является единственным спутником, который регистрировал глобальное распределение электронной концентрации, включая вариации *foF*2 и *hmF*2, для высокой солнечной активности. В данной работе исследуется структура ЭА в *foF*2 по данным ИК-19, усредненным для северной зимы, т.е. для ноября–февраля. Таким образом, данные представляют некоторую среднюю картину в спокойной ($Kp < 3$) зимней экваториальной ионосфере для высокой солнечной активности. Полученная картина достаточно детально представляет суточные и долготно-широтные вариации структуры ЭА, включая вариации ее гребней и интенсивности. Создание такой картины стало возможным после окончания обработки всего массива данных внешнего зондирования на спутнике ИК-19. Первичная обработка этих данных требует очень много времени и усилий, поэтому на регулярной основе она проводилась только в последние годы. В результате обработки полученный массив данных ИК-19 позволил получить наиболее полную картину ЭА для высокой солнечной активности, несмотря на то, что исследование ЭА активно проводится уже около 70 лет. Это связано, в основном, с недостатком данных в экваториальной ионосфере. Достаточно сказать, что много лет ЭА исследовалась по данным наземных станций в основном в двух долготных секторах – Азиатском и Американском, и частично в Африканском [Rao, 1963; Lyon and Thomas,

1963; Rao and Malthotra, 1964; Rastogi et al., 1972; Rajaram, 1977; Walker, 1981; Sastri, 1990]. Несколько исследований было проведено по данным внешнего зондирования на спутниках Alouette и ISIS, данные которых также регистрировались только в Азиатском и Американском долготных секторах [Lockwood and Nelms, 1964; King et al., 1967; Rush et al., 1969; Eccles and King, 1969; Sharma and Hewens, 1976]. К сожалению, эти работы относятся к низкой солнечной активности. Вариации TEC GPS также привязаны к суше, и не прямо соотносятся с вариациями *foF*2, тем не менее, можно отметить детальное исследование суточных вариаций ЭА для высокой солнечной активности в Азиатском секторе [Zhao et al., 2009], которое использовано ниже для сравнения. Несколько спутников проводили прямые измерения электронной концентрации на фиксированных высотах и давали глобальный обзор экваториальной ионосферы. Это в особенности относится к спутнику CHAMP, орбита которого находилась практически на высотах максимума слоя *F*2 350–480 км [Liu et al., 2007; Lei et al., 2010]. Наконец данные эксперимента FORMOSAT-3/COSMIC также охватывают период с низкой солнечной активностью. Тем не менее, они представляют интерес, поскольку дают глобальное распределение *foF*2, что позволяет выявить отличия в структуре ЭА при разной солнечной активности [Yue et al., 2015; Tsai et al., 2009; Ram et al., 2009].

2. ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Спутник ИК-19 активно функционировал с марта 1979 г. по февраль 1981 г. Этот период характеризовался высокой солнечной активностью, среднее значение *F*10.7 ~ 200. Спутник обращался на эллиптической орбите с высотами 500–1000 км и наклонением 74°. На борту спутника находилось записывающее устройство, которое позволяло регистрировать цифровые ионограммы на любой долготе в пределах наклонения орбиты. Из ионограмм по методике Джексона [Jackson, 1969] рассчитывались $N(h)$-профили внешней ионосферы, которые давали значения *foF*2 и *hmF*2. Эти значения использовались для построения распределения параметров максимума слоя *F*2 в области экваториальной аномалии в пределах ±70° геомагнитного наклонения *I*. К зимним условиям относятся ноябрь–февраль, т.е. 8 месяцев за два года работы спутника. Всего за этот период было получено свыше 40000 пар значений *foF*2 и *hmF*2 для спокойных условий $Kp \leq 3$. Этих данных вполне достаточно для построения 12 так называемых LT-карт через каждые 2 ч местного времени, так что на одну карту приходилось от 2200 до 3700 значений *foF*2 или *hmF*2. Карты строились рутинной программой Surfer методом обратных расстояний. Данные для каждой карты равномерно покрывали все долготы, поэтому в результате получалось довольно гладкое распределение *foF*2 и *hmF*2, которое дополнительно корректировалось в процессе обработки и анализа данных. В данной работе рассматриваются только вариации *foF*2.

3. РАЗВИТИЕ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

На рисунке 1 представлено распределение *foF*2 в период развития ЭА, а именно для 07–14 LT, а на рисунке 2 приведены широтные профили *foF*2 в наиболее характерных долготных секторах – Азиатском (90°) и Американском (300°). В первом из них геомагнитный экватор расположен максимально далеко к северу от географического экватора, а, во втором, наоборот, к югу. Зимой, также как и летом, сначала формируется зимний гребень ЭА. Это хорошо известный факт [Lyon and Thomas, 1963; Thomas, 1968] и он четко проявился на обоих рисунках. Этот факт оспаривался в работе [Walker and Chen, 1976], в которой по данным Alouette-1 в Азиатском секторе (105°) для высокой солнечной активности для декабря 1969–января 1970 была обнаружена обратная асимметрия: днем летний (южный) гребень оказался на 8% больше и на 8° DIP дальше от экватора. Однако в более позднем обзоре [Walker, 1981], основанном на наземных данных, утверждалось, что при любом солнцестоянии и в любом долготном секторе зимний гребень развивается раньше и он больше по величине. Зимний гребень появляется в 08 LT на всех долготах на широте ~20°, а в секторе 285° на 5°. С течением времени зимний гребень отходит от экватора и развивается, быстро с 08 до 10 LT, более медленно с 10 до 12 LT. В 14 LT на одних долготах северный гребень больше чем в 12 LT, на других меньше, но в среднем ситуация остается стабильной весь световой день. В обзоре [Rajaram, 1977] по наземным данным в Азиатском секторе для высокой активности показано, что зимний гребень все время намного больше летнего. Сильную асимметрию гребней наблюдал и [Thomas, 1968] в Африканском секторе по сравнению с Американским. Однако на рис. 2 асимметрия ЭА не очень четко выражена, ни в Азиатском, ни в Американском секторе. Не очень сильная асимметрия была получена и по данным TEC GPS в долготном секторе 120° в работе [Zhao et al., 2009].

Ситуация в южном полушарии более сложная. В 07 LT электронная концентрация в южном полушарии выше, чем в северном, под действием солнечной ионизации, поэтому южный гребень формируется на более высоком фоновом уровне. В 08 LT в южном полушарии наблюдается максимум *foF*2 на –(40°–50°), не связанный с ЭА, поскольку находится слишком далеко по широте для нормального гребня ЭА, образованного фон-

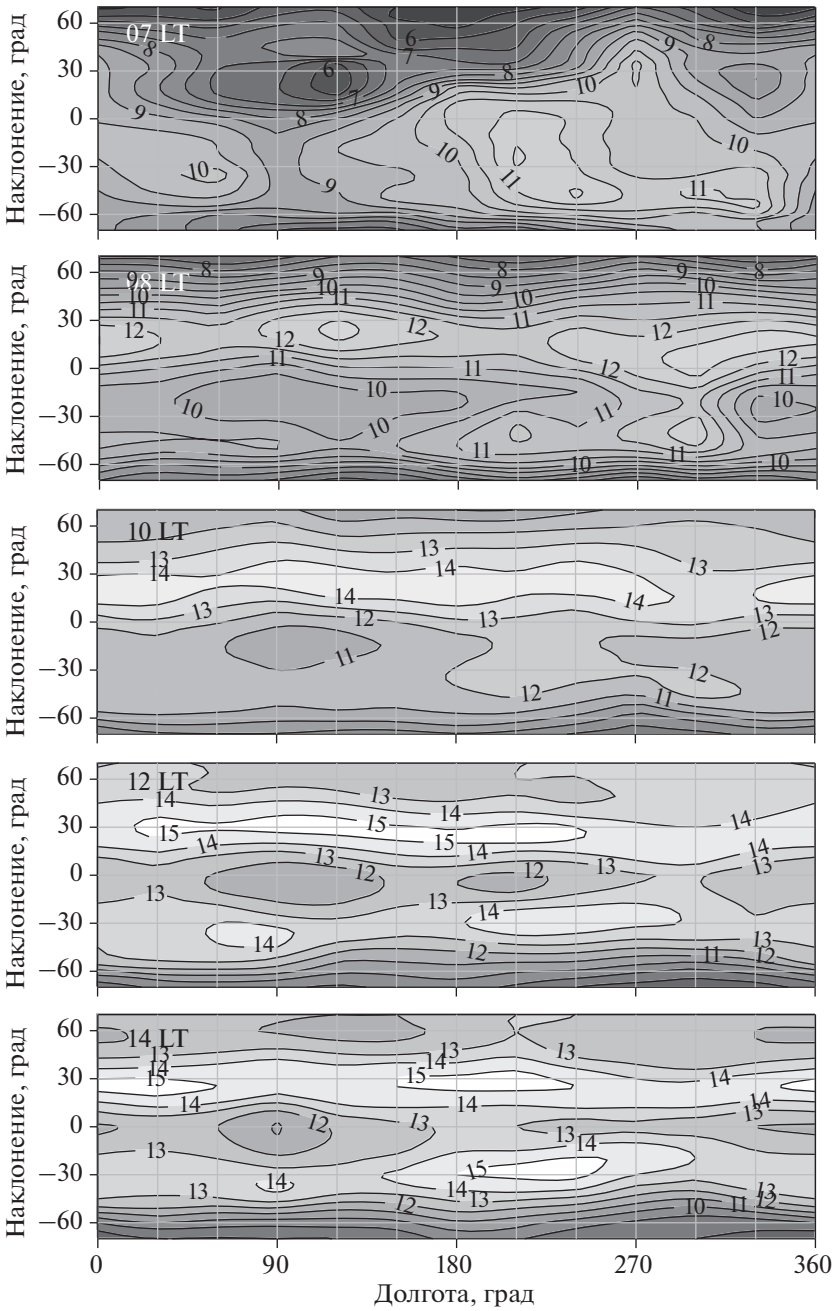

Рис. 1. Распределение *foF*2 (LT-карты) в период развития ЭА для 07, 08, 10, 12 и 14 LT.

тан-эффектом. В результате минимум *foF*2 оказывается сдвинутым в летнее полушарие и это не экваториальный провал ионизации, связанный с ЭА – рис. 2. В 10 LT положение максимума *foF*2 соответствует положению северного гребня только на долготах 180°–270°. На остальных долготах в южном полушарии этот максимум по-прежнему находится слишком далеко от экватора – рис. 2. К 12 LT южный летний гребень интенсивно развивается и почти сравнивается по величине с северным зимним. В Азиатском долготном секторе он все также очень далеко отстоит от экватора, но теперь это связано с очень сильно развитой аномалией, как показывает рис. 1. Ситуация для 14 LT принципиально не отличается от 12 LT. Это подтверждают и данные Alouette-1, согласно которым летний южный гребень на долготах Сингапура 2 декабря 1962 г. в 14:05 LT находился на –40° *I*, а в долготном секторе 75° W – на широте –10° *I* [King et al., 1967].

Можно предположить, что максимум *foF*2 в южном полушарии формируется совместным

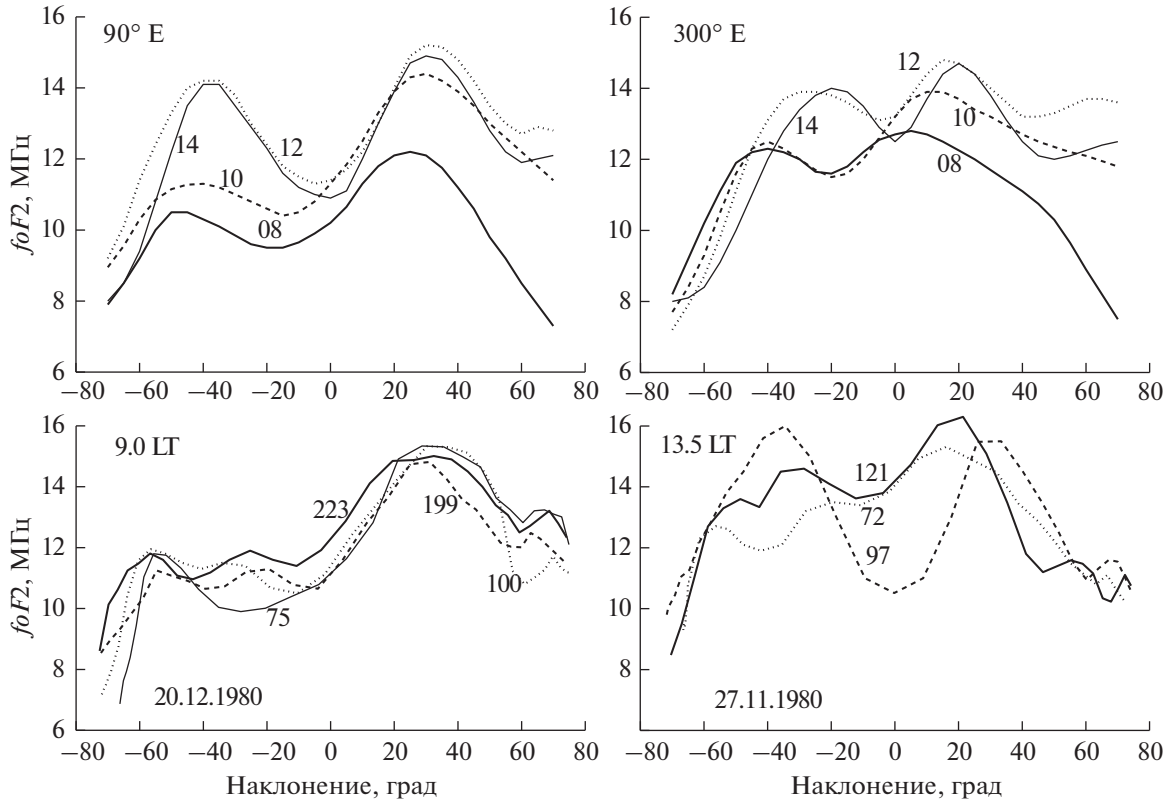

Рис. 2. Вверху: Усредненные широтные вариации *foF*2 для 08, 10, 12 и 14 LT в наиболее характерных долготных секторах 90° и 300°. Внизу: индивидуальные пролеты спутника на разных долготах в утренней ионосфере 20 декабря 1980 г. и в послеполуденной ионосфере 27 ноября 1980 г.

действием вертикального дрейфа плазмы, нейтрального ветра и солнечной ионизации. Иначе говоря, южный гребень формируется на фоне среднеширотного максимума *foF*2. Это хорошо видно на рис. 2. На верхней панели рис. 2 показаны усредненные, сглаженные широтные профили *foF*2. На нижней панели приведены индивидуальные пролеты спутника на разных долготах в утренней (20 декабря 1980 г.) и послеполуденной (27 ноября 1980 г.) ионосфере (местное время на экваторе 9:00 и 13:30 соответственно). Видно, что утром в южном полушарии на одних пролетах регистрируется один, более высокоширотный максимум *foF*2, а на других еще один – более низкоширотный. Низкоширотный максимум находится примерно на широтах северного гребня ЭА и, по-видимому, является южным гребнем ЭА, образованным фонтан-эффектом. Однако при усреднении этот максимум сглаживается. В 13:30 LT в Азиатском секторе наблюдается похожая ситуация. Таким образом, южный, летний гребень начинает формироваться с ~09 LT, но до полудня маскируется более мощным высокоширотным максимумом *foF*2. Ситуация с летним южным гребнем очень похожа на ситуацию с летним северным гребнем в период летнего солнцестояния [Карпачев, 2020].

В литературе нет других данных по *foF*2 для зимних условий при высокой солнечной активности, чтобы подтвердить этот вывод. Только по данным TEC GPS, полученным в долготном секторе 120° для $F10.7 > 150$ можно проследить динамику ЭА для зимних условий [Zhao et al., 2009]. На рисунке 5 из этой работы видно, что зимний северный гребень начинает формироваться с ~09 LT, а южный летний несколько позже – с 10–11 LT. При этом оба гребня практически симметричные относительно геомагнитного экватора, и соответственно более высокоширотный максимум электронной концентрации не наблюдается.

При низкой солнечной активности летний гребень начинает формироваться в Азиатском секторе с 07–08 LT на широтах 10°–20° *I* по данным работы [King, 1968], полученным по свечению неба. Однако по данным Alouette-1 на долготах Сингапура 2 декабря 1962 г. в 14:05 LT летний гребень находился на той же самой широте –40° *I*, как и на рис. 2 [King et al., 1967]. Соответственно ЭА начинает проявляться в 08–09 LT по данным Alouette-1 в Американском секторе [Sharma and Hewens, 1976]. Динамика ЭА детально, для каж-

дого часа, прослежена по данным FORMOSAT-3/COSMIC при низкой солнечной активности (январь–февраль 2007) в работе [Ram et al., 2009]. Из рисунка 2 этой работы видно, что зимний гребень начинает появляться в 08–09 LT, а летний гребень только в 09–10 LT. Зимний гребень на всех долготах формируется в 09–10, а оба гребня в период 10–11 LT. Суммируя все вышесказанное, можно заключить, что в зимних условиях ЭА с двумя гребнями начинает проявляться в 09–10 LT, а четко выраженная – в 10–11 LT.

Что касается динамики развития летнего гребня аномалии на фоне среднеширотного максимума *foF*2, то этот вопрос стоит рассмотреть более детально, и экспериментально, и теоретически.

К полудню ЭА лучше всего развита на долготах 90°–120° по сравнению с другими долготами. Что касается запаздывания в развитии ЭА на долготах Америки, его отмечали во многих ранних исследованиях. Однако они относятся, в основном, к низкой солнечной активности и/или равноденствию (например, [Lyon and Thomas, 1963; Hopkins, 1972; Sharma and Hewens, 1976; Rajaram, 1977]. Анализ рисунков 1 и 2 показывает, что в Американском долготном секторе ЭА более слабо развита, но сказать на основании данных ИК-19, что она формируется здесь позже, нельзя.

Рассмотрим долготные вариации параметров дневной ЭА. Вариации *foF*2 с долготой на геомагнитном экваторе были впервые выделены по данным ИК-19 [Карпачев, 1988]. На рисунке 3 на верхней и средней панелях сплошной кривой показаны соответственно долготные вариации *foF*2 над экватором и степени развития ЭА, обозначенной как принято EAI (Equatorial Anomaly Intensity). Степень развития ЭА определялась как отношение *foF*2 в максимуме зимнего гребня к *foF*2 в экваториальной впадине, т.е. EAI = $= foF2_{Г}/foF2_{Э}$. Вариации обоих параметров были получены усреднением данных для 12 LT и представлены на рис. 3 с шагом 30° по долготе. Для сравнения штриховой кривой приведены также долготные вариации скорости вертикального дрейфа плазмы *W* над экватором в период развития ЭА. Они были получены по данным спутника ROCSAT-1 для зимних (ноябрь–февраль) спокойных условий в 1999–2004 г. для высокой солнечной активности ($F10.7 > 180$) [Kil et al., 2009].

Суточная картина вертикального дрейфа подобна всю зиму, от месяца к месяцу изменяется только амплитуда. Поэтому на рис. 3 для сравнения были выбраны вариации скорости дрейфа для декабря, которые были отсчитаны с цветного рис. 5 из работы [Kil et al., 2009]. В них наблюдаются два минимума и два максимума. Максимум на 210° начинался с 09 LT, достигал наибольших значений в 10–11 LT и к 12 LT резко уменьшался. Менее сильный максимум на 120° начинался около 10:30 LT и достигал наивысших значений в 12 LT. В результате этот более слабый максимум вызвал более сильное падение *foF*2 над экватором в 12 LT, чем второй (ось *Y* для *foF*2 перевернута на рис. 3). (Второй минимум *foF*2 на долготах 180°–240° еще более слабо проявился в 14 LT). Из-за разной временно́й задержки нельзя ожидать полного соответствия между *foF*2 и *W*, тем не менее, наблюдаемое соответствие между ними довольно высокое, во всяком случае, экстремумы практически совпадают. Сказанное полностью относится и к вариациям EAI. Они подобны вариациям *foF*2, что означает, что степень развития ЭА определяется в основном вариациями *foF*2 над экватором, которые, в свою очередь, определяются вариациями скорости вертикального дрейфа плазмы. Это хорошо известный факт, удивляет только высокая согласованность всех рассматриваемых величин, несмотря на разную временну́ю задержку между дрейфом и параметрами ЭА. Отметим также, что зимой в долготных вариациях всех величин доминирует 3-я гармо-

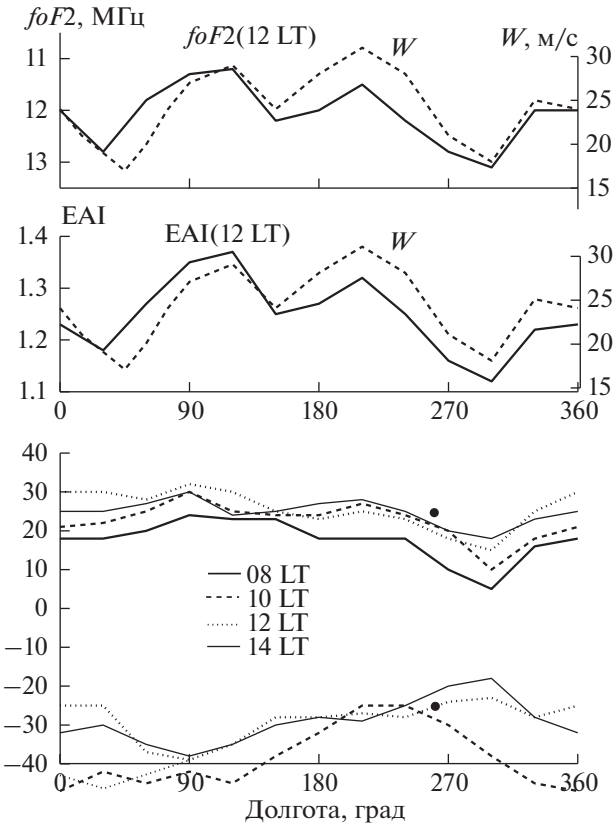

Рис. 3. Вверху: долготные вариации *foF*2, степени развития аномалии EAI и скорости вертикального дрейфа плазмы W [Kil et al., 2009], внизу: долготные вариации положения гребней ЭА для разных часов местного времени. Точки – положение гребней по данным Alouette для полудня [Sharma and Hewens, 1976].

ника, в отличие от лета и равноденствия, когда днем наблюдается сильная 4-ая гармоника [Fejer et al., 2008; Oh et al., 2008; Ram et al., 2009; Huang et al., 2010]).

На рисунке 3 внизу приведены долготные вариации положения северного и южного гребней ЭА для 08–14 LT. Их динамика в период развития ЭА уже, фактически, обсуждалась выше. Сначала, в 08 LT, появляется зимний гребень аномалии. Его положение сильно изменяется с долготой (от 5° до 24° *I*), среднее значение составляет ~18.5° *I*. С 08 до 10 LT гребень сильно увеличивается по величине и отходит от экватора на ~5° *I*. Затем развитие зимнего гребня замедляется, он отходит от экватора к 12 LT всего на 2.5° *I* и фактически стабилизируется, поскольку среднее положение его к 14 LT не изменяется, а разница в долготных вариациях между 12 и 14 LT находится фактически в пределах точности определения положения максимума гребней.

Летний, т.е. южный гребень начинает проявляться только в 10 LT и только на долготах 210°–240°. Максимум *foF*2, который представлен для 10 LT сплошной непрерывной кривой, на остальных долготах не является гребнем ЭА, поскольку, как теперь хорошо видно, расположен слишком далеко от экватора для “нормального” гребня. Этот максимум на долготах 00°–60° регистрировался даже в 12 LT, что показывает отрезок кривой на рис. 3. “Нормальный” летний гребень на всех долготах формируется только к 12 LT.

Таким образом, ЭА с двумя развитыми гребнями формируется только к полудню. В это время величина *foF*2 в гребнях экваториальной аномалии достигает максимальных значений 14–15 МГц и сохраняется такой весь дневной период. Среднее положение северного гребня в полдень составляет ~25°, а южного ~30°, таким образом, асимметрия гребней ЭА в период зимнего солнцестояния и в положении, и в величине (рис. 2) скорее умеренная, чем сильная. Соответственно экваториальный провал в *foF*2 сдвинут на несколько градусов в южное полушарие.

Наиболее далеко гребни ЭА отстоят от экватора в долготном секторе 90°, а наиболее близко в долготном секторе 270°. Соответственно ЭА в Азиатском секторе наиболее развитая, а в Американском – наименее. Общая ширина гребней ЭА в 12–14 LT достигает в терминах магнитного склонения ~70° *I* в долготном секторе 90° и 40° *I* в долготном секторе 300°. По данным спутника Alouette в Американском секторе (90°–55° W) для низкой солнечной активности зимой оба гребня ЭА находились на широте ~25° [Sharma and Hewens, 1976]. Это точно соответствует южному гребню в полдень и дальше от экватора в северном полушарии в этом же секторе на рис. 3.

Нет других данных по *foF*2 для высокой солнечной активности для сравнения с полуденными данными ИК-19 на рис. 1. Но есть распределение плотности ионов, полученное для декабрьского солнцестояния, *F*10.7 = 200, 13 LT и представленное на рис. 9 в работе [Chen et al., 2016]. Это распределение было получено по данным спутника ROCSAT-1 на довольно большой высоте 600 км, тем не менее, оно неплохо согласуется с распределением *foF*2 для 12 LT на рис. 1. Данные ROCSAT-1 показывают наиболее развитую ЭА на долготах 180°–210°, несколько менее развитую на долготах 90°–120° и совсем слабо развитую на 30°–60° и 300°. Отметим, что долготные вариации гребней аномалии по данным ИК-19 и ROCSAT-1 также очень похожи.

Есть еще одно распределение плотности ионов *N*i, полученное для зимних полуденных условий высокой солнечной активности по данным спутника CHAMP на высоте 400 км [Liu and Watanabe, 2008]. Оно представлено на рис. 3 в этой работе в виде отклонений от зонально-средних значений, т.е. представляет вариации *N*i с долготой. Сравнение с долготными вариациями *foF*2 для 12 LT на рис. 1 показывает, что все максимумы плотности ионосферной плазмы, кроме одного, практически совпадают. Т.е. оба спутника показывают, в общем, похожую структуру ЭА для полуденных условий высокой солнечной активности.

Наконец есть распределение *foF*2, которое можно прямо сравнить с распределением для 12 LT на рис. 1. Оно было получено по данным COSMIC, но относится к низкой солнечной активности *F*10.7 = 76.4 [Zeng et al., 2008]. Интересно отметить, что это распределение *foF*2 неплохо согласуется с рис. 1 в западном полушарии и хуже в восточном, поскольку показывает максимально развитую ЭА на 150°, а не на 90°–120°. Связано ли это разногласие с разницей в структуре ЭА для высокой и низкой солнечной активности, или объясняется недостатками массивов данных, предстоит выяснить.

4. ВЕЧЕРНЕЕ УСИЛЕНИЕ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

После того, как ЭА в 12 LT достигла локального максимума, она несколько часов находится в относительно стабильном состоянии. Ситуация быстро меняется в вечерние часы. На рисунке 4 приведено распределение *foF*2 для дневных-вечерних часов местного времени (16, 18, 20 и 22 LT), на рис. 5 – широтные профили *foF*2 для этих моментов времени в характерных долготных секторах, а на рис. 6 – вариации параметров ЭА с долготой. Проследим динамику ЭА в вечерние часы по этим графикам. Распределение *foF*2 для 16 LT практически не отличается от полуденного. Электронная концентрация в максимумах греб-

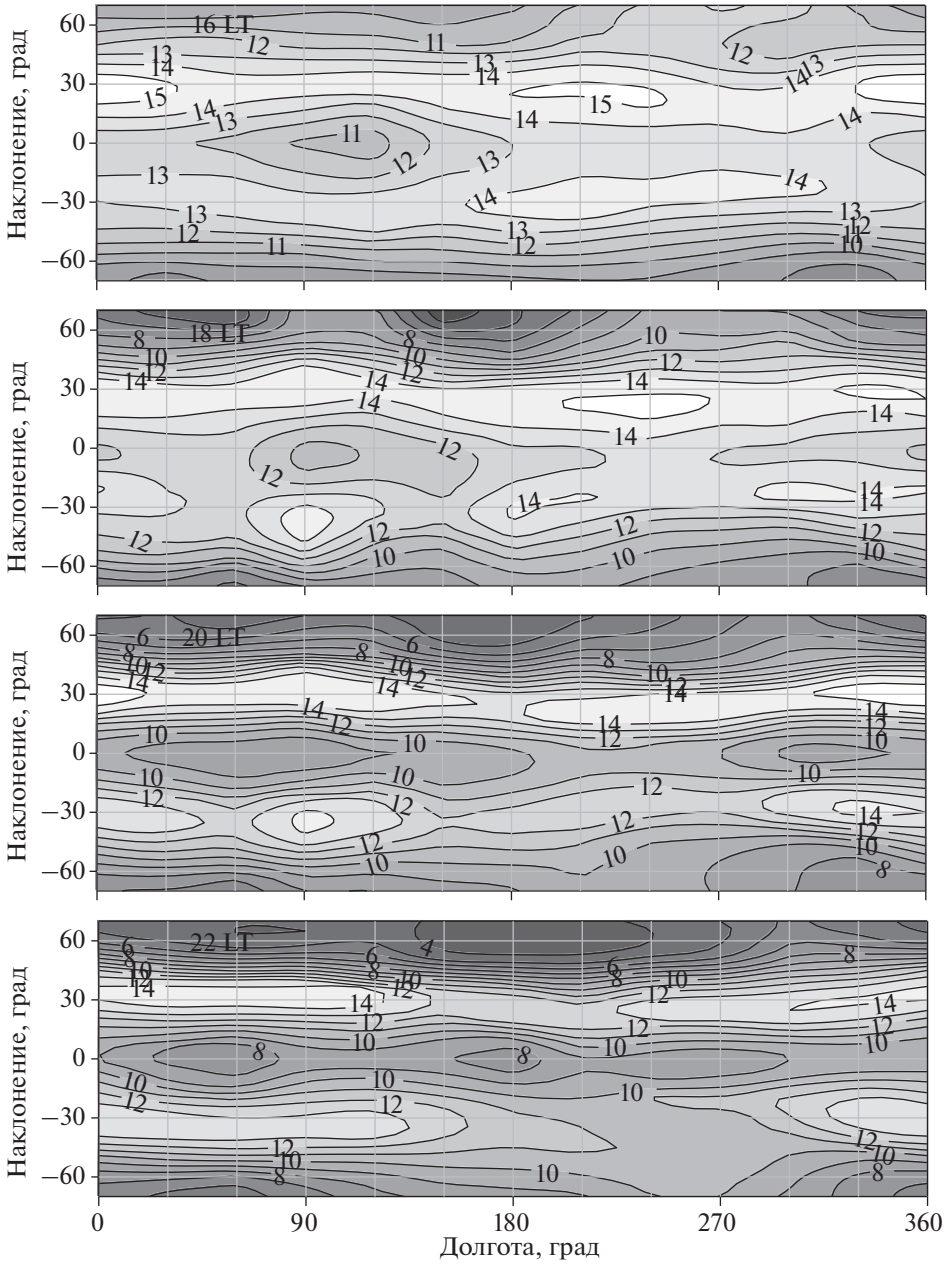

Рис. 4. Распределение *foF*2 для 16, 18, 20 и 22 LT.

ней остается постоянной, 14–15 МГц, ЭА более сильно развита в Азиатском секторе, и менее сильно в Американском. В 18 LT начинается перестройка структуры ЭА. Электронная концентрация на низких/средних широтах уменьшается к вечеру с уменьшением освещенности ионосферы, поэтому гребни аномалии становятся более узкими. Электронная концентрация над экватором остается высокой, поэтому ЭА в 18 LT немного меньше развита, чем в полдень.

После вечернего (18–19 LT) всплеска вертикального дрейфа плазмы происходит резкая интенсификация ЭА, что четко проявляется в 20 LT. Электронная концентрация в гребнях и на средних широтах еще немного уменьшается с уменьшением освещенности. А над экватором она сильно уменьшается под действием фонтан-эффекта, так что гребни аномалии становятся еще уже, а степень развития ЭА достигает максимума. ЭА по-прежнему наиболее сильно развита в Азиатском секторе 90°, менее сильно в Американском 300° и совсем слабо развита в долготном секторе 210°, поэтому на рис. 5 приведены именно эти долготные сектора. Все это четко видно из рис. 5 и рис. 6.

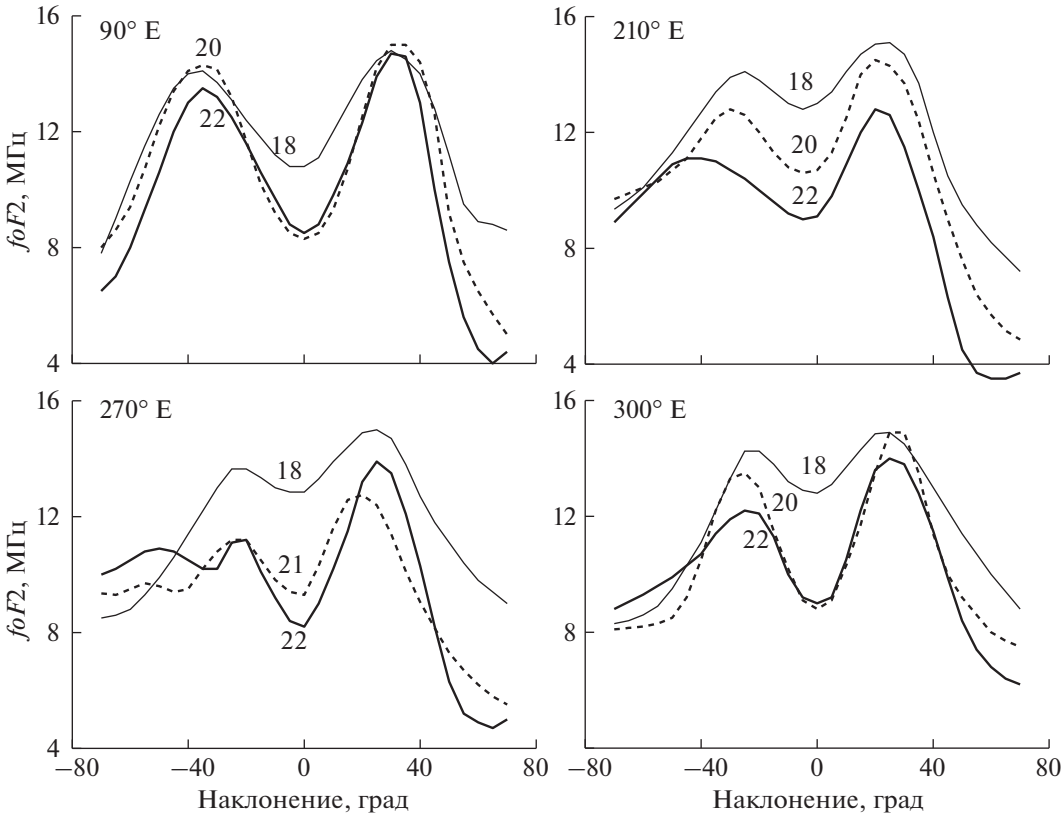

Рис. 5. Широтные вариации *foF*2 для 18, 20 и 22 LT в наиболее характерных долготных секторах 90°, 210°, 270° и 300°. В долготном секторе 270° E приведен профиль для 21 LT вместо 20 LT.

На рисунке 6 вверху приведены долготные вариации *foF*2 над экватором, степени развития аномалии EAI для 20 LT и скорости вертикального дрейфа плазмы *W*. Вариации *W* были выделены по данным ROCSAT-1 для высокой солнечной активности ($F10.7 = 200$) для зимних условий во время вечернего всплеска дрейфа (18–19 LT) в работе [Fejer et al., 2008]. Из рисунка 6 видно, что также, как и в период утреннего развития ЭА, долготные вариации *foF*2 и EAI в общем определяются вариациями скорости вертикального дрейфа плазмы. Во всяком случае, экстремумы близки по долготе. При этом в параметрах ЭА явно прослеживается две гармоники. Корреляция этих параметров неполная, отличие явно связано с наличием сильной первой гармоники в вариациях ЭА. Происхождение этой гармоники обсуждать нецелесообразно, пока не будет уверенности, что она не связана с недостатками измерений параметров экваториальной ионосферы.

На рисунке 6 внизу приведены долготные вариации положения гребней для 20, 21 и 22 LT. Как и следовало ожидать, оба гребня расположены максимально далеко от экватора (33°–35° *I*) в секторе 90°, где ЭА наиболее развита, и максимально близко к экватору (20°–22° *I*) на долготах 210–270°, где ЭА слабо развита. Северный гребень показывает стабильное поведение в вечернее время. Поведение южного гребня гораздо более сложное, как видно из рис. 5 и 6. Оно определяется формированием в южном летнем полушарии в Американском секторе так называемой аномалии моря Уэдделла (WSA). Эта аномалия была обнаружена в виде ночного максимума *foF*2, превышающего относительно низкие дневные значения [Bellchambers and Pigott, 1958]. WSA интенсивно исследовалась в последние годы, в том числе и по данным ИК-19 [Карпачев и др., 2011; Klimenko et al., 2015]). WSA начинает проявляться в виде второго пика *foF*2 в 21 LT в долготном секторе 270° (рис. 5). Соответственно этот второй пик отмечен и на рис. 6 для 21 и 22 LT. Причем в 22 LT максимум *foF*2 скачком меняет свое положение.

Отметим, что все время, весь день и вечер, зимний гребень остается больше летнего, наибольшая асимметрия наблюдается в секторе 270°.

5. РАСПАД ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

Рассмотрим распад ЭА. На рисунке 7 приведены распределения *foF*2 для 00, 02 и 04 LT, а на рис. 8 – широтные вариации *foF*2 для этих часов

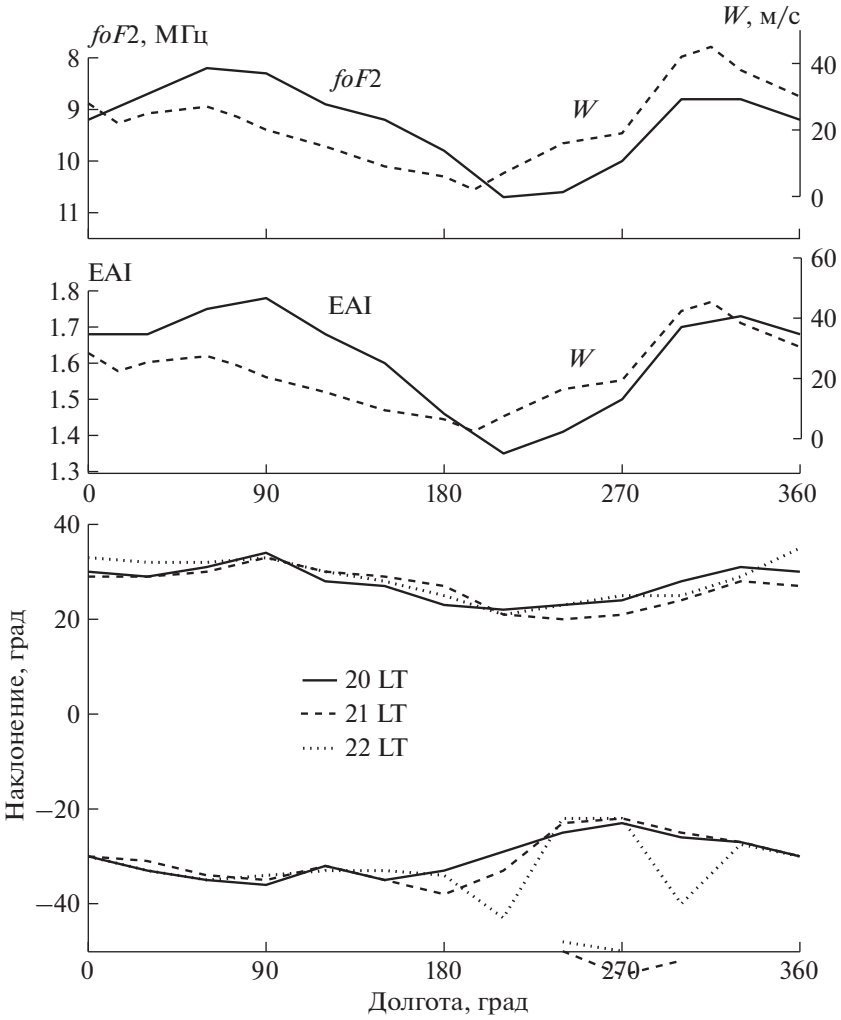

Рис. 6. Вверху: долготные вариации *foF*2, степени развития аномалии EAI для 20 LT и скорости вертикального дрейфа плазмы *W* [Fejer et al., 2008] для 18–19 LT. Внизу: долготные вариации положения гребней ЭА для разных часов местного времени.

местного времени в разных долготных секторах. Профили *foF*2 для 20 LT приведены для сравнения. В период распада ЭА электронная концентрация на всех широтах неосвещенной экваториальной ионосферы падает под действием рекомбинации. Вертикальный дрейф плазмы меняет свое направление: дрейф, направленный вниз, сгоняет ионосферную плазму вдоль силовых линий с больших высот на малые [Balan and Bailey, 1995]. Результат этого процесса зависит от солнечной активности. При низкой солнечной активности запас плазмы в плазмосфере небольшой, она быстро истощается и ЭА распадается сразу после вечернего всплеска вертикального дрейфа [Balan and Bailey, 1995]. При высокой солнечной активности запаса плазмы достаточно для того, чтобы дрейф, направленный вниз, долго поддерживал гребни ЭА на высоком уровне. Именно это и наблюдается на рис. 7, видно, что довольно хорошо развитая ЭА существует даже в полночь.

Действие рекомбинации хорошо видно из рис. 8: после максимума развития ЭА в 20 LT электронная концентрация резко падает на всех широтах, сильнее в гребнях, меньше над экватором. После полуночи быстрый распад ЭА продолжается, при этом зимний северный гребень распадается гораздо быстрее южного, т.е. формируется асимметрия обратная той, которая наблюдалась при развитии ЭА. Это хорошо известный факт, зарегистрированный еще в работе [Thomas, 1968]. Он объясняется действием меридионального ветра – днем ветер ускоряет диффузию в сторону зимнего гребня, а ночью увеличивает рекомбинацию, поскольку сносит плазму на более низкие высоты. Тем не менее, еще в 02 LT слабо развитая ЭА существует почти на всех долготах, исключая

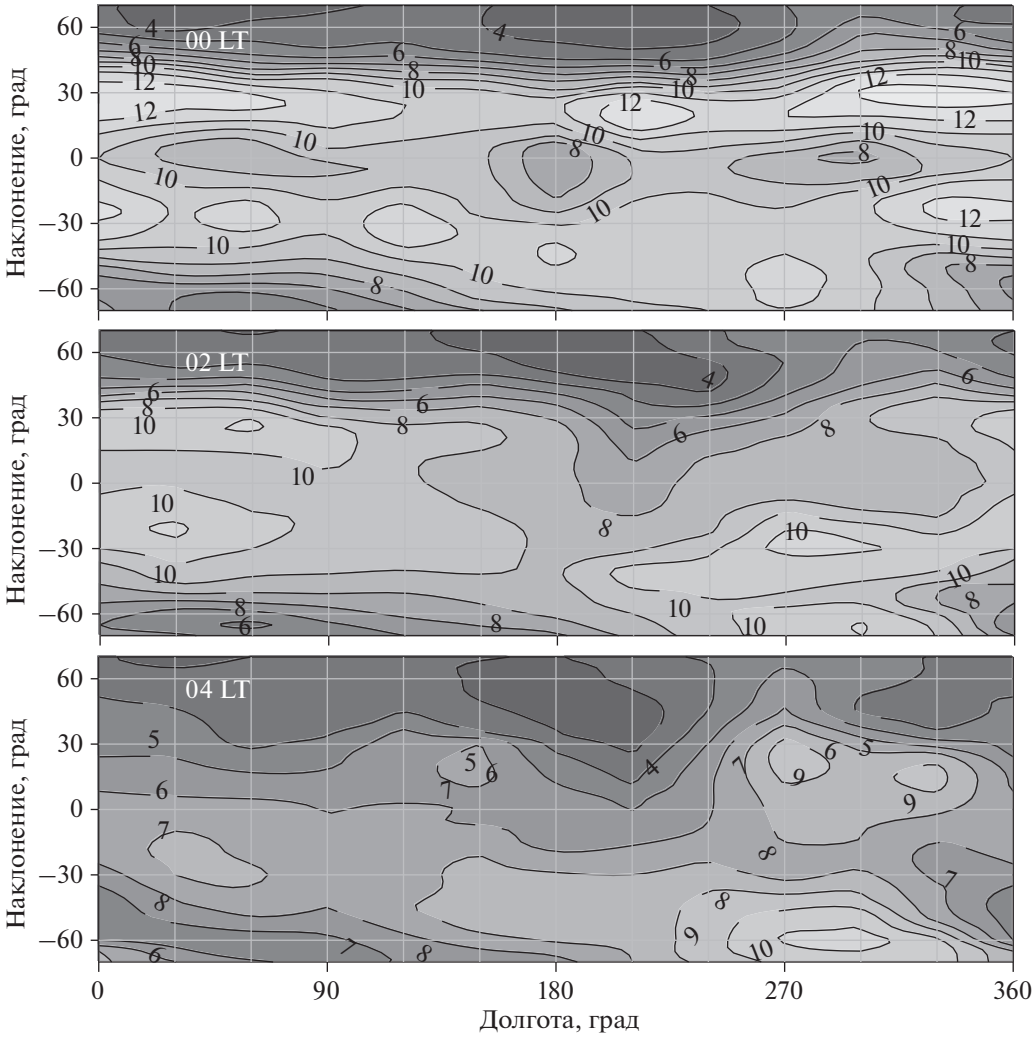

Рис. 7. Распределение *foF*2 для 00, 02 и 04 LT.

долготный сектор 210°, где зимний гребень четко не регистрируется.

Зимний гребень практически полностью распадается к 04 LT. Ситуация в южном летнем полушарии сложная, поскольку, как уже было показано выше, она связана с развитием WSA. В долготном секторе 180°–330°, начиная с 21 LT, полярнее нормального гребня аномалии формируется второй, среднеширотный максимум *foF*2 – рис. 8. Он четко проявляется в 00 LT на LT-карте (рис. 7) и на широтных разрезах на долготах 210° и 270° на рис. 8. В 04 LT в долготном секторе 270° в северном полушарии на широтах нормального гребня аномалии регистрируется заметный максимум *foF*2, южный гребень отсутствует, и на этом низком фоне четко проявляется максимум *foF*2, связанный с WSA. Динамика обоих максимумов *foF*2 в южном полушарии рассмотрена ниже.

Вариации положения гребней ЭА в период ее распада приведены на рис. 9 внизу. Во время распада ЭА гребни сдвигаются к экватору и уменьшаются по величине. Такое стандартное поведение наблюдается в зимнем полушарии: северный гребень сдвигается к экватору и уменьшается вплоть до исчезновения к 04 LT. В южном полушарии наблюдается сложная картина, хотя ее интерпретация больших трудностей не вызывает. В полночь, также как и в северном полушарии, вблизи широты –25° *I* наблюдается “нормальный” гребень аномалии. Начиная с долготы 180°, он сопровождается вторым, среднеширотным максимумом *foF*2, связанным с WSA. В 02 LT южный гребень, также как и северный движется к экватору, однако на долготах 180°–270° на промежуточной широте наблюдается максимум *foF*2 как сумма гребня аномалии и максимума WSA. Отметим, однако, что это становится понятным только в рамках полного анализа динамики экваториальной ионосферы с течением времени.

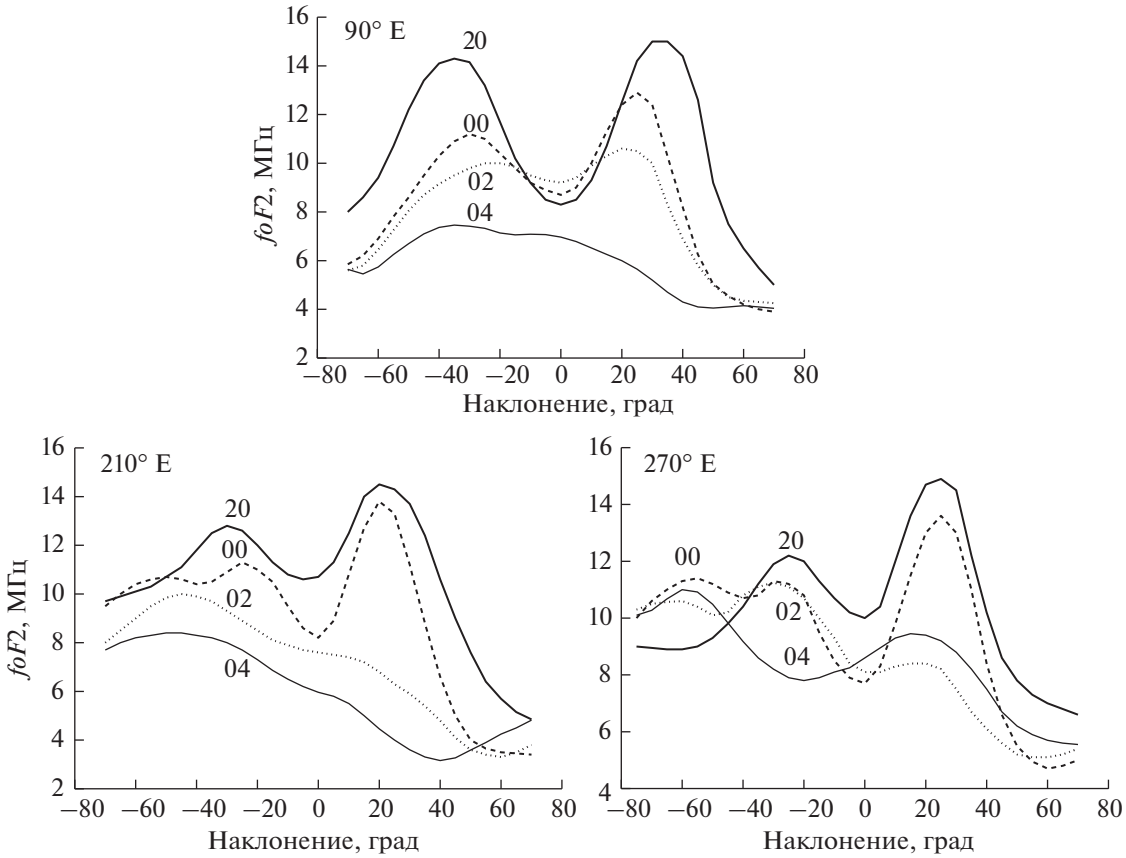

Рис. 8. Широтные профили *foF*2 для 20, 22, 02 и 04 LT в долготных секторах 90°, 210° и 270°.

Наконец, в 04 LT южный гребень аномалии при движении к экватору деградирует и вообще не наблюдается в западном полушарии на фоне максимума *foF*2, сформированного WSA. Этот максимум на долготах 180°–330° находится все время примерно на тех же самых долготах. Но что интересно, начинается он на широте 32° *I* в долготном секторе 60°, т.е. максимум на долготах 60°–180° является как бы продолжением WSA. Поскольку главной причиной образования WSA является нейтральный ветер, он и является причиной образования этого максимума.

В долготном секторе 90° ЭА в полночь наиболее слабо развита по контрасту с остальным днем. После полуночи гребни аномалии монотонно сдвигаются к экватору, и к 04 LT аномалия перестает существовать. В Американском секторе ЭА, наоборот, наиболее сильно развита в полночь. Затем зимний гребень быстро распадается, сдвигаясь к экватору. Динамика аномалии в южном полушарии определяется WSA. Наконец, в долготном секторе 210° ЭА также довольно хорошо развита в полночь. А в 02 LT максимум *foF*2 в южном полушарии, скорее всего, является суммой среднеширотного увеличения и нормального гребня аномалии. Но это трудно определить как развитие аномалии.

6. СУТОЧНЫЕ ВАРИАЦИИ ЭКВАТОРИАЛЬНОЙ АНОМАЛИИ

Рассмотрим суточные вариации характеристик ЭА. На рисунке 10 вверху приведены суточные вариации степени развития ЭА. Они были получены усреднением данных отдельно для долгот 90°–120° и 270°–300°. Там же приведены вариации вертикального дрейфа плазмы, выделенные в работе [Fejer et al., 2008] по данным ROCSAT для зимних условий при высокой солнечной активности. ЭА начинает формироваться с 08 LT. Ясно, что это происходит после изменения направления скорости вертикального дрейфа плазмы и включения фонтан-эффекта. Однако, как было показано выше, и что видно на рис. 10 в середине, в это время в Азиатском долготном секторе существует только один, зимний северный гребень, а в Американском секторе ЭА в 08 LT вообще не развита, поэтому значение EAI было положено равным 1. В 10 LT в обоих долготных секторах наблюдаются уже оба гребня ЭА, после чего степень развития ЭА растет и достигает локального днев-

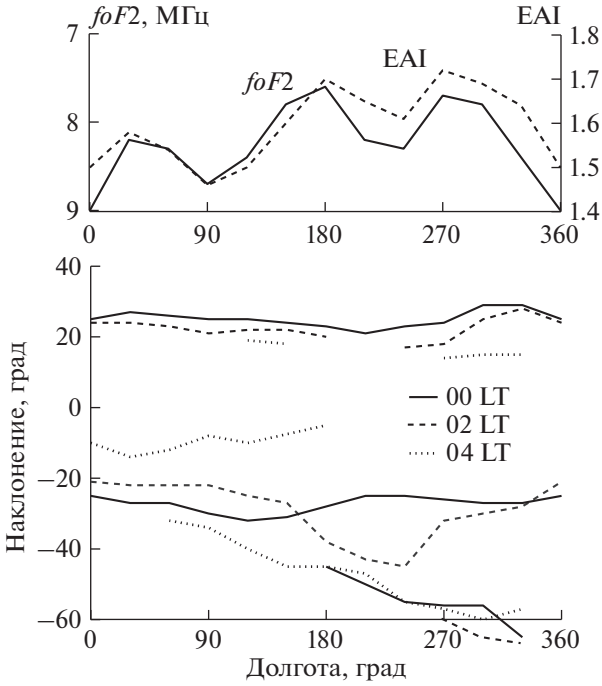

Рис. 9. Вверху: долготные вариации *foF*2 и степени развития аномалии EAI для 00 LT. Внизу: долготные вариации положения гребней (максимумов *foF*2) для 00, 02 и 04 LT.

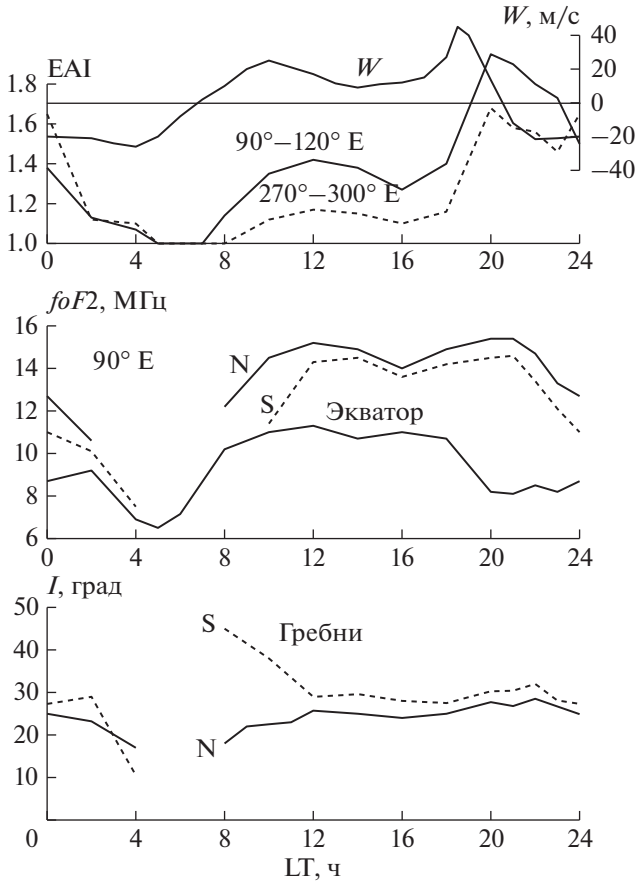

Рис. 10. Вверху: вариации скорости вертикального дрейфа плазмы [Fejer et al., 2008], и степени развития ЭА на долготах 90°–120° (сплошная кривая) и на долготах 270°–300° (штриховая кривая). В середине: суточные вариации *foF*2 на долготе 90° над экватором, а также в максимуме северного (N) и южного (S) гребней. Внизу: вариации среднего для всех долгот положения гребней ЭА в северном и южном полушариях.

ного максимума в 12 LT. Этот максимум безусловно связан (с вполне объяснимой задержкой) с локальным максимумом скорости дрейфа плазмы в 10 LT. Этот максимум более четко проявляется именно в Азиатском секторе [Matuura, 1981]. Полуденный максимум EAI связан с полуденным уменьшением *foF*2, которое наблюдается в виде так называемого bite-out как раз на долготах Индии [Rao, 1963].

Затем степень развития ЭА уменьшается к 16 LT, после чего сначала медленно, а затем очень быстро достигает максимума в ~20 LT. Этот максимум наблюдается с задержкой 1.5–2.0 ч после вечернего всплеска скорости вертикального дрейфа плазмы, и он больше в Азиатском секторе. После этого величина EAI падает к 04 LT, но в Американском секторе в полночь наблюдается локальный максимум в развитии ЭА, как уже отмечалось выше. Этот небольшой максимум связан с долготным эффектом в южном полушарии, где в околополуночные часы величина *foF*2 максимальна на долготах 270°–300° в большом диапазоне широт, включая максимум южного гребня. Долготный эффект на средних широтах обусловлен, в основном, действием нейтрального ветра. Таким образом, это усиление EAI связано не с усилением фонтан-эффекта, а с эффектом нейтрального ветра. Развитие (resurgence) гребней ЭА отмечалось и в других работах. Так в работе [Walker et al., 1994] утверждалось, что в Азиатском секторе оно имеет место в 03 LT в любой сезон при высокой солнечной активности. В работе [Yizengaw et al., 2009] по данным TEC TOPEX на 80° W для 27 апреля 2003 г., наблюдался минимум ЭА в 23:30 LT, а затем опять хорошо развитая ЭА, вплоть до 04 LT. По данным ИК-19 для равноденствия также отмечался уход гребней аномалии от экватора, вызывающий усиление ее интенсивности [Карпачев, 2018].

На средней панели рис. 10 приведены суточные вариации *foF*2 над экватором и в обоих гребнях аномалии в долготном секторе 120°. Значения *foF*2 над геомагнитным экватором составляют 6.5–7.0 МГц в 04–06 LT, около 11 МГЦ днем и ~8 МГц вечером. Значения *foF*2 в гребнях ЭА днем и вечером достигают 14–15 МГц, при этом они несколько больше в зимнем гребне по сравнению с летним.

На рисунке 10 внизу приведены средние, для всех долгот, значения положения гребней аномалии. Как уже отмечалось выше, южный летний гребень расположен на несколько градусов дальше от экватора, чем северный зимний, асимметрия не очень сильная. Гребни наиболее далеко отходят от экватора в 20–22 LT, общая ширина составляет ~60° *I*. Динамика северного зимнего гребня стандартная – на фазе развития ЭА он отходит от экватора, а на фазе распада сдвигается к экватору. Динамика южного гребня в общем такая же, но он начинает проявляться в 08 LT на широте –45° *I*, и на самом деле в это время является среднеширотным максимумом *foF*2. Затем этот максимум плавно переходит в "нормальный" гребень, поэтому на рис. 10 их динамика представлена одной кривой.

7. ОБСУЖДЕНИЕ

Данная работа замыкает анализ вариаций *foF*2 в области ЭА по данным спутника Интеркосмос-19 для высокой солнечной активности в период равноденствия, летнего и зимнего солнцестояний. Каждый сезон характеризуется своими особенностями. Выделим главные особенности картины для зимнего солнцестояния. В зимних условиях сначала, с 08 LT, формируется зимний северный гребень аномалии. Летний южный гребень появляется гораздо позже, а четко выраженная на всех долготах ЭА формируется только к 10–11 LT. В 12 LT наблюдается локальный дневной максимум в развитии ЭА, связанный с дневным максимумом в скорости вертикального дрейфа плазмы *W*. Главный, вечерний максимум ЭА достигается в 20 LT, спустя 1.5–2.0 ч после вечернего всплеска скорости вертикального дрейфа плазмы. После переворота скорости дрейфа вниз, он еще долго поддерживает гребни ЭА на высоком уровне, так, что даже в полночь ЭА еще достаточно хорошо развита, в отличие от низкой солнечной активности. ЭА распадается к 04 LT и полностью отсутствует в период 05–07 LT, также как и в другие сезоны.

Значения *foF*2 над экватором испытывают довольно сильные вариации с долготой. В полдень и вечером они определяются, главным образом, вариациями скорости вертикального дрейфа плазмы. При этом, в отличие от остальных сезонов, в полдень в долготных вариациях *foF*2 наблюдаются три гармоники, вечером – две, а в полночь снова три. Это связано с влиянием нижней атмосферы на ионосферу области *E*, а следовательно, и на величину вертикального дрейфа (например, работа [Pancheva and Mukhtarov, 2012] и ссылки в ней).

Вариации степени развития аномалии EAI определяются, почти полностью, вариациями *foF*2 над геомагнитным экватором. ЭА в период развития наиболее хорошо развита в Азиатском секторе (90°), менее сильно в Тихоокеанском (210°) и совсем слабо в Американском (300°). Вечером ЭА по-прежнему наиболее сильно развита в Азиатском секторе, менее сильно в Американском и совсем слабо в Тихоокеанском секторе. Наконец, в полночь ЭА наоборот, не очень сильно развита в Азиатском секторе, сильнее в Тихоокеанском и еще сильнее в Американском-Атлантическом (270°–300°). Эти результаты подводят черту под многочисленными обсуждениями развития ЭА с местным временем в разных долготных секторах.

Зимний гребень весь день и вечер несколько больше летнего по величине, после полуночи наоборот – зимний гребень распадается быстрее летнего. Среднее (для всех долгот) положение зимнего гребня днем ~25° *I*, южного ~30° *I*, таким образом, и в положении гребней и их величине наблюдается не очень сильная асимметрия. Гребни наиболее далеко удалены от экватора в 20–22 LT, ширина аномалии в это время составляет ~60° *I*.

Летний южный гребень в период развития ЭА, также как и северный во время летнего солнцестояния [Карпачев, 2020], формируется на фоне среднеширотного максимума *foF*2, по-видимому, связанного с нейтральным ветром. Специфической особенностью периода распада ЭА в период зимнего солнцестояния является совместная динамика летнего южного гребня аномалии и максимума *foF*2, связанного с аномалией моря Уэдделла (WSA). Эта динамика настолько сложная, что обычно вызывает много вопросов (см., например, [Horvath and Essex, 2003]).

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, создана наиболее полная на настоящий момент картина развития ЭА в течение суток для всех долгот в условиях высокой солнечной активности. Эту картину нельзя считать законченной, поскольку еще остается ряд исследованных проблем. Например, процесс развития летнего гребня на фоне среднеширотного максимума *foF*2 явно нуждается в дополнительном анализе. Полученные результаты будут положены в основу эмпирической модели *foF*2 экваториальной ионосферы, более точной, чем в международной модели IRI. Модель будет закончена в ближайшее время и установлена на сайте ИЗМИРАН. Аналогичную картину динамики ЭА можно создать и для условий низкой солнечной активности, поскольку экспериментальная база для этого была получена в последние годы. Это позволит провести детальное сравнение характеристик ЭА для разных сезоннов и при разной солнечной активности, чтобы глубже понять механизмы формирования экваториальной ионосферы.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках Программы № 28 президиума РАН и Проекта Минобрнауки КП 19-270.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Карпачев А.Т.* Характеристики глобального долготного эффекта в ночной экваториальной аномалии // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 28. № 1. С. 46–49. 1988.

– *Карпачев А.Т., Гасилов Н.А., Карпачев О.А.* Морфология и причины аномалии моря Уэдделла // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 51. № 6. С. 828–840. 2011.

– *Карпачев А.Т.* Суточные и долготные вариации структуры экваториальной аномалии в периоды равноденствий по данным ИСЗ "Интеркосмос-19" // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 58. № 3. С. 423–433. 2018. https://doi.org/10.7868/S0016794018030124

– *Карпачев А.Т.* Вариации структуры экваториальной аномалии в период летнего солнцестояния по данным ИСЗ "Интеркосмос-19" // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 60. № 2. С. 229–241. 2020. https://doi.org/10.31857/S0016794020020066

– *Balan N., Bailey G.J.* Equatorial plasma fountain and its effects: possibility of an additional layer // J. Geophys. Res. V. 100. № 11. P. 21421–21432. 1995. https://doi.org/10.1029/95JA01555

– *Bellchambers W.H., Piggott W.R.* Ionospheric measurements made at Halley Bay // Nature, V. 182. P. 1596–1597. 1958. https://doi.org/10.1038/1821596a0

– *Chen Y., Liu L., Le H., Wan W., Zhang H.* Equatorial ionization anomaly in the low-latitude topside ionosphere: Local time evolution and longitudinal difference // J. Geophys. Res. V. 121. P. 7166–7182. 2016. https://doi.org/10.1002/2016JA022394

– *Eccles D., King J.W.* A review of topside sounder studies of the equatorial ionosphere // Proc. IEEE. V. 57. № 6. 1012–1018. 1969. https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7145

– *Fejer B.G., Jensen J.W., Su S.-Y.* Quiet time equatorial *F* region vertical plasma drift model derived from ROCSAT-1 observations // J. Geophys. Res. V. 113. A05304. 2008. https://doi.org/10.1029/2007JA012801

– *Hopkins H.D.* Longitudinal variation of the equatorial anomaly // Planet. Space Sci. V. 20. № 12. P. 2093–2098. 1972. https://doi.org/10.1016/0032-0633(72)90065-7

– *Jackson J. E.* The reduction of topside ionograms to electron-density profiles // Proc. IEEE. V. 57. № 6. P. 960–976. 1969. https://doi.org/10.1109/PROC.1969.7140

– *Horvath I., Essex E.A.* The Weddell Sea Anomaly observed with the TOPEX satellite data // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. V. 65. P. 693–706. 2003. https://doi.org/10.1016/S1364-6826(03)00083-X

– *Huang Y.-N., Cheng K.* Solar cycle variations of the equatorial ionospheric anomaly in total electron content in the Asian region // J. Geophys. Res. V. 101. № 11. P. 24513–24520. 1996. https://doi.org/10.1016/0021-9169(94)00147-G

– *Kil H., Oh S.-J., Paxton L.J., Fang T.-W.* High-resolution vertical E × B drift model derived from ROCSAT-1 data // J. Geophys. Res. V. 114. A10314. 2009. https://doi.org/10.1029/2009JA014324

– *King J.W., Olatunji E.O., Eccles D., Newman W.S.* The integrated electron content in the equatorial ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. V. 29. № 11. P. 1391–1396. 1967. https://doi.org/10.1016/0021-9169(67)90230-9

– *King J.W.* Airglow observations and the decay of the ionospheric equatorial anomaly // J. Atmos. Terr. Phys. V. 30. P. 391–402. 1968. https://doi.org/10.1016/0021-9169(68)90110-4

– *Klimenko M.V., Klimenko V.V., Karpachev A.T., Ratovsky K.G., Stepanov A.E.* Spatial features of Weddell Sea and Yakutsk Anomalies in *foF*2 diurnal variations during high solar activity periods: Interkosmos-19 satellite and ground-based ionosonde observations, IRI reproduction and GSM TIP model simulation // Adv. Space Res. V. 55. № 8. P. 2020–2032. 2015. https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.12.032

– *Lei J., Thayer J.P., Forbes J.M.* Longitudinal and geomagnetic activity modulation of the equatorial thermosphere anomaly // J. Geophys. Res. V. 115. A08311. 2010. https://doi.org/10.1029/2009JA015177

– *Liu H., Stolle C., Forster M., Watanabe S.* Solar activity dependence of the electron density at 400 km at equatorial and low latitudes observed by CHAMP // J. Geophys. Res. V. 112. A11311. 2007. https://doi.org/10.1029/2007JA012616

– *Liu H., Watanabe S.* Seasonal variation of the longitudinal structure of the equatorial ionosphere: Does it reflect tidal influences from below? // J. Geophys. Res. V. 113. A08315. 2008. https://doi.org/10.1029/2008JA013027

– *Lockwood G.E.K., Nelms G.L.* Topside sounder observations of the equatorial anomaly in the 75° W longitude zone // J. Atmos. Terr. Phys. V. 26. № 5. P. 569–580. 1964. https://doi.org/10.1016/0021-9169(64)90188-6

– *Lyon A.J., Thomas L.* The *F*2-region equatorial anomaly in the African, American and East Asian sectors during sunspot minimum // J. Atmos. Terr. Phys. V. 25. № 7. P. 373–386. 1963. https://doi.org/10.1016/0021-9169(63)90170-3

– *Matuura N.* Characteristics of global distribution of *foF*2 // Sol. Terr. Environ. Res. Japan. V. 5. P. 35–38. 1981.

– *Oh S.-J., Kil H., Kim W.-T., Paxton L.J., Kim Y.H.* The role of the vertical E × B drift for the formation of the longitudinal plasma density structure in the low-latitude *F* region // Ann. Geophysicae. V. 26. № 7. P. 2061–2067. 2008. https://doi.org/10.5194/angeo-26-2061-2008

– *Pancheva D., Mukhtarov P.* Global response of the ionosphere to atmospheric tides forced from below: Recent progress based on satellite measurements global tidal response of ionosphere // Space Sci. Rev. V. 168. № 1–4. P. 175–209. 2012. https://doi.org/10.1007/s11214-011-9837-1

– *Rajaram G.* Structure of the equatorial F-region, topside and bottomside – a review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 39. № 9. P. 1125–1144. 1977. https://doi.org/10.1016/0021-9169(77)90021-6

– *Ram S.T., Su S.-Y., Liu C.H.* FORMOSAT-3/COSMIC observations of seasonal and longitudinal variations of

equatorial ionization anomaly and its interhemispheric asymmetry during the solar minimum period // J. Geophys. Res. V. 114. A06311. 2009.
https://doi.org/10.1029/2008JA013880

– *Rao B.C.N.* Some characteristic features of the equatorial ionosphere and the location of the *F*-region equator // J. Geophys. Res. V. 68. № 9. P. 2541–2549. 1963.
https://doi.org/10.1029/JZ068i009p02541

– *Rao C.S.R., Malthotra P.L.* A study of geomagnetic anomaly during I.G.Y. // J. Atmos. Terr. Phys. V. 26. № 11. P. 1075–1085. 1964.
https://doi.org/10.1016/0021-9169(64)90093-5

– *Rastogi R.G., Chandra H., Sharma R.P. Rajaram G.* Ground-based measurements of ionospheric phenomena associated with the equatorial electrojet // Indian J. Radio Space Phys. V. 1. № 2. P. 119–135. 1972.

– *Rush C.M., Rush S.V., Lyons L.R., Venkateswaran S.V.* Equatorial anomaly during a period of declining solar activity // Radio Sci. V. 4. № 9. P. 829–841. 1969.
https://doi.org/10.1029/RS004i009p00829

– *Sastri J.H.* Equatorial anomaly in *F*-region – a review // Indian J. Radio Space Phys. V. 19. № 4. P. 225–240. 1990.

– *Sharma R.P., Hewens E.J.* A study of the equatorial anomaly at American longitudes during sunspot minimum // J. Atmos. Terr. Phys. V. 38. № 5. P. 475–484. 1976.
https://doi.org/10.1016/0021-9169(76)90004-0

– *Thomas L.*The F2-region equatorial anomaly during solstice periods at sunspot maximum // J. Atmos. Terr. Phys. V. 30. № 9. P. 1631–1640. 1968.
https://doi.org/10.1016/0021-9169(68)90011-1

– *Tsai L.-C., Liu C.H., Hsiao T.Y., Huang J.Y.* A near real-time phenomenological model of ionospheric electron density based on GPS radio occultation data // Radio Sci. V. 44. RS5002. 2009.
https://doi.org/10.1029/2009RS004154

– *Walker G.O.* Longitudinal structure of the *F*-region equatorial anomaly – a review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 43. № 8. P. 763–774. 1981.
https://doi.org/10.1016/0021-9169(81)90052-0

– *Walker G.O., Chen C.S.* The diurnal variation of the equatorial anomaly in the topside ionosphere at sunspot maximum // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. V. 38. № 7. P. 699–706. 1976.
https://doi.org/10.1016/0021-9169(76)90108-2

– *Walker G.O., Ma J.H.K., Golton E.* The equatorial ionospheric anomaly in electron content from solar minimum to solar maximum for South East Asia // Ann. Geophysicae. V. 12. № 2/3. P. 195–209. 1994.
https://doi.org/10.1007/s00585-994-0195-0

– *Yizengaw E., Moldwin M.B., Sahai Y., Rodolfo J.* Strong postmidnight equatorial ionospheric anomaly observations during magnetically quiet periods // J. Geophys. Res. V. 114. A12308. 2009.
https://doi.org/10.1029/2009JA014603

– *Yue X., Schreiner W.S., Kuo Y.-H., Lei J.* Ionosphere equatorial ionization anomaly observed by GPS radio occultations during 2006–2014 // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 129. № 7. P. 30–40. 2015.
https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.04.004

– *Zeng Z., Burns A., Wang W., Lei J., Solomon S., Syndergaard S., Qian L., Kuo Y.-H.* Ionospheric annual asymmetry observed by the COSMIC radio occultation measurements and simulated by the TIEGCM // J. Geophys. Res. V. 113. A07305. 2008.
https://doi.org/10.1029/2007JA012897

– *Zhao B., Wan W., Liu L., Ren Z.* Characteristics of the ionospheric total electron content of the equatorial ionization anomaly in the Asian-Australian region during 1996–2004 // Ann. Geophysicae. V. 27. № 10. P. 3861–3873. 2009.
https://doi.org/10.5194/angeo-27-3861-2009

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 35–45

УДК 550.388.2

ФОРМИРОВАНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ ПОЛНОЙ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ПО ДАННЫМ ЛИНЕЙНОЙ ТЕОРИИ

© 2021 г. А. С. Грицун[1, 2, *]

[1]*Институт вычислительной математики РАН (ИВМ РАН), г. Москва, Россия*

[2]*Институт прикладной геофизики им. Е.К. Федорова (ФГБУ ИПГ), г. Москва, Россия*

**e-mail: asgrit@mail.ru*

Поступила в редакцию 03.10.2019 г.
После доработки 11.06.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

В предположении, что эволюция полной электронной концентрации в спокойной ионосфере может быть описана в рамках динамико-стохастического подхода, была построена и верифицирована соответствующая модель. При вычислениях использовался архив данных TEC SDDIS NASA за 1998–2018 гг. Наблюдаемые экстремальные аномалии поля TEC (с величиной аномалии втрое превышающей величину среднеквадратичного отклонения нормы аномалии) интерпретировались как реакция спокойной ионосферы на внешние воздействия. Такими воздействиями считаются возмущения потока солнечного излучения и геомагнитные аномалии, характеризуемые соответствующими индексами, а также воздействия, имеющие другую физическую природу (влияние обрушения атмосферных гравитационных волн и т.п.). Внешнее воздействие определялось как разница прогнозируемого с помощью линейной модели изменения аномалии TEC и ее реального значения. Линейная динамико-стохастическая модель позволила выделить аномалии начального состояния ионосферы и внешние воздействия, способные произвести наибольшие ее изменения через заданное время. Было показано, что структура экстремальных аномалий TEC определяется формой оптимальных векторов-откликов (левых сингулярных векторов соответствующих операторов). Величина коэффициента корреляции для проекции аномалии на 5 ведущих векторов достигает 0.85, и для проекции на первый вектор составляет 0.7.

DOI: 10.31857/S0016794021010053

1. ВВЕДЕНИЕ

Ионосферные аномалии, особенно экстремальные, критически влияют на работоспособность спутниковых систем, качество дальней радиосвязи и радиолокации [NRC, 2008]. Прогноз таких событий, несомненно, является весьма востребованным и актуальным [NRC, 2008; Baker, 2012; Sharma et al., 2012]. В качестве причин, инициирующих и определяющих динамику экстремальных аномалий, традиционно считаются геомагнитные аномалии, вызванные солнечной активностью и внутренними факторами (например, широко обсуждающимся сейсмическим фактором) [Kelley, 2009; Sun et al., 2013; Sharma et al., 2012] и характеризуемые соответствующими индикаторами (индексами *kp*/*ap*, *Dst*, *F*10.7 и т.д.). Обсуждается влияние нижней атмосферы на ионосферные аномалии, проявляющееся в обрушении гравитационных волн и сопутствующих изменениях в ионосфере [Данилов и др., 1987]. Возможно и совместное действие различных факторов [Baker and Allen, 2000]. Очевидно, что данные процессы имеют различное физическое происхождение, зачастую до конца не исследованное, поэтому традиционный подход к созданию прогностических ионосферных систем основан на эмпирическом подходе. Используются различного вида регрессионные схемы, нейронные сети и т.п. [Bilitza et al., 2012, 2016; Лещинская и Михайлов, 2016; Шубин, 2017; Oyeyemi et al., 2005; Hoque and Jakowski, 2012; Jian et al., 2014].

Модели, основанные на первых принципах (законах природы) хороши тем, что позволяют проводить анализ факторов, ответственных за формирование аномалий в терминах уравнений и позволяют делать строгие выводы относительно причинно-следственных связей, верифицируя эмпирические методики. Отметим, в частности, разработки, осуществляемые в США [Richmond et al., 1992], Великобритании [Fuller-Rowell et al., 1997; Bailey et al., 1997], Германии [Schmidt et al., 2006] и России [Namgaladze et al., 1998; Bessarab et al., 2015; Дымников и др., 2020].

Настоящая работа выполнена с целью формализовать образование экстремальных аномалий полной электронной концентрации в предположении того, что динамика спокойной ионосферы может быть описана в терминах динамико-стохастического подхода. Соответствующая приближенная модель является системой линейных дифференциальных уравнений с матрицей системы, периодически зависящей от времени и дополненной стохастической правой частью, параметризующей нелинейные взаимодействия. В таком случае, и линейный оператор (матрица) системы, и характеристики стохастической части могут быть получены с помощью эмпирического подхода. Анализируя динамические свойства оператора задачи с помощью подходов линейной алгебры (сингулярное разложение, построение собственных векторов) оказывается возможным связать появление экстремальных аномалий со специфическим видом воздействий на систему и начальных условий, оценить возможность наиболее эффективного воздействия на систему. Работа построена следующим образом. В следующей главе (часть 2) описаны используемые данные и дано определение "экстремальности" аномалии TEC, проанализированы их статистические характеристики. В третьей части сформулирована модель, используемая для описания динамики ионосферы. В четвертой части анализируются особенности возникновения экстремальных аномалий в терминах построенной модели.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ

В работе используются данные значений полного электронного содержания (TEC) с сайта архива данных NASA (ftp.cddis.nasa.gov). Данные представляют собой двумерные массивы на географической широтно-долготной сетке с разрешением 5 и 2.5 град. по долготе и широте с временны́м шагом 2 ч начиная с 00GMT каждых суток. Данные доступны с середины 1998 г. по настоящее время, в работе используется 20 полных лет архива, начиная с осени 1998 г. Также используются значения индексов *ap* и *F*10.7 за тот же промежуток времени с сайта Goddard Space Flight Center (GSFC, Центр космических полетов им. Годдарда, (https://omniweb.gsfc.nasa.gov/ow.html)). Поскольку в настоящей работе мы интересуемся изменениями состояния ионосферы на временны́х масштабах в несколько часов (определяемой внутренней динамикой ионосферы/верхней атмосферы), нам необходимо выделить компоненту динамики, наименее зависящую от детерминированных периодических факторов (кроме суточного хода солнечной радиации, который учитывается непосредственно). Для этого в работе все вычисления проводятся для высокочастотной компоненты TEC – его аномалии относительно двухнедельной средней ($\Delta = 24\,\mathrm{hr}$):

$$X'(K) = \mathrm{TEC}(K) - \frac{1}{13}\sum_{k=13}^{k=1}\mathrm{TEC}(K - k\Delta).$$

В работе мы будем разделять аномалии для спокойных и возмущенных внешних условий. Условием невозмущенности состояния ионосферы мы будем считать отсутствие в предыдущие три дня значений индекса геомагнитной активности *ap*, превышающих значение 25 и отклонений индекса *F*10.7 от его среднегодовых значений более чем на 30%. Заметим, что выбранное условие спокойной ионосферы отличается от стандартного, в котором требуется, чтобы $kp < 2$–3 и $ap < 10$–15 nT. Выбор более жесткого (стандартного) критерия возможен и влияет на представленные ниже результаты незначительно, несколько уменьшая число данных, используемых при построении оператора линейной модели в формуле (4) и снижая точность вычислений.

Число возмущенных состояний, а также среднее состояние поля значений TEC и его изменчивость естественным образом зависит от 11-летнего цикла солнечной активности. На рисунке 1 штриховой линией показана среднегодовая величина евклидовой нормы X' (рис. 1*а*) и ее среднеквадратичного отклонения (рис. 1*б*) для спокойных условий (в единицах TECU). Жирная штриховая линия – их трехточечное скользящее среднее. Сплошной линией показаны соответствующие величины, вычисленные для всего набора данных.

Далее, экстремальной аномалией поля значений полного электронного содержания X' мы будем считать состояние, отклонение X' для которого относительно средней для спокойных условий втрое превышает величину среднеквадратичного отклонения (СКО) в спокойных условиях для данного года и времени суток. При этом, аномалии такой величины не должно быть в предыдущие трое суток. В этом смысле аномалия является изолированной. Такой выбор предполагает необходимость существования внешнего воздействия для образования аномалии (вероятность естественной аномалии, превышающей 3 величины СКО – менее 0.1%).

Всего за 20 лет имело место 355 событий, удовлетворяющих данному выше определению. На рисунке 1*в* показано распределение числа таких экстремальных аномалий в зависимости от года (рис. 1*в*). Для справки на рис. 1*в* тонкой линией также показано среднегодовое значение индекса *ap*. Очевидна корреляция между двумя кривыми, однако она далека от единицы.

На рисунке 2 (*а*–*в*) показано, какие события обычно предшествуют возникновению экстре-

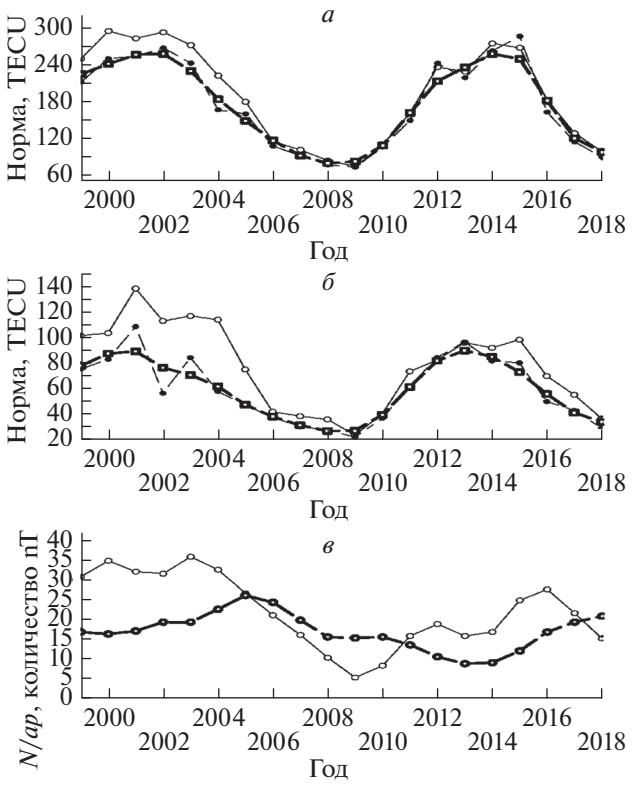

Рис. 1. Среднее значение нормы аномалии TEC (в ед. TECU), вычисленное по всем данным (сплошная линия) и для спокойных условий (штриховая линия), в зависимости от года. Трехточечное среднее последней (в ед. TECU) – жирная штриховая линия (*а*). Аналогично для дисперсии нормы аномалии TEC в случае всех/спокойных дней в единицах TECU (*б*). Число экстремальных аномалий *N* (жирная кривая) в зависимости от года (*в*). Тонкая сплошная линия на рис. 1*в* – среднее за соответствующий год значение индекса *ap* (в ед. nT).

мальной аномалии. Рисунок 2*а* – распределение числа экстремальных событий относительно значения индекса *ap* за 1.5 сут до возникновения экстремальной аномалии (при построении распределения используются все 355 случаев экстремальных событий). Рисунок 2*б* – то же для величины отклонения индекса *F*10.7 от его годового значения (единица соответствует среднегодовому значению индекса), рис. 2*в* – то же для нормы аномалии TEC (в единицах величины СКО для спокойных условий). Анализируя распределения, представленные на рис. 2, можно сделать вывод, что для образования экстремальной аномалии, как правило, требуется сочетание нескольких факторов – высокие значения индекса *ap* или сильные аномалии индекса *F*10.7, непосредственно предшествующие аномальному событию, а также высокое значение самой аномалии (порядка 1.5 СКО в среднем). Отметим также, что существует порядка 10% экстремальных событий, не имеющих каких-либо значительных аномалий-предвестников. По-видимому, их появление обеспечивается другими факторами, например, атмосферными. В настоящей работе мы попытаемся охарактеризовать структуру экстремальных аномалий в терминах оптимальных воздействий на ионосферу, без привязки к конкретным физическим явлениям, их вызывающим.

3. МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ АНОМАЛИИ TEC И ВНЕШНИЙ ФОРСИНГ

Главное предположение, на котором основано все дальнейшее рассмотрение, заключается в том, что исходную нелинейную динамику аномалии поля значений TEC X' в условиях невозмущенной ионосферы (в отсутствии кратковременных солнечных, геомагнитных и других аномалий) можно достаточно точно описать с помощью линейной динамико-стохастической модели вида

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = B(t)\mathbf{x} + \zeta, \qquad (1)$$

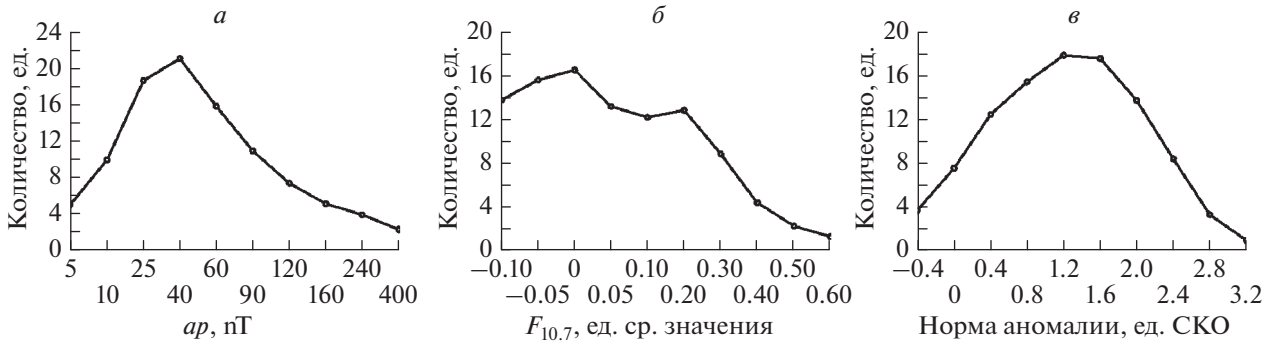

Рис. 2. Распределение числа состояний ионосферы относительно величины индекса *ap* за 1.5 сут до образования экстремальной аномалии (в ед. nT) (*а*). Тоже относительно величины отклонения индекса *F*10.7 от среднего за год значения (в долях от среднегодового значения) (*б*) и нормы аномалии TEC (в долях от соответствующего СКО) (*в*).

здесь $\mathbf{x}$ это зависящий от времени двумерный массив значений аномалий поля значений TEC на широтно-долготной сетке, размерности 5183 (71 × 73), матрица $B(t)$ (размерностью 5183 × 5183) зависит от времени суток, т.е. является периодической по времени ($B(t+\Delta) = B(t)$) с периодом $\Delta = 1$ сут. Здесь и далее будет предполагаться, что матрица $B(t)$ устойчива по Ляпунову (все действительные части ее собственных значений строго отрицательны) для всех значений времени. Зависящий от времени форсинг в правой части представляет собой белый шум по времени с не зависящей от времени ковариационной матрицей. Среднее состояние исходной системы предполагается нулевым (в случае ненулевого среднего задача рассматривается в отклонениях).

В случае, если на ионосферу действуют какие-либо возмущения (например, характеризуемые резким изменением индекса *ap*), то в уравнении появляется детерминированный, зависящий от времени форсинг (двумерный массив значений воздействий в точках широтно-долготной сетки), который предполагается независимым от текущего состояния ионосферы:

$$\frac{d\mathbf{x}}{dt} = B(t)\mathbf{x} + \zeta + \mathbf{f}(\mathbf{t}). \quad (2)$$

Отметим, что заданный таким образом форсинг позволяет естественным образом учесть особенности формирования отклика ионосферы на воздействия в ночных и дневных условиях и возможную пространственную неоднородность воздействий.

Решение этого уравнения для начального значения $\mathbf{x}(t_0) = \mathbf{x}_0$, может быть записано как:

$$\mathbf{x}(t) = M(t,t_0)\mathbf{x}_0 + \int_{t_0}^{t} M(t,\tau)\left(\zeta(\tau)\mathrm{dW} + \mathbf{f}(\tau)d\tau\right), \quad (3)$$

где введено обозначение для матричной экспоненты

$$M(t,\tau) = \exp\left(\int_{\tau}^{t} B(\tau)\,d\tau\right),$$

которая подразумевается упорядоченной по времени – матрицы $B(\tau)$ не коммутируют друг с другом. Для ковариационной матрицы системы с запаздыванием ($C(t,t_0) = \left\langle \mathbf{x}(t)[\mathbf{x}(t_0)]^T \right\rangle$) в отсутствии внешних воздействий ($\mathbf{f}(\tau) = 0$) справедливо соотношение

$$\frac{dC(t,t_0)}{dt} = B(t)C(t,t_0),$$
$$C(t,t_0) = M(t,t_0)C(t_0,t_0).$$

Из данного выражения следует, что матрица линейной системы и ее разрешающий оператор (матричная экспонента $M(t,t_0)$) могут быть вычислены по данным наблюдений (моделирования) исходной системы. Вычислив по данным наблюдений $C(t,t_0)$ и $C(t_0,t_0)$ можно решить предыдущее уравнение относительно $M(t,t_0)$:

$$M(t,t_0) = C(t,t_0)\{C(t_0,t_0)\}^{-1}.$$

Такой метод носит название метод обратной линейной модели (Linear Inverse Model, [Penland and Sareshmukh, 1995; Penland, 1996]). Получаемая таким способом линейная модель точно воспроизводит ковариационную функцию системы при запаздывании $(t - t_0)$. Везде далее будет предполагаться, что рассматриваемая нами система является циклически стационарной, а именно, что ковариационные матрицы $C(t,t_0)$ и $C(t_0,t_0)$ зависят лишь от времени суток, т.е. $C(t_0,t_0) = C(t_0+\Delta,t_0+\Delta)$, $\forall t_0 \in [0,\Delta]$ и t_0 можно считать принимающим значения внутри суточного интервала. Заметим, что указанные вычисления предполагают обращение ковариационной матрицы $C(t_i,t_i)$, являющееся потенциально некорректной операцией при малом числе наблюдений, использующихся для ее вычисления, и большой размерности фазового пространства. Для регуляризации задачи применяется процедура понижения размерности с помощью проецирования в базис ведущих эмпирических ортогональных векторов [Грицун, 2019].

Еще раз подчеркнем, что описанный выше подход для определения динамического оператора $M(t,t_0)$ предполагает отсутствие внешних воздействий, и периодическая зависимость данных лишь от времени суток. С учетом рис. 1*а* и рис. 1*б* понятно, что наилучший интервал времени, удовлетворяющий данным условиям это 2006–2010 гг., когда изменения статистик минимальны во времени и число дней, соответствующих невозмущенному состоянию ионосферы, максимально. Именно этот набор данных (невозмущенные дни 2006–2010 гг. в определении главы 2) и был использован в настоящей работе для определения матриц $M(t,t_0)$. Отметим, что простейшая регрессионная модель

$$\mathbf{x}(t_i) = M(t_i,t_{i-1})\mathbf{x}_{i-1} = C(t_i,t_{i-1})\{C(t_{i-1},t_{i-1})\}^{-1}\mathbf{x}_{i-1}, \quad (4)$$

получаемая из (3) пренебрежением влияния внешних воздействий, предсказывает состояние X' в следующие 2 ч с корреляцией порядка 0.92–0.95 и ошибкой в норме ~2–5% [Грицун, 2019]. Следующим важным предположением настоящей работы является тот факт, что ошибка данной линейной модели определяется сочетанием

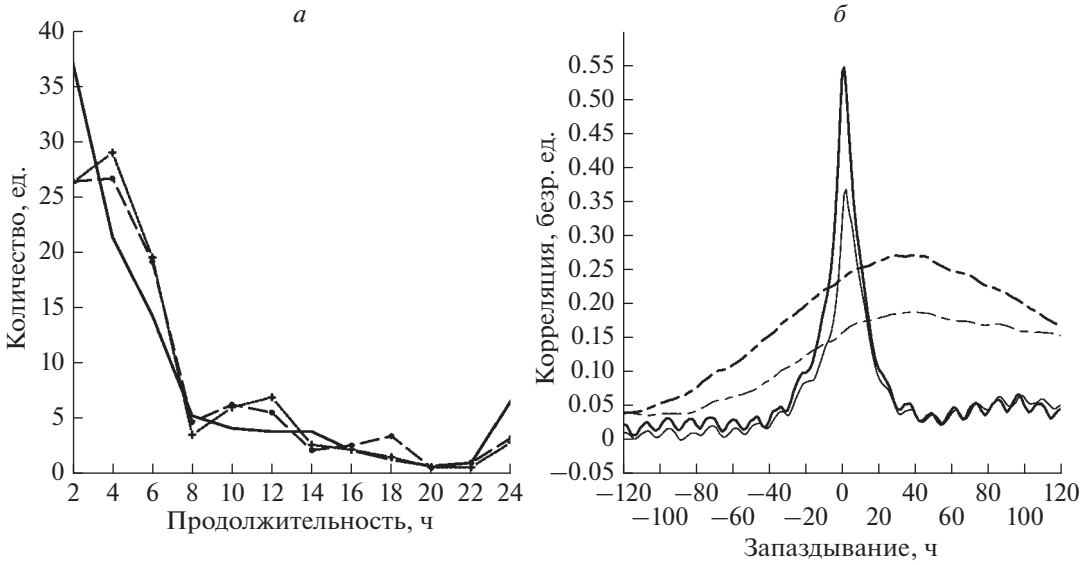

Рис. 3. Число геомагнитных аномалий, имеющих значение выше 40 nT по индексу *ap* относительно их продолжительности (штриховая линия) (*а*). Тоже, для событий с индексом *ap* выше 30 nT – сплошная линия, помеченная крестами (*а*). Тоже для экстремальных аномалий поля ТЕС – сплошная линия (*а*). Величина корреляции (безразмерные единицы) с запаздыванием между евклидовой нормой $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t+\delta)$ и индексом $ap(t)$ (сплошная жирная линия) и между нормой $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t+\delta)$ и индексом $F10.7(t)$ (прерывистая жирная линия), в зависимости от запаздывания δ (в часах) (*б*). Тонкая сплошная (прерывистая) линия – корреляция с запаздыванием между нормой аномалии поля ТЕС и индексом *ap* (индексом $F10.7$) в зависимости от запаздывания (в часах) (*б*).

детерминистического и случайного форсинга, действующего во время прогностического шага (2 ч). Таким образом,

$$\mathbf{x}(t_i) = M(t_i,t_{i-1})\mathbf{x}_{i-1} + \int_{t_{i-1}}^{t_i} M(t_i,\tau)(\boldsymbol{\xi}(\tau)+\mathbf{f}(\tau))d\tau = \\ = M(t_i,t_{i-1})\mathbf{x}_{i-1} + \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}).$$

Тогда диагностическое соотношение для эффективного форсинга имеет вид:

$$\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}) = \mathbf{x}(t_i) - M(t_i,t_{i-1})\mathbf{x}_{i-1} \equiv \\ \equiv \mathbf{x}(t_i) - C(t_i,t_{i-1})\{C(t_{i-1},t_{i-1})\}^{-1}\mathbf{x}_{i-1}. \quad (5)$$

При этом мы считаем, что при сильных внешних воздействиях на ионосферу, или при вычислении осредненной по времени величины воздействия, стохастической компонентой можно пренебречь. Рассчитав для каждого состояния с экстремальной аномалией поля значений ТЕС значение $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t)$, мы получаем форму воздействия, приводящего к его образованию. Аргументом в пользу того, что это, действительно, имеет смысл, служит рис. 3*б*, показывающий величину корреляции с запаздыванием δ между евклидовой нормой $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t+\delta)$, вычисленной с учетом сферической метрики, и индексом $ap(t)$ (сплошная жирная линия) и между нормой $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t+\delta)$ и индексом $F10.7(t)$ (прерывистая жирная линия), в зависимости от запаздывания δ. Видно, что корреляции максимальны, когда индексы опережают эффективный форсинг (*ap* на 2–4 ч, $F10.7$ на 3–4 сут), при этом важен тот факт, что значения корреляций значительно выше, чем для самой аномалии ТЕС (тонкие линии на соответствующих рисунках). Таким образом, мы выделяем слагаемое, действительно “похожее” на внешний форсинг. Отметим, что факт наличия указанных корреляций между аномалиями ТЕС и индексами *ap* и $F10.7$, конечно, хорошо известен и используется в прогностических целях.

Информацию о среднестатистическом времени действия форсинга дает представление рис. 3*а*, на котором показано распределение продолжительности (в часах) геомагнитных аномалий, имеющих значение выше 40 единиц индекса *ap* (штриховая линия) и выше 30 единиц индекса *ap* (сплошная линия, помеченная крестами). Видно, что в среднем воздействие длится порядка 8 ч. Сплошная линия показывает распределение времени жизни экстремальных аномалий в определении данной статьи, также оцениваемое величиной порядка 8 ч.

4. ОПЕРАТОР ОТКЛИКА И ОПТИМАЛЬНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ

Рассмотрим тождества ($\mathbf{f}_{\text{eff}}$ рассчитывается согласно (5)):

$$\mathbf{x}(t_i) = M(t_i,t_{i-1})\mathbf{x}_{i-1} + \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}) \equiv C(t_i,t_{i-1})\times \times\{C(t_{i-1},t_{i-1})\}^{-1}\mathbf{x}_{i-1} + \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}),\quad \mathbf{x}(t_{i-1}) = = C(t_{i-1},t_{i-2})\{C(t_{i-2},t_{i-2})\}^{-1}\mathbf{x}_{i-2} + \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-2}).$$

Подставляя рекуррентно одно в другое, получим

$$\mathbf{x}(t_i) = M(t_i,t_{i-1})..M(t_{i-k+1},t_{i-k})\mathbf{x}_{i-k} + \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}) + + M(t_i,t_{i-1})\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-2}) + \ldots + + M(t_i,t_{i-1})..M(t_{i-k+2},t_{i-k+1})\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-k}).$$

Или в компактном виде

$$\mathbf{x}(t_i) = M(t_i,t_{i-k})\mathbf{x}_{i-k} + \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}) + + M(t_i,t_{i-1})\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-2}) + \ldots + M(t_i,t_{i-k+1})\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-k}). \quad (6)$$

Первое слагаемое здесь отвечает за влияние начального условия, остальные члены – за интегральный эффект внешнего воздействия (детерминированного и модельного стохастического форсинга). Если все состояния системы, кроме $\mathbf{x}(t_i)$, известны, то в (6) определены все члены, кроме $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1})$, и соотношение (6) можно использовать для прогностических целей, положив, например, $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}) = \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-2})$ или $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}) = 0$. В силу тождественности всех рекуррентных соотношений, такой прогноз при любом значении k будет совпадать, будучи, при выборе $\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-1}) = 0$, обычным линейным регрессионным соотношением (т.е. моделью (4)). Если $k \to \infty$, то первое слагаемое будет стремиться к нулю (операторы линейной задачи устойчивы), и весь прогноз будет зависеть от интегрального эффекта воздействия. Наоборот, если k мало, то прогноз будет определяться начальным условием. Таким образом, соотношение (6) позволяет оценить эффект внешних воздействий на решение, определить, насколько воздействие изменяется по времени, каковы его пространственные характеристики и т.д.

Если в эффективном воздействии в модели (6) преобладает детерминистический форсинг, причем он пространственно слабо зависит от времени, то (6) еще более упрощается:

$$\mathbf{x}(t_i) = M(t_i,t_{i-k})\mathbf{x}_{i-k} + + \left(E + M(t_i,t_{i-1}) + \ldots + M(t_i,t_{i-k+1})\right)\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-k}) \equiv \equiv M(t_i,t_{i-k})\mathbf{x}_{i-k} + U(t_i,t_{i-k})\mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-k}). \quad (7)$$

Матрица (оператор) U связывает реакцию системы на внешние воздействия. Подчеркнем еще раз, что оператор отклика зависит от времени начала действия воздействия и его окончание, а эффективный форсинг учитывает пространственную структуру воздействия, являясь двумерным широтно-долготным массивом. Отметим также тот факт, что выражение для U совпадает с выражением для оператора отклика среднего состояния равновесной системы с нормальным распределением плотности вероятности на постоянное внешнее воздействие. Форма наиболее эффективных воздействий на систему находится с помощью сингулярного разложения матрицы $U = P\Lambda Q^T$. В свою очередь, начальные условия, приводящие к наибольшему росту решения, находятся с помощью сингулярного разложения матрицы $M(t_i,t_{i-k})$. Заметим, что $M(t_i,t_{i-k})$ является устойчивой по Ляпунову – все ее собственные числа по модулю меньше единицы, скорость затухания – два и более раз за сутки. Тем не менее, неортогональность ее собственных векторов допускает рост нормы возмущений в конечный период времени (хотя задача и устойчива по Ляпунову). В данном случае эта возможность реализуется: максимальная скорость нарастания возмущений составляет 100–150% в сутки.

Формулы (6) и (7) содержат исключительно корреляционные функции известного решения и могут быть рассчитаны по данным наблюдений.

На рисунке 4 представлены прогностические характеристики линейных моделей (6) и (7) в зависимости от k, принимающего значения 1, 2, ..., 12 двухчасовых интервалов, при прогнозе экстремальных аномалий поля значений ТЕС. Рисунок 4*а* – средние значения корреляций прогноза и реальности по всем 355 аномалиям. Рисунок 4*б* – средняя величина отношения нормы прогноза к норме реальности. Сплошная тонкая постоянная линия на рис. 4*а* и рис. 4*б* – средняя по всем экстремальным аномалиям корреляция (отношение норм) $\mathbf{x}(t_i)$ и ее прогноза по формуле (6). Как уже отмечалась, прогноз по формуле (6) не зависит от k. Сплошная линия, маркированная квадратами, – прогноз по формуле (7). Тонкая пунктирная убывающая линия – прогноз экстремальной аномалии с помощью первого слагаемого в формуле (6), отвечающего за влияние на прогноз начального условия в момент t_{i-k}. Штриховая возрастающая линия – прогноз по интегральному слагаемому в формуле (6). Жирная линия – прогноз по второму слагаемому в формуле (6) – результат умножения $U\mathbf{f}_{\text{eff}}$, характеризующий справедливость предположения о постоянстве внешнего воздействия в случае образования сильных аномалий ТЕС (в качестве $\mathbf{f}_{\text{eff}}$ здесь использовано среднее значение

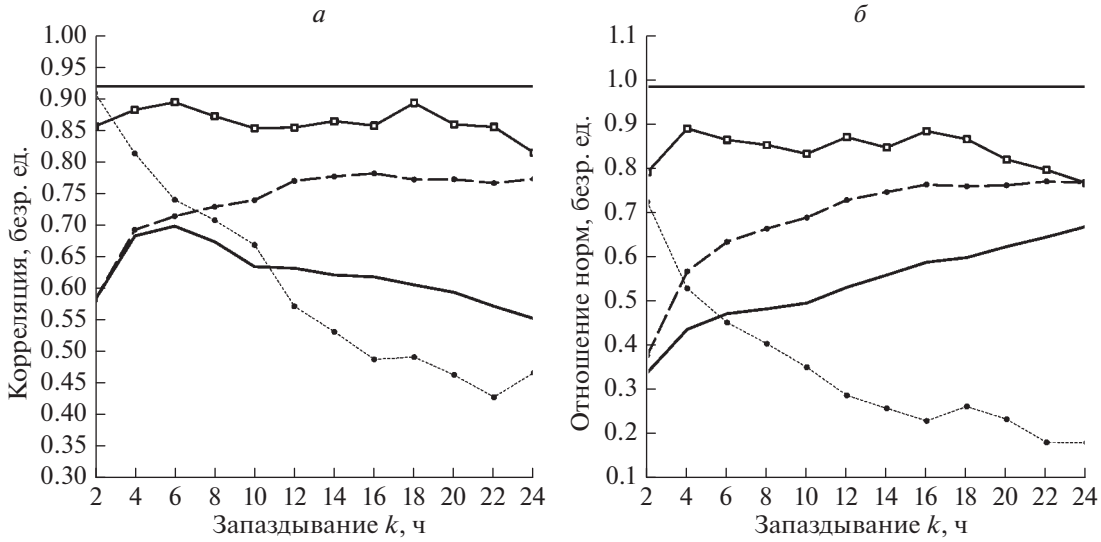

Рис. 4. Средние значения корреляций прогноза и реальности по всем 355 экстремальным аномалиям в зависимости от времени запаздывания k (часы) (*а*). Сплошная тонкая постоянная линия – средняя по всем экстремальным аномалиям корреляция $\mathbf{x}(t_i)$ и ее прогноза по формуле (6). Сплошная линия, маркированная квадратами – прогноз по формуле (7). Тонкая пунктирная убывающая линия – прогноз с помощью первого слагаемого в формуле (6), тонкая штрихованная возрастающая линия – прогноз по интегральному слагаемому в формуле (6). Жирная линия – прогноз по второму слагаемому в формуле (7). Тоже для средних величин отношения нормы прогноза к норме реальности в зависимости от времени запаздывания k (часы) (*б*).

$\sum_1^k \mathbf{f}_{\text{eff}}(t_{i-j})$). Из рисунка можно сделать вывод, что, во-первых, начиная примерно с 8 ч эффект внешних воздействий доминирует. Во-вторых, предположение о постоянстве внешнего воздействия не лишено смысла – слагаемое $U\mathbf{f}_{\text{eff}}$ обеспечивает среднюю корреляцию реального и прогнозируемого отклика на уровне 0.6, примерно вдвое занижая его норму. При этом, прогноз по формуле (7) не сильно уступает прогнозу (6). Таким образом, имеет смысл анализировать структуру сингулярных векторов операторов $M(t_i, t_{i-k})$ и U на предмет изучения структуры максимальных откликов, оптимальных воздействий и их реализуемости на практике, что и было сделано при $k = 4$ (что соответствует 8 ч – с учетом рис. 3*а* – наиболее вероятному времени действия геомагнитного форсинга).

Для каждой экстремальной аномалии определялась проекция $\mathbf{f}_{\text{eff}}$ на соответствующие ведущие правые сингулярные векторы M и U, а также проекция самой аномалии на ведущие левые сингулярные векторы данных операторов. В результате было показано, что средняя проекция $\mathbf{f}_{\text{eff}}$ на пространство первых 5 правых ведущих векторов, как M, так и U составляет величину порядка 0.35–0.40 для каждого вектора, распределяясь практически равномерно между всеми векторами (со средней корреляцией порядка 0.15–0.18 для каждого вектора и максимальной корреляцией не превосходящей 0.5). Таким образом, оптимальные воздействия не реализуются в природе. Корреляции между экстремальными аномалиями $\mathbf{x}(t_i)$ и ведущими левыми векторами (оптимальными откликами) значительно выше, что не удивительно – операторы максимально усиливают возмущения вдоль этих направлений. Средняя проекция аномалии на 5 ведущих откликов – 0.80–0.85, причем отклик концентрируется вдоль наиболее растущего первого вектора с корреляцией 0.65–0.7 как для оператора M, так и для U.

Структура вычисленных левых сингулярных векторов P для $M(t_i, t_{i-k})$ и U при $k = 4$ и времени t_i, равном 04:00 GMT, 12:00 GMT и 20:00 GMT показана на рис. 5 (3 ведущих вектора-отклика для M) и рис. 6 (3 ведущих вектора-отклика для U). В верхнем ряду приведены векторы для случая 04:00 GMT, в среднем и нижнем – для 12:00 GMT и 20:00 GMT соответственно. Видно, что корреляции между сингулярными векторами M и U значимы. Правые векторы (воздействия) мы не приводим, ввиду их нереализуемости в природе.

На рисунке 7 продемонстрированы шесть случаев образования экстремальных аномалий. Группа рис. 7*а*–7*д* относится к случаю возникновения аномалии в 04:00 GMT. На рисунке 7*а* представлены значения величины коэффициента корреляции для проекции аномалии на пространство 5 ведущих левых векторов-откликов матрицы U (сплошная жирная линия), на 1-й ведущий вектор (сплошная тонкая линия) и на 2-й веду-

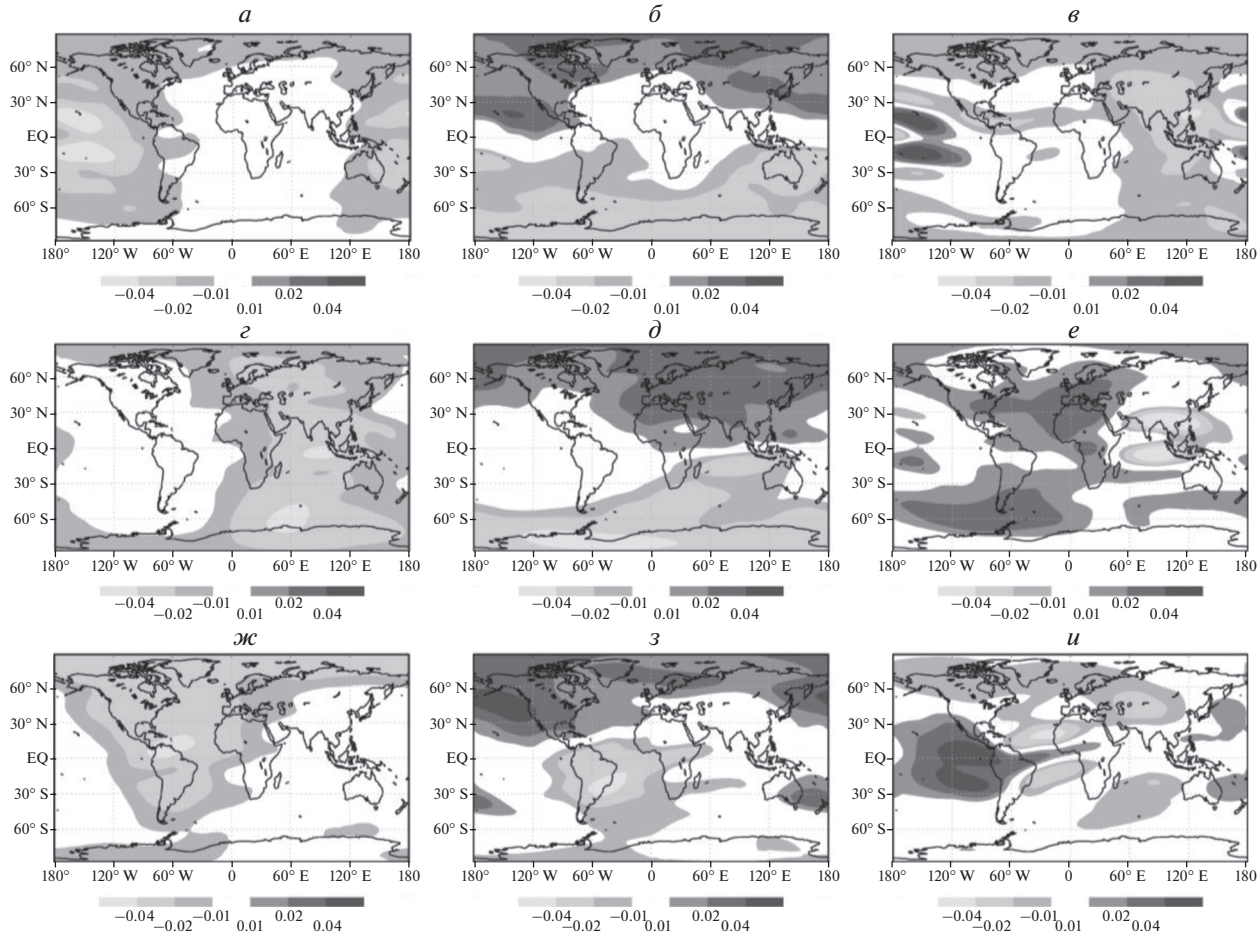

Рис. 5. Три ведущих оптимальных вектора-отклика оператора U, вычисленного для оценки отклика в 04:00 GMT (первая строка – (*а*–*в*)), времени 10:00 GMT (вторая строка – (*г*–*е*)) и времени 20:00 GMT (третья строка – (*ж*–*и*)). Безразмерные единицы.

щий вектор (прерывистая линия) для каждого случая возникновения аномалии (всего 26 случаев). Горизонтальными линиями показаны соответствующие средние по всем 26 событиям. На рисунке 7*б* и рис. 7*в* показаны экстремальные аномалии, соответствующие событию $m = 16$ и $m = 10$. В первом случае мы имеет отклик вдоль первого вектора (рис. 5*а*, корреляция 0.91), во втором – второго (рис. 5*б*, корреляция 0.51). Прогнозы аномалий с помощью $U\mathbf{f}_{\mathrm{eff}}$ показаны на рис. 7*г* и рис. 7*д* (величина отклика умножена на 1.3, поскольку прогноз недооценивает его величину). Полностью аналогичную структуру имеют группы рис. 7*е*–7*к* (возникновение аномалии в 12:00 GMT) и рис. 7*л*–7*п* (возникновение аномалии в 20:00 GMT). На рисунке 7*ж* показан случай экстремального события $m = 2$ (корреляция с ведущим откликом – 0.92, см. рис. 5*г*), на рис. 7*з* – случай $m = 6$ (возбуждается второй оптимальный отклик, рис. 5*д*). На рисунке 7*м*–7*н* приведены экстремальные события $m = 14$ и $m = 25$, также проектирующиеся на первый и второй вектор соответствующего оператора (рис. 5*ж*, рис. 5*з*).

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В предположении, что эволюция полной электронной концентрации в спокойной ионосфере может быть описана в рамках динамико-стохастического подхода, был вычислен линейный, зависящий от времени суток, оператор динамико-стохастической модели. При вычислениях использовался метод обратной линейной модели (LIM), применяемый к данным наблюдений – архиву данных TEC SDDIS NASA за 1998–2018 гг.

Наблюдаемые экстремальные аномалии поля значений TEC (с величиной аномалии втрое превышающей величину СКО нормы аномалии) интерпретировались как реакция спокойной ионосферы на внешние воздействия, такие как возмущения потока солнечного излучения и геомагнитные аномалии, характеризуемые соответствующими индексами, а также воздействиями,

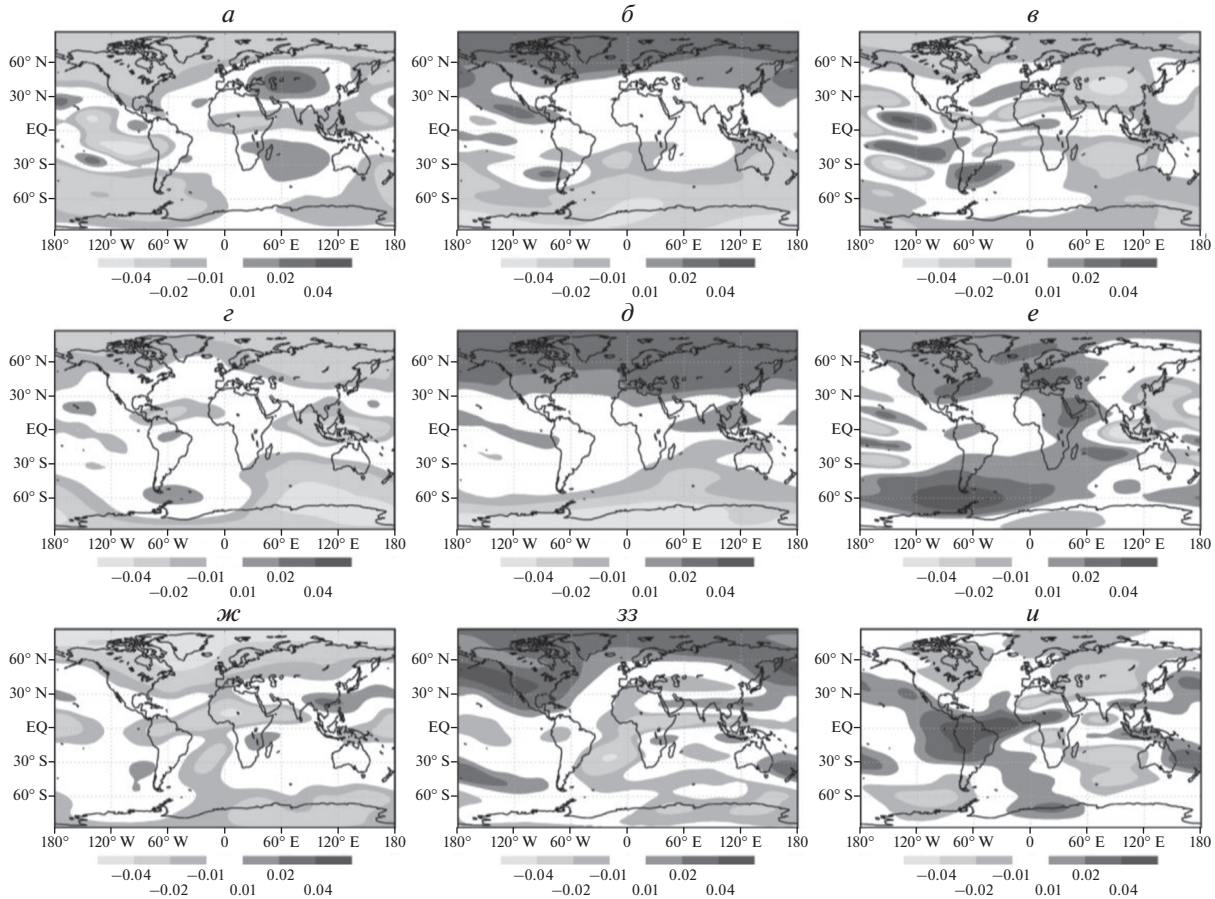

Рис. 6. Три ведущих оптимальных вектора-отклика оператора M вычисленного для оценки отклика в 04:00 GMT (первая строка – (*а*–*в*)), времени 10:00 GMT (вторая строка – (*г*–*е*)) и времени 20:00 GMT (третья строка – (*ж*–*и*)). Безразмерные единицы.

имеющими другую физическую природу (влияние нижней атмосферы и т.п.). Внешнее воздействие в конкретный момент времени, при этом, определялась как разница прогнозируемого с помощью линейной модели изменения аномалии TEC и ее реального значения. Было показано, что рассчитанный форсинг коррелирует с индексами *ap* и *F*10.7, характеризующими величину большей части воздействий на ионосферу.

Формулировка динамики ионосферы в виде линейной динамико-стохастической модели позволяет выделить аномалии начального состояния ионосферы и внешние воздействия, способные произвести наибольшие ее изменения через заданное время. Соответствующие структуры определяются с помощью сингулярного разложения операторов влияния начальных условий и внешнего форсинга соответственно, которые вычисляются по данным наблюдений. Было показано, что при возбуждении экстремальных аномалий влияние начальных условий наблюдается в течение ~8–16 ч, начиная с 6–8 ч эффект внешних воздействий становится определяющим. При 8-часовой заблаговременности прогноза аномалии оба фактора примерно равнозначны. Сравнение (корреляции) наблюдаемых внешних воздействий с результатами сингулярного разложения операторов влияния показывают, что оптимальные воздействия на ионосферу редко реализуются в природе (максимальная корреляция наблюдаемой аномалии и ведущего сингулярного вектора-воздействия не превышает величины 0.5 со средним значением порядка 0.15). В свою очередь, структура самих экстремальных аномалий почти полностью определяется структурой оптимальных векторов-откликов (левых сингулярных векторов соответствующих операторов), с величиной коэффициента корреляции для проекции на 5 ведущих векторов, достигающего 0.85, и проекции на первый вектор порядка 0.7.

Отметим также, что ведущие оптимальные векторы-отклики близки к ведущим низкочастотным (от суток до нескольких дней) модам изменчивости. Это является еще одним свидетельством того, что динамика экстремальных ионосферных аномалий допускает интерпретацию в

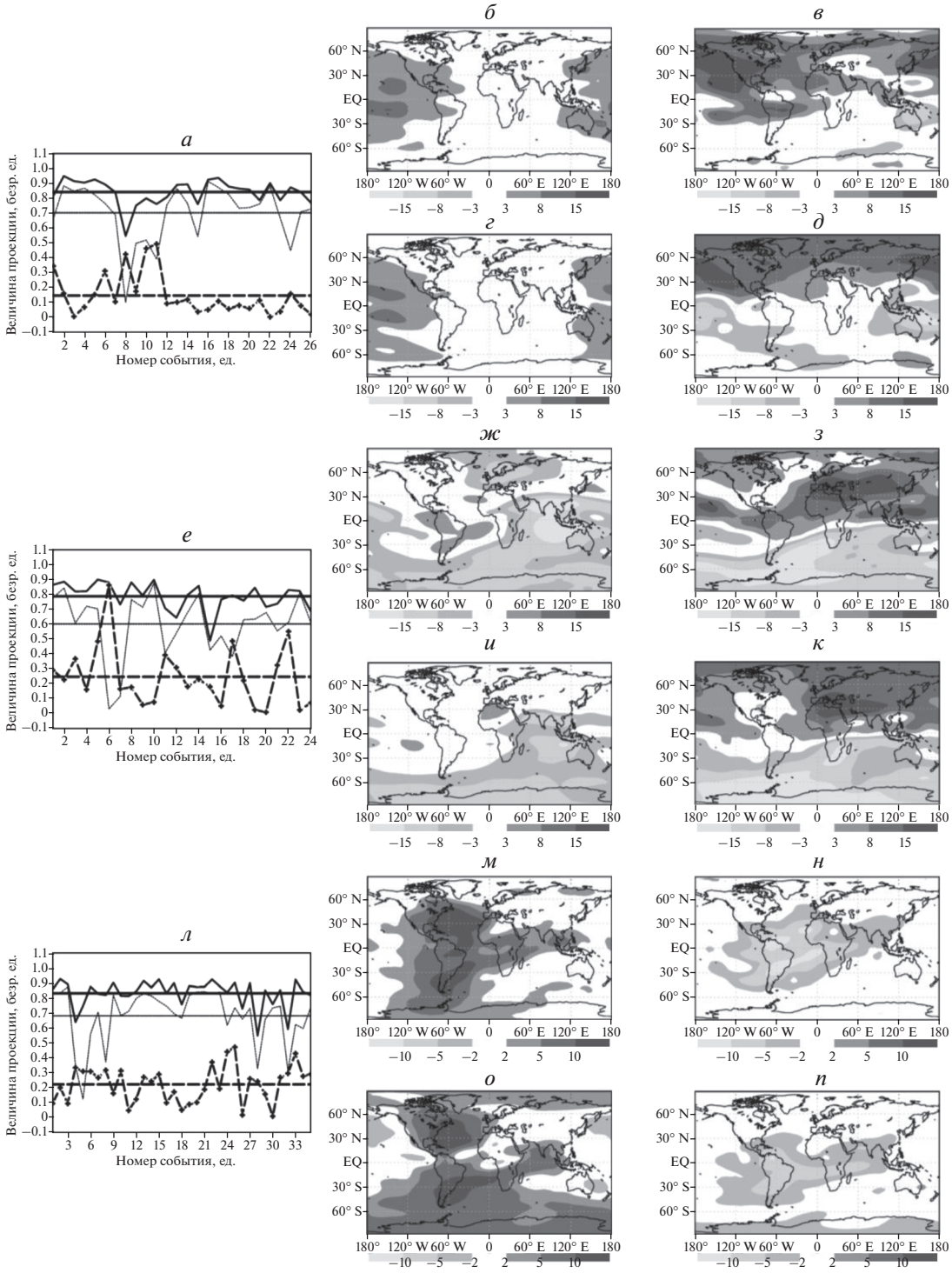

Рис. 7. Примеры экстремальных аномалий поля TEC, образующихся в 04:00 GMT (*а–д*). Величины проекции аномалии TEC (безразмерные единицы) на пространство 5 ведущих левых векторов-откликов матрицы U (сплошная жирная линия), на 1-ый ведущий вектор (сплошная тонкая линия) и на 2-ой ведущий вектор (штриховая линия) в зависимости от номера m экстремального события (всего 26 случаев) (*а*). Соответствующие горизонтальные линии – их средние значения. Пространственная структура экстремальных аномалий, соответствующая событиям $m = 16$ и $m = 10$ (*б* и *в*) и ее прогноз (*г* и *д*). Аналогичная информация для экстремальных аномалий, образующихся в 12:00 GMT (24 случая, (*е*)), события $m = 2$ и $m = 6$ (*ж–к*). Аналогично для 20:00 GMT (35 событий (*л*)), события $m = 14$ и $m = 25$ (*м–п*).

терминах простой линейной динамико-стохастической модели.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в Институте вычислительной математики РАН при поддержке Российского научного фонда грант № 17-17-01305.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Грицун А.С.* Потенциальная предсказуемость и прогноз состояния поля аномалий полной электронной концентрации по данным наблюдений // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 59. № 1. С. 98–109. 2019.

– *Данилов А.Д., Казимирский Э.С., Вергасова Г.В., Хачикян Г.Я.* Метеорологические эффекты в ионосфере // Л.: Гидрометеоиздат. 268 с. 1987.

– *Дымников В.П., Кулямин Д.В., Останин П.А.* Совместная модель глобальной динамики термосферы и ионосферы Земли // Изв.РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 56. № 3. С. 280–292. 2020.

– *Лещинская Т.Ю., Михайлов В.В.* Модель SIMP-1: картирование месячных медиан *foF*2 по северному полушарию // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 56. № 6. С. 772–780. 2016.

– *Шубин В.Н.* Глобальная эмпирическая модель критической частоты *F*2-слоя ионосферы для спокойных геомагнитных условий // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 4. С. 450–462. 2017.

– *Bailey, G. J., Balan N., Su Y. Z.* The Sheffield university plasmasphere ionosphere model: A review // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 1997. V. 59. № 13. P. 1541–1552.

– *Baker D.N., Allen J.H.* Confluence of natural hazards: A possible scenario // Eos Trans. AGU. V. 81. № 23. P. 254–254. 2000.

– *Baker D.N.* Extreme space weather: a nonlinear dynamical system / Complexity and Extreme Events in Geoscience P. 255–265. Geophys. Monogr. Ser. AGU. Washington, DC. USA. 2012.

– *Bessarab F.S., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V. et al.* E-region ionospheric storm on May 1–3, 2010: GSM TIP model representation and suggestions for IRI improvement // Adv. Space Res. 2015. V. 55. № 8. P. 2124–2130.

– *Bilitza D., Altadill D., Zhang Y. et al.* The International Reference Ionosphere 2012 – a model of international collaboration // J. Space Weather Space Clim. V. 4. A07. 2014.

– *Bilitza D., Altadill D., Reinisch B. et al.* The International Reference Ionosphere: Model Update 2016 // Geophysical Research Abstracts. V. 18. EGU2016-9671. 2016.

– *Fuller-Rowell T.J., Codrescu M.V., Fejer B.G. et al.* Dynamics of the low-latitude thermosphere: Quiet and disturbed conditions // J. Atmos. Terr. Phys. V. 59. P. 1533–1540. 1997.

– *Hoque M.M., Jakowski N.* A new global model for the ionospheric F2 peak height for radio wave propagation // Ann. Geophysicae. V. 30. № 5. P. 797–809. 2012.

– *Jian Lin, Xinan Yue, Zhen Zeng. et al.* Empirical orthogonal function analysis and modeling of the ionospheric peak height during the years 2002–2011 // J. Geophys. Res.–Space. V. 119. № 5. P. 3915–3929. 2014.

– *Kelley M.C.* The Earth's Ionosphere: Plasma Physics and Electrodynamics. 2nd ed. // San Diego, CA. USA: Academic Publishers, 2009.

– *Namgaladze A.A., Martynenko O.V., Volkov M.A. et al.* Highlatitude version of the global numerical model of the Earth's upper atmosphere // Proceedings of the MSTU. V. 1. № 2. P. 23–84. 1998.

– National Research Council (NRC). Severe space weather events: Understanding societal and economic impacts // A Workshop Report. Natl. Acad. Press. Washington, DC. USA. 2008.

– *Oyeyemi E.O., Poole A.W.V., McKinnell L A.* On the global model for *foF*2 using neural networks // Radio Sci. V. 40. RS6011. 2005.

– *Penland C., Sardeshmukh D.* Error and sensitivity of geophysical eigensystems // J. Climate. V. 8. P. 1988–1998. 1995.

– *Penland C.* A stochastic model of IndoPacific sea surface temperature anomalies // Physica D. V. 98. P. 534–558. 1996.

– *Richmond A.D., Ridley E.C., Roble R.G.* A Thermosphere/Ionosphere General Circulation Model with coupled electrodynamics // Geophys. Res. Lett. V. 19. P. 601–604. 1992.

– *Sharma-A.S., Baker D.N., Bhattacharyya A. et al.* Complexity and Extreme Events in Geosciences: An Overview // Complexity and Extreme Events in Geoscience. P. 1–16. Geophys. Monogr. Ser. AGU. Washington, DC. USA. 2012.

– *Schmidt, H., Brasseur G.P., Charron M. et al.* The HAMMONIA Chemistry Climate Model: Sensitivity of the Mesopause Region to the 11-Year Solar Cycle and CO_2 Doubling // J. Climate. V. 19. P. 3903–3931. 2006.

– *Sun Y.Y., Matsuo T., Eduardo E.A. et al.* Ground-based GPS observation of SED-associated irregularities over CONUS // J. Geophys. Res.–Space. V. 118. P. 2474–2489. 2013.

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 46–59

УДК 550.8.053

СИСТЕМА УСКОРЕННОЙ ПОДГОТОВКИ КВАЗИОКОНЧАТЕЛЬНЫХ ДАННЫХ СТАНДАРТА ИНТЕРМАГНЕТ

© 2021 г. Д. В. Кудин[1, 2, *], А. А. Соловьев[1, 3], Р. В. Сидоров[1, **], В. И. Старостенко[4], Ю. П. Сумарук[4], О. В. Легостаева[4]

[1]Геофизический центр РАН (ГЦ РАН), г. Москва, Россия
[2]Горно-Алтайский государственный университет (ГАГУ), г. Горно-Алтайск, Россия
[3]Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН (ИФЗ РАН), г. Москва, Россия
[4]Институт геофизики им. С.И. Субботина НАНУ, г. Киев, Украина
*e-mail: d.kudin@gcras.ru
**e-mail: r.sidorov@gcras.ru

Поступила в редакцию 06.09.2019 г.
После доработки 12.02.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

В статье приводится описание системы подготовки квазиокончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ. В отличие от окончательных данных, подготавливаемых не раньше, чем через год после измерения, данные, предоставляемые описанной системой, доступны через сутки после выполнения последней серии абсолютных наблюдений. Квазиокончательные данные находят применение при моделировании быстрых вариаций главного магнитного поля Земли и расчете индексов геомагнитной активности. В работе приводится анализ качества получаемых данных путем сравнения с одобренными окончательными данными ИНТЕРМАГНЕТ и сравнения с данными, полученными по моделям WMM и IGRF. Показано, что качество квазиокончательных данных, полученных по предложенной методике автоматизированных алгоритмов, сравнимо с качеством, которое обеспечивается традиционными подходами к подготовке окончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ.

DOI: 10.31857/S0016794021010090

1. ВВЕДЕНИЕ

Магнитное поле Земли (МПЗ) – один из важнейших источников информации о внутреннем строении Земли и динамических процессах в околоземном пространстве. Основным поставщиком магнитных данных являются наземные магнитные обсерватории, которые проводят непрерывные измерения МПЗ в фиксированных точках пространства. Они рассчитаны на непрерывное функционирование в течение десятилетий для регистрации, прежде всего, вековых вариаций магнитного поля. Обсерваторские данные широко используются для расчета моделей главного МПЗ [Maus et al., 2010; Thebault et al., 2015] и в качестве калибрующих значений для спутниковых наблюдений. Данные магнитных обсерваторий также являются важным источником информации о процессах, происходящих в магнитосфере и ионосфере Земли на более коротких временны́х интервалах, в частности, для изучения геомагнитных бурь и суббурь. Помимо вклада в решение фундаментальных задач геомагнетизма, наблюдения магнитного поля на стационарных обсерваториях также являются неотъемлемым элементом в работах некоторых промышленных отраслей: топливной, геологоразведочной, авиационной и др. Например, высокотехнологичная технология наклонно-направленного бурения нефтегазоносных скважин предполагает решение задачи навигации буровой колонны по непрерывным измерениям геомагнитного азимута, приемлемая точность которых может обеспечиваться исключительно современной геомагнитной обсерваторией [Poedjono et al., 2011, 2013].

Указанные области применения предъявляют высокие требования как к качеству, так и к оперативности обсерваторских измерений. Качество таких данных напрямую зависит от множества факторов, включая место расположения обсерватории, качество использованных строительных материалов, измерительные приборы, качество организации измерений и алгоритмы обработки регистрируемых данных [Jankowski and Sucksdorff, 1996]. В силу непрерывного роста востребованности обсерваторских данных, активно развиваются методы их рутинной обработки с целью

повышения качества [например, Gvishiani et al., 2014; Lesur et al., 2017; Soloviev et al., 2018]). Кроме того, совершенствуются аппаратные решения для регистрации и потоковой передачи данных наблюдений [Алешин и др., 2018].

Данная работа завершает цикл статей в журнале “Геомагнетизм и аэрономия”, охватывающих полный комплекс современных методов организации стационарных геомагнитных наблюдений – от новых подходов к полевым геомагнитным и геодезическим измерениям при выборе места установки обсерваторий [Кафтан и Красноперов, 2015; Красноперов и др., 2015], штатной работы обсерватории [Соловьев и др., 2016] до новых методов автоматизированного анализа и обработки регистрируемых измерений с целью своевременного получения качественных финальных геомагнитных данных. Именно о последнем аспекте пойдет речь в настоящей статье.

Основными стандартами качества данных магнитной обсерватории выступают требования [St-Louis, 2012], предъявляемые к обсерваториям мировой сети ИНТЕРМАГНЕТ [Love and Chulliat, 2013]. Согласно требованиям, обсерватории предоставляют ежеминутные значения трех компонент вектора геомагнитного поля, измеренные векторным магнитометром (вариометром), обычно феррозондового типа. Однако непрерывно регистрируемые значения представляют собой относительные изменения, а не полные значения компонент, поскольку подвержены дрейфу, обусловленному температурными вариациями, нелинейностью сигнальных электронных компонентов и другими причинами. Для периодической калибровки векторного магнитометра и компенсации возможного наклона постамента, на котором установлен прибор, регулярно производятся абсолютные наблюдения компонент вектора магнитного поля [Alldredge, 1960; Wienert, 1970]. С помощью данных абсолютных наблюдений рассчитываются так называемые базисные значения, изменчивые во времени, которые в дальнейшем используются для получения рядов полных (окончательных) значений элементов поля. По этой причине обсерватории ИНТЕРМАГНЕТ предоставляют два основных типа данных: вариационные (предварительные) данные, доступные в течение 72 ч после регистрации, и окончательные данные, очищенные и скорректированные с учетом базисных значений, но доступные с задержкой более года. В настоящее время существует потребность получения данных, близких к окончательным, с существенно меньшими задержками.

Квазиокончательные (верифицированные) данные представляют собой векторные измерения поля, скорректированные с учетом временны́х базисных значений непосредственно после регистрации, очень близкие по значениям к окончательным данным [Peltier and Chulliat, 2010]. На сегодняшний день всего четверть обсерваторий мировой сети ИНТЕРМАГНЕТ (http://intermagnet.org) способны производить удовлетворительные квазиокончательные данные, расходящиеся с окончательными менее, чем на 5 нТл. Квазиокончательные данные наиболее востребованы в таких важнейших задачах геомагнетизма, как построение оперативных моделей и изучение быстрых вариаций главного МПЗ [Soloviev et al., 2017a], а также расчет индексов геомагнитной активности. Согласно регламенту ИНТЕРМАГНЕТ задержка в расчете таких данных не должна превышать 3-х месяцев, однако по факту она не превышает 1 месяца. Очевидно, получение квазиокончательных данных является основным требованием при навигации буровой колонны по геомагнитным измерениям, которая упоминалась выше [Буслаев и др., 2015; Гвишиани и Лукьянова, 2018].

Подготовку квазиокончательных данных можно условно разделить на два основных этапа: контроль качества непрерывных векторных измерений магнитного поля путем распознавания и удаления техногенных сбоев в магнитограммах; определение динамических базисных значений по результатам абсолютных наблюдений и расчет по ним временны́х рядов полных значений элементов поля.

Целью настоящей работы является демонстрация новой системы ускоренной автоматизированной подготовки квазиокончательных данных геомагнитных обсерваторий, а также оценка качества полученных с ее помощью данных. В качестве исходных данных используются обсерваторские измерения, непрерывно поступающие в Российско-украинский центр геомагнитных данных (http://geomag.gcras.ru) на базе Геофизического центра РАН (ГЦ РАН) [Гвишиани и др., 2018; Пилипенко и др., 2019]. Главным преимуществом системы является максимальная автоматизация этапов обработки и верификации геомагнитных данных с использованием элементов искусственного интеллекта. При этом, как будет показано далее, при существенном сокращении задержки в расчетах качество результирующих данных в целом оказывается выше по сравнению с традиционными подходами к подготовке окончательных данных.

2. РАСПОЗНАВАНИЕ ТЕХНОГЕННЫХ ПОМЕХ

В общемировой практике рутинная оценка качества измерений осуществляется операторами обсерваторий, как правило, вручную. Основными видами техногенных помех являются выбросы (спайки) и скачки [Nowozynki and Reda, 2007; Rasson, 2009]. Распространенным способом де-

тектирования спайков на исходной записи является анализ разностей (ΔF) между значениями модуля вектора, измеренными непосредственно скалярным магнитометром и рассчитанными по векторным измерениям после их корректировки с использованием принятых базисных значений [Clarke et al., 2013]. Однако и такая запись может содержать ложные выбросы, а может и не содержать в себе искомых [Soloviev et al., 2012]. Первая ситуация может быть обусловлена асинхронной регистрацией данных двумя приборами или разными методами усреднения измерений. Причиной второй ситуации может быть кратковременный поворот вектора магнитного поля в точке установки вариометра без изменения его модуля или сильное влияние на поле, зафиксированное обоими магнитометрами. Недостатком ручной обработки предварительных данных является существенное увеличение времени подготовки очищенных данных, необходимых для расчета базисных значений. При этом ситуация заметно осложняется при переходе на более высокочастотную регистрацию данных – секундные записи по каждой из компонент могут содержать более тысячи техногенных выбросов в месяц [например, Soloviev et al., 2012]).

Для обнаружения и удаления выбросов в векторных минутных или секундных измерениях нами разработан автоматический метод, состоящий из двух этапов: применение алгоритма распознавания техногенных аномалий SP [Богоутдинов и др., 2010] или SPs [Soloviev et al., 2012] и верификация конечного результата путем сравнения результатов распознавания, полученных по данным множества обсерваторий. Кроме того, для уменьшения вероятности ложных срабатываний метода используются данные индикаторов геомагнитной активности [Gvishiani et al., 2016a; Гвишиани и др., 2018], вычисляемые непрерывно по мере поступления данных: мера аномальности [Soloviev et al., 2016a; Agayan et al., 2016], пиковая амплитуда, скорость изменения магнитного поля и оперативный *K*-индекс геомагнитной активности. Рассмотрим процедуру очистки геомагнитных данных более подробно.

Геомагнитные обсерватории, входящие в российско-украинский сегмент ИНТЕРМАГНЕТ, на регулярной основе, но с некоторой задержкой отправляют данные за определенный период времени в ГЦ РАН, где происходит их последующая обработка АПК МАГНУС [Gvishiani et al., 2016a]. В штатном режиме задержка поступления данных не превышает часа. После поступления данных происходит их асинхронная загрузка в таблицу реляционной базы геомагнитных данных (БД) [Gvishiani et al., 2016a], предназначенную для хранения предварительных (оперативных) данных. После этого запускается пересчет индикаторов геомагнитной активности, и обновленные значения записываются в отдельную таблицу БД. В таблице предварительных данных присутствует выделенное поле, в котором содержится в бинарном виде информация о принадлежности того или иного измерения техногенным помехам. Соответствующая маркировка измерений осуществляется асинхронно по результатам обработки минутных и секундных данных оригинальными алгоритмами поиска техногенных выбросов SP и SPs соответственно. Несмотря на то, что алгоритмы прошли успешную апробацию на реальных данных геомагнитных обсерваторий [Сидоров и др., 2012; Soloviev et al., 2012], остается вероятность ложного срабатывания. По этой причине маркированные области данных проходят вспомогательную процедуру автоматической верификации с привлечением данных других обсерваторий. Так, в случае, если помеха зарегистрирована на двух и более обсерваториях одновременно, флаг принадлежности соответствующих измерений техногенным сбоям снимается, поскольку высока вероятность того, что было зарегистрировано глобальное геомагнитное событие естественной природы (например, импульсная геомагнитная пульсация). На рисунке 1 показаны записи северной компоненты *X* (рис. 1*а*) и вертикальной компоненты *Z* (рис. 1*б*) вектора магнитного поля на обсерваториях Одесса (IAGA-код ODE, с. Степановка, Лиманский район, Одесская обл., Украина) и Киев (IAGA-код KIV, пгт. Дымер, Киевская обл., Украина) за 13 января 2017 г. Алгоритмом обнаружены техногенные выбросы на записях ODE в районе 18:10 UT (*Z*) и 18:42 UT (*X*, *Z*), но не обнаружены на записях KIV, поэтому в данном случае на этапе подготовки квазиокончательных данных система принимает решение удалить фрагменты данных обс. ODE, распознанные алгоритмом.

Другой важной информацией при очистке магнитных данных от техногенных сбоев являются оперативные данные геомагнитных индикаторов, которые представляют собой количественные показатели геомагнитной активности, упрощающие определение временны́х границ событий природного характера (например, магнитных бурь и суббурь). Следует отметить, что данные за периоды повышенной геомагнитной активности представляют особую ценность для космофизических исследований на предмет изучения короткопериодных флуктуаций магнитного поля. Поэтому ошибочная фильтрация техногенных помех, также характеризующихся малой длительностью, может вносить существенные искажения в интерпретацию результатов. В качестве примера на рис. 2 представлены данные векторного магнитометра (азимутальная компонента *Y*) обс. KIV совместно со значениями индикаторов геомагнитной активности – меры аномальности и оперативного *K*-индекса за

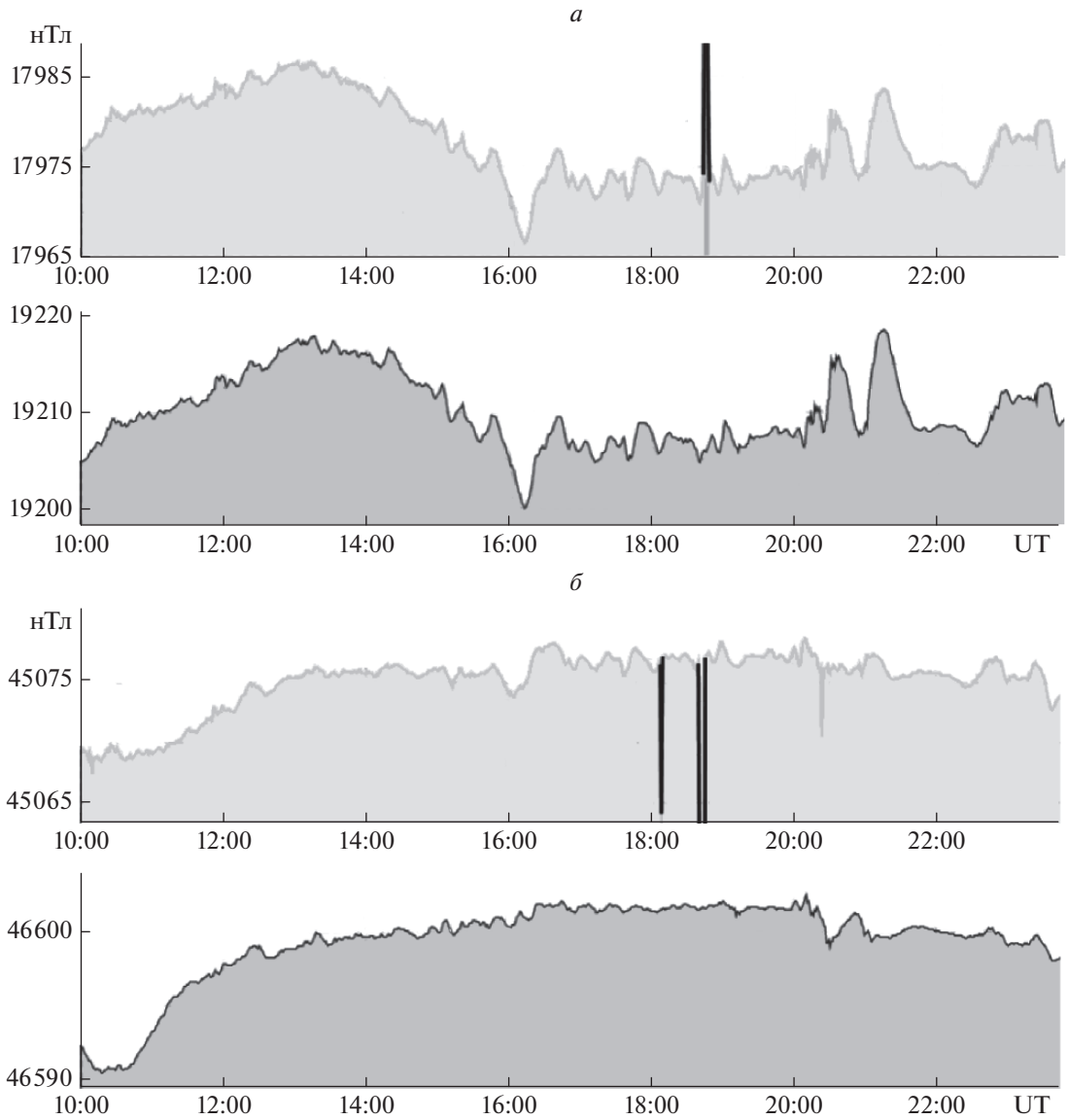

Рис. 1. Записи северной компоненты X (*а*) и вертикальной компоненты Z (*б*) вектора магнитного поля на обсерваториях Одесса (ODE, верхний график) и Киев (KIV, нижний график) за 13 января 2017 г. (время на графиках мировое) с результатами автоматического распознавания техногенных выбросов (черный цвет) (http://geomag.gcras.ru).

30 сентября 2016 г. Из рисунка 2 видно, что алгоритмом был ошибочно распознан выброс с 18:05 до 18:26 UT, имеющий явно природный, а не техногенный характер, поскольку за соответствующий период наблюдалась повышенная геомагнитная активность не только на KIV, но и на других обсерваториях. В данном случае, основываясь на индикаторах геомагнитной активности, система не расценивает помеченные значения как техногенные помехи и использует их при расчете квазиокончательных данных. В случае если система не может самостоятельно принять решение, помеченное событие заносится в список событий, требующих отдельного анализа оператором.

3. РАСЧЕТ ТОЧЕЧНЫХ БАЗИСНЫХ ЗНАЧЕНИЙ

Абсолютные наблюдения производятся на обс. примерно 1–2 раза в неделю при помощи одноосевого феррозондового магнитометра, установленного на немагнитном теодолите (деклинометр/инклинометр), и скалярного магнитометра. Абсолютные значения магнитного поля D_{abs} (магнитное склонение), I_{abs} (магнитное наклонение) и F_{abs} (полная напряженность) опре-

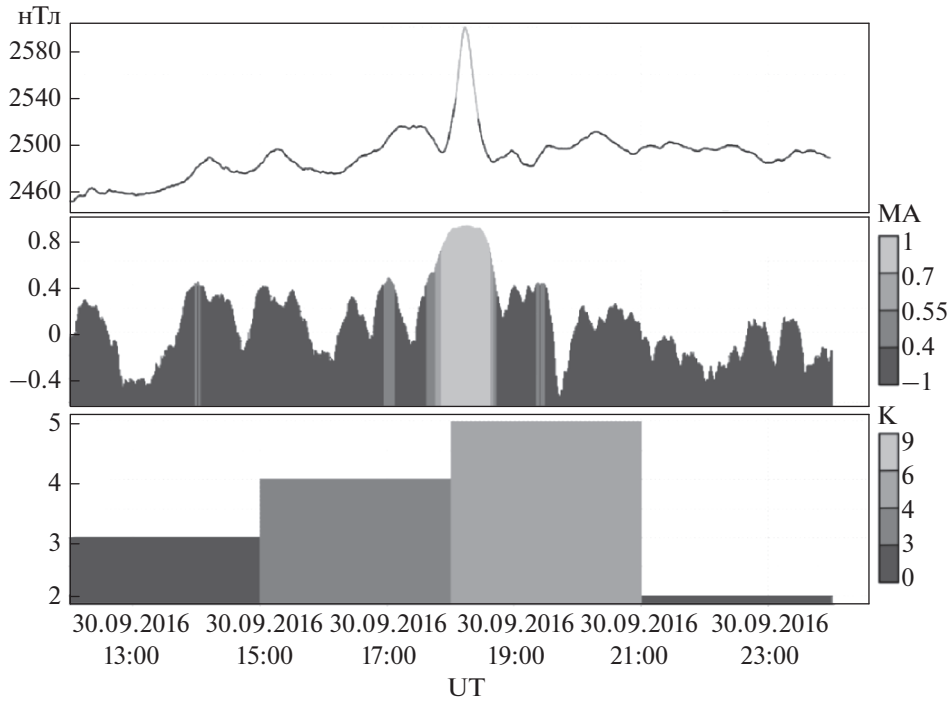

Рис. 2. Графики восточной компоненты *Y* обс. KIV (верхний), меры аномальности (средний) и оперативного *K*-индекса (нижний). На верхнем графике результат ошибочного распознавания техногенных выбросов выделен серым цветом (http://geomag.gcras.ru).

деляются в географических координатах установки деклинометра/инклинометра [Jankowski and Sucksdorff, 1996]. Расчет абсолютных значений зависит от метода абсолютных наблюдений – нуль-метода или офсетного метода [Rasson, 2005; Нечаев, 2006]. АПК МАГНУС позволяет операторам обсерваторий вводить результаты абсолютных наблюдений при помощи специализированного веб-интерфейса, который поддерживает оба метода. После ввода исходных данных из БД считываются очищенные вариационные данные, полученные за соответствующее время, и информация об ориентации векторного магнитометра. После чего происходит расчет т.н. наблюденных (точечных) базисных значений за моменты времени абсолютных наблюдений. В случае ориентации магнитометра в магнитной системе координат (*HDZ*) рассчитываются базисные значения H_0, D_0 и Z_0, в случае ориентации в географической системе координат (*XYZ*) – значения X_0, Y_0 и Z_0. Процедура расчета точечных базисных значений в обоих случаях подробно описана в работе [Соловьев и др., 2015]. Впоследствии формируется SQL-запрос к БД и результаты расчета абсолютных и базисных значений и их временна́я привязка импортируются в БД.

4. АВТОМАТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ БАЗИСНОЙ КРИВОЙ МОДУЛЯ МПЗ

В связи с ужесточением требований к обсерваториям, входящим в международную сеть ИНТЕРМАГНЕТ, обусловленным потребностью мирового научного сообщества в обсерваторских данных МПЗ высоко качества, появилась необходимость в контроле значений разности модуля МПЗ между постаментами в абсолютном павильоне обсерватории. Указанная разность (F_0) используется при расчете квазиокончательных и окончательных данных и, по сути, является еще одним базисным значением. По этой причине был разработан сервис АПК МАГНУС и алгоритм обработки данных, позволяющий в автоматическом режиме вычислять F_0. Исходным данными для расчета являются временны́е границы, которые наблюдатель фиксирует при выполнении измерения F_0. Измерение выполняется путем перемещения датчика скалярного магнитометра со штатного постамента на постамент инклинометра/деклинометра, который демонтируется на это время. На рисунке 3*а* представлен сигнал, наблюдаемый в модуле МПЗ (*F*) при перемещении датчика. Фрагменты сигнала, выделенные серым цветом, являются помехами, образующимися в результате перемещения датчика. Математические алгоритмы распознавания помех, встроен-

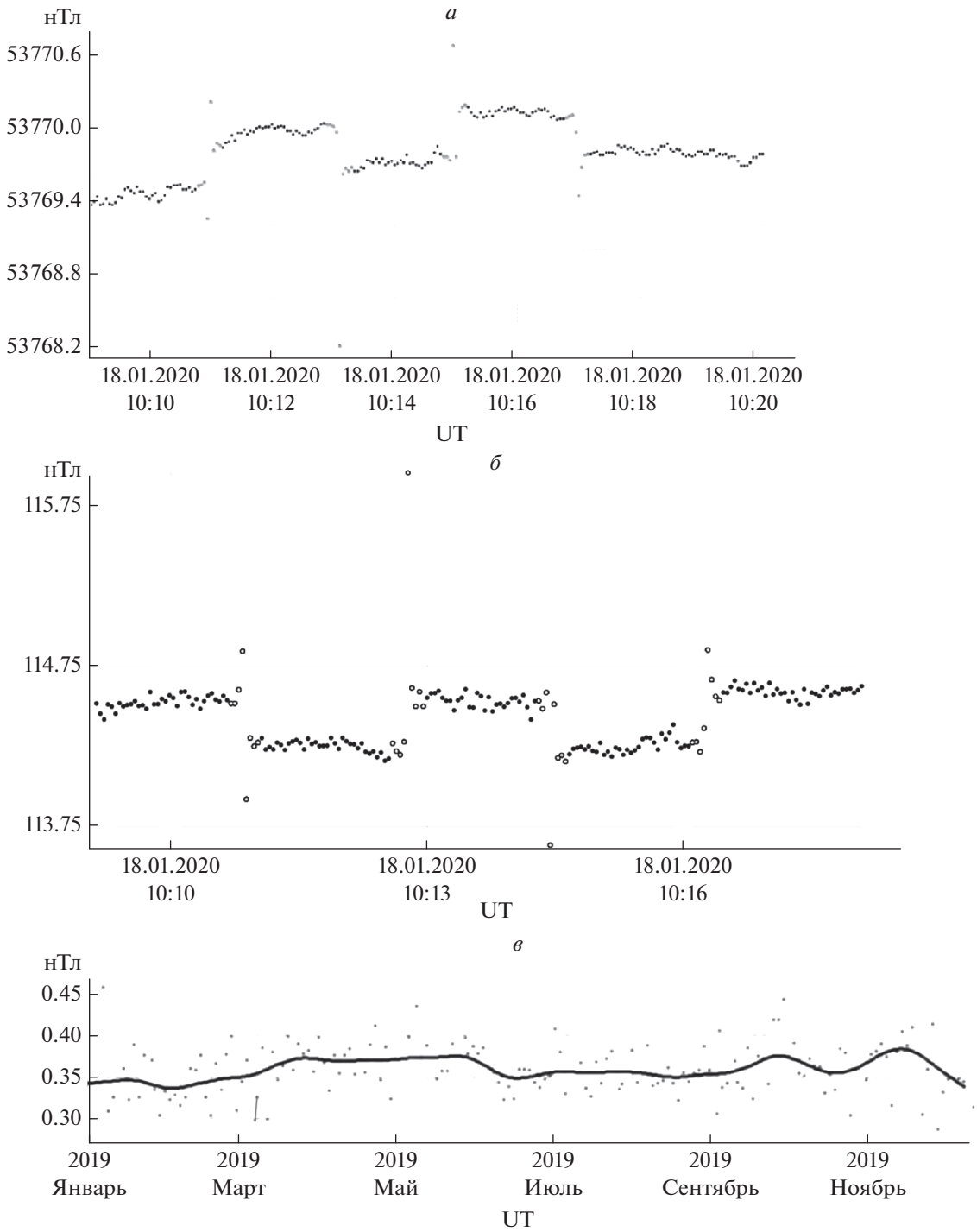

Рис. 3. Данные модуля МПЗ F с пометками (серый) автоматической системы обнаружения выбросов (*а*) и значения ΔF за интервал измерения F_0 (*б*) (значения, использованные при расчете, выделены черным). Точечные значения F_0, рассчитанные по обсерваторским измерениям (точки), и интерполированная базисная F_0 (сплошная линия) за год показаны на (*в*). Время на графиках мировое.

ные в АПК МАГНУС, надежно размечают подобные события.

Веб-сервис АПК МАГНУС для расчета F_0 использует значения разности модуля вектора МПЗ (ΔF), измеренного скалярным магнитометром и рассчитанного по компонентам вариометра. На рисунке 3*б* показан график значений ΔF во время проведения измерения F_0.

Далее, внутри каждого из фрагментов (на рис. 3*б* их пять) алгоритм выделяет интервал спокойного поля и для каждого такого интервала рассчитывает медианное значение ΔF. F_0 рассчитывается как медианное значение последовательных разностей (в указанном примере их четыре) интервальных средних (медиан). Описанный алгоритм интегрирован в АПК МАГНУС и активно используется при автоматизированной обработке данных и расчете окончательных значений МПЗ. Регулярный ряд значений F_0, полученный на обс. Климовская за год, показан на рис. 3*в*. Преимущества данного метода обеспечивают две составляющие:

1. метод не требует наличия двух скалярных магнитометров, для него достаточно одного штатного прибора;

2. метод полностью автоматизирован и лишен субъективного подхода оператора к выбору исследуемых интервалов.

5. АВТОМАТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ПОЛНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЛЯ

Наблюденные базисные значения представляют собой нерегулярный временнóй ряд, т.к. сами абсолютные измерения носят нерегулярный характер (обычно 1–2 измерения в неделю). Для пересчета непрерывно регистрируемых вариаций компонент в полные значения элементов поля с частотой дискретизации, соответствующей исходным вариационным измерениям, требуется регуляризация базисных значений.

Согласно требованиям ИНТЕРМАГНЕТ [St-Louis, 2012] такая регуляризация должна обеспечивать шаг дискретизации 1 сутки с привязкой регулярных базисных значений к 12:00:00 UT каждых суток. При этом она может быть реализована любым методом, обеспечивающим гладкость результирующей кривой. В мировой практике обсерваторских наблюдений для аппроксимации значений часто используется метод сглаживающего сплайна [Peltier and Chulliat, 2010; Soloviev et al., 2018], входящий в инструментарий Curve Fitting Toolbox для Matlab (функция csaps). В соответствии с рекомендациями ИНТЕРМАГНЕТ базисная кривая должна строиться по наблюденным базисным значениям начиная с 1 декабря предыдущего года. На практике базисная кривая рассчитывается не по всем имеющимся значениям. Дело в том, что иногда некоторые наблюденные базисные значения представляют собой выбросы на фоне общего множества, например, из-за допущенной ошибки при проведении абсолютных наблюдений за соответствующий момент времени. Перед построением сплайна такие значения необходимо удалить. Алгоритм удаления выбросов на множестве базисных значений реализуется в несколько этапов. Сначала сплайн строится по всем имеющимся значениям, начиная с 1 декабря предыдущего года. Далее оценивается разница между наблюденными значениями и аппроксимированными значениями за соответствующие моменты времени. В случае если разница превышает порог отбраковки выбросов, соответствующее наблюденное значение исключается из дальнейшего рассмотрения. Порог отбраковки базисных значений настраивается эмпирически для каждой обсерватории в зависимости от частоты и качества абсолютных наблюдений. В случае обсерватории SPG порог равен удвоенному значению среднеквадратичного отклонения (2σ). После этого сплайн строится заново с 1 декабря предыдущего года, но уже только по отобранным на предыдущем этапе наблюденным базисным значениям.

Другой распространенной помехой при построении аппроксимации служат скачки в наблюденных базисных значениях. Примеры таких скачков приведены на графиках наблюденных базисных значений на рис. 4*а* и 4*б* (положения скачков отмечены вертикальными черными линиями). Их причиной могут быть изменение настроек вариометра, его перемещение, а также появление или удаление статической помехи на обсерватории (например, внос крупного железосодержащего предмета в павильон). Информация о подобных событиях отслеживается сотрудниками обсерватории и заносится в БД при помощи специальной веб-формы. Информация содержит в себе точное время события в UT, код события, “пораженную” компоненту, описание события в свободной форме и автора сообщения. В АПК МАГНУС обработка таких событий автоматизирована. В соответствующий момент времени осуществляется разрыв сплайна, после чего он перестраивается по отдельным сегментам до и после момента события. Финальный вариант базисной кривой для каждой из компонент сохраняется в БД.

Далее происходит расчет полных значений компонент поля с использованием базисных кривых и вариационных значений (dH, dD, dZ или dX, dY, dZ) за период с 1 декабря предыдущего года до текущего момента времени. Как было отмечено выше, в течение каждых суток в UT принимается единое базисное значение для каждой компоненты. Формулы расчета полных значений в течение каждых суток приведены ниже для обоих случаев ориентации вариометра (HDZ и XYZ):

$$H_i^j = \sqrt{\left(H_0^j + dH_i^j\right)^2 + \left(dD_i^j\right)^2},$$

$$D_i^j = D_0^j + \delta D_i^j = D_0^j + \operatorname{arctg}\left(\frac{dD_i^j}{H_0^j + dH_i^j}\right),$$

$$X_i^j = X_0^j + dX_i^j, \quad Y_i^j = Y_0^j + dY_i^j, \quad Z_i^j = Z_0^j + dZ_i^j,$$

где i – порядковый номер измерения в течение одних суток, j – порядковый номер суток.

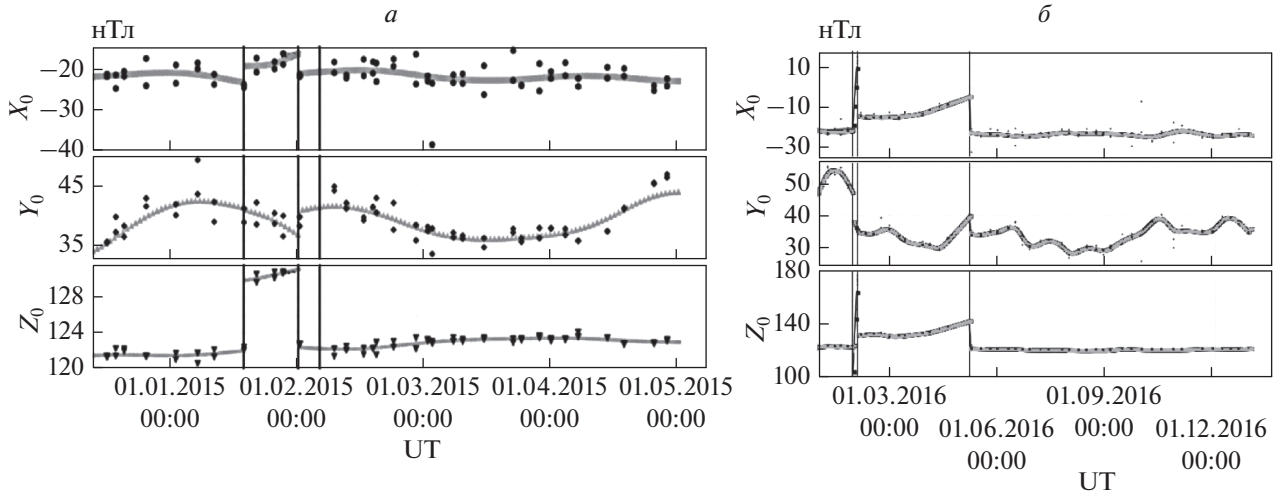

Рис. 4. Примеры скачков (вертикальные линии) техногенной природы в базисных значениях X_0, Y_0 и Z_0 обс. ИНТЕРМАГНЕТ Санкт-Петербург (IAGA-код SPG), информация о которых содержится в БД [Gvishiani et al., 2016a], за период с 1 декабря 2014 г. по 1 мая 2015 г. (*а*) и за 2016 г. (*б*) (http://geomag.gcras.ru). Черными маркерами помечены наблюденные базисные значения, серыми – интерполированные базисные кривые.

При сохранении результирующих квазиокончательных данных в БД из них удаляются техногенные помехи, которые были распознаны методом, описанным во втором разделе статьи.

В АПК МАГНУС пересчет базисной аппроксимированной кривой и последующий пересчет квазиокончательных данных происходят автоматически при поступлении новых результатов абсолютных наблюдений: сначала по ним рассчитываются абсолютные значения, затем наблюденные базисные, по наблюденным базисным пересчитываются ежесуточные базисные значения, с использованием которых осуществляется пересчет квазиокончательных данных. Блок-схема разработанной системы представлена в [Gvishiani et al., 2016a] и некоторых других работах авторов, посвященных АПК МАГНУС.

6. ОЦЕНКА КАЧЕСТВА КВАЗИОКОНЧАТЕЛЬНЫХ ДАННЫХ ОБСЕРВАТОРИИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

Квазиокончательные данные обс. Санкт-Петербург (IAGA-код SPG) [Sidorov et al., 2017] рассчитываются автоматически и сохраняются в БД с каждым поступлением новых абсолютных измерений. Для оценки качества получаемых квазиокончательных данных проведем сравнительный анализ с окончательными данными, одобренными ИНТЕРМАГНЕТ и опубликованными на сайте (http://intermagnet.org). Для сравнения будем использовать утвержденные окончательные данные за 2015–2016 г. [Soloviev et al., 2016c, 2017b].

Подготовка годового массива окончательных данных производилась в несколько шагов. На первом этапе рассчитывались базисные значения с использованием вариационных данных [Soloviev et al., 2016b; Geomagnetic data ..., 2016], очищенных от техногенных помех, и проведенных в течение года абсолютных измерений.

Далее, первичные (точечные) базисные значения были пересчитаны с учетом устраненных ошибок измерений, приборных сбоев, температурных поправок и выбросов, связанных с повышенной геомагнитной активностью при проведении абсолютных измерений. Вновь полученные базисные значения были интерполированы сглаживающим сплайном (серая кривая на рис. 4*а* и 4*б*) с параметрами $px = 0.01$, $py = 0.01$, $pz = 0.01$ для получения финальных ежесуточных базисных значений.

Из очищенных секундных данных МПЗ были получены минутные данные путем усреднения с коэффициентами фильтра Гаусса, рекомендованного техническим руководством сети ИНТЕРМАГНЕТ [St-Louis, 2012]. После учета рассчитанных ежесуточных базисных значений в итоге были получены годовые массивы окончательных минутных данных по трем компонентам. Кроме того, прямым усреднением были рассчитаны среднегодовые, среднесуточные и среднечасовые значения компонент МПЗ.

В качестве критерия №1 оценки качества квазиокончательных данных оценивалась их покомпонентная разность с минутными окончательными данными. На рис. 5*а* показаны гистограммы значений покомпонентной разности между минутными квазиокончательными и окончательными данными за 2016 г. В результате расчета уста-

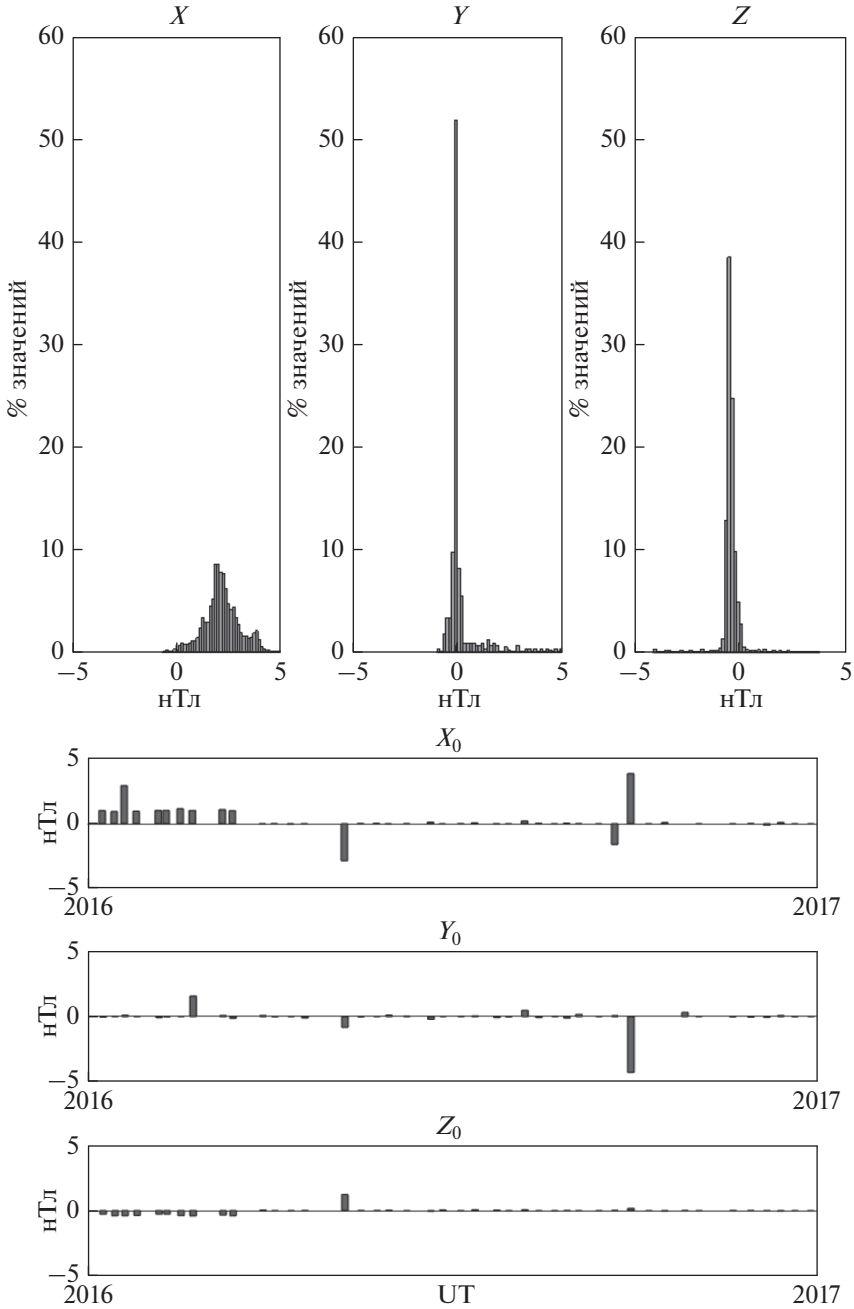

Рис. 5. Разности минутных квазиокончательных и окончательных данных (*а*) и компонент базисных значений, полученных по результатам абсолютных наблюдений, для квазиокончательных и окончательных данных обс. SPG за 2016 г. (*б*).

новлено, что по всем компонентам разность не превышает 5 нТл на 95% данных, в том числе:

– на 99.97% минутных значений по компоненте *X*;

– на 96.16% минутных значений по компоненте *Y*;

– на 100% минутных значений по компоненте *Z*.

Сдвиг в разностях по компоненте *X* (рис. 5*а*, левый график) обусловлен причинами, которые отразились в квазиокончательных, но были устранены в окончательных данных. Основной причиной являлось вычисление склонения *D* без компенсации ошибки теодолита, что приводило к сдвигу в базисных значениях X_0, Y_0. Наряду с этим, при подготовке окончательных данных была устранена систематическая нескомпенсированная задержка, обусловленная прецессией протонного магнитометра, приводящая к 2–3-х секундной рассинхронизации данных векторного и

скалярного магнитометров. Также, при последующей подготовке окончательных данных было уточнено значение коэффициента преобразования, который используется для пересчета данных вариометра из вольт в нанотеслы.

В качестве критерия качества № 2 рассматривалась разность между вре́менными базисными значениями, которые использовались при формировании квазиокончательных данных, и окончательными базисными значениями. Первые были получены за период с 1 декабря 2015 г. и далее ежемесячно до 31 декабря 2016 г., вторые – за период с 1 декабря 2015 г. по 31 января 2017 г. Анализ показал, что для базисных значений компонент Y_0, Z_0 амплитуда разности не превышает 5 нТл, а для базисных значений X_0 – 10 нТл. Последнее связано с выбросами, отфильтрованными вручную при расчете окончательной базисной кривой. Результаты представлены на рис. 5*б*.

Как видно из представленных сравнений, полученные показатели качества квазиокончательных данных полностью удовлетворяют критериям ИНТЕРМАГНЕТ (www.intermagnet.org), а по некоторым показателям даже превышают требуемые характеристики.

7. СРАВНЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ С МОДЕЛЯМИ ГЛАВНОГО МПЗ

Помимо того, что наблюдения на магнитных обсерваториях сами по себе служат источником данных для построения моделей МПЗ, они также широко используются для верификации таких моделей, построенных, например, по спутниковым наблюдениям [Соловьев и Смирнов, 2018]. Среди наиболее популярных моделей такого рода можно назвать International Geomagnetic Reference Field (IGRF) 12-го поколения [Thebault et al., 2015] и World Magnetic Model (WMM) [Chulliat et al., 2019]. Модели позволяют аналитически рассчитывать абсолютные значения трех компонент МПЗ в заданной точке за указанное время. Несмотря на регулярное обновление моделей (для моделей IGRF и WMM период обновления составляет 5 лет), стремительные изменения МПЗ могут потребовать их немедленной актуализации. Так, например, модель WMM была обновлена в феврале 2019 г. вследствие существенного ускорения движения северного магнитного полюса. Актуальные квазиокончательные данные позволяют оперативно контролировать расхождения между модельными прогнозами и фактическими наблюдениями вблизи обсерваторий. Очевидно, достоверность подобных экспериментов напрямую зависит от качества квазиокончательных данных, которое должно согласоваться со стандартами ИНТЕРМАГНЕТ. Приведем сравнение квазиокончательных данных обс. Санкт-Петербург за 2016 г. с расчетными значениями МПЗ согласно указанным моделям. По аналогии с предыдущим разделом определим уровень доверия результатам оценки качества модели.

Для координат расположения обсерватории SPG были получены среднесуточные абсолютные значения трех компонент МПЗ. На рисунке 6 для всех трех компонент магнитного поля представлены графики среднесуточных квазиокончательных значений компонент МПЗ обсерватории SPG (обозначены в легенде как SPG_{Qdef}) в сравнении с графиками посуточных значений согласно моделям IGRF и WMM (обозначенными, соответственно, SPG_{IGRF} и SPG_{WMM}). В обоих случаях значения центрированы вычитанием среднегодового значения.

Как видно из рис. 6, отклонение среднесуточных данных от модельных может превышать 20 нТл. Вклад поля аномалий, вызванных неоднородностью земной горы, в данном случае можно считать несущественным, так как оно вносит постоянное смещение поля, устраняемое вычитанием среднегодового значения. Основным источником внутригодовых различий между данными наблюдений и моделями является внешнее магнитное поле и его сезонная вариация. Для уменьшения влияния внешнего поля при сравнении с модельными данными были выбраны наиболее спокойные дни каждого месяца.

Выбор спокойных дней основывался на анализе *K*-индекса геомагнитной активности [Johnston, 1943]. Для каждых суток 2016 г. рассчитывались сумма *K*-индексов, максимальный *K*-индекс и сумма квадратов *K*-индексов. Для каждого набора рассчитанных значений суткам присваивался номер в порядке увеличения значения. Среднее значение номеров, полученных по трем наборам, являлось характеристикой спокойствия дня. Кроме того, в качестве дополнительного критерия выбора использовалось значение *A*-индекса. Выбранные дни считались спокойными, если суточное значение *A*-индекса не превышало 10.5 нТл, и среди значений *K*-индекса за сутки не было ни одного, превышающего 3, и было не более одного, превышающего 2. Если среди выбранных дней существовали дни с неопределенными, по причине отсутствия данных, значениями *K*-индекса, то такие дни исключались из дальнейшего рассмотрения. По описанной методике был выбран 71 спокойный день на обсерватории в 2016 г. Для этих дней были рассчитаны среднеквадратичное отклонение и абсолютное смещение относительно модельных данных (табл. 1). На рисунках 7*а* и 7*б* для трех компонент МПЗ представлены значения отклонений среднесуточных значений за спокойные дни (обозначенных X_{Qdef}, Y_{Qdef} и Z_{Qdef}) от данных соответствующих моделей (обозначенных, соответственно, X_{IGRF}, Y_{IGRF}, Z_{IGRF} и X_{WMM},

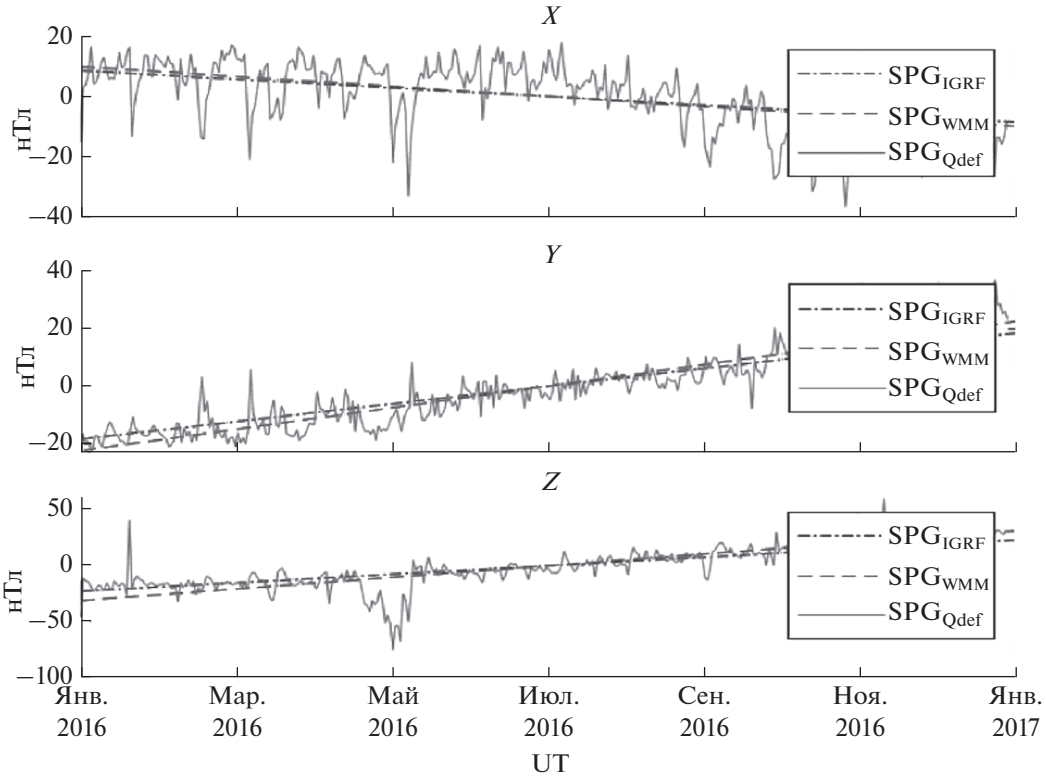

Рис. 6. Центрированные ежесуточные значения компонент МПЗ на обс. SPG за 2016 г.: квазиокончательные данные (непрерывная линия), модельные данные IGRF (штрих-пунктир) и WMM (штрих).

Y_{WMM}, Z_{WMM}). На графиках для компоненты X по наблюдаемым отклонениям значений построена огибающая, демонстрирующая сезонную вариацию, которая традиционно устраняется при построении моделей главного МПЗ.

Таким образом, сравнение квазиокончательных и модельных данных показало, что годовой ход главного МПЗ на обс. Санкт-Петербург, прогнозируемый моделями WMM и IGRF, соответствует данным наблюдений. Для спокойных дней среднеквадратичная разность между среднесуточными измеренными значениями и модельными данными не превышает 5 нТл (табл. 1). Гистограммы значений разности представлены на рис. 7*в*.

8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным достоинством магнитных обсерваторий является предоставление регулярных временны́х рядов полных значений элементов магнитного поля. Если на большинстве обсерваторий мировой сети такие данные, называемые окончательными, подготавливаются с задержкой более года, то средствами АПК МАГНУС верифицированные, близкие к окончательным (квазиокончательные) данные рассчитываются автоматически с минимальной задержкой. Процедура состоит из следующих этапов: распознавание выбросов в вариационных данных, расчет абсолютных значений по результатам обсерваторских абсолютных наблюдений, расчет базисных значе-

Таблица 1. Покомпонентное сравнение квазиокончательных и модельных данных за спокойные дни 2016 г.

	Среднегодовая разность, нТл		СКО за год, нТл	
	WMM	IGRF	WMM	IGRF
Компонента X	−175.35	−189.27	3.84	3.89
Компонента Y	73.78	62.50	2.77	3.31
Компонента Z	146.50	167.48	4.40	4.08

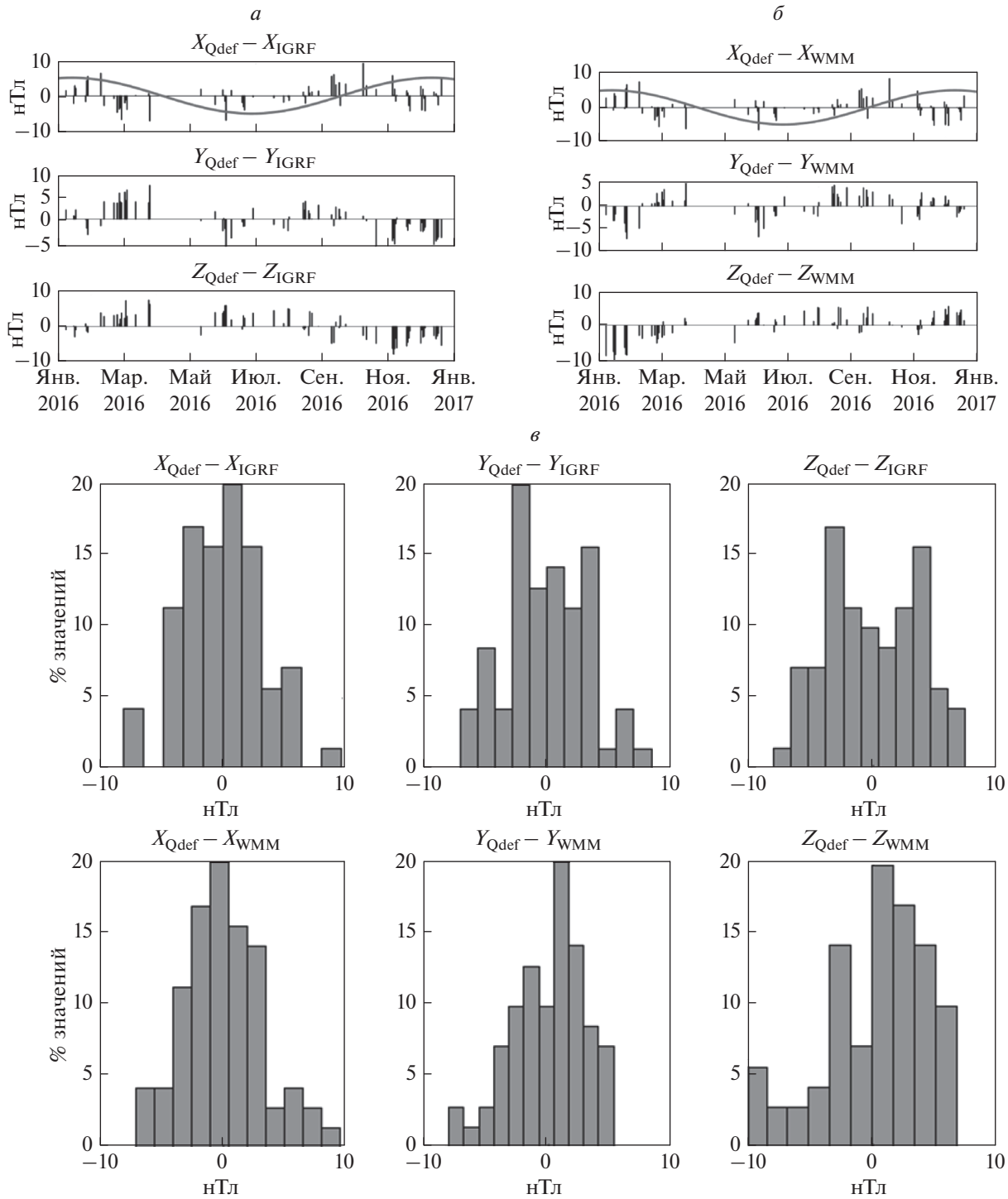

Рис. 7. Разность среднесуточных значений квазиокончательных данных за спокойные дни и модельных данных IGRF (*а*) и WMM (*б*); гистограммы разностей центрированных среднесуточных значений квазиокончательных данных за спокойные дни и данных согласно моделям (*в*) IGRF (верхний ряд) и WMM (нижний ряд).

ний для компонент вариометра, распознавание выбросов и скачков на множестве базисных значений, регуляризация базисных значений с 1 декабря предыдущего года, пересчет полных значений компонент поля с использованием базисных и вариационных данных с 1 декабря предыдущего года. Все рассчитанные данные сохраняются в соответствующих разделах реляционной БД. Процедура пересчета квазиокончательных данных выполняется при каждом поступлении новых ре-

зультатов абсолютных наблюдений из обсерватории. За счет внедрения автоматизированных алгоритмов обработки данных разработанная технология во многом облегчает и ускоряет процедуру подготовки результирующих данных. Крайне важно, что при этом качество получаемых данных остается сравнимым с тем качеством, которое обеспечивается традиционными подходами к подготовке окончательных данных стандарта ИНТЕРМАГНЕТ. Это также подтверждается результатами их сравнения с данными высокоточных моделей, построенных по спутниковым данным. Своевременный доступ к высококачественным регулярным измерениям полных значений поля имеет не только фундаментальное значение при изучении быстрых вариаций главного магнитного поля [например, Soloviev et al., 2017a]) и оперативной актуализации соответствующих моделей, но также широко востребован и для изучения внешних магнитных полей [например, Гвишиани и др., 2015; Gvishiani et al., 2016b]).

9. БЛАГОДАРНОСТИ

Результаты, представленные в этой статье, получены с использованием данных, регистрируемых геомагнитными обсерваториями. Мы благодарим национальные институты, которые их поддерживают, сеть ИНТЕРМАГНЕТ за продвижение высоких стандартов функционирования геомагнитных обсерваторий (http://www.intermagnet.org) и Российско-украинский центр геомагнитных данных (http://geomag.gcras.ru) за свободное распространение данных в режиме онлайн. В работе использовались данные ЦКП “Аналитический центр геомагнитных данных” Геофизического центра РАН.

Авторы выражают благодарность анонимному рецензенту, чьи замечания помогли значительно усовершенствовать и дополнить текст рукописи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания ГЦ РАН, утвержденного Министерством науки и высшего образования РФ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Алешин И.М., Гетманов В.Г., Груднев А.А., и др.* Компактное энергоэффективное устройство сбора и оперативной передачи геомагнитных данных // Науч. Приборостр. Т. 28. № 3. С. 5–13. 2018.

– *Богоутдинов Ш.Р., Гвишиани А.Д., Агаян С.М., Соловьев А.А., Кин Э.* Распознавание возмущений с заданной морфологией на временны́х рядах. I. Выбросы на магнитограммах всемирной сети ИНТЕРМАГНЕТ // Физика Земли. № 11. С. 99–112. 2010.

– *Буслаев Г.В., Пыстин В.С., Удоратин В.В., Шергин А.С.* Определение положения ствола скважины путем измерения магнитного поля Земли при бурении протяженных горизонтальных скважин в Арктике // Изв. Коми науч. центра УрО РАН. Выпуск 3(23). С. 91–100. 2015.

– *Гвишиани А.Д., Лукьянова Р.Ю.* Оценка влияния геомагнитных возмущений на траекторию наклонно-направленного бурения глубоких скважин в Арктическом регионе // Физика Земли. № 4. С. 19–30. 2018.

– *Гвишиани А.Д., Соловьёв А. А., Сидоров Р.В., Краснопёров Р.И., Груднев А.А., Кудин Д.В., Карапетян Д.К., Симонян А.О.* Успехи организации геомагнитного мониторинга в России и ближнем зарубежье // Вестник ОНЗ РАН. Т. 10. NZ4001. 2018. https://doi.org/10.2205/2018NZ000357

– *Гвишиани А.Д., Старостенко В.И., Сумарук Ю.П., Соловьев А.А., Легостаева О.В.* Уменьшение солнечной и геомагнитной активности с 19-го по 24-й цикл // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 55. № 3. С. 314–322. 2015. https://doi.org/10.7868/S0016794015030098

– *Кафтан В.И., Красноперов Р.И.* Геодезические наблюдения на геомагнитных обсерваториях // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 55. № 1. С. 123–129. 2015.

– *Красноперов Р.И., Сидоров Р.В., Соловьев А.А.* Современные геодезические методы высокоточной привязки геофизических съемок на примере магниторазведки // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 55. № 4. С. 568–576. 2015.

– *Нечаев С.А.* Руководство для стационарных геомагнитных наблюдений. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 140 с. 2006.

– *Пилипенко В.А., Красноперов Р.И., Соловьев А.А.* Проблемы и перспективы геомагнитных исследований в России // Вестник ОНЗ РАН. Т. 11. NZ1103. 2019. https://doi.org/10.2205/2019NZ000362

– *Сидоров Р.В., Соловьев А.А., Богоутдинов Ш.Р.* Применение алгоритма SP к магнитограммам ИНТЕРМАГНЕТ в условиях неспокойной геомагнитной обстановки // Физика Земли. № 5. С. 53–57. 2012.

– *Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Красноперов Р.И., Груднев А.А., Хохлов А.В.* Новая геомагнитная обсерватория “Климовская” // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 56. № 3. С. 365–379. 2016.

– *Соловьев А.А., Сидоров Р.В., Кудин Д.В.* Автоматизированный расчет квази-окончательных данных. 2015. URL: http://geomag.gcras.ru/materials-man.html

– *Соловьев А.А., Смирнов А.Г.* Оценка точности современных моделей главного магнитного поля Земли с использованием ДМА-методов распознавания пониженной геомагнитной активности по данным геомагнитных обсерваторий // Физика Земли. № 6. С. 72–86. 2018.

– *Agayan S., Bogoutdinov Sh., Soloviev A., Sidorov R.* The Study of Time Series Using the DMA Methods and Geophysical Applications // Data Sci. J. V. 15. 16. P. 1–21. 2016. https://doi.org/10.5334/dsj-2016-014

– *Alldredge L.R.* A proposed automatic standard magnetic observatory // J. Geophys. Res. V. 65. P. 3777–3786. 1960. https://doi.org/10.1029/JZ065i011p03777

– *Chulliat A., Brown W., Alken P., Macmillan S., Nair M., Beggan C., Woods A., Hamilton B., Meyer B., Redmon R.* Out-of-Cycle Update of the US/UK World Magnetic Model for 2015–2020: Technical Note // National Centers for Environmental Information. NOAA. 2019. https://doi.org/10.25921/xhr3-0t19

– *Clarke E., Baillie O., Reay S.J., Turbitt C.W.* A method for the near real-time production of quasi-definitive magnetic

observatory data // Earth Planets Space. V. 65. P. 1363–1374. 2013.
https://doi.org/10.5047/eps.2013.10.001

– Geomagnetic data recorded at Geomagnetic Observatory Saint Petersburg (IAGA code: SPG). ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2016.
https://doi.org/10.2205/SPG2012

– *Gvishiani A., Lukianova R., Soloviev A., Khokhlov A.* Survey of geomagnetic observations made in the Northern sector of Russia and new methods for analysing them // Surv. Geophys. V. 35. P. 1123–1154. 2014.
https://doi.org/10.1007/s10712-014-9297-8

– *Gvishiani A., Soloviev A., Krasnoperov R., Lukianova R.* Automated hardware and software system for monitoring the Earth's magnetic environment // Data Sci. J. V. 15. P. 18. 2016a.
https://doi.org/10.5334/dsj-2016-018

– *Gvishiani A.D., Sidorov R.V., Lukianova R.Yu., Soloviev A.A.* Geomagnetic activity during St. Patrick's Day storm inferred from global and local indicators // Russ. J. Earth Sci. V. 16. ES6007. 2016b.
https://doi.org/10.2205/2016ES000593

– *Jankowski J., Sucksdorff C.* Guide for Magnetic Measurements and Observatory Practice. Warsaw: International Association of Geomagnetism and Aeronomy. 232 p. 1996.

– *Johnston H.F.* Mean K-indices from twenty one magnetic observatories and five quiet and five disturbed days for 1942 // Terr. Magn. Atmos. Elec. V. 48. № 4. P. 219–227. 1943.
https://doi.org/10.1029/TE048i004p00219

– *Lesur V., Heumez B., Telali A., Lalanne X., Soloviev A.* Estimating error statistics for Chambon-la-Forêt observatory definitive data // Ann. Geophys. V. 35. № 4. P. 939–952. 2017.
https://doi.org/10.5194/angeo-35-939-2017

– *Love J.J., Chulliat A.* An international network of magnetic observatories // Eos. V. 94. № 42. P. 373–374. 2013.
https://doi.org/10.1002/2013EO420001

– *Maus S., Macmillan S., McLean S., Hamilton B., Thomson A., Nair M., Rollins C.* The US/UK World Magnetic Model for 2010–2015. NOAA Technical Report. NESDIS/NGDC. 2010. URL: http://www.geomag.bgs.ac.uk/documents/WMM2010_Report.pdf

– *Nowozynski K., Reda J.* Comparison of observatory data in quasi-real time / Reda J (ed). XII IAGA Workshop on geomagnetic observatory instruments, data acquisition and processing. Poland. Belsk:Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci. C-99. № 398. P. 123–127. 2007.

– *Peltier A., Chulliat A.* On the feasibility of promptly producing quasi-definitive magnetic observatory data // Earth Planets Space. V. 62. 2. P. e5–e8. 2010.
https://doi.org/10.5047/eps.2010.02.002

– *Poedjono B., Beck N., Buchanan A., Brink J., Longo J., Finn C.A., Worthington E.W.* Geomagnetic Referencing in the Arctic environment / SPE Arctic and Extreme Environments Conference & Exhibition. Moscow, Russia, 18–20 Oct. 2011. SPE-149629-PP. 2011.
https://doi.org/10.2118/149629-MS

– *Poedjono B., Beck N., Buchanan A., Borri L., Maus S., Finn C.A., Worthington E.W., White T.* Improved geomagnetic referencing in the Arctic environment / SPE Arctic and Extreme Environments Technical Conference and Exhibition. Moscow, Russia, 15–17 Oct. 2013. SPE-166850-MS. 2013.
https://doi.org/10.2118/166850-MS

– *Rasson J.L.* About absolute geomagnetic measurements in the observatory and in the field. Publication Scientifique et Technique. № 040. Brussels:L'institut Royal Meteorologique de Belgique. 2005.

– *Rasson J.* Testing the time-stamp accuracy of a digital variometer and its data logger. / Love J.J. (ed) Proc. XIIIth IAGA Workshop on geomagnetic observatory instruments, data acquisition and processing. Boulder and Golden, CO, USA. Geological Survey Open File Report. № 1226. P. 225–231. 2009.

– *Sidorov R., Soloviev A., Krasnoperov R., Kudin D., Grudnev A., Kopytenko Y., Kotikov A., Sergushin P.* Saint Petersburg magnetic observatory: From Voeikovo subdivision to INTERMAGNET certification // Geosci. Instrum. Methods Data Syst. V. 6. № 2. P. 473–485. 2017.
https://doi.org/10.5194/gi-6-473-2017

– *Soloviev A., Agayan S., Bogoutdinov S.* Estimation of geomagnetic activity using measure of anomalousness // Ann. Geophys. V. 59. № 6. G0653. 2016a.
https://doi.org/10.4401/ag-7116

– *Soloviev A., Chulliat A., Bogoutdinov Sh.* Detection of secular acceleration pulses from magnetic observatory data // Phys. Earth Planet. Inter. V. 270. P. 128–142. 2017a.
https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.07.005

– *Soloviev A., Chulliat A., Bogoutdinov S., Gvishiani A., Agayan S., Peltier A., Heumez B.* Automated recognition of spikes in 1 Hz data recorded at the Easter Island magnetic observatory // Earth Planets Space. V. 64. № 9. P. 743–752. 2012.
https://doi.org/10.5047/eps.2012.03.004

– *Soloviev A., Dobrovolsky M., Kudin D., Sidorov R.* Minute values of *X*, *Y*, *Z* components and total intensity F of the Earth's magnetic field from Geomagnetic Observatory Saint Petersburg (IAGA code: SPG). ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2016b.
https://doi.org/10.2205/SPG2012min

– *Soloviev A., Kopytenko Yu., Kotikov A., Kudin D., Sidorov R.* 2015 definitive data from geomagnetic observatory Saint Petersburg (IAGA code: SPG): minute values of *X*, *Y*, *Z* components and total intensity F of the Earth's magnetic field. ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2016c.
https://doi.org/10.2205/SPG2015min-def

– *Soloviev A., Kopytenko Yu., Kotikov A., Kudin D., Sidorov R.* 2016 definitive data from geomagnetic observatory Saint Petersburg (IAGA code: SPG): minute values of *X*, *Y*, *Z* components and total intensity F of the Earth's magnetic field. ESDB repository. Geophysical Center of the Russian Academy of Sciences. 2017b.
https://doi.org/10.2205/SPG2016min-def

– *Soloviev A., Lesur V., Kudin D.* On the feasibility of routine baseline improvement in processing of geomagnetic observatory data // Earth Planets Space. V. 70. P. 16. 2018.
https://doi.org/10.1186/s40623-018-0786-8

– *St-Louis B.* INTERMAGNET technical reference manual. Version 4.6. 92 p. 2012.

– *Thebault E., Finlay C.C., Beggan C.D. et al.* International Geomagnetic Reference Field: the 12th generation // Earth Planets Space. V. 67. P. 79. 2015.
https://doi.org/10.1186/s40623-015-0228-9

– *Wienert K.A.* Notes on geomagnetic observatory and survey practice. Front Cover. Paris: Unesco, 1970. 217 p.

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 60–65

УДК 550.388.2

ВАРИАЦИИ ИОНОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ДЖЕТА

© 2021 г. А. Е. Степанов[1, *], А. Ю. Гололобов[2, **], В. Л. Халипов[3], И. А. Голиков[1]

[1]Институт космофизических исследований и аэрономии им. Ю.Г. Шафера СО РАН (ИКФИА СО РАН), г. Якутск, Россия

[2]Северо-восточный федеральный университет им. М.К. Аммосова (СВФУ), г. Якутск, Россия

[3]Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), г. Москва, Россия

*e-mail: a_e_stepanov@ikfia.ysn.ru

**e-mail: golart87@gmail.com

Поступила в редакцию 23.03.2020 г.
После доработки 03.07.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

Сопоставлены результаты расчетов и экспериментальные данные по формированию и развитию поляризационного джета на субавроральных широтах. Показано, что чередование вертикальных и горизонтальных компонент скорости дрейфа ионосферной плазмы приводит к разным вариациям основных параметров слоя $F2$. Обнаружено, что в некоторых случаях перед формированием поляризационного джета наблюдается повышение критической частоты слоя $F2$. Возможным объяснением такого поведения слоя $F2$ является уменьшение скорости рекомбинации заряженных частиц из-за повышения высоты максимума слоя, приводящее к их накоплению на этих высотах. Рост критической частоты слоя $F2$ может являться дополнительным признаком развития поляризационного джета над станцией наблюдения.

DOI: 10.31857/S0016794021010156

1. ВВЕДЕНИЕ

Поляризационные джеты (ПД), или быстрые западные дрейфы ионосферной плазмы, на субавроральных широтах известны давно и активно изучались наземными и спутниковыми методами многими исследователями (см., например, [Гальперин и др., 1990; He et al., 2014; Степанов и др., 2017] и ссылки в них). В работе [Степанов и др., 2019б] по наземным ионозондовым измерениям скоростей дрейфа ионосферной плазмы было показано, что при развитии поляризационного джета над станцией наблюдения значения пиков вертикальных скоростей дрейфа относительно горизонтальных пиков могут не совпадать по времени и направлению, создавая различные ситуации их взаиморасположения. Было отмечено, что события ПД подразделены на 4 ситуации: 1) когда пики компонент скорости дрейфа совпадают по времени; 2) когда пик вертикальной компоненты скорости наблюдается до пика горизонтальной скорости; 3) когда пик вертикальной компоненты скорости наблюдается после пика горизонтальной скорости и 4) когда наблюдаются два пика вертикальных компонент скорости, до и после пика горизонтальной компоненты.

Целью данной работы является рассмотрение ионосферных параметров слоя $F2$ при развитии полосы поляризационного джета по наземным измерениям и проведение численных расчетов на модели высокоширотной ионосферы при различных ситуациях в чередовании компонент скоростей дрейфов ионосферной плазмы.

2. АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Сначала рассмотрим влияние вертикальных и горизонтальных компонент скорости дрейфа поляризационного джета на распределение концентрации электронов в максимуме $F2$-слоя и его высоты на субавроральных широтах. Для расчетов используется математическая модель высокоширотной ионосферы в переменных Эйлера, которая учитывает расхождение между географическим и геомагнитным полюсами [Гололобов и др., 2014; Голиков и др., 2016].

Расчеты проведены для условий весеннего равноденствия и при средней солнечной и умеренной геомагнитной активности, $F10.7 = 150 \times 10^{-22}$ Вт/м^2 Гц и $Kp \leq 3$ соответственно. Поляри-

зационный джет задавался как направленное к северу электрическое поле с напряженностью E = = 50 мВ/м в интервале местного времени от 12 до 24 ч. Такое поле на высотах максимума ионосферы соответствует направленной на запад горизонтальной компоненте скорости, равной Vгор = = 1000 м/с. Вертикальная компонента скорости дрейфа (Vвер) в полосе ПД составляла 100 м/с. Ширина полосы ПД принята равной 4° сразу за экваториальной границей области магнитосферной конвекции. Электрические поля (или компоненты скоростей дрейфа) включаются в примерном соответствии с экспериментальными результатами, приведенными в публикации [Степанов и др., 2019б].

Отметим, что в тексте статьи обозначения ионосферных параметров N_eF2 и h_mF2 относятся к численным расчетам, а $foF2$, $h'F2$ и $h$max$F2$ – к экспериментальным измерениям.

Рисунок 1 иллюстрирует начальные и конечные результаты численных расчетов для интервала 16:00–20:00 ч местного времени. Четыре верхние панели (*а*, *б*, *в*, *г*) показывают задаваемые для расчетов начальные значения и интервал времени для горизонтальных (Vгор) и вертикальных (Vвер) компонент скорости дрейфа ионосферной плазмы. Значения компонент скоростей дрейфа Vвер и Vгор для всех четырех случаев одинаковы и составляют 100 и 1000 м/с (оси ординат для них, соответственно, расположены слева и справа от графиков). По оси абсцисс отложено время включения и выключения скоростей: *а* – одновременное включение/выключение обеих компонент скоростей; *б* – включение Vвер на 1.5 ч раньше, чем включение Vгор; *в* – включение Vвер на 1.5 ч позже, чем включение Vгор; и *г* – двухпиковое включение Vвер, до и после максимумов Vгор (см. Степанов и др. [2019а]).

Нижние панели (*а*', *б*', *в*', *г*') представляют, соответственно, расчетные вариации суточных параметров $F2$-слоя после вычислений на модели высокоширотной ионосферы; толстые кривые означают вариации плотности электронов слоя $F2$, а тонкие – вариации высоты максимума слоя. Здесь, для удобства сопоставлений с наземными измерениями, плотность электронов N_eF2 пересчитана в критические частоты $foF2$ по формуле $N_e = 1.24 \times 10^4 (f_{раб})^2$ см$^{-3}$, где $f_{раб}$ дано в МГц [Руководство ..., 1977]. Вертикальными штриховыми линиями здесь отмечены интервалы включения и выключения электрических полей, продолжительность которых от 3 до 4.5 ч. Толстые штриховые кривые соответствуют условиям, когда не включены электрические поля, т.е. модель описывает спокойные условия в ионосфере. Отметим, что пики горизонтальных компонент скоростей при методе наложения эпох в работе [Степанов и др., 2019б] принимались за начало отсчета времени в ту или другую сторону (сплошные вертикальные линии).

Из пары (*а*–*а*') видим, что задаваемые горизонтальная и вертикальная компоненты скорости дрейфа плазмы достигают максимума своих значений одновременно (*а*); продолжительность включения обеих компонент –3 ч; и в этих условиях электронная плотность слоя начинает резко падать (через 15–30 мин после включения полей) с резким ростом высоты $F2$-слоя до 360 км (начальная высота слоя 300 км).

Пара (*б*–*б*') иллюстрирует случай, когда максимум вертикальной компоненты скорости опережает максимум горизонтальной скорости на 1.5 ч (*б*). Продолжительность включения полей – 4 ч. Из панели (*б*') видно, что в первой половине интервала включения электрических полей плотность N_eF2 и высота максимума слоя h_m $F2$ начинают одновременно резко подниматься, вызывая заметный рост плотности и высоты слоя $F2$. Это связано с тем, что с подъемом всего слоя $F2$ скорости рекомбинации ионов на высотах максимума понижаются, т. к. уменьшаются плотности O^+ и N_2, что ведет, в свою очередь, к увеличению электронной концентрации. Затем N_eF2 начинает резко падать с включением Vгор, что связано с выносом электронной концентрации с ночной на дневную сторону.

Пара (*в*–*в*') показывает случай, когда максимум вертикальной компоненты скорости отстает от максимума горизонтальной на 1.5 ч (*в*). Продолжительность включения полей 4.75 ч. Из панели вычислений (*в*') видно, что почти сразу после включения горизонтальной компоненты скорости плотность слоя N_eF2 начинает резко падать, а высота максимума слоя N_eF2 – резко подниматься. Здесь мы не видим повышения N_eF2, а высота слоя поднялась до 410 км (прирост 110 км).

Пара (*г*–*г*') демонстрирует случай, когда вертикальная компонента скорости имеет два максимума, один из которых опережает максимум горизонтальной компоненты на 1 ч, другой отстает от него на 1 ч (*г*). Продолжительность включения полей – 4 ч. Из панели вычислений (*г*') видно, что в начале включения полей плотность N_eF2 растет, а затем резко падает. Видно, что в этом случае рост плотности не так заметен как в случае (*б*–*б*'). Вариации высоты максимума слоя h_mF2 имеют 2 горба, совпадающие с вариациями задаваемых вертикальных скоростей.

Теперь перейдем к наземным экспериментальным данным. Для анализа был выбран месяц март 1989 г. В этом месяце по данным ионосферной ст. Якутск было зарегистрировано 9 событий (дней) с поляризационным джетом. На f-графиках зарегистрированы резкие падения критиче-

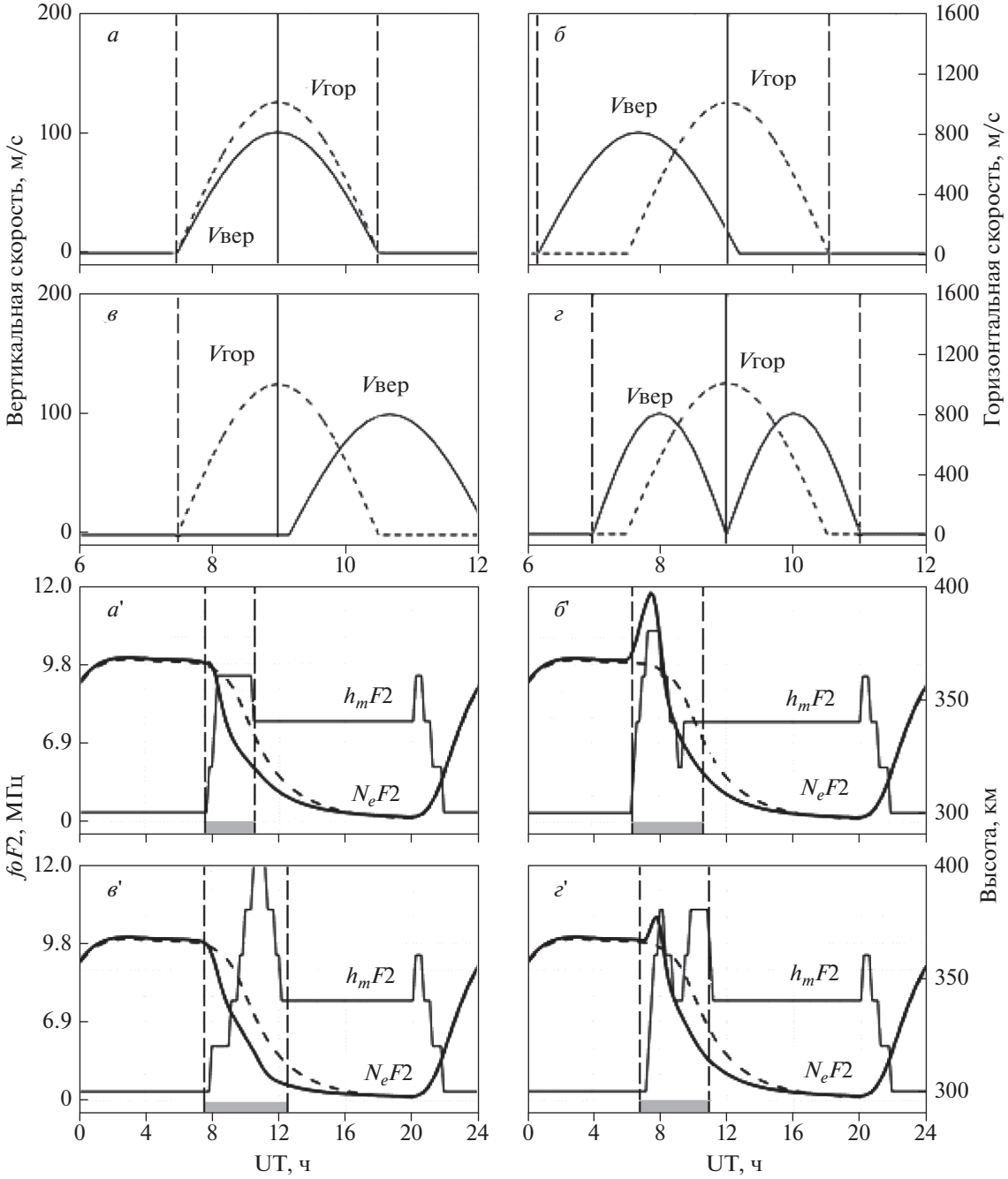

Рис. 1. (*а*, *б*, *в*, *г*) – задаваемые значения горизонтальных и вертикальных компонент скоростей поляризационного джета; (*а*', *б*', *в*', *г*') – суточные значения плотности электронов N_eF2 в максимуме слоя *F*2 (жирные кривые – даны в МГц) и высоты максимума слоя h_mF2 (тонкие кривые). Толстые штриховые линии – значения плотности электронов без включения скоростей.

ских частот, а на ионограммах наблюдались характерные дополнительные следы и признаки *F*3*s* [Степанов и др., 2017].

На рисунке 2 приведены суточные вариации критических частот *foF*2 (светлые кружочки) и минимальных высот слоя *F*2 (черные кружочки) в конкретные дни, когда регистрировались признаки ПД на ионосферных данных ст. Якутск. На графиках шкала частот расположена с левой стороны, а шкала высот – с правой. По оси абсцисс отложено мировое время UT в часах. Разница с местным временем LT составляет 9 ч: UT = LT + 9 ч. До полуночи по местному времени данные обрабатывались через каждые 15 мин, после – через каждый час. Интервалы времени с условиями *A*

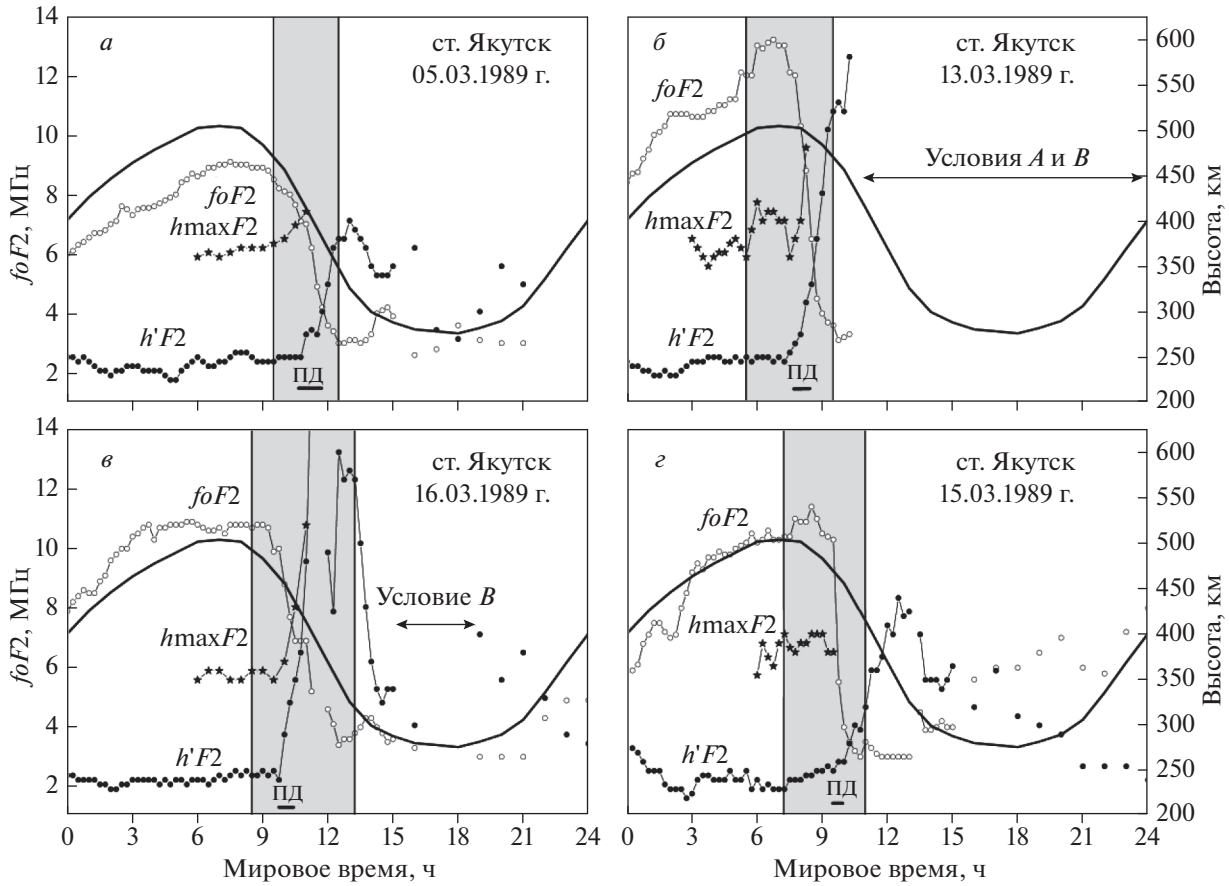

Рис. 2. Суточные изменения критических частот *foF*2 и минимальных высот *h'F*2 слоя *F*2 при развитии ПД над ст. Якутск за конкретные дни.

(экранировка слоя *F*2 нижележащим слоем *E*) и *B* (полное поглощение радиоволн) отмечены тонкими горизонтальными прямыми, а интервалы с признаками ПД на ионограммах станции – толстыми горизонтальными прямыми. Жирная кривая обозначает медианные значения критической частоты за март 1989 г.

Динамика событий ПД в реальной субавроральной ионосфере такова, что можно подобрать события, соответствующие результатам модельных вычислений, т.е. случаи, отвечающие различным вариациям взаиморасположения горизонтальных и вертикальных скоростей дрейфов (или компонент электрического поля) во время развития ПД. Отметим, что модельные расчеты не привязаны к конкретным экспериментальным измерениям, а рассматривают общую картину развития событий при определенных обстоятельствах.

Также отметим, что виртуальная высота максимума слоя *h*max*F*2 по ионограммам наземного радиозондирования рассчитывается как высота, соответствующая высоте на частоте (*foF*2 – 0.8 МГц) [Руководство ..., 1977].

Из рисунка 2 видно, что во всех случаях с началом развития ПД начинает резко падать критическая частота *foF*2 (“срыв критической частоты” [Степанов и др., 2019а]) и подниматься минимальная высота слоя *h'F*2. Затемненные интервалы времени здесь отмечают виртуальные интервалы включения/выключения электрических полей из приведенных выше модельных расчетов. Суточные изменения параметров *foF*2 и *h'F*2 за 05.03.1989 г. наиболее близко соответствовали условиям, когда пики скоростей обеих компонент дрейфа ионосферной плазмы встречаются одновременно, т.е. модельным условиям и результатам пары (*а*–*а*') рис. 1. Следующий случай от 13.03.1989 г. (рис. 2*б*) имеет отношение к паре (*б*–*б*') рис. 1, когда максимум вертикальных скоростей опережает максимум горизонтальных скоростей на 1.5 ч. Здесь мы видим характерные повышения *foF*2 и N_eF2 перед их резкими падениями, т.е. рост плотности электронов за 0.5–2 ч перед срывом частоты. Также видим, что во время повышения критических частот повышается и виртуальная высота максимума слоя *F*2 по наземным данным (отмечена звездочками). На ри-

сунке 2*в* представлен случай от 16.03.1989 г., подобный случаю пары (*в*–*в*') рис. 1. Здесь максимум вертикальных скоростей отстает от максимума горизонтальных скоростей на 1.5 ч. Видно, что совпадающими, кроме резких падений частот, являются относительно большие увеличения высот $h'F2$ по экспериментальным и h_mF2 по модельным значениям. Последний случай (15.03.1989 г.) мы относим к паре (*г*–*г*') рис. 1, когда вертикальная скорость имеет два максимума, один из которых опережает максимум горизонтальных скоростей на 1 ч, другой же отстает от него на 1 ч. Видим, как и в модельных расчетах, небольшие (относительно случая на рис. 1*б*') характерные повышения $foF2$ и N_eF2 перед их резкими падениями, т.е. небольшой рост плотности электронов за 0.5–1.5 ч перед срывом частоты. Особенно это заметно на фоне медианных значений за март 1989 г. Чередующиеся пики вертикальных скоростей, в результатах модельных расчетов сказавшиеся на двухпиковом росте h_mF2, в данных наземной станции не зафиксированы.

Анализ всех упомянутых выше событий ПД за март 1989 г. позволил заключить, что модельные расчеты показывают качественное согласие с экспериментальными результатами. В двух случаях резкое падение частоты встречается почти сразу после включения электрического поля (рис. 2*а*, 2*в*), а в двух остальных случаях резкое падение наблюдается после периодов кратковременного на 1.5–2 ч повышения критических частот слоя $F2$. В событии ПД от 13.03.1989 г. (рис. 2*б*) по наземным данным видим подъем высоты максимума слоя $F2$ ($h\max F2$) и соответствующее повышение $foF2$. Такое развитие событий регистрируется и в случае от 15.03.1989 г. (рис. 2*г*), но в менее явно выраженных параметрах слоя $F2$. Возможным объяснением такого поведения является понижение скоростей рекомбинации ионов из-за повышения максимума слоя $F2$ и соответствующее их накопление на этих высотах. Другое объяснение такого повышения плотности электронов на высотах слоя $F2$ может заключаться в "сгонке ионизации", или в неадиабатическом сжатии ионосферной плазмы, когда быстрый западный поток плазмы в полосе ПД сталкивается с менее быстрым потоком крупномасштабной конвекции. Следовательно, подъем N_eF2 или рост критических частот $foF2$ перед регистрацией ПД может являться вкладом двух независимых процессов в субавроральной ионосфере.

3. ВЫВОДЫ

В ходе сопоставления модельных и экспериментальных результатов по формированию и развитию поляризационного джета на субавроральных широтах получено следующее.

– Результаты расчетов с помощью высокоширотной модели показывают хорошее согласие с экспериментальными данными по регистрации ПД.

– Во всех четырех вариантах расчетов наличие вертикальных и горизонтальных скоростей в полосе ПД приводит к резким падениям критических частот (срывам) и подъему минимальных высот слоя $F2$.

– В вариантах, когда вертикальная компонента скорости дрейфа задавалась одновременно (*а*) и после (*в*) горизонтальной скорости, повышений плотности $N\max F2$ или увеличений $foF2$ не наблюдается.

– В вариантах (*б* и *г*) как по модельным расчетам, так и экспериментальным измерениям, наблюдаются сначала увеличения плотности слоя N_eF2 (или критической частоты $foF2$ по наземным данным) перед их резкими падениями, а также увеличения высот максимума слоя $h\max F2$ во время первой половины интервала включения электрических полей.

– Возможным объяснением повышения критических частот слоя $F2$ или роста N_eF2 перед их резкими срывами является уменьшение скоростей рекомбинации ионов из-за увеличения высоты максимума слоя, что ведет к накоплению ионов на этих высотах.

– Другое объяснение такого повышения плотности на высотах слоя $F2$ может заключаться в "сгонке ионизации", или в неадиабатическом сжатии ионосферной плазмы, когда быстрый западный поток плазмы в полосе ПД сталкивается с менее быстрым потоком крупномасштабной конвекции.

– Рост критической частоты слоя $F2$ является дополнительным признаком развития ПД над станцией наблюдения.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа поддержана проектом II.16.2.1 (рег. номер АААА-А17-117021450059-3), частично поддержана Российским фондом фундаментальных исследований грант № 18-45-140037 и программой РАН П7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Гальперин Ю.И., Сивцева Л.Д., Филиппов В.М., Халипов В.Л.* Субавроральная верхняя ионосфера. Новосибирск: Наука, 192 с. 1990.

– *Гололобов А.Ю., Голиков И.А., Попов В.И.* Моделирование высокоширотной ионосферы с учетом несовпадения географического и геомагнитного полюсов // Вестн. СВФУ. Т. 11. № 2. С. 46–54. 2014.

– *Голиков И.А., Гололобов А.Ю., Попов В.И.* Моделирование распределения температуры электронов в области $F2$ высокоширотной ионосферы для условий зимнего солнцестояния // Солнечно-земная физика. Т. 2. № 4. С. 54–62. 2016.

– Руководство URSI по интерпретации и обработке ионограмм. (Перевод с английского). Ред. Н.В. Медникова. М.: Наука. 342 с. 1977.

– *Степанов А.Е., Кобякова С.Е., Халипов В.Л.* Наблюдение быстрых субавроральных дрейфов ионосферной плазмы по данным Якутской меридиональной цепочки станций // Солнечно-земная физика. Т. 5. № 4. С. 73–79. 2019а.

– *Степанов А.Е., Халипов В.Л., Голиков И.А., Бондарь Е.Д.* Поляризационный джет: узкие и быстрые дрейфы субавроральной ионосферной плазмы. Якутск: Издательский дом СВФУ. 176 с. 2017.

– *Степанов А.Е., Халипов В.Л., Кобякова С.Е., Котова Г.А.* Результаты наблюдений дрейфов ионосферной плазмы в области поляризационного джета // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 59. № 5. С. 578–581. 2019б.

– *He F., Zhang X.-X., Chen B.* Solar Cycle, seasonal, and diurnal variations of subauroral ion drifts: Statistical results // J. Geophys. Res. V. 11. № A6. P. 5076–5086. 2014.

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 66–84

УДК 550.388,550.385.4:523.98

ЭФФЕКТЫ СИЛЬНОЙ ИОНОСФЕРНОЙ БУРИ 26 АВГУСТА 2018 г.: РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОТРАССОВОГО РАДИОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

© 2021 г. Л. Ф. Черногор[1], *, К. П. Гармаш[1], Qiang Guo[2], **, Yu Zheng[3], ***

[1]*Харьковский национальный университет им. В.Н. Каразина, г. Харьков, Украина*

[2]*Харбинский инженерный университет, г. Харбин, Китай*

[3]*Университет Циндао, г. Циндао, Китай*

**e-mail: Leonid.F.Chernogor@gmail.com*

***e-mail: guoqiang@hrbeu.edu.cn*

****e-mail: zhengyu@qdu.edu.cn*

Поступила в редакцию 14.01.2019 г.
После доработки 10.01.2020 г.
Принята к публикации 21.05.2020 г.

Приведено краткое описание многотрассового когерентного радиотехнического комплекса, предназначенного для непрерывного мониторинга динамических процессов в ионосфере, вызванных вариациями космической погоды и воздействием высокоэнергетических источников в системе Земля–атмосфера–ионосфера–магнитосфера. Описаны вариации характеристик радиоволн (доплеровских спектров и амплитуд сигналов) ВЧ-диапазона и параметров ионосферы над Китаем в течение ионосферной бури, которая имела место 26 августа 2018 г. В течение бури на всех трассах неоднократно наблюдался подъем на ~50–100 км области отражения радиоволн, а также ее колебания с амплитудой ~30–40 км. За подъемами следовали опускания области отражения радиоволн на многие десятки километров. Подъемы и опускания области отражения были вызваны уменьшением концентрации электронов в 1.5–2 раза и ее увеличением в несколько раз соответственно. Максимальное увеличение концентрации электронов в *E*-области ионосферы достигало 1.5, а в *F*-области – 3. Относительная амплитуда колебаний концентрации электронов достигала многих десятков процентов. В контрольные дни амплитуда колебаний доплеровского смещения частоты была в несколько раз меньше. Наблюдаемые колебания доплеровского смещения частоты, по-видимому, были вызваны генерацией атмосферных гравитационных волн и последующим их распространением к широтам, где располагались средства наблюдения. Скорость волновых возмущений была ~275–480 м/с, а их период был ~60 мин 27 августа 2018 г., несмотря на повторную магнитную бурю, ионосферные возмущения были незначительными.

DOI: 10.31857/S0016794020060024

1. ВВЕДЕНИЕ

Ионосферная буря – одна из составляющих геокосмической бури. Часто, но не всегда, ионосферная буря сопровождается магнитной бурей, значительными возмущениями параметров нейтральной атмосферы (атмосферной бурей) и электрического поля атмосферного, ионосферного и магнитосферного происхождения (электрической бурей) [Черногор и Домнин, 2014].

Ионосферным бурям посвящено большое количество работ (см., например, [Данилов и Морозова, 1985; Buonsanto, 1999; Prölss, 1995, 1999; Rees, 1995; Schunk and Sojka, 1996; Bradley et al., 1997; Danilov and Laštovička, 2001; Григоренко и др., 2003, 2005а, б, 2007а, б, в; Панасенко и Черногор, 2005; Bothmer and Daglis, 2006; Chernogor et al., 2007; Vijaya Lekshmi et al., 2007, 2011; Mikhailov et al., 2007; Гуляева, 2008; Данилов, 2013]). Бури сильнее всего проявляются в высоких широтах, меньше – в средних широтах, но эффекты бурь наблюдаются даже в низких широтах. Различают положительные и отрицательные ионосферные бури (см., например, [Данилов и Морозова, 1985; Брюнелли и Намгаладзе, 1988]).

Во время положительных ионосферных бурь концентрация электронов *N* в *F*-области ионосферы может увеличиваться в несколько раз, во время отрицательных ионосферных бурь, напротив, *N* в *F*-области ионосферы может уменьшаться в 10 и более раз. Кроме *N*, в ионосфере изменяются температуры электронов и ионов, скорость движения плазмы, напряженность электрического

поля и т.д. [Chernogor et al., 2007; Григоренко и др., 2003, 2005а, б, 2007а, б, в].

E-область ионосферы подвержена возмущениям в меньшей степени, чем *F*-область ионосферы.

Сильно подвержена возмущениям *D*-область ионосферы. Во время как положительных, так и отрицательных бурь, значения *N* в *D*-области ионосферы за счет высыпания из магнитосферы высокоэнергичных частиц могут увеличиваться на 3–4 порядка.

Ионосферные бури сопровождаются генерацией волновых возмущений в атмосфере, ионосфере и геомагнитном поле в широком диапазоне периодов.

Во время бурь активизируется взаимодействие подсистем в системе Солнце–межпланетная среда–магнитосфера–ионосфера–атмосфера–Земля (СМСМИАЗ) [Черногор и Домнин, 2014].

Добавим, что проявления ионосферных бурь отличаются большим разнообразием [Buonsanto, 1999; Данилов, 2013]. Эти проявления зависят не только от процессов на Солнце, географических координат места наблюдения, но и от времени года, времени суток, местного времени, предшествующего состояния ионосферы и т.п. [Черногор и Домнин, 2014]. Можно утверждать, что нет двух подобных ионосферных бурь. Естественно, что сильная магнитная буря сопровождается сильной ионосферной бурей, а слабая – слабой бурей. Удивительно, что сильная магнитная буря может сопровождаться слабой ионосферной бурей (или ее отсутствием) и наоборот [Григоренко и др., 2007б, в; Mikhailov et al., 2007; Гуляева, 2008, Черногор и Домнин, 2014]. Поэтому представляет значительный интерес детальное изучение каждой новой ионосферной бури, в том числе достаточно сильной.

Особенность этой работы заключается в том, что при помощи оригинального многотрассового радиотехнического комплекса изучены не только влияние бури на распространение ВЧ-радиоволн на многих трассах одновременно, но и индивидуальные проявления ионосферной бури.

Ионосферные бури существенно возмущают ионосферный радиоканал. Эти возмущения оказывают значительное воздействие на характеристики радиоволн почти всех диапазонов (от мириаметровых до сантиметровых). Больше всего влиянию подвержены декаметровые (ВЧ) радиоволны. Во время отрицательных ионосферных бурь резко снижаются возможности ионосферного канала для ВЧ-радиоволн, поскольку радиоволны с частотой $f > 4$–10 МГц не способны отражаться от возмущенной ионосферы (меньшая частота относится к ночному времени, а бóльшая – к дневному времени). Увеличение *N* в *D*-области ионосферы приводит к значительному росту поглощения радиоволн различных диапазонов [Черногор и Кацко, 2013]. Радиофизические эффекты ионосферных бурь в настоящее время изучены недостаточно [Благовещенский, 2013].

С другой стороны, исследование вариаций характеристик радиоволн ВЧ-диапазона во время ионосферных бурь позволяет судить о процессах в ионосфере, вызванных бурями. На этом основан радиофизический мониторинг динамических процессов в ионосфере.

Для изучения ионосферных бурь используются мировая сеть ионозондов [Reinisch and Galkin, 2011; Verhulst et al., 2017], радары некогерентного рассеяния [Galushko et al., 2003], GPS-технология [Афраймович и Перевалова, 2006; Гуляева, 2008; Ясюкевич и др., 2013], наклонное зондирование ионосферы (НЗИ) [Ivanov et al., 2003; Galushko et al., 2003, 2008; Pictrella et al., 2009; Mlynarczyk et al., 2012; Paznukhov et al., 2012; Shi et al., 2015; Laštovička and Chum, 2017] и другие средства. Каждый из методов имеет свои достоинства и недостатки. Так, ионозонды размещены по земному шару крайне неравномерно, они дают информацию о динамике ионосферы лишь над местом дислокации, типичный темп зондирования составляет один раз в 15 мин. Радары некогерентного рассеяния находятся в основном в западном полушарии, по два радара имеется в Европе и Азии. Из-за высокой стоимости радаров и измерений с их помощью непрерывный мониторинг ионосферы вряд ли возможен. GPS-технологии имеют ограниченную информативность, приемные средства обычно расположены на суше.

От перечисленных недостатков в значительной степени свободен метод НЗИ. Он отличается высокой чувствительностью, простотой реализации, охватом значительных регионов (вплоть до глобального масштаба), возможностью непрерывного мониторинга и низкой стоимостью. При использовании мировой сети радиопередающих средств метод НЗИ не требует собственных радиопередающих устройств. В этом случае комплексы НЗИ не вносят свой вклад в весьма высокий уровень помех в используемом радиодиапазоне. В изучении радиофизических и геофизических эффектов ионосферной бури заключается актуальность темы исследований.

По указанным причинам непрерывный мониторинг характеристик радиоволн и параметров ионосферы в спокойных и возмущенных условиях при помощи метода НЗИ является актуальной радиофизической и геофизической задачей.

Цель настоящей работы – изложение результатов наблюдения при помощи когерентного многотрассового радиотехнического комплекса радиофизических и геофизических эффектов ионосферной бури, имевшей место 26 августа 2018 г.

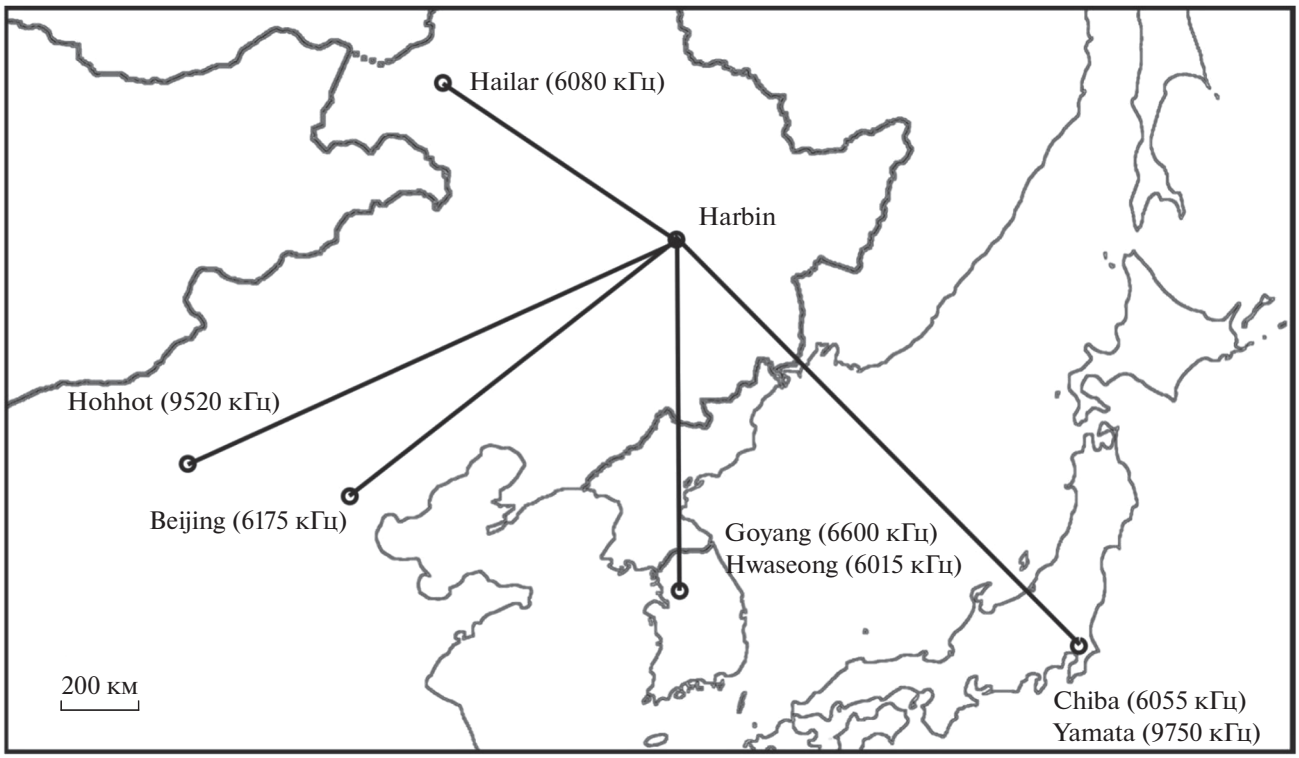

Рис. 1. Схематическое изображение радиотрасс, использованных для наблюдения за эффектами ионосферной бури.

2. СРЕДСТВА НАБЛЮДЕНИЯ

В соответствии с Договором о научно-техническом сотрудничестве, заключенном Харьковским национальным университетом им. В.Н. Каразина (ХНУ) (Украина) и Харбинским инженерным университетом (ХИУ) (КНР) разработан, изготовлен и введен в строй в апреле 2018 г. когерентный многочастотный многотрассовый радиотехнический комплекс НЗИ, предназначенный для непрерывного радиофизического мониторинга динамических процессов в ионосфере, вызванных вариациями космической и атмосферной погоды, воздействием высокоэнергетических источников космического и земного происхождения, взаимодействием подсистем в системе СМСМИАЗ.

Комплекс расположен на территории ХИУ (г. Харбин, КНР). Его географические координаты: 45.78° N, 126.68° E.

Комплекс состоит из приемной активной антенны, работающей в диапазоне частот $f = 10$ кГц–30 МГц, радиоприемного устройства SDR USRP № 210 LFRX LRTX и персонального компьютера. Комплекс использует оригинальное программное обеспечение.

В настоящее время комплекс работает в диапазоне частот $f \approx 5$–10 МГц. Количество радиотрасс и их ориентация определяются кругом решаемых задач. Для исследования эффектов ионосферной бури использовались 7 из 9 радиотрасс, схематически изображенных на рис. 1. Основные сведения об этих трассах приведены в табл. 1.

3. МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ СИГНАЛОВ

Для мониторинга быстро протекающих ионосферных процессов для каждой из трасс измерялись доплеровские смещения частоты (ДСЧ) и амплитуда сигнала. Применение авторегрессионного анализа [Марпл-мл., 1990] для спектрального оценивания позволило достичь разрешающей способности по частоте 0.02 Гц при разрешающей способности по времени 7.5 с.

Анализу подлежали временны́е зависимости доплеровских спектров (ДС). В них содержалась информация о нестационарных процессах в ионосфере.

4. СОСТОЯНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ПОГОДЫ

Магнитная буря 25–26 августа 2018 г. была самой сильной в этом году.

Опишем кратко состояние космической погоды в интервале времени с 23 по 29 августа 2018 г. (рис. 2). Всплески концентрации частиц N_{sw} в солнечном ветре наблюдались 24, 25 и 26 августа 2018 г. Наибольший всплеск (от 3–4 до 15–20 см$^{-3}$)

Таблица 1. Основные сведения об используемых радиотрассах и радиопередающих станциях (https://fmscan.org/)

Частота	Местоположение (страна, город)	Расстояние до Harbin	Азимут	Мощность	Время работы
6015 кГц	Республика Корея, Hwaseong	949 км	179°	100 кВт	03:30–16:20 UT 19:00–00:00 UT
6055 кГц	Япония, Chiba	1613 км	130°	50 кВт	20:25–15:00 UT
6080 кГц	КНР, Hailar	646 км	309°	10 кВт	21:50–15:00 UT
6175 кГц	КНР, Beijing	1044 км	234°	100 кВт	09:00–18:05 UT 20:25–24:00 UT
6600 кГц	Республика Корея, Goyang	907 км	179°	50 кВт	05:00–23:00 UT
9520 кГц	КНР, Hohhot	1343 км	251°	50 кВт	21:50–16:05 UT
9750 кГц	КНР, Hohhot	1343 км	251°	50 кВт	21:50–16:05 UT
	Япония, Yamata	1531 км	129°	300 кВт	08:00–17:00 UT

имел место в ночь с 25 на 26 августа 2018 г. Скорость частиц V_{sw} солнечного ветра изменялась в пределах от 300 до 600 км/с.

Температура частиц T_{sw} в солнечном ветре 26 августа 2018 г. выросла от 5×10^4 до 3×10^5 K.

Динамическое давление p_{sw} в солнечном ветре 25 и 26 августа 2018 г. увеличивалось от ~0.3 до 3 нПа. Тепловое давление было меньше почти на порядок (до 0.6 нПа).

Компонента Bz межпланетного магнитного поля достигла значений −6 и −9 нТл соответственно 24 и 25 августа 2018 г. Отрицательные значения B_z свидетельствовали о наступлении на Земле магнитной бури.

Функция Акасофу ε_A, представляющая собой мощность, внедряемую в магнитосферу Земли, увеличилась в ночь с 25 на 26 августа 2018 г. от ~1 до 30 ГДж/с и более. В геокосмосе возникла буря. Индекс AE вырос от ~100 до 1500 нТл, индекс Kp – от ~1 до 7, а Dst-индекс сначала увеличился от ~0 до ~20 нТ, а после 17:00 25 августа 2018 г. стал уменьшаться примерно до −170 нТл. Отрицательные значения Dst-индекса имели место в течение еще нескольких суток. Новый рост индекса Kp до 6 отмечался 27 августа 2018 г. Это означает, что магнитная буря различной интенсивности регистрировалась с 25 по 28 августа 2018 г.

Состояние ионосферы контролировалось при помощи ионозонда DPS-4, который функционирует в Республике Корея (37.14° N, 127.54° E). На рисунке 3 приведена временна́я зависимость критической частоты слоя $F2$. Из рисунка 3 видно, что примерно с 22:00 25 августа 2018 г. и до 14:00 26 августа 2018 г. значения частоты $foF2$ превышали в 1.3–1.7 раза эти же значения в контрольный день 28 августа 2018 г. Это свидетельствует о том, что имела место положительная ионосферная буря. Более того, она сопровождалась неоднократными уменьшениями на 1.5–2 МГц значений $foF2$. Это означает, что ионосферная буря была многофазной: положительные всплески $foF2$ сменялись отрицательными провалами в зависимости $foF2(t)$.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Наблюдения эффектов ионосферной бури выполнены на 7 трассах. Далее опишем поведение временны́х вариаций ДС для 25–28 августа 2018 г. Основные проявления бури имели место 26 августа 2018 г.

5.1. Трасса Hwaseong–Harbin

Радиостанция, излучающая на частоте 6015 кГц, находится в Республике Корея. Расстояние между радиопередающим и радиоприемным устройствами $R \approx 950$ км. Радиостанция излучает с 03:30 до 24:00 (здесь и далее UT). Бо́льшую часть времени радиоволна отражалась от стабильной E-области ионосферы, а также от слоя E_s. При этом ДСЧ $F \approx 0$ Гц. Амплитуда сигнала A существенно (на 1–1.5 порядка) уменьшилась в дневное время по сравнению с ночным временем.

25 августа 2018 г. бо́льшую часть времени $F \approx 0$ Гц (рис. 4). После захода Солнца ДС уширялись на ±1.5 Гц, сигнал становился многомодовым. С 11:00 до 14:00 наблюдались квазипериодические вариации ДСЧ с периодом $T \approx 30$ мин и амплитудой $F_a \approx 0.15$–0.20 Гц. После восхода Солнца ДСЧ увеличилось от 0 до 0.4–0.7 Гц. Это продолжалось в течение интервала времени $\Delta T \approx 90$ мин.

26 августа 2018 г. с 04:00 и до 16:00 ионосфера была возмущена. До захода Солнца на Земле почти все время $F < 0$. Сигнал был практически одномодовым. Перед заходом Солнца $F_{\min} \approx -0.5$ Гц. В интервале времени 10:00–12:00 постоянная составляющая ДСЧ $\bar{F} \approx -0.35$ Гц. Наблюдалось квазипериодическое колебание ДСЧ с $T \approx 60$ мин,

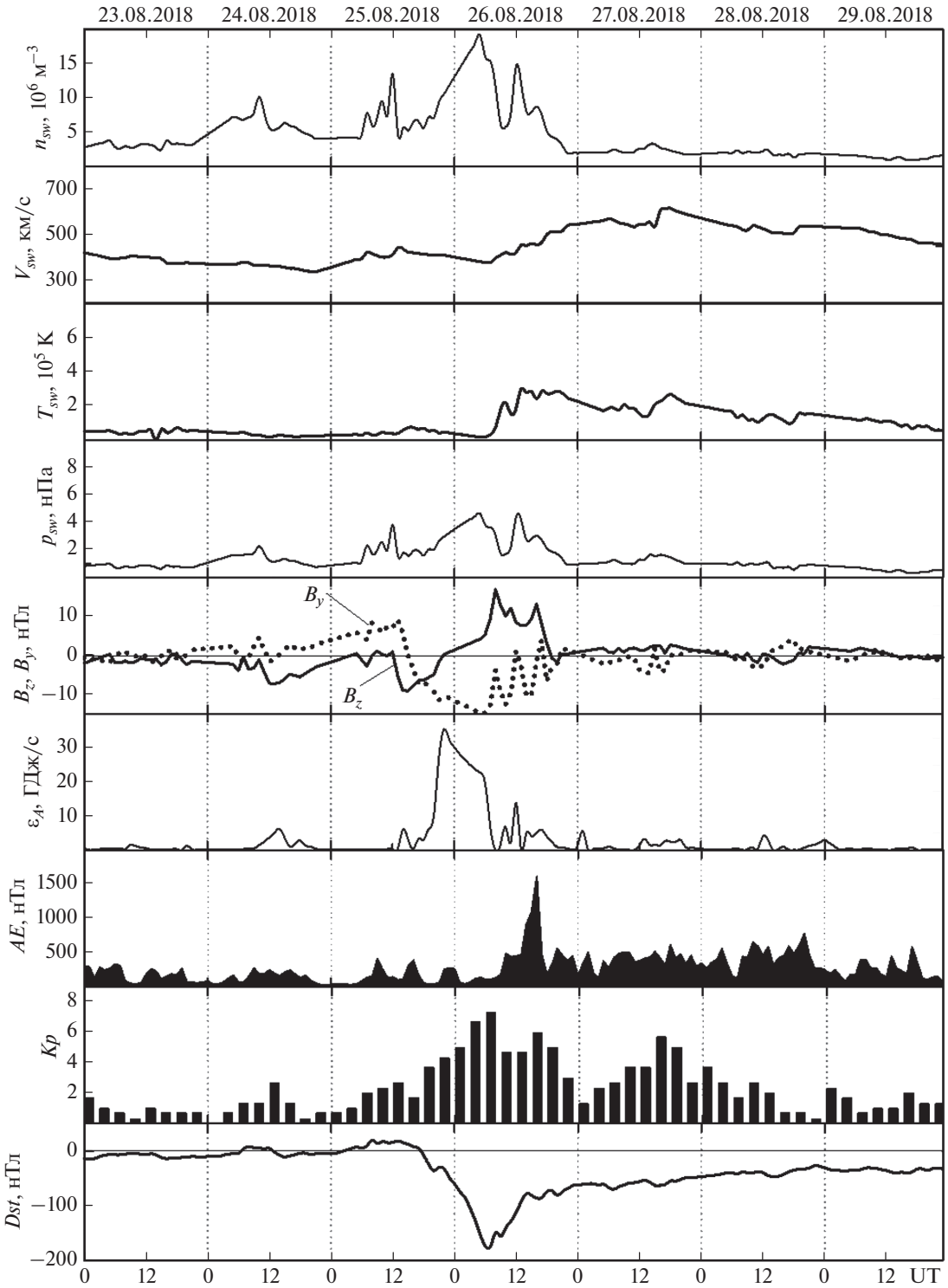

Рис. 2. Временны́е вариации основных параметров, описывающих состояние космической погоды (панели сверху вниз): временны́е вариации параметров солнечного ветра: концентрации n_{sw}, радиальной скорости V_{sw}, температуры T_{sw} [Space Weather Prediction Center. National Oceanic and Atmospheric Administration. Accessible link: ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/lists/ace2/], и рассчитанных значений динамического давления p_{sw}, *By*-(точки) и *Bz*-(линия) компонент межпланетного магнитного поля [Space Weather Prediction Center. National Oceanic and Atmospheric Administration. Accessible link: ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/lists/ace2/], рассчитанных значений энергии ε_A, передаваемой солнечным ветром магнитосфере Земли в единицу времени, *AE*-индекса [World Data Center for Geomagnetism, Kyoto. Accessible link: http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/aeasy/], *Kp*-индекса [World Data Center for Geomagnetism, Kyoto. Accessible link: http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/kp/index.html], *Dst*-индекса [World Data Center for Geomagnetism, Kyoto. Accessible link: http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/index.html] в течение 23–29 августа 2018 г.

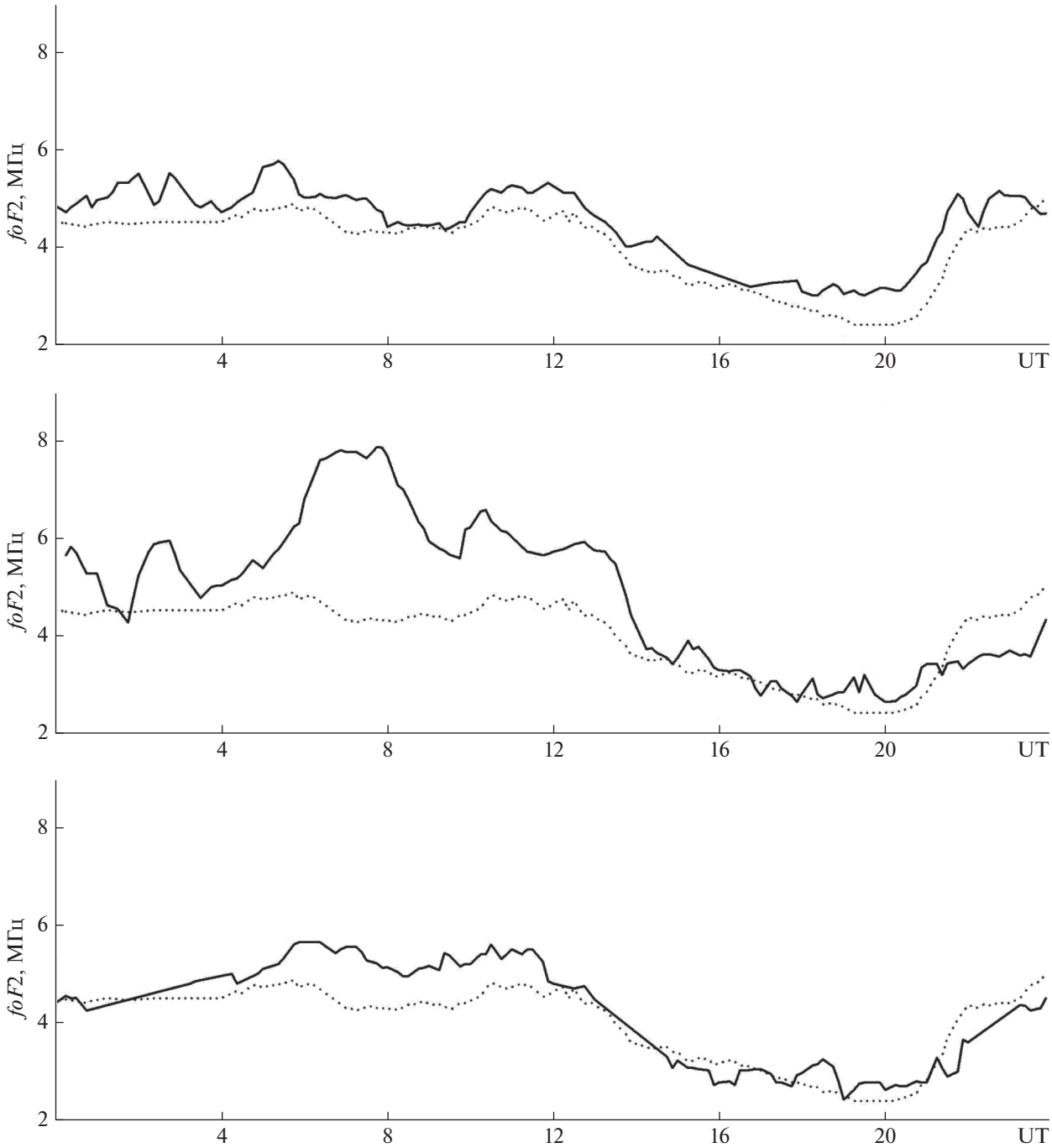

Рис. 3. Временны́е вариации частоты *foF*2 (панели сверху вниз) 25, 26, и 27 августа 2018 г., измеренные на ионозонде, функционирующем в Республике Корея (https://ulcar.uml.edu/DIDBase/). Точки соответствуют временны́м вариациям частоты *foF*2 28 августа 2018 г. (контрольные сутки).

$F_a \approx 0.35$ Гц, $\Delta T \approx 160$ мин. В 12:20 ДСЧ резко увеличилось от –0.3 до $F_{\max} \approx 0.8$ Гц. Затем наблюдалось постепенное уменьшение F до 0 Гц, которое имело место примерно в 14:00. При этом на медленные вариации накладывалось квазипериодическое колебание с $T \approx 60$ мин и $F_a \approx 0.2$ Гц. В интервале времени 14:00–16:40 амплитуда сигнала уменьшилась почти на порядок. Примерно через 1 ч после восхода Солнца на уровне Земли наблюдалось увеличение ДСЧ и амплитуды сигнала. Это продолжалось ~50–60 мин.

27 августа 2018 г. почти все время $F \approx 0$ Гц. С 08:00 и до 13:30 наблюдалась многомодовость сигнала. При этом уровень флуктуаций ДСЧ до-

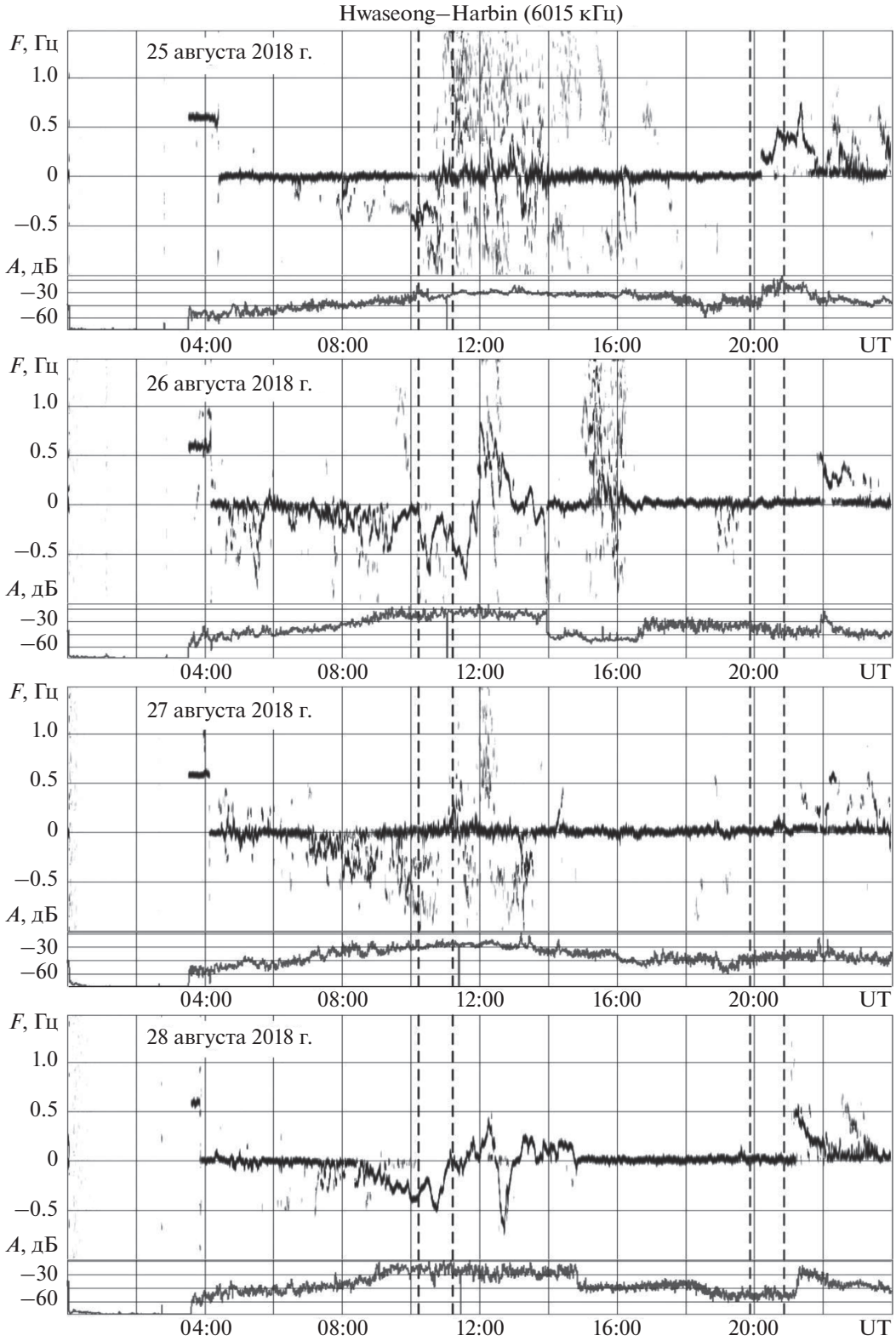

Рис. 4. Временны́е вариации ДС и амплитуды *A* на радиотрассе Hwaseong–Harbin (панели сверху вниз): 25, 26, 27 и 28 августа 2018 г. Вертикальными штриховыми линиями здесь и далее показаны моменты захода и восхода Солнца на высоте 0 и 100 км, а также 100 и 0 км соответственно.

стигал ±1.5 Гц. В ночное время $F \approx 0$ Гц. Незначительное усиление многомодовости отмечалось после восхода Солнца.

28 августа 2018 г. в дневное и ночное время $F \approx 0$ Гц. Примерно за 2 часа до захода Солнца на Земле ДСЧ постепенно уменьшалось от 0 до –0.4 Гц, отмечалось колебание с $T \approx 20$ мин и $F \approx 0.1$ Гц. С 10:00 и до 15:00 амплитуда квазипериодических колебаний изменялась от 0.1 до 0.5 Гц. В ночное время $F \approx 0$ Гц. После восхода Солнца, точнее в интервале времени 21:00–22:00, наблюдались скачки как ДСЧ, так и амплитуды.

5.2. Трасса Chiba–Harbin

Радиостанция, работающая на частоте 6055 кГц, дислоцирована в Японии. Для нее $R \approx 1613$ км. Радиостанция выключается с 15:00 до 22:00.

25 августа 2018 г. в интервале времени 01:00–04:00 амплитуда сигнала была незначительной и доплеровские измерения были неэффективны (рис. 5). С 06:00 и до 10:00, т.е. в послеполуденное время сигнал был в основном двухмодовым. Для одной моды, которая отражалась от слоя E, ДСЧ было ~0 Гц. Для второй моды $\bar{F}$ уменьшалось от 0 до –0.6 Гц. На медленное уменьшение ДСЧ накладывались квазипериодические вариации с $T \approx 60$ мин и $F_a \approx 0.2$ Гц. Примерно с 10:00 и до 15:00 наблюдался полный развал ДС. Основная мода регистрировалась неуверенно.

26 августа 2018 г. с 00:20 и до 03:30 уровень сигнала был незначительным. В интервале времени 03:30–08:00 сигнал был практически одномодовым, наблюдались квазипериодическое колебание ДСЧ с $T \approx 45$–50 мин и $F_a \approx 0.15$–0.40 Гц. С 08:00 и до 12:00 отмечался полный развал ДС. С 12:00 и до 15:00 уверенно регистрировалось колебание ДСЧ основной моды с $T \approx 60$ мин и $F_a \approx 0.3$–0.4 Гц.

27 августа 2018 г. поведение ДС в значительной мере напоминало их поведение 25 августа 2018 г.

28 августа 2018 г. в отличие от 25 и 27 августа 2018 г. ДС были скорее одномодовыми. После захода Солнца резко увеличилась амплитуда квазипериодических вариаций ДСЧ с $T \approx 60$ мин и $F_a \approx 0.6$ Гц. Это продолжалось примерно до 13:00.

5.3. Трасса Hailar–Harbin

Радиостанция, излучающая на частоте 6080 кГц, находится на территории Китая. При этом $R \approx 646$ км.

25 августа 2018 г. радиопередающее устройство выключалось в интервале времени 05:00–09:00. В дневное время ДС были скорее одномодовыми, в остальное время суток – многомодовыми (рис. 6). В интервалах времени 16:00–20:00 и 21:00–22:00 из-за уменьшения амплитуды сигнала наблюдался “развал” доплеровских спектров.

26 августа 2018 г. радиопередающее устройство выключалось с 03:00 и до 09:00. В интервале времени 09:00–12:00 имели место резкие знакопеременные вариации ДСЧ (от –1.2 до +0.5 Гц). С 12:00 и до 14:00 спектр был многомодовым. Полный “развал” ДС наблюдался с 16:00 до 20:00.

27 августа 2018 г. основная мода в ДС уверенно регистрировалась в интервале времени 09:00–16:00. Имели место резкие знакопеременные вариации ДСЧ (от –0.25 Гц до +0.75 Гц). С 16:00 и до 20:00 наблюдался полный “развал” ДС.

28 августа 2018 г. поведение ДС качественно мало чем отличалось от поведения ДС 27 августа 2018 г.

“Развал” ДС во все дни на данной трассе свидетельствовал о том, что радиоволна не отражалась от ионосферы, а свободно проходила сквозь нее в интервале времени 16:00–20:00.

5.4. Трасса Beijing–Harbin

Данная радиостанция излучает на частоте 6175 кГц. Она расположена на территории Китая, $R \approx 1044$ км. Радиопередающее устройство выключается в интервалах времени 00:00–09:00 и 18:00–20:00.

25 августа 2018 г. ДС были диффузными (рис. 7). В период восхода Солнца четко выделялась основная мода.

26 августа 2018 г. ДС были практически одномодовыми. С 10:00 и до 12:00 $\bar{F} \approx -0.3$ Гц. Период квазипериодического колебания $T \approx 50$ мин, $F_a \approx 0.25$ Гц. В 12:00 имел место резкий скачок ДСЧ от –0.2 Гц до 0.2 Гц. Далее в течение 2 часов значения $\bar{F}$ уменьшались от 0.5 Гц до 0 Гц. На медленные вариации $\bar{F}(t)$ накладывался квазипериодический процесс с $T \approx 20$ мин и $F_a \approx 0.1$–0.2 Гц. В интервалах времени 14:00–18:00 и 20:00–24:00 $\bar{F} \approx 0$ Гц. Эпизодически возникало колебание с амплитудой 0.10–0.15 Гц и переменным периодом. Примерно с 14:00 и до 15:00 наблюдалось резкое уменьшение (почти в 30 раз) амплитуды сигнала, которая затем восстанавливалась примерно в течение 1 часа.

27 августа 2018 г. почти на протяжении всего времени наблюдения ДС были практически одномодовыми и $\bar{F} \approx 0$ Гц. Значения ДСЧ отличались от 0 Гц лишь в течение захода и восхода Солнца. В интервале времени 15:00–18:00 наблюдалось уменьшение амплитуды сигнала примерно в 5.5 раз.

28 августа 2018 г. с 09:30 и до 11:30 отмечалось уменьшение ДСЧ от 0 до –0.4 Гц, а затем его увеличение от –0.4 до 0 Гц. На медленные вариации

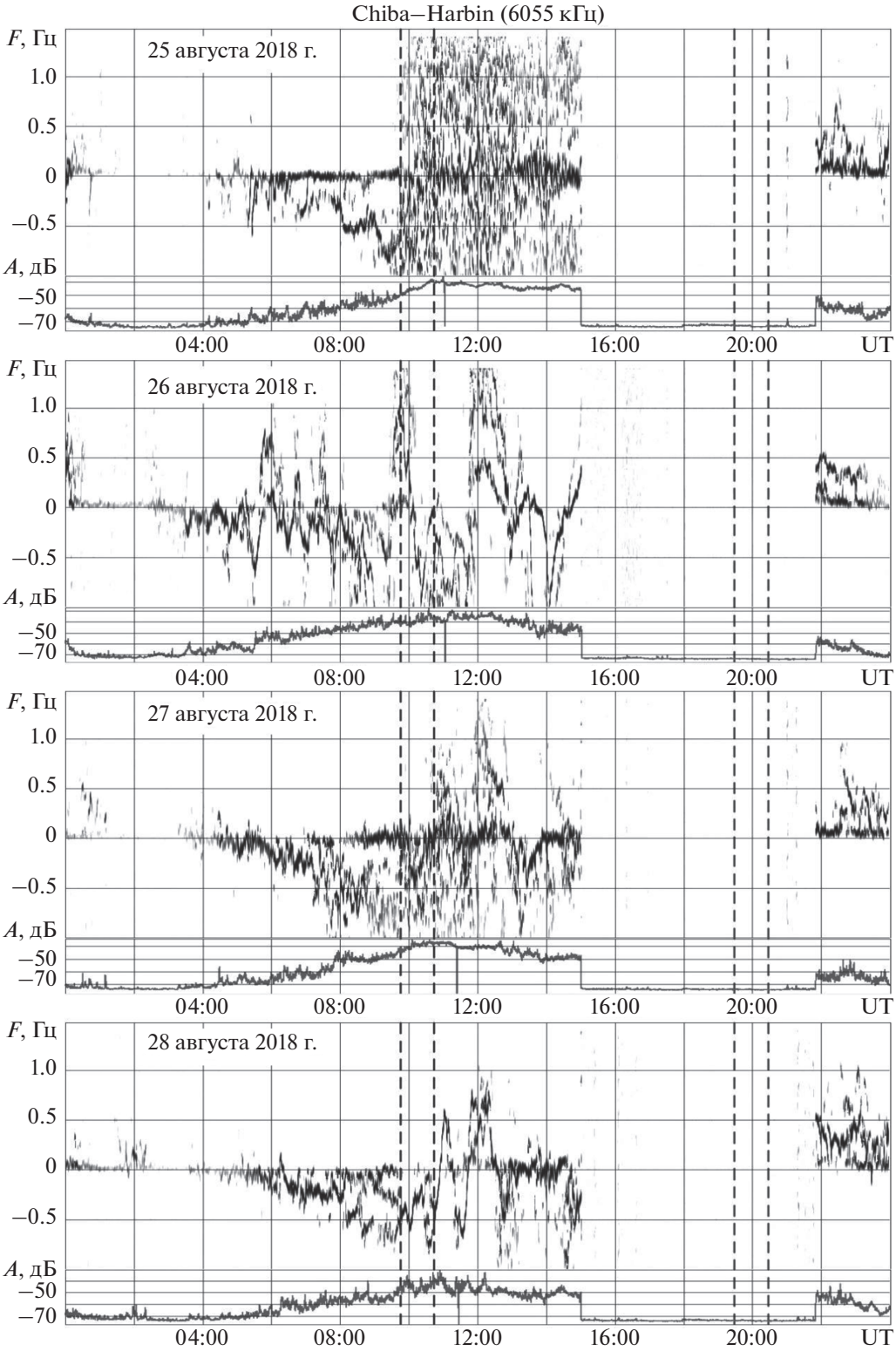

Рис. 5. Временны́е вариации ДС и амплитуды *A* на радиотрассе Chiba–Harbin (панели сверху вниз): 25, 26, 27 и 28 августа 2018 г.

ДСЧ накладывалось колебание с $T \approx 20$ мин и $F_a \approx$ ≈ 0.1 Гц. В интервале времени 11:00–13:30 амплитуда колебания увеличилась до 0.35 Гц. При этом $T \approx 60$–70 мин. Значительное отклонение F до 0.5 Гц наблюдалось вскоре после восхода Солнца на уровне Земли.

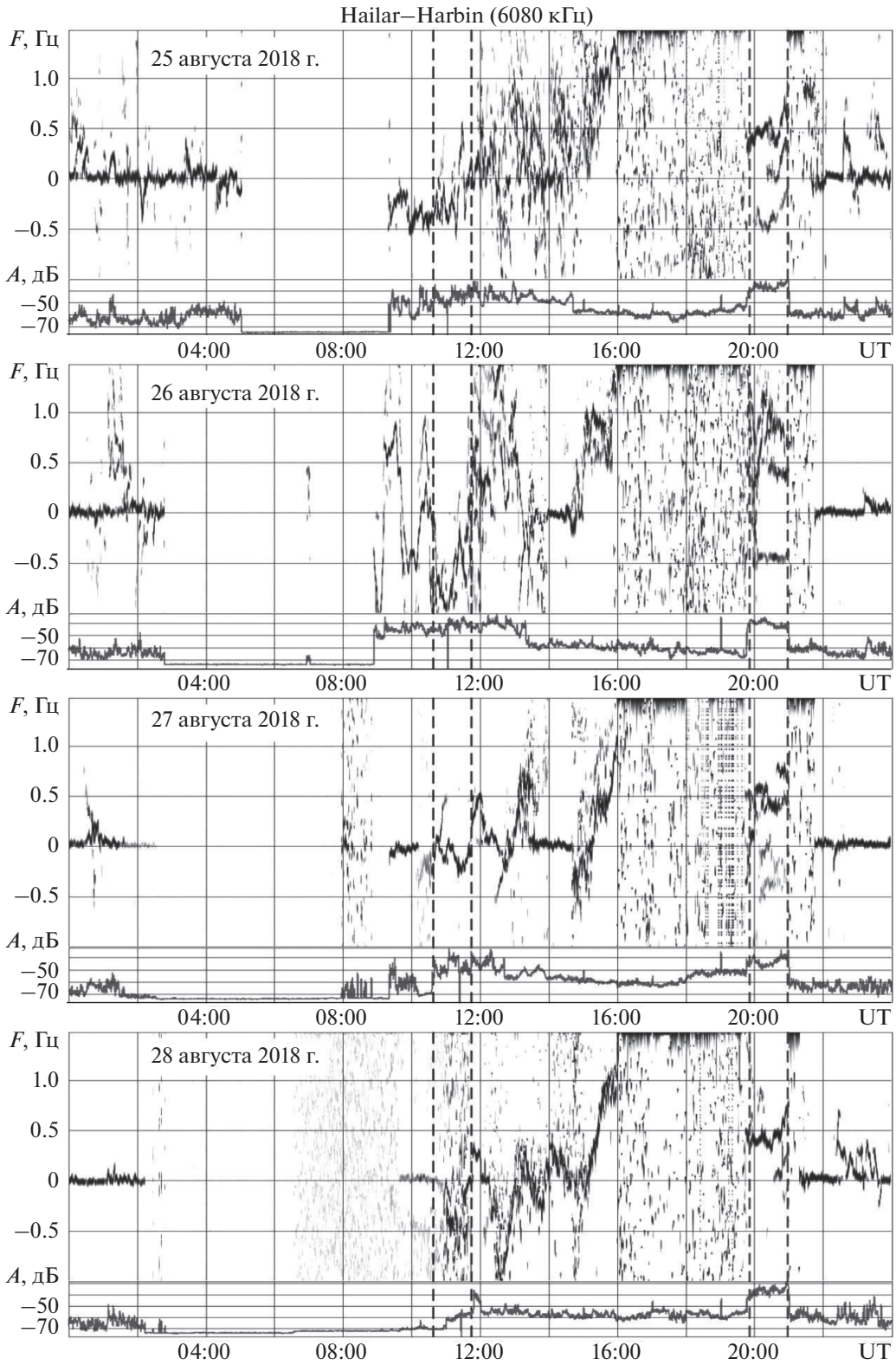

Рис. 6. Временны́е вариации ДС и амплитуды *A* на радиотрассе Hailar–Harbin (панели сверху вниз): 25, 26, 27 и 28 августа 2018 г.

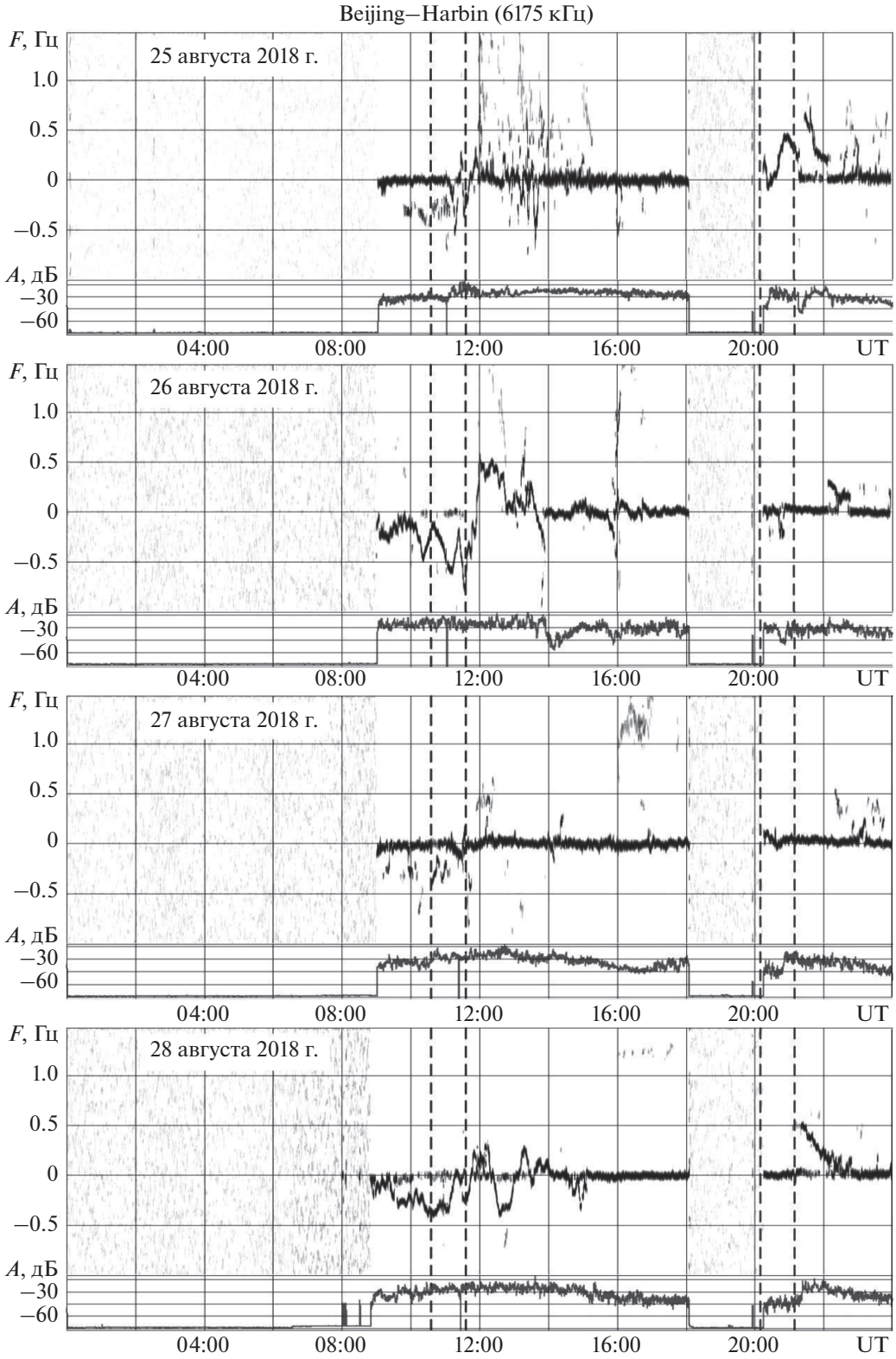

Рис. 7. Временны́е вариации ДС и амплитуды *A* на радиотрассе Beijing–Harbin (панели сверху вниз): 25, 26, 27 и 28 августа 2018 г.

5.5. Трасса Goyang–Harbin

Радиостанция, вещающая на частоте 6600 кГц, расположена в Республике Корея. При этом $R \approx$ $\approx$ 907 км. Излучение прекращается в интервале времени 23:00–05:00.

25 августа 2018 г. почти в течение всего времени измерения ДС были диффузными. В интервалах времени 08:00–13:00 и 21:30–22:20 четко выделялась основная мода (рис. 8). Перед заходом Солнца $\bar{F} < 0$ Гц. С 08:00 и до 13:30 отмечалось квазипериодическое колебание ДСЧ с $T \approx 30$ мин и $F_a \approx 0.1$–0.2 Гц. Значительное (на порядок) уменьшение амплитуды сигнала наблюдалось с 17:40 и до 19:10.

26 августа 2018 г. квазипериодический процесс с $T \approx 30$ мин и $F_a \approx 0.2$ Гц имел место в интервале времени 05:00–06:00. В течение последующих двух часов наблюдались незначительные (±0.1 Гц) флуктуации ДСЧ. После 08:00 амплитуда квазипериодических колебаний постепенно увеличивалась от 0.1 до 0.4–0.5 Гц. При этом $T \approx 60$ мин. Около 12:00 произошло резкое увеличение ДСЧ от –0.4 до 0.8 Гц. После этого наблюдалась тенденция уменьшения ДСЧ от 0.8 Гц до 0 Гц. С 14:00 и до 17:30 ДС были диффузными. В то же время амплитуда сигнала уменьшилась примерно в ~30 раз. После 17:30 флуктуации ДСЧ были незначительными. С 20:00 и до 20:50 наблюдалось уменьшение амплитуды сигнала примерно в 5–6 раз.

27 августа 2018 г. в течение всего времени измерений флуктуации ДСЧ были незначительными (±0.1 Гц). Уменьшение амплитуды сигнала примерно на порядок отмечалось с 16:00 и до 21:00.

28 августа 2018 г. с 05:00 до 08:00 и с 14:40 до 21:40 флуктуации ДСЧ были незначительными. Их уровень увеличился в интервалах времени 08:30–09:50 и 13:10–14:50, а также 21:45–22:35. С 09:50 и до 13:10 отраженный от ионосферы сигнал отсутствовал. Очень слабым сигнал был также в интервале времени 18:50–21:45.

5.6. Трасса Hohhot–Harbin

Радиостанция, дислоцированная в Китае, излучает на частоте 9520 кГц. Расстояние $R \approx 1343$ км. Радиостанция прекращала вещание в интервале времени 16:00–22:00.

25 августа 2018 г. до 06:00 $F \approx 0$ Гц. С 06:00 до 10:00 ДСЧ постепенно уменьшалось от 0 до –0.3 Гц (рис. 9). В интервале времени 10:00–11:00 амплитуда сигнала уменьшалась в 3–5 раз, $F \approx 0$ Гц. С 11:00 и до 14:00 имело место значительное уширение ДС. В интервале времени 14:00–16:00 флуктуации ДСЧ были незначительными.

26 августа 2018 г. заметные флуктуации ДСЧ отмечались с 05:00 и до 09:00. В интервале времени 09:00–13:30 вариации ДСЧ были очень значительными (от –1.2 до 0.8 Гц). Амплитуда колебаний достигала 0.5 Гц, а $T \approx$ 50–70 мин. Около 12:00 произошло резкое изменение знака ДСЧ. С 12:00 и до 13:30 величина ДСЧ уменьшалось от 0.8 до 0 Гц. Далее наблюдались несущественные флуктуации ДСЧ. В интервале времени 13:30–14:25 амплитуда сигнала уменьшилась в 30–35 раз.

27 августа 2018 г. за исключением предзаходного и заходного периодов флуктуации ДСЧ и амплитуда сигнала были незначительными. Во время захода Солнца ДСЧ изменялось от –0.5 до 0.2 Гц. Амплитуда сигнала варьировала в пределах порядка величины.

28 августа 2018 г. в интервале времени 06:00–09:40 наблюдалось отключение радиопередающего устройства. Флуктуации F и A были заметными лишь в течение захода Солнца.

5.7. Трасса Yamata–Harbin

Радиостанция, которая вещает на частоте 9750 кГц, расположена в Японии, $R \approx 1531$ км. Радиостанция не функционирует с 16:00 до 17:00 и с 18:00 до 22:00.

25 августа 2018 г. примерно с 10:00 и до 16:00 ДС были диффузными (рис. 10). В интервалах времени 00:00–08:00 и 22:00–24:00 наблюдался сигнал от другой радиостанции, для нее $F \approx -0.5$ Гц, а амплитуда сигнала была в 30–35 раз меньше.

26 августа 2018 г. после 08:00 регистрировалось уменьшение ДСЧ от 0 до –1.35 Гц, за которым последовало колебание с $T \approx 60$ мин и $F_a \approx 0.4$–0.9 Гц. При этом $\bar{F} \approx -0.4$ Гц. Примерно в 12:00 имело место резкое изменение знака ДСЧ. Далее ДСЧ уменьшалось от 0.8 до –0.5 Гц. Примерно в 13:45 радиостанция отключилась.

27 августа 2018 г. значительные вариации ДСЧ наблюдались в интервале времени 11:00–13:00.

28 августа 2018 г. заметные флуктуации ДСЧ отмечались с 11:00 и до 12:40.

6. ОБСУЖДЕНИЕ

6.1. Связь вариаций ДС с ионосферной бурей

Ионосферная буря, последовавшая за уменьшением *Dst*-индекса около 20:00 25 августа 2018 г., сначала сопровождалась незначительным увеличением N (см. рис. 3). Следующие всплески N имели место 26 августа 2018 г. около 00:23, 02:45, 07:45, 10:23 и 12:45 (см. рис. 3). Всплески N чередовались ее уменьшениями в 1.8–2.3 раза. Таким образом, отличительной особенностью данной бури была ее многофазность: две положительные бури чередовались с тремя отрицательными бурями. Добавим, что природа положительных и отрицательных бурь обсуждалась в ряде работ [Данилов и Морозова, 1975; Bradley et al., 1997; Prölss,

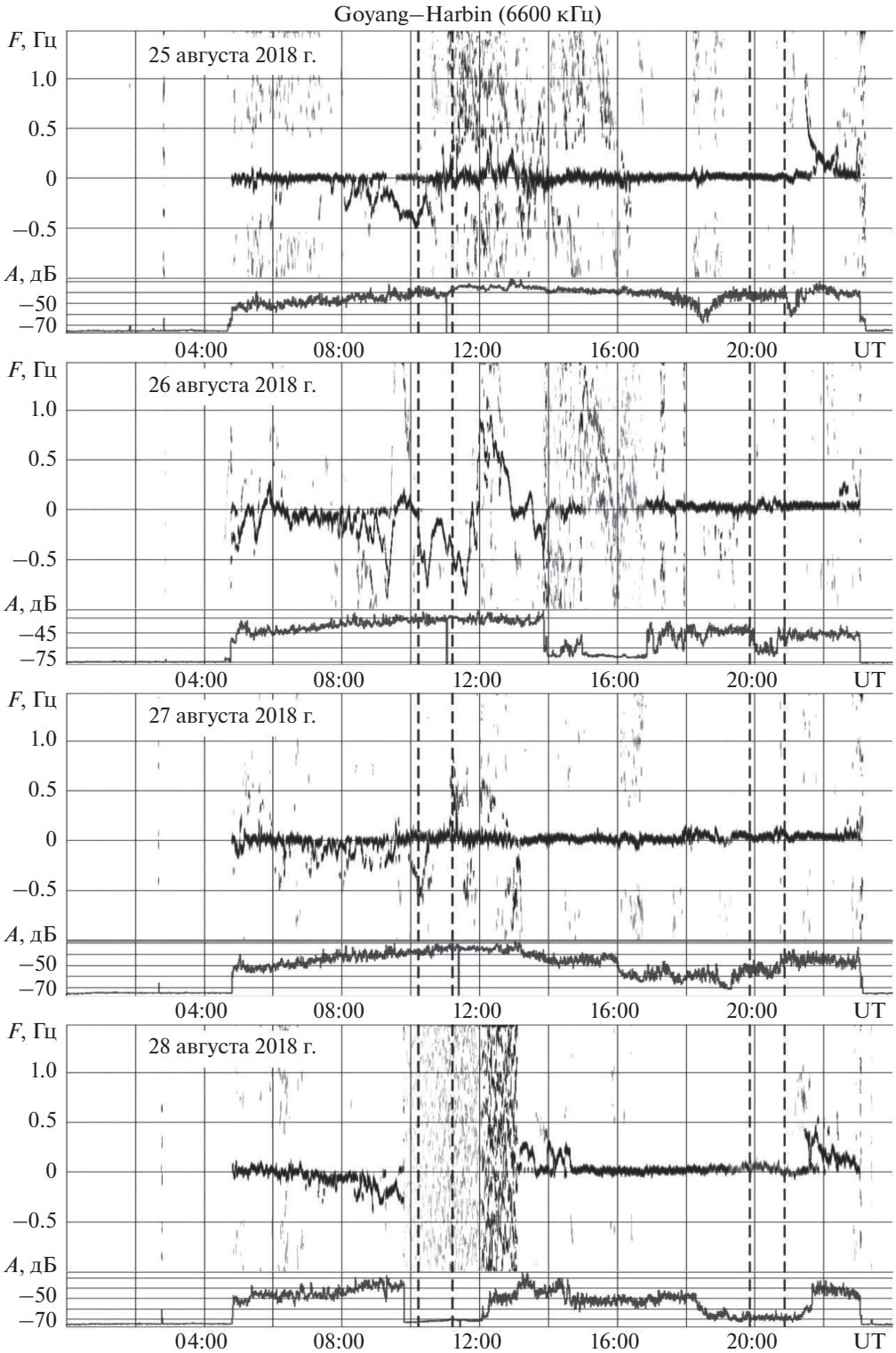

Рис. 8. Временны́е вариации ДС и амплитуды *A* на радиотрассе Goyang–Harbin (панели сверху вниз): 25, 26, 27 и 28 августа 2018 г.

1995; Buonsanto, 1999; Данилов, 2013; Черногор и Домнин, 2014].

Процессы в области отражения радиоволны, например, на частоте 9520 кГц, наблюдались примерно на 25 мин позже перечисленных выше моментов времени. С 09:00 и до 12:00 ДСЧ на всех трассах было отрицательным. Это означает, что область отражения радиоволн сместилась вверх,

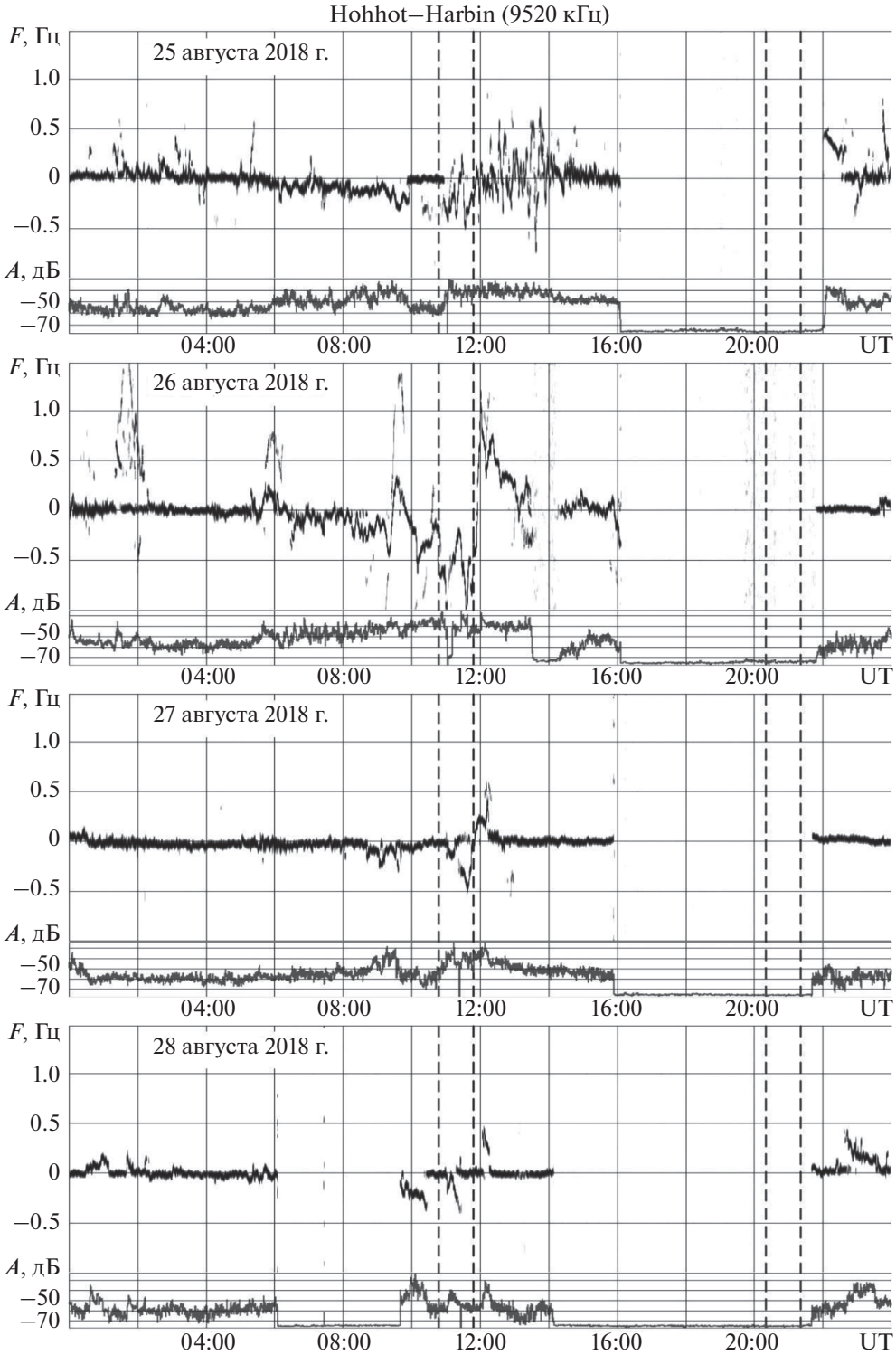

Рис. 9. Временны́е вариации ДС и амплитуды *A* на радиотрассе Hohhot–Harbin (панели сверху вниз): 25, 26, 27 и 28 августа 2018 г.

при этом концентрация электронов *N* в ионосфере уменьшилась. В интервале времени 12:00–13:00 для всех трасс ДСЧ становилось положительным, область отражения радиоволн сместилась вниз. Это было вызвано увеличением концентрации электронов. На медленные уменьшения и увеличения ДСЧ накладывались его квазипериодические вариации.

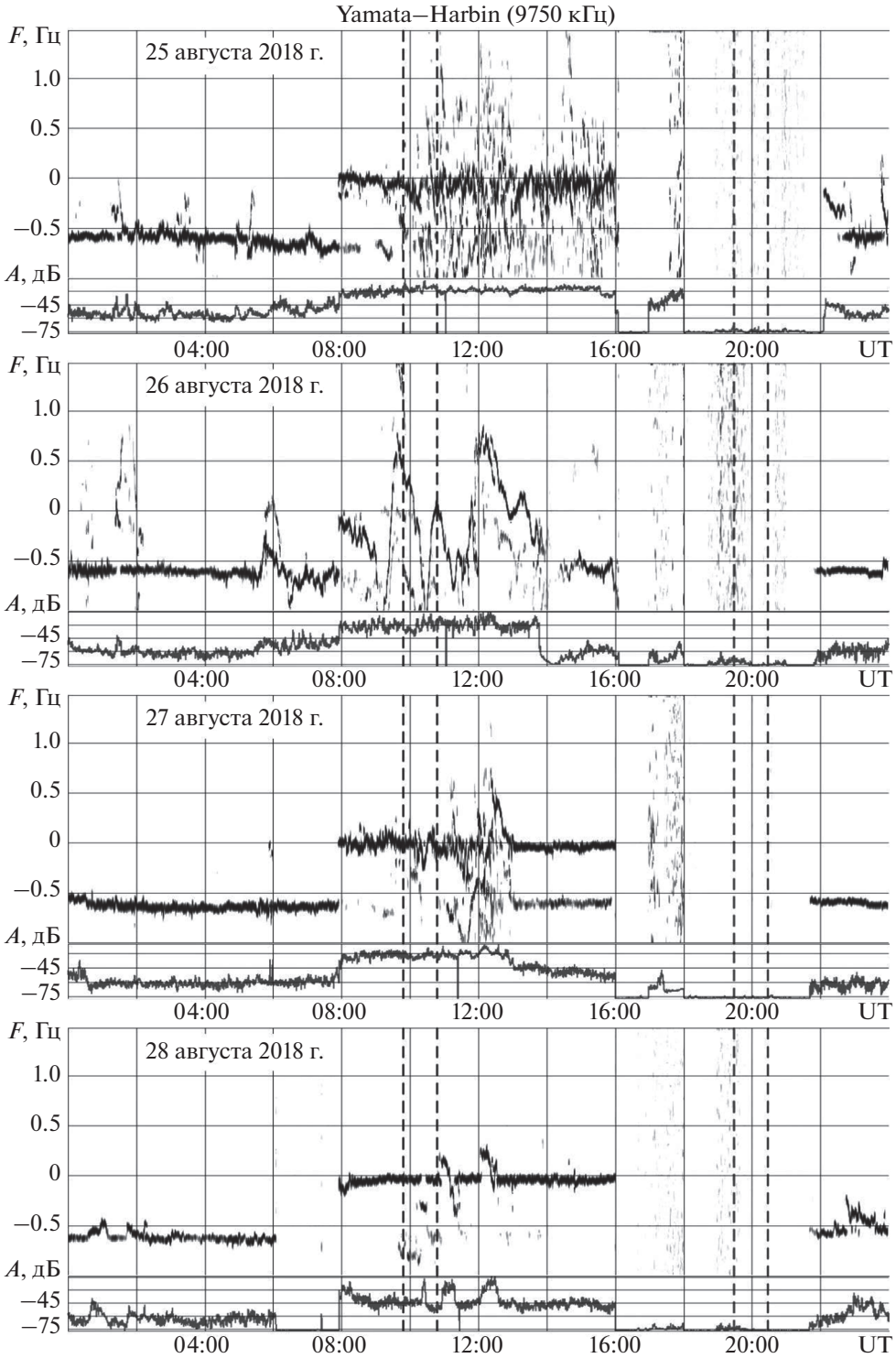

Рис. 10. Временны́е вариации ДС и амплитуды *A* на радиотрассе Yamata–Harbin (панели сверху вниз): 25, 26, 27 и 28 августа 2018 г.

Синхронность описанных вариаций для всех трасс свидетельствует о том, что возмущение ионосферы было крупномасштабным, если не глобальным. Масштаб возмущений был не менее 1–2 тыс. км. В контрольные дни подобные вариации параметров ДС отсутствовали. Следовательно, наблюдаемые вариации ДСЧ были вызваны ионосферной бурей.

Добавим, что 27 августа 2018 г. регистрировалась вторая магнитная буря с $Kp_{\max} \approx 5$ и $Dst_{\min} \approx$ ≈ -50 нТл. Ионосферные возмущения при этом были существенно меньшими, чем 26 августа 2018 г.

6.2. Оценка возмущений в ионосфере

Как уже отмечалось, состояние ионосферы контролировалось при помощи ионозонда DPS-4, расположенного в Республике Корея. Анализировались временны́е и высотные зависимости плазменной частоты $f_p(t, z)$, однозначно связанные с $N(t, z)$.

Далее получим соотношения, позволяющие по ДСЧ оценить величину увеличения N во время положительных ионосферных бурь либо величину уменьшения N во время отрицательных ионосферных бурь, величину сдвига области отражения радиоволн и параметры квазипериодических вариаций N.

Как известно, при распространении радиоволны с частотой f в сферически слоистой изотропной ионосфере без поглощения условие отражения описывается скорректированным законом секанса (см., например, [Davies, 1990]):

$$f = kf_p(z_r)\sec\theta, \tag{1}$$

где z_r – высота отражения; θ – угол падения на ионосферу, отсчитываемый от вертикали,

$$k = \frac{1}{\sqrt{1 + \dfrac{R^2}{2r_0 z_r}}} - \tag{2}$$

коэффициент, учитывающий сферичность ионосферы. Здесь R – длина радиотрассы; $r_0 \approx 6400$ км – радиус Земли.

Подставляя (2) в (1), получим соотношение для оценки высоты отражения по известной зависимости $f_p(z)$:

$$f = f_p(z_r)\left(\frac{z_0}{2z_r}\frac{R^2 + 4z_r^2}{R^2 + 2z_r r_0}\right)^{1/2}.$$

Зная z_r и R, можно оценить угол θ. Для более точных расчетов z_r и θ необходимо проводить траекторные расчеты.

При оценках использовалось лучевое приближение. “Толщина” радиолуча определялась по радиусу первой зоны Френеля

$$r_F \approx \sqrt{R\lambda/2},$$

где $\lambda = c/f$ – длина радиоволны, c – скорость света в вакууме. При $R \approx 1$–2 тыс. км и $f \approx 6$–10 МГц имеем $r_F \approx 5$–6 км.

ДСЧ вызывается движением области отражения радиоволны со скоростью v. При этом

$$F = -2\frac{f}{c}v\cos\theta. \tag{3}$$

Из (3) получаем скорость:

$$v = -\frac{c}{2}\frac{F}{f\cos\theta}. \tag{4}$$

Поскольку в процессе движения области отражения изменяется угол θ, при оценке v по соотношению (4) необходимо вычислять среднее значение $\cos\theta$.

6.2.1. Подъем и опускание области отражения радиоволн

Зная $v(t)$, можно оценить смещение области отражения радиоволны по высоте:

$$\Delta z_r = \int_0^{\Delta T} v(t)\,dt = -\frac{c}{2f\cos\theta}\int_0^{\Delta T} F(t)\,dt \approx \approx -\frac{c\Delta T}{4\cos\theta}\frac{F_m}{f}, \tag{5}$$

где ΔT – продолжительность изменения $F(t)$, F_m – экстремальное значение F на интервале времени ΔT.

Результаты оценки смещения области отражения при движении вверх (Δz_{r1}) и движении вниз (Δz_{r2}) приведены в табл. 2. Из таблицы 2 видно, что для всех трасс эти смещения были значительными (~30–90 км).

Сравнительно медленные (характерное время ~1 ч и более) изменения $F(t)$ свидетельствуют об изменении N в ионосфере. При модели $N(z)$ в виде линейного профиля концентрация N изменяется в такое число раз:

$$\frac{N}{N_0} \approx 1 + \frac{\Delta z_r}{L}, \tag{6}$$

где L – характерный высотный масштаб изменения $N(z)$, N_0 – невозмущенное бурей значение N. Например, при $\Delta z_r = 60$ км и $L \approx 30$ км имеем $N/N_0 \approx 3$. Это означает, что в течение положительной ионосферной бури концентрация электронов в F-области ионосферы увеличилась в 3 раза. Во время отрицательных ионосферных бурь N уменьшалась в 1.5–3 раза.

Оценку N/N_0 можно получить и другим способом. Можно показать, что при увеличении ДСЧ от 0 до F_m, а затем при его уменьшении до 0 за время ΔT справедливо следующее приближенное выражение:

$$\frac{N}{N_0} \approx 1 + \frac{c\Delta T}{4L_n}\frac{k^2}{k_\theta}\frac{F_m}{f}, \tag{7}$$

где L_n – характерный масштаб изменения показателя преломления радиоволны в области ее отражения, коэффициент

$$k_\theta = \frac{\cos\theta}{1 + \sin\theta} \tag{8}$$

Таблица 2. Основные параметры ДСЧ и ионосферы

f, кГц	6015	6055	6080	6175	6600	9520	9750
$\overline{F_{\min}}$, Гц	–0.35	–	–0.5	–0.3	–0.3	–0.5	–0.5
ΔT_1, мин	120	–	120	120	120	120	120
Δz_1, км	105	–	105	110	90	100	95
$\overline{F_{\max}}$, Гц	0.7	0.4	0.5	0.5	0.6–0.7	0.8	0.7
ΔT_2, мин	60	60	40	60	60	60	60
Δz_2, км	105	100	45	90	90–105	78	70
F_a, Гц	0.3–0.35	0.3	0.5	0.25	0.4	0.5	0.4–0.6
T, мин	60	60	60	50	60	50–70	60
Δz_a, км	29–33	28	45	23	33	31	28–42
δ_{Na}	0.67–0.77	0.72	0.93	0.50	0.88	0.63–0.89	0.50–0.75

определяется траекторией радиоволны.

Из рисунка 9 видно, что в интервале времени 05:35–06:48 наблюдались всплески ДСЧ с $F_{m1} \approx$ ≈ 0.25 Гц и $F_{m2} \approx 0.75$ Гц. Им соответствуют радиолучи, отражающиеся от E- и F-областей соответственно.

При отражении радиоволны от E-области $z_r \approx 130$ км, $\Delta T \approx 2 \times 10^3$ с, $k \approx 0.69$, $\cos\theta \approx 0.19$, $k_\theta \approx$ ≈ 0.095 и $N/N_0 \approx 1.5$.

При отражении радиоволны от F-области $z_r \approx$ ≈ 160 км, $\Delta T \approx 2 \times 10^3$ с, $k \approx 0.73$, $\cos\theta \approx 0.23$, $k_\theta \approx$ ≈ 0.11 и $N/N_0 \approx 2.9$. По данным ионозонда вблизи этого момента времени $N/N_0 \approx 3$. При оценке N/N_0 считалось, что критическая частота $foF2 \approx$ ≈ 7.8 МГц, ее невозмущенное значение составляло 4.5 МГц (см. рис. 3). В течение отрицательных ионосферных бурь $N/N_0 \approx 0.3$–0.6.

Как видно, результаты оценок по вариациям ДСЧ хорошо согласуются с результатами наблюдений на ионозонде.

Можно утверждать, что сильная магнитная буря сопровождалась достаточно сильной ионосферной бурей.

6.2.2. Волновые возмущения в ионосфере

Ионосферная буря сопровождалась значительным усилением колебаний ДСЧ с периодом $T \approx 60$ мин и амплитудой $F_a \approx 0.3$–0.5 Гц (см., например, рис. 8–10, табл. 2). Эти колебания, скорее всего, вызваны приходом атмосферных гравитационных волн (АГВ) от места их генерации до пункта регистрации. Обычно АГВ генерируются в период максимальной скорости изменения $dDst/dt$, что имело место примерно около 04:00–06:00 26 августа 2018 г. Интенсивные колебания ДСЧ с периодом ~60 мин на всех радиотрассах наблюдались в интервале времени 10:00–12:00 26 августа 2018 г. При этом время распространения АГВ составило $\Delta t \approx 6$–4 ч. Местом генерации АГВ является область околоземной среды, точнее вечерне-полуночный сектор аврорального овала и полярной шапки, где происходит интенсивное внедрение энергии частиц солнечного происхождения (широта $\varphi \approx 70°$ N). Для трасс над территорией Китая широта составляет ~40°–45° N. Тогда $\Delta\varphi \approx 25°$–$30°$. Этому соответствует кратчайшее расстояние $D_0 \approx 2700$–3300 км. Однако возмущение, как это видно по времени его запаздывания на различных трассах, перемещалось с северо-востока. Северо-восточное направление является направлением на область наиболее интенсивных высыпаний энергичных электронов в вечерне-полуночном секторе аврорального овала и вполне согласуется с другими экспериментальными результатами и общепринятыми теоретическими моделями [Лазутин, 2015]. При этом $D \approx 6000$–7000 км. Тогда горизонтальная скорость движения волн

$$w \approx \frac{D}{\Delta t} \approx 275\text{–}480 \text{ м/с}.$$

Такую скорость и такой период (~60 мин) действительно имеют АГВ.

Как уже отмечалось, усиление волновых возмущений имело место в интервале времени ~10:00–12:00. И, хотя этот интервал был близок к интервалу времени действия солнечного терминатора, волновые возмущения, как показывают наблюдения в контрольные дни, связаны все-таки с бурей.

Распространение волн в ионосфере приводит к колебаниям высоты отражения радиоволн. Оценим их амплитуду Δz_a. При

$$F(t) = F_a \sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right) \tag{9}$$

из (9) с учетом (4) получим, что

$$v(t) = -\frac{c}{2f\cos\theta}\frac{F_a}{}\sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right) = -v_a\sin\left(\frac{2\pi t}{T}\right). \quad (10)$$

Здесь F_a – амплитуда колебаний ДСЧ, v_a – амплитуда колебаний скорости вертикального движения:

$$v_a = \frac{c}{2f\cos\theta}\frac{F_a}{}. \quad (11)$$

Тогда с учетом (8), (10) и (11) получим, что

$$\Delta z_a = \int_0^{T/2} v(t)\,dt = \frac{v_a T}{\pi} = \frac{cT}{2\pi}\frac{F_a}{f\cos\theta}. \quad (12)$$

Результаты оценок Δz_a по соотношению (12) также приведены в табл. 2. Из таблицы 2 видно, что амплитуда Δz_a – значительна.

Полагая, что при колебаниях высоты отражения радиоволн справедливо соотношение, аналогичное (6), получим, что

$$\delta_{Na} = \frac{N}{N_0} - 1 \approx \frac{\Delta z_a}{L}.$$

При $\Delta z_a \approx 30$ км и $L \approx 30$–60 км имеем $\delta_{Na} \approx 0.5$–1. Результаты более точных оценок, учитывающих параметры траектории радиоволны, также приведены в табл. 2. Действительно, значения δ_{Na} изменялись от 0.5 до 0.9.

Таким образом, обсуждаемая ионосферная буря качественно и количественно отличается от “типичной” (т.е. однофазной) ионосферной бури. Это еще раз подтверждает тезис об отсутствии двух одинаковых ионосферных бурь, об индивидуальности каждой бури.

7. ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

1. При помощи когерентного многотрассового радиотехнического комплекса наклонного зондирования ионосферы проведено наблюдение за характеристиками радиоволн в диапазоне ~6–10 МГц и возмущениями в ионосфере над территорией Китая в течение сильной ($Kp = 7$) геомагнитной бури 25–26 августа 2018 г.

2. Выявлены апериодические и квазипериодические вариации ДСЧ. Ионосферная буря привела к усилению многолучевости, уширению ДС, существенному смещению траекторий радиоволн. Показано, что величина знакопеременных апериодических вариаций ДСЧ не превышала 0.6–0.7 Гц, а амплитуда ее колебаний – 0.5–0.6 Гц.

3. Установлено, что магнитная буря сопровождалась многофазной ионосферной бурей, длившейся не менее 16 ч (с 22:00 25 августа 2018 г. до 14:00 26 августа 2018 г.). Отличительной особенностью данной ионосферной бури было то, что две положительные бури чередовались с тремя отрицательными бурями. В течение бури на всех трассах неоднократно наблюдался подъем области отражения радиоволн на ~50–100 км, а также ее колебания с амплитудой ~30–40 км. За подъемами следовали опускания области отражения радиоволн на многие десятки километров.

4. Подъемы и опускания области отражения были вызваны уменьшением N в 1.5–2 раза и ее увеличением в несколько раз соответственно. Максимальное увеличение концентрации электронов в E-области ионосферы достигало 1.5 раз, а в F-области – 3 раз.

5. Относительная амплитуда колебаний концентрации электронов достигала многих десятков процентов. В контрольные дни амплитуда колебаний ДСЧ была в несколько раз меньше.

6. Наблюдаемые колебания ДСЧ, по-видимому, были вызваны генерацией в высоких широтах АГВ и последующим их распространением с высоких широт к средним широтам, где располагались средства наблюдения. Скорость волновых возмущений была ~275–480 м/с, а период был ~60 мин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П.* GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: ИСЗФ. 480 с. 2006.

– *Благовещенский Д.В.* Влияние геомагнитных бурь/суббурь на распространение КВ (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 53. № 4. С. 435–450. 2013.

– *Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А.* Физика ионосферы. М.: Наука. 527 с. 1988.

– *Григоренко Е.И., Лысенко В.Н., Пазюра С.А., Таран В.И., Черногор Л.Ф.* Ионосферные возмущения в течение сильнейшей магнитной бури 7–10 ноября 2004 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 47. № 6. С. 761–779. 2007а.

– *Григоренко Е.И., Лысенко В.Н., Таран В.И., Черногор Л.Ф.* Анализ и классификация ионосферных бурь в средних широтах Европы. 1 // Космічна наука і технологія. Т. 13. № 5. С. 58–76. 2007б. https://doi.org/10.15407/knit2007.05.058

– *Григоренко Е.И., Лысенко В.Н., Таран В.И., Черногор Л.Ф.* Анализ и классификация ионосферных бурь в средних широтах Европы. 2 // Космічна наука і технологія. Т. 13. № 5. С. 77–96. 2007в. https://doi.org/10.15407/knit2007.05.077

– *Григоренко Е.И., Пазюра С.А., Таран В.И., Черногор Л.Ф., Черняев С.В.* Динамические процессы в ионосфере во время сильнейшей магнитной бури 30–31 мая 2003 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 6. С. 803–823. 2005а.

– *Григоренко Е.И., Лысенко В.Н., Таран В.И., Черногор Л.Ф.* Особенности ионосферной бури 20–23 марта 2003 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 45. № 6. С. 789–802. 2005б.

– *Григоренко Е.И., Лысенко В.Н., Таран В.И., Черногор Л.Ф.* Результаты радиофизических исследований процессов в ионосфере, сопровождавших сильнейшую геомагнитную бурю 25 сентября 1998 г. // Успехи современной радиоэлектроники. № 9. С. 57–94. 2003.

– *Гуляева Т.Л.* Показатели изменчивости ионосферы во время геомагнитных бурь по наблюдениям GPS // Солнечно-земная физика. Вып. 12. Т. 2. С. 231–233. 2008.

– *Данилов А.Д., Морозова Л.Д.* Ионосферные бури в области F2. Морфология и физика (обзор) // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 25. № 5. С. 705–721. 1985.

– *Данилов А.Д.* Реакция области F2 на геомагнитные возмущения (Обзор) // Гелиогеофизические исследования. Вып. 5. С. 1–33. 2013.

– *Лазутин Л.Л.* Овал полярных сияний – прекрасная, но устаревшая парадигма // Солнечно-земная физика. Т. 1. № 1. С. 23–35. 2015.
https://doi.org/10.12737/5673

– *Марпл-мл. С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. Пер. с англ. М.: Мир. 584 с. 1990.

– *Панасенко С.В., Черногор Л.Ф.* Результаты радиофизических исследований волновых возмущений в нижней ионосфере // Успехи современной радиоэлектроники. № 7. С. 38–56. 2005.

– *Черногор Л.Ф., Домнин И.Ф.* Физика геокосмических бурь: Монография. Харьков: ХНУ им. В.Н. Каразина, Институт ионосферы НАН и МОН Украины. 408 с. 2014.

– *Черногор Л.Ф., Кацко С.В.* Возмущение параметров ионосферного канала распространения радиоволн в течение геокосмических бурь // Вестник Поволжского государственного технологического университета. Т. 3. № 19. С. 5–17. 2013.

– *Ясюкевич Ю.В., Перевалова Н.П., Едемский И.К., Полякова А.С.* Отклик ионосферы на гелио- и геофизические возмущающие факторы по данным GPS: монография. Иркутск: Изд-во ИГУ. 259 с. 2013.

– *Bothmer V., Daglis I.* Space weather: Physics and effects. N.Y.: Springer-Verlag. 438 p. 2006. ISBN 3-642-06289-X.

– *Bradley P.A., Cander L.R., Kutiev I., Hanbaba R.* PRIME (COST 238) studies of Ionospheric storm effects // Adv. Space Res. V. 20. № 9. P. 1669–1678. 1997.

– *Buonsanto M.J.* Ionospheric storms – a review // Space Sci. Rev. V. 88. P. 563–601. 1999.

– *Chernogor L.F., Grigorenko Ye.I., Lysenko V.N., Taran V.I.* Dynamic processes in the ionosphere during magnetic storms from the Kharkov incoherent scatter radar observations // Int. J. Geomagn. Aeron. V. 7. GI3001. 2007.
https://doi.org/10.1029/2005GI000125

– *Danilov A.D., Laštovička J.* Effects of geomagnetic storms on the ionosphere and atmosphere // Int. J. Geomagn. Aeron. V. 2. № 3. P. 209–224. 2001.

– *Davies K.* Ionospheric radio. London: Peter Peregrinus Ltd. 580 p. 1990.

– *Galushko V.G., Beley V.S., Koloskov A.V., Yampolski Y.M., Paznukhov V.V., Reinisch B.W., Foster J.C., Erickson P.J.* Frequency-and-angular HF sounding and ISR diagnostics of TIDs // Radio Sci. V. 38. № 6. P. 10-1–10-9. 2003.
https://doi.org/10.1029/2002RS002861

– *Galushko V.G., Kascheev A.S., Paznukhov V.V., Yampolski Y.M., Reinisch B.W.* Frequency-and-angular sounding of traveling ionospheric disturbances in the model of three-dimensional electron density waves // Radio Sci. V. 43. № 4. P. 1–10. 2008.
https://doi.org/10.1029/2007RS003735

– *Ivanov V.A., Kurkin V.I., Nosov V.E., Uryadov V.P., Shumaev V.V.* Chirp ionosonde and its application in the ionospheric research // Radiophys. Quant. Electr. V. 46. № 11. P. 821–851. 2003.
https://doi.org/10.1023/b:raqe.0000028576.51983.9c

– *Laštovička J., Chum J.* A review of results of the international ionospheric Doppler sounder network // Adv. Space Res. V. 60. № 8. P. 1629–1643. 2017.
https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.01.032

– *Mikhailov A.V., Depueva A.H., Depuev V.H.* Day-time F2-layer negative storm effect: What is the difference between storm-induced and Q-disturbance events? // Ann. Geophysicae. V. 25. № 7. P. 1531–1541. 2007.
https://doi.org/10.5194/angeo-25-1531-2007

– *Mlynarczyk J., Koperski P., Kulak A.* Multiple-site investigation of the properties of an HF radio channel and the ionosphere using Digital Radio Mondiale broadcasting // Adv. Space Res., V. 49. № 1. P. 83–88. 2012.
https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.09.031

– *Paznukhov V.V., Galushko V.G., Reinisch B.W.* Digisonde observation of TIDs with frequency and angular sounding technique // Adv. Space Res. V. 49. № 4. P. 700–710. 2012.
https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.11.012

– *Pictrella M., Perrone L., Fontana G. et al.* Oblique-incidence ionospheric soundings over Central Europe and their application for testing now casting and long term prediction models // Adv. Space Res. V. 43. № 11. P. 1611–1620. 2009.

– *Prölss G.W.* Ionospheric *F*-region storms / Handbook of atmospheric electrodynamics. 2. Ed. *H. Volland*. Boca Raton, Fla: CRC Press. P. 195–248. 1995.

– *Prölss G.W.* Magnetic storm associated perturbations of the upper atmosphere / Magnetic storms. Eds. Tsurutani B.T., Gonzalez W.D., Kamide Y., Arballo J.K. // Geoph. Monog. Series. V. 98. Washington, D.C.: AGU. P. 249–290. 1998.

– *Rees D.* Observation and modeling of ionospheric and thermospheric disturbances during major geomagnetic storms: a review // J. Atmos. Terr. Phys. V. 57. № 12. P. 1433–1457. 1995.
https://doi.org/10.1016/0021-9169(94)00142-B

– *Reinisch B.W., Galkin I.A.* Global Ionospheric Radio Observatory (GIRO). Earth Planets Space. V. 63. № 4. P. 377–381. 2011.
https://doi.org/10.5047/eps.2011.03.001

– *Schunk R.W., Sojka J.J.* Ionosphere-Thermosphere space weather issues // J. Atmos. Terr. Phys. V. 58. P. 1527–1574. 1996.
https://doi.org/10.1016/0021-9169(96)00029-3

– *Shi S.Z., Chen G., Yang G.B., Li T., Zhao Z.Y., Liu J.N.* Wuhan ionospheric oblique-incidence sounding system and its new application in localization of ionospheric irregularities // IEEE T. Geosci. Remote. V. 53. № 4. P. 2185–2194. 2015.
https://doi.org/10.1109/TGRS.2014.2357443

– *Verhulst T., Altadill D., Mielich J. et al.* Vertical and oblique HF sounding with a network of synchronised ionosondes // Adv. Space Res. V. 60. № 8. P. 1644–1656. 2017.

– *Vijaya Lekshmi D., Balan N., Vaidyan V.K. et al.* Response of the ionosphere to super storms // Adv. Space Res. V. 41. P. 548–555. 2007.
https://doi.org/10.1016/j.asr.2007.08.029

– *Vijaya Lekshmi D., Balan N., Tulasi Ram S., Liu J.Y.* Statistics of geomagnetic storms and ionospheric storms at low and mid latitudes in two solar cycles // J. Geophys. Res. V. 116. A11328. 2011.
https://doi.org/10.1029/2011JA017042

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 85–93

УДК 550.388.2

ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОРРЕКЦИИ ИОНОСФЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ ПО ДАННЫМ ОДНОГО ИОНОЗОНДА ВЕРТИКАЛЬНОГО РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ В ПЕРИОД НИЗКОЙ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

© 2021 г. Н. Г. Котонаева[1, *], М. В. Коломин[1], В. В. Михайлов[1], К. Г. Цыбуля[1], М. Ю. Филиппов[1]

[1]*Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова Роскомгидромета (ИПГ), г. Москва, Россия*

**e-mail: kotonaeva@ipg.geospace.ru*

Поступила в редакцию 28.10.2019 г.
После доработки 17.03.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

Получены численные значения критериев эффективности определения критической частоты слоя $F2$ ионосферы над европейской частью России с использованием ионосферных моделей, скорректированных по данным одного ионозонда вертикального радиозондирования. Рассматривались два метода коррекции: путем подбора эффективного значения входного гелиогеофизического индекса и путем линейной корреляционной коррекции ионосферных моделей по критической частоте слоя $F2$ ионосферы. Получены области, в которых коррекция моделей по одной точке эффективна. Они определяют современное состояние зоны покрытия европейского региона России российской ионосферной наблюдательной сетью. Показано, что области, в которых коррекция медианных моделей действительно заметна по сравнению с медианными моделями без коррекции, составили в средних широтах 7° по широте и 15° по долготе. Получено, в частности, что определение параметров ионосферы на северных пунктах и пунктах в районе главного ионосферного провала методом коррекции по данным среднеширотных ионосферных наблюдательных пунктов в большинстве случаев невозможно. В этих случаях использование климатических моделей без коррекции эффективнее.

DOI: 10.31857/S0016794021010089

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопрос интерполяции ионосферных данных между ионосферными станциями и экстраполяции на неосвещенную ионосферными данными территорию исследовался в статье [Киселева и др., 1971]. В этой основополагающей работе было показано, что пространственная корреляция между данными ионозондов вертикального радиозондирования обнаружена в ограниченном пространстве (до 6°–10° по широте и ~20° по долготе). Сейчас, спустя почти полвека, задача экстраполяции данных ионозондов на территорию вокруг них должна рассматриваться в совокупности с глобальными ионосферными моделями, которые во многом уже включили в себя множество корреляционных закономерностей, полученных по рядам наблюдений наземных наблюдательных пунктов и по данным наблюдений за ионосферой со спутников. Несмотря на то, что климатические модели отражают медианное состояние ионосферы, в практических приложениях зачастую используют именно такие модели, проводя их коррекцию по данным одного или нескольких оперативных наблюдений. Так задача оптимального совместного использования априорной (эмпирической и физической) информации и данных текущих радиофизических измерений, решаемая путем коррекции модели ионосферы в реальном масштабе времени, ставится и решается во многих научно-практических исследованиях, в частности, в публикациях [Козлов и Коротун, 2016; Арефьев и др., 2016; Galkin et al., 2012].

Целью данной работы является получение количественных вероятностных характеристик эффективности коррекции современных глобальных ионосферных моделей по наблюдениям одного ионозонда вертикального радиозондирования для экстраполяции его данных на неосвещенную ионосферными наблюдениями территорию, выделение предельных зон вокруг ионосферной станции, вне которых коррекция ионосферной модели с использованием данных этого ионозонда ведет к ухудшению ионосферного мониторинга. В статье рассматриваются ионосферные стан-

Таблица 1. Ионосферные наблюдательные пункты – участники программы тестирования моделей

Номер	Ионосферный наблюдательный пункт	Географическая широта, градусы	Географическая долгота, градусы
1	Москва	55.50	37.30
2	Ростов	47.30	39.70
3	Калининград	54.80	20.60
4	Горьковская	60.16	29.23
5	Ловозеро	67.58	35.03

ции, расположенные в европейской части Российской Федерации, и ионосферные модели SIMP-STANDARD [Лапшин и др., 2016], IRI-2012 [Bilitza et al., 2017], NeQuick [Giovanni and Radicella, 1990].

Для проведения коррекции моделей IRI-2012 и NeQuick использовались Фортран-коды и файлы коэффициентов модели CCIR [Bilitza et al., 2017]. Эмпирическая медианная модель SIMP-STANDARD, разработанная совместными усилиями Института прикладной геофизики им. Е.К. Федорова Росгидромета (ИПГ) и Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн РАН (ИЗМИРАН), реализована в виде набора подпрограмм на языке Фортран и файлов коэффициентов. Модель охватывает ионосферные области *D*, *E* и *F* в диапазоне высот от 65 до 1000 км. Моделирование критической частоты слоя *F*2 ионосферы, которое использовалось в настоящей статье, в северном полушарии опирается на локальные модели, созданные для 75 ионосферных станций. Локальная модель для ионосферной станции представляет собой зависимость величины *foF*2 для данной станции от месяца года, времени суток и ионосферного индекса *T* [Turner, 1968], прогнозируемого ионосферной службой Австралии (IPS).

В качестве статистического материала взяты данные наземных ионосферных станций за период 2017–2018 гг. пониженной солнечной активности. Период низкой солнечной активности, как было указано в работе [Киселева и др., 1971], характеризуется наихудшей корреляцией между данными ионосферных станций.

2. МЕТОДЫ И СТАТИСТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЭФФЕКТИВНОСТИ КОРРЕКЦИИ ИОНОСФЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ

Для определенности станцией-донором в статье назван ионозонд вертикального радиозондирования, по часовым значениям критической частоты слоя *F*2 ионосферы которого корректировались ионосферные модели; станцией-реципиентом – место, на которое экстраполировались данные станции-донора посредством коррекции модели. На станции-реципиенте расположен ионозонд, данные которого использовались для проверки результатов экстраполяции.

При проведении статистического анализа каждый ионосферный наблюдательный пункт из табл. 1 объявлялся по очереди станцией-донором, а остальные при этом становились станциями-реципиентами. Условно каждому ионосферному наблюдательному пункту присваивались номера, указанные в табл. 1.

Для коррекции моделей ионосферы по данным одного ионозонда были применены два наиболее очевидных метода, описанные ниже.

2.1. Коррекция методом подбора эффективного значения входного геофизического индекса

Для каждой глобальной ионосферной модели аргументом, кроме географического положения и времени, является геофизический индекс (табл. 2). Метод коррекции моделей состоял в нахождении такого эффективного значения геофизического индекса, при котором модельное значение *foF*2 равнялось наблюдаемому:

$$foF2_{\mathrm{obs}}(D) - foF2_{\mathrm{mod}}(D) = 0, \qquad (1)$$

где $foF2_{\mathrm{obs}}(D)$ – наблюдаемое часовое значение критической частоты слоя *F*2 на станции-доноре, а $foF2_{\mathrm{mod}}(D)$ – критическая частота в точке расположения станции-донора, рассчитанная с помощью модели при специально подобранном значении геофизического индекса. Далее с использованием найденного значения геофизического индекса рассчитывались скорректированные часовые значения критической частоты слоя *F*2 $foF2_{\mathrm{corr}}(R)$ на станциях-реципиентах.

Еще раз подчеркнем, что полученные из уравнения (1) индексы являются эффективными, а не реальными. Допустимые интервалы для них, приведенные в табл. 2, определяются алгоритмами моделей. Так, например, модель IRI может использовать значения индекса IG_{12} только превышающие –123, при меньших значениях программа выдает ошибку.

Таблица 2. Интервалы технически возможных значений входных геофизических индексов глобальных ионосферных моделей

Модель	Входной индекс	Наименьшее значение	Наибольшее значение
IRI	IG12 [Liu et al., 1983]	–123	201
SIMP-STANDARD	T [Turner, 1968]	–40	201
NeQuick	*F*10.7	20	200

При проведении исследования выяснилось, что данный метод коррекции эффективен для моделей IRI и NeQuick, но абсолютно неприменим для модели SIMP-STANDARD.

Особенностью метода коррекции по алгоритму путем подбора эффективного значения входного индекса является то, что появляются случаи, при которых подбор индекса по формуле (1) дает значение, выходящее за рамки допустимых интервалов, указанных в табл. 2. Причиной такого поведения моделей явилась низкая солнечная активность в период 2017–2018 гг., что проявилось в очень низких значениях критической частоты слоя *F*2 ночью зимой. Поэтому попытки коррекции моделей IRI и NeQuick по январским ночным данным в большинстве случаев завершались сбоями. Эти случаи в общую статистику не были включены.

2.2. Метод линейной корреляционной коррекции ионосферных моделей

Этот способ коррекции предполагает, что отношение наблюдаемой критической частоты к модельной на станции-доноре и станции-реципиенте одинаково:

$$foF2_{\text{corr}}(R) = \frac{foF2_{\text{obs}}(D)}{foF2_{\text{mod}}(D)} foF2_{\text{mod}}(R), \qquad (2)$$

где $foF2_{\text{mod}}(D)$ и $foF2_{\text{mod}}(R)$ – модельные значения критической частоты ионосферы на станции-доноре и станции-реципиенте соответственно, рассчитанные при наблюдаемых значениях геомагнитных индексов. Этот метод был применен для всех рассматриваемых моделей. Метод, близкий к предлагаемому, использован в работе [Gulyaeva et al., 2008].

2.3. Статистические критерии эффективности проведения коррекции ионосферных моделей

Статистические критерии, определяющие эффективность проведения коррекции, определяются задачами, для решения которых предназначены те или иные модели. Они должны отражать характеристики абсолютной ошибки коррекции

$$\Delta foF2 = foF2_{\text{corr}}(R) - foF2_{\text{obs}}(R),$$

и относительной ошибки коррекции

$$\delta foF2 = \frac{\Delta foF2}{foF2_{\text{obs}}(R)},$$

где наблюдаемое и скорректированное значения $foF2$ получены в одной географической точке и в один момент времени.

При анализе эффективности коррекции моделей по данным одного ионозонда оценивалось также среднее значение абсолютной величины ошибки коррекции. Однако оказалось, что этот критерий не только не позволяет выбрать лучшую модель, поддающуюся коррекции, но и в большинстве случаев оценить преимущество самой коррекции. Среднее значение абсолютной величины ошибки коррекции варьировалось в интервале от 0.3 до 0.5 МГц как для климатических, так и для скорректированных моделей.

В качестве критериев эффективности проведения коррекции взяты вероятности того, что относительная ошибка коррекции составит менее 20% (3) либо менее 10% (4):

$$P_{20} = P(|\delta foF2| \le 20\%), \qquad (3)$$

$$P_{10} = P(|\delta foF2| \le 10\%). \qquad (4)$$

Выбор вероятностей ошибки 10% и 20% связан с рекомендациями Международного союза электросвязи (МСЭ). В Рекомендации [МСЭ-R P.1239-3] в качестве эталонов суточной изменчивости приведены нижний и верхний децильные коэффициенты для каждого часа, сезона и широтного диапазона, для конкретных гелиофизических условий.

Верхний децильный коэффициент вычисляется как

$$\overline{K_d} = \frac{d_9}{Me(foF2)},$$

а нижний децильный коэффициент как

$$\underline{K_d} = \frac{d_1}{Me(foF2)},$$

где d_9 – верхний дециль – наименьшее значение из 10% самых больших значений $foF2$,

d_1 – нижний дециль – наибольшее значение из 10% самых малых значений $foF2$,

$Me(foF2)$ – медианное значение $foF2$ для конкретных условий.

Для примера, верхний децильный коэффициент на широте 40° зимой при низкой солнечной активности варьируется в интервале 0.11–0.22, а нижний – в интервале 0.77–0.82. То есть ошибка 20% регламентируется в пределах границ изменчивости ионосферы. Подобную ошибку определения критической частоты ионосферы будем называть предельно допустимой. Ошибка же в 10% всегда уже коридора, определяемого границами $\overline{K_d}$ и $\underline{K_d}$.

Критерием, определяющим возможность проведения коррекции, явилась разница вероятностей ошибки, меньшей 20%, рассчитанных по скорректированной ионосферной модели и по ионосферной модели без коррекции:

$$\Delta_{20} = P_{20\,\mathrm{corr}} - P_{20\,\mathrm{mod}}. \quad (5)$$

Выборка для определения статистических критериев эффективности (3–5) бралась по всем часовым значениям 2017–2018 гг. в те моменты, когда ионозондами на станциях-донорах и станциях-реципиентах одновременно были получены часовые значения $foF2$. Отметим, что объем выборки варьировался от 16000 значений на среднеширотных станциях до 8000 на северных станциях, что обусловлено периодами F-рассеяния и ионосферного поглощения, в большей степени характерных для северных регионов. Были рассчитаны отдельно критерии эффективности для различных сезонов и времени суток. Результаты подтверждают выводы, сделанные по общей выборке без деления на сезоны. Отдельно рассматривались дни с магнитной активностью, но в связи с недостаточным объемом выборки выводы, сделанные по этим дням, не являются значимыми и в данной работе не обсуждаются.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕДЕНИЯ КОРРЕКЦИИ ИОНОСФЕРНЫХ МОДЕЛЕЙ

В таблице 3 приведены значения параметра P_{20}, рассчитанные для перечисленных в табл. 2 моделей и двух методов коррекции. Кроме того, параметр P_{20} был рассчитан для климатических моделей без коррекции. В этом случае расчет производился для того же объема выборки, что и при проведении коррекции. Так как объемы выборок разные, то наблюдается различие в значениях P_{20} для моделей без коррекции в различных строках табл. 3. Так, для модели SIMP-STANDARD коррекция критической частоты в Москве по ст. Калининград дала значение параметра P_{20} = 82.4% для объема выборки 15721, для коррекции по ст. Ловозеро – 88.7% для объема 9515. Такое увеличение обусловлено тем, что в наиболее сложные периоды, когда модель работает хуже, ионограммы в Ловозеро, в отличие от Калининграда, было невозможно обработать, и они не вошли в выборку. Поэтому для объективной оценки диагностических способностей климатических моделей нужно использовать результаты с наибольшей выборкой.

В правом столбце табл. 3 рассчитаны результаты работы диагностической модели SIMP-2 – системы ионосферного мониторинга и прогноза, работающей в ФГБУ “ИПГ” и ассимилирующей данные более 75 станций по всему миру, поступающие в базу ФГБУ “ИПГ” [Репин и др., 2019]. SIMP-2, в отличие от SIMP-STANDARD, не является климатической моделью и за счет встроенных динамических моделей и ассимиляции оперативной информации решает задачи оперативной диагностики ионосферы.

Для проведения численного эксперимента из ассимилируемых моделью данных по очереди удалялись данные станций из табл. 1, так же как и данные ионозондов, находящихся на расстоянии менее 100 км от станции-реципиента. Наблюдения самих ионозондов на станциях-реципиентах использовали только для расчета критерия эффективности модели.

Возможность проведения коррекции модели по одной точке наглядно проиллюстрирована в табл. 4, содержащей значения параметра Δ_{20} (5).

Наилучшей для коррекции парой наблюдательных пунктов является пара Москва–Калининград в обоих направлениях. Здесь доля относительных ошибок коррекции, меньших предельно допустимых, может увеличиться до 8%. В остальных случаях доля таких ошибок коррекции может увеличиться не более чем на 5%.

Использование коррекции модели по данным среднеширотных, а тем более южных ионосферных наблюдательных пунктов для определения параметров ионосферы на северных пунктах и пунктах в районах главного ионосферного провала методом коррекции в большинстве случаев не обосновано. В этих случаях использование климатических моделей без коррекции дает лучший результат в мониторинге критической частоты слоя $F2$ ионосферы.

Для северных пунктов и для пунктов, попадающих в главный ионосферный провал, можно сделать вывод, что незначительное улучшение мониторинга возможно за счет коррекции по данным северных станций, находящихся южнее, либо по данным среднеширотных станций. Отметим, что в обратном направлении коррекция ухудшает ионосферный мониторинг.

Закономерности, описанные выше, сохраняются и при использовании критерия P_{10} – вероятности того, что относительная ошибка коррекции составит менее 10% (табл. 5).

Из таблицы видно, что при проведении коррекции ионосферных моделей по направлению

Таблица 3. Вероятность относительных ошибок моделей, меньших по абсолютной величине 20% (доля предельно допустимых ошибок), (%)

Станция-реципиент	Станция-донор	IRI			NeQuick			SIMP-STANDARD		SIMP2
		IRI без коррекции	IRI с коррекцией по IG	IRI при корреляционной коррекции	NeQuick без коррекции	NeQuick с коррекцией по $F10.7$	NeQuick при корреляционной коррекции	SIMP-STANDARD без коррекции	SIMP-STANDARD при корреляционной коррекции	Ассимиляция данных всех доступных ионозондов
Москва (1)	2	81.1	85.3	87.1	79.7	85.2	87.1	82.1	87.4	91.7
	3	81.2	89.0	90.0	80.0	88.9	89.6	82.4	91.3	
	4	81.5	80.8	78.8	82.0	82.1	77.8	82.2	84.8	
	5	87.2	87.0	85.3	88.5	86.6	84.9	88.7	85.5	
Ростов (2)	1	82.2	88.8	86.5	81.2	89.1	85.8	87.7	88.1	89.6
	3	82.7	86.5	85.7	81.8	86.3	85.5	88.1	87.3	
	4	83.6	77.4	73.9	84.0	78.2	72.4	89.0	78.5	
	5	89.2	84.2	81.6	88.7	83.6	81.4	93.2	82.2	
Калининград (3)	1	80.9	89.2	87.9	81.5	89.4	87.6	84.1	91.1	95.5
	2	81.4	83.0	84.7	81.6	82.7	84.6	84.4	85.9	
	4	81.2	79.6	77.9	83.9	80.8	76.8	84.4	85.3	
	5	87.3	87.4	84.8	90.6	86.6	83.5	89.8	86.2	
Горьковская (4)	1	82.8	79.2	81.2	76.4	79.3	80.7	80.4	85.5	82.1
	2	82.9	71.7	75.0	76.2	70.8	73.8	80.6	77.3	
	3	83.1	79.0	80.7	76.9	78.7	79.7	80.9	86.2	
	5	89.4	87.5	86.7	87.6	87.2	86.1	85.4	87.4	
Ловозеро (5)	1	83.4	84.0	85.4	84.6	83.6	85.4	85.4	86.2	90.1
	2	84.0	78.9	79.7	84.8	77.6	80.0	85.8	81.3	
	3	84.1	84.0	85.9	85.1	83.4	85.3	86.0	87.3	
	4	84.2	86.3	86.5	85.6	86.3	86.3	85.9	88.6	

Москва–Калининград в обоих направлениях вероятность того, что ошибка определения критической частоты ионосферы будет менее 10%, возрастает более чем на 10% по сравнению с определением критической частоты моделью без коррекции.

Из таблицы 3 также можно сделать следующие выводы.

– При проведении коррекции модели необходимо строго учитывать широтные различия в расположении ионозонда и точки определения параметров ионосферы.

– В большинстве случаев для всех моделей для рассматриваемого региона выполняется условие, по которому коррекцию лучше осуществлять по станции, находящейся южнее, чем по станции, находящейся в обратном направлении.

– Для моделей IRI и NeQuick не удалось выявить преимущество одного из предлагаемых видов коррекции.

– Из трех рассмотренных моделей поставленную задачу коррекции параметров ионосферы по данным одного ионозонда вертикального радиозондирования лучше выполняет модель SIMP-STANDARD при ее коррекции корреляционным методом по критической частоте ионосферы, однако в большинстве случаев ее преимущество в параметре P_{20} составляет не более 3%.

Таблица 4. Изменение доли предельно допустимых относительных ошибок корректированных моделей по сравнению с климатической моделью, Δ_{20}, (%)

Станция-реципиент	Станция-донор	IRI с коррекцией по IG	IRI при корреляционной коррекции	NeQuick с коррекцией по $F10.7$	NeQuick при корреляционной коррекции	SIMP-STANDARD при корреляционной коррекции
Москва (1)	2	4.2	6	5.5	7.4	5.3
	3	7.8	8.8	8.9	9.6	8.9
	4	–0.7	–2.7	0.1	–4.2	2.6
	5	–0.21	–1.9	–1.9	–3.6	–3.2
Ростов (2)	1	6.6	4.3	7.9	4.6	0.4
	3	3.8	3	4.5	3.7	–0.8
	4	–6.2	–9.7	–5.8	–11.6	–10.5
	5	–5	–7.6	–5.1	–7.3	–11
Калининград (3)	1	8.3	7	7.9	6.1	7
	2	1.6	3.3	1.1	3	1.5
	4	–1.6	–3.3	–3.1	–7.1	0.9
	5	0.1	–2.5	–4	–7.1	–3.6
Горьковская (4)	1	–3.6	–1.6	2.9	4.3	5.1
	2	–11.2	–7.9	–5.4	–2.4	–3.3
	3	–4.1	–2.4	1.8	2.8	5.3
	5	–1.9	–2.7	–0.4	–1.5	2
Ловозеро (5)	1	0.6	2	–1	0.8	0.8
	2	–5.1	–4.3	–7.2	–4.8	–4.5
	3	–0.1	1.8	–1.7	0.2	1.3
	4	2.1	2.3	0.7	0.7	2.7

– Диагностическая модель SIMP-2, осуществляющая экстраполяцию по комплексу ионосферных данных, в большинстве случаев дает результат, превышающий возможности моделей, скорректированных по одной станции. Исключение составляет станция Горьковская, где SIMP-2 уступает модели SIMP-STANDARD, скорректированной по данным одного ионозонда. Отметим, что преимущество комплексного подхода является незначительным, если используется параметр эффективности P_{20}, однако при использовании в качестве критерия параметра P_{10}, выигрыш уже может достигать 10%. То есть, при использовании SIMP-2 эксцесс закона распределения относительной ошибки коррекции $\delta foF2$ выше, чем при коррекции медианных моделей по данным одного ионозонда.

На рисунке 1, построенном на основе табл. 3 и 4, указаны области, в которых эффективность коррекции, оцененная по параметру P_{20}, составила 5% и более. Рисунок 1 построен в предположении долготной симметрии этого параметра, т.е. результат, полученный в направлении на запад от станции-донора, распространен на такое же расстояние на восток, и наоборот. Зоны севернее ст. Ловозеро и южнее ст. Ростов нарисованы ори-

Таблица 5. Вероятность (в %) относительных ошибок моделей, меньших по абсолютной величине 10%

Станция-реципиент	Станция-донор	IRI			NeQuick			SIMP-STANDARD		SIMP2
		IRI без коррекции	IRI с коррекцией по IG	IRI при корреляционной коррекции	NeQuick без коррекции	NeQuick с коррекцией по $F10.7$	NeQuick при корреляционной коррекции	SIMP-STANDARD без коррекции	SIMP-STANDARD при корреляционной коррекции	Ассимиляция данных всех доступных ионозондов
Москва (1)	2	53.3	59.4	61.3	50.4	59.0	61.0	55.0	61.8	71.5
	3	53.4	66.9	66.6	50.6	66.1	66.3	55.5	69.9	
	4	54.8	63.8	62.9	53.5	64.7	62.5	56.5	66.0	
	5	61.1	62.0	60.2	59.9	60.9	60.6	64.2	63.0	
Ростов (2)	1	54.3	63.6	61.7	50.1	63.5	61.2	61.1	62.9	64.5
	3	54.9	58.8	57.6	50.5	58.3	57.5	61.7	60.5	
	4	56.6	50.9	48.9	52.7	50.5	48.2	63.4	50.3	
	5	62.5	54.7	52.2	56.5	53.2	52.0	69.0	54.7	
Калининград (3)	1	53.1	66.3	65.9	53.4	66.8	65.5	57.3	69.7	80.3
	2	53.4	55.0	56.8	53.4	55.0	56.7	57.6	59.9	
	4	54.5	62.9	62.1	56.2	63.9	61.0	59.1	66.0	
	5	61.3	63.1	61.7	63.7	62.2	60.9	66.3	63.1	
Горьковская (4)	1	54.8	62.0	62.8	51.0	62.1	62.7	53.0	65.6	67.9
	2	55.1	45.9	47.8	50.8	45.9	47.2	53.1	48.8	
	3	55.5	61.6	62.7	51.6	61.1	61.9	53.7	65.1	
	5	63.3	69.5	68.2	63.0	67.3	68.2	59.1	68.0	
Ловозеро (5)	1	56.1	58.8	59.1	62.2	58.3	59.3	63.2	63.2	75.4
	2	56.8	50.0	50.6	62.1	49.6	50.6	63.4	54.0	
	3	57.1	60.2	61.4	62.7	59.5	60.5	64.1	63.1	
	4	56.4	67.2	67.6	64.1	67.5	67.9	64.1	69.3	

ентировочно, в предположении, что эти области не больше соответствующих областей с противоположных им сторон от ионосферных станций. Из рисунка 1 видно, что области, в которых коррекция медианных моделей IRI, NeQuick, SIMP-STANDARD действительно заметна по сравнению с медианными моделями без коррекции, составили в европейском регионе в среднем 7° по широте и 15° по долготе. Близкие значения были получены в работе [Киселева и др., 1971] как зоны, в которых коэффициент пространственной корреляции данных ионозондов был выше 0.5.

Рисунок 1 показывает, что европейская часть полностью закрыта указанными зонами, причем пересечение их минимально. Таким образом, существующая сеть ионозондов государственной наблюдательной сети в составе станций, указанных в табл. 1, является минимально необходимой.

4. ВЫВОДЫ

Исследована возможность коррекции глобальных медианных ионосферных моделей по данным одной ионосферной станции в европейском регионе России. Рассматривались периоды с низкой солнечной и магнитной активностью. Объем выборки соответствовал всем часовым наблюдениям в период 2017–2018 гг. Среднее значение абсолютной величины ошибки коррекции

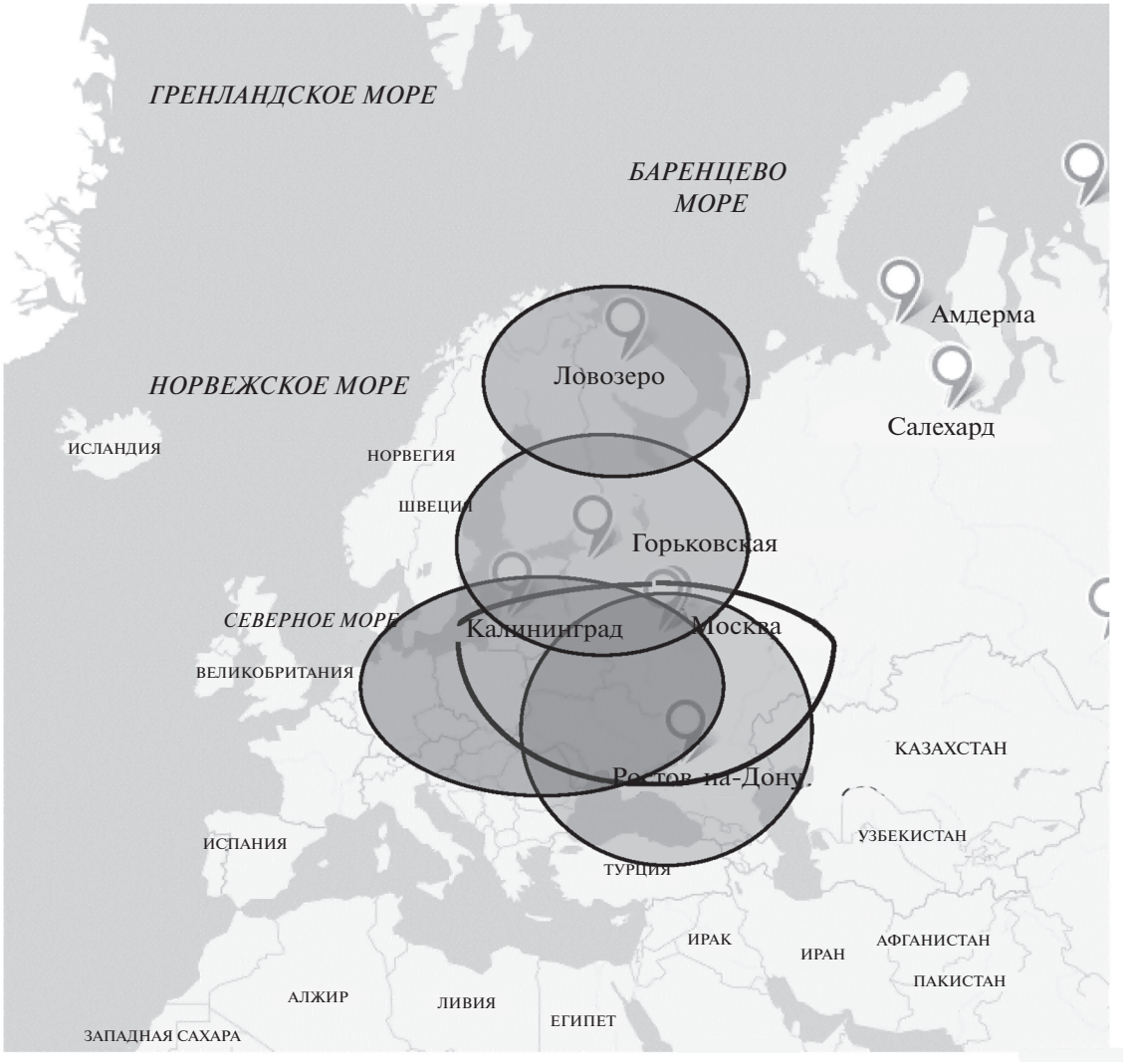

Рис. 1. Зоны в окрестности наблюдательных пунктов, в которых возможно эффективное использование климатических моделей, скорректированных по их наблюдениям.

варьировалось в интервале от 0.3 до 0.5 МГц для всех моделей и сезонно-суточных вариаций.

В качестве критерия эффективности проведенной коррекции использовалась вероятность того, что относительная ошибка в определении критической частоты слоя $F2$ ионосферы по сравнению с наблюдаемыми значениями будет менее 20%. Увеличение этой вероятности хотя бы на 5% заметно и является обоснованием возможности коррекции ионосферных моделей в этой области по данным одного наблюдательного пункта.

Показано, что области, в которых коррекция медианных моделей IRI, NeQuick, SIMP-STANDARD действительно заметна по сравнению с медианными моделями без коррекции, составили в европейском регионе в среднем 7° по широте и 15° по долготе.

Ионозонды государственной наблюдательной сети в европейской частинаходятся на больших расстояниях, и отсутствие данных хотя бы одного из них не может быть компенсировано ближайшим ионозондом. Исключение составляет пара ионозондов в Москве и Калининграде, находящихся почти на одной широте. Пара ионозондов Москва–Ростов-на-Дону также позволяют проводить коррекцию ионосферных моделей по данным друг друга, но с минимальной 5% эффективностью.

Таким образом, существующая на территории Российской Федерации система ионозондов государственной ионосферной сети является минимально достаточной для определения параметров ионосферы в западном и центральном районе Европейского региона. Восточная часть европейского региона не входит в зону покрытия государ-

ственной ионосферной наблюдательной сети, что обусловливает необходимость ее дополнения ионозондами на Урале, например, в Екатеринбурге.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 18-05-80023.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Арефьев В.И., Кочерова М.К., Талалаев А.Б., Тихонов В.В.* Методы диагностики характеристик ионосферы для заданного региона и коррекция моделей ионосферы в интересах повышения точности прогнозирования распространения радиоволн декаметрового диапазона // Вестн. Тверского гос. ун-та. Серия: прикладная математика. № 1. С. 33–51. 2016.

– *Киселева М.В., Кияновский М.П., Князюк В.С., Ляхова Л.Н., Юдович Л.А.* Прогнозирование критических частот области *F*2 / Ионосферные возмущения и их влияние на радиосвязь. М.: Наука. С. 74–99. 1971.

– *Козлов В.Н., Коротун В.М.* Принципы коррекции модели ионосферы с разработкой программно-алгоритмического обеспечения для оценки предельно допустимой пропускной способности ДКМВ-радиоканала// Радиопромышленность. № 3. С. 40–45. 2016.

– *Лапшин В.Б., Михайлов А.В., Данилов А.Д., Деминов М.Г. и др.* Модель SIMP как новый государственный стандарт распределения концентрации электронов в ионосфере (ГОСТ 25645.146) // Материалы XXV Всероссийской конфер. по распространению радиоволн. С. 51–57. 2016. https://symp.iao.ru/files/symp/rwp/25/Tom1.pdf

– МСЭ-R P.1239-3. Эталонные характеристики ионосферы, разработанные МСЭ-R.

– *Репин А.Ю., Анишин М.М., Барабашов Б.Г., Демин Д.С., Денисова В.И., Журавлев С.В., Котонаева Н.Г., Цыбуля К.Г.* Сервис долгосрочного и оперативного прогноза условий распространения радиоволн КВ диапазона // Материалы XXVI Всероссийской конфер. по распространению радиоволн. Т. 1. С. 75–82. 2019. https://kpfu.ru/portal/docs/F_700851079/RWP26_Vol1_Final_compressed.pdf

– *Bilitza D., Altadill D., Truhlik V., Shubin V., Galkin I., Reinisch B., Huang X.* International Reference Ionosphere 2016: From ionospheric climate to real-time weather predictions // Space Weather. V. 15. P. 418–429. 2017. https://doi.org/10.1002/2016SW001593

– *Galkin I.A., Reinisch B.W., Huang X., Bilitza D.* Assimilation of GIRO data into a real-time IRI // Radio Sci. V. 47. № 4. P. 1–10. 2012.

– *Giovanni G.Di., Radicella S.M.* An analytical model of the electron density profile in the ionosphere // Adv. Space Res. V. 10. № 11. P. 27–30. 1990.

– *Gulyaeva T.L., Stanislawska I., Tomasik M.* Ionospheric weather: cloning missed *foF*2 observations for derivation of variability index // Ann. Geophysicae. V. 26. № @. P. 315–321. 2008.

– *Liu R., Smith P., King J.* A new solar index which leads to improved *foF*2 predictions using the CCIR atlas// Telecommun. J. № 50. P. 408–414. 1983.

– *Turner J.F.* The development of the ionospheric index T // IPS Series R Report, R11, June, 1968.

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 94–102

УДК 551.510.535

ОСОБЕННОСТИ ВАРИАЦИЙ КРИТИЧЕСКОЙ ЧАСТОТЫ *F*2-СЛОЯ ВО ВРЕМЯ ВНЕЗАПНЫХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ 1966–2009 гг. ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ КАЛИНИНГРАД И ИРКУТСК

© 2021 г. А. В. Тимченко[1, 2, *], Ф. С. Бессараб[1, 2], Ю. Н. Кореньков[2], Н. А. Коренькова[2], О. П. Борчевкина[1, 2], К. Г. Ратовский[3]

[1]*Балтийский федеральный университет им. И. Канта, г. Калининград, Россия*

[2]*Калининградский филиал Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (КФ ИЗМИРАН), г. Калининград, Россия*

[3]*Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, Россия*

**e-mail: timchenko.leks@gmail.com*

Поступила в редакцию 12.11.2019 г.
После доработки 12.02.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

Представлено исследование волновой изменчивости критической частоты *F*2-слоя ионосферы над станциями Калининград (54.6° N, 20° E) и Иркутск (53° N, 103° E) во время сильных внезапных стратосферных потеплений. Для всех отобранных случаев общим фактором являлась низкая солнечная активность. Результаты вейвлет-анализа временны́х вариаций *foF*2 показали, что во время большинства потеплений, произошедших в период 1965–2009 гг., происходило усиление колебаний с периодами в 4–10 дней. Амплитуда длиннопериодных (25–30-дневных) колебаний, напротив, уменьшалась. Аналогичный анализ, выполненный для зимы 1975–1976 гг., когда потеплений не было, показал, что амплитуды колебаний *foF*2 с периодами 25–30 дней, напротив, очень стабильны и меняются незначительно. Еще одним проявлением внезапных стратосферных потеплений над Калининградом и Иркутском является усиление изменчивости спектра колебаний *foF*2 и в других частотных диапазонах.

DOI: 10.31857/S0016794021010168

1. ВВЕДЕНИЕ

Вопрос о связи метеорологических параметров и критических частот *F*-области ионосферы давно привлекает к себе внимание исследователей, что нашло свое отражение в многочисленных работах [Pancheva and Samardjiev, 1992; Altadill, 1993; Apostolov and Altadill, 1996; Danilov et al., 1987; Vanina and Danilov, 2003; Борчевкина и Карпов, 2017].

Возросший интерес к проблеме волнового взаимодействия нижних слоев атмосферы и ионосферы связан с развитием измерительной техники и появлением новых экспериментальных данных [Mikhailov et al., 1998; Laštovička et al., 2003; Goncharenko and Zhang, 2008; Pancheva and Mukhtarov, 2011; Chernigovskaya et al., 2015; Shpynev et al., 2015].

Известно, что одной из причин, приводящей к образованию нерегулярной по высоте ветровой и температурной структуры, могут являться внезапные стратосферные потепления (ВСП). Это метеорологическое явление заключается в драматическом повышении температуры высокоширотной зимней стратосферы на высотах ~30 км преимущественно в северном полушарии. Температура при этом может возрастать на несколько десятков градусов по отношению к фоновым значениям. Потепление может продолжаться в течение нескольких дней и даже недель.

Во время этого события происходит возбуждение волн различных масштабов, которые могут проникать до высот мезосферы и термосферы (см., например, [Laštovička et al., 2003; Pancheva and Mukhtarov, 2011; Yiğit and Medvedev, 2012]). Наиболее сильно на динамический режим стратосферы во время потепления влияют планетарные волны. В стратосфере регулярно наблюдаются планетарные волны (ПВ) с периодами ~2, 5–7, 8–10 дней, которые распространяются преимущественно в зональном направлении [Altadill and Apostolov, 2003]. Стратосферные ПВ, взаимодействуя с фоновым ветром и приливами, могут изменять параметры верхней термосферы и, следо-

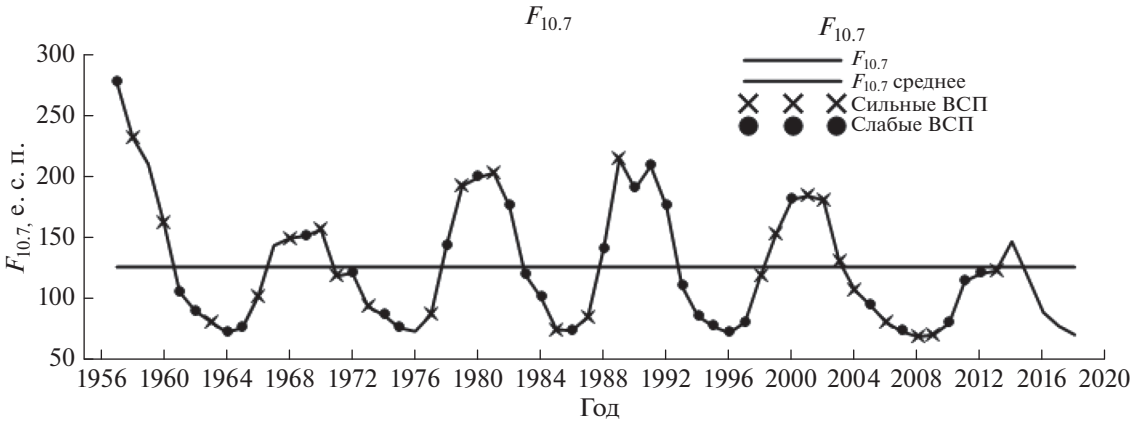

Рис. 1. Среднегодовые значения коэффициента *F*10.7 с 1956 по 2018 гг. Прямая линия показывает среднее значение *F*10.7 за весь период. X – даты, в которые зафиксированы сильные внезапные стратосферные потепления; ● – слабые внезапные стратосферные потепления.

вательно, влиять на динамику *F*2-слоя ионосферы [Liu et al., 2010].

Достаточно подробные исследования квазиволновых вариаций *foF*2 с периодами, равными периодам ПВ, были выполнены в работах [Apostolov and Altadill, 1996; Altadill and Apostolov, 2001, 2003; Laštovička et al., 2003].

Ранее нами проводились исследования временны́х вариаций критических частот спорадического слоя *Es* и слоя *F*2 для зимних условий 2008–2010 гг. с целью выявления характерных особенностей в поведении *foEs* и *foF*2 во время стратосферных потеплений [Korenkova et al., 2015; Кореньков и др., 2018].

В настоящей работе представлен анализ временны́х вариаций критической частоты *F*2-слоя ионосферы (*foF*2) по данным вертикального зондирования ионосферных станций Калининград (54.6° N, 20° E) и Иркутск (53° N, 103° E) за период декабрь–март для нескольких лет, в которые наблюдались сильные ВСП. Основная цель работы состояла в определении периодов осцилляций, которые содержит временно́й ряд *foF*2 и которые могут ассоциироваться с периодами планетарных волн, возникающих в стратосфере во время ВСП.

Для обнаружения во временно́й последовательности *foF*2-колебаний с периодами планетарных волн нами применялся метод непрерывного вейвлет-преобразования.

2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД

В данной работе мы ограничились исследованием сильных (*major*) ВСП, так как влияние таких потеплений на параметры ионосферы должно быть более выраженным по сравнению со слабыми (*minor*) потеплениями. Зимы, в которые были зафиксированы сильные ВСП, выбирались на основе критериев, приведенных в статье [Palmeiro et al., 2015]. Все рассматриваемые сильные стратосферные потепления наблюдались в январе/феврале и характеризовались аномальным повышением средней температуры в высоких широтах на высоте ~30 км и разрушением циркумполярного вихря. Полагая, что эффекты от ВСП в ионосфере могут маскироваться геомагнитными возмущениями, среди отобранных событий мы оставляли те, которые приходились на годы минимумов 11-летних циклов солнечной активности (рис. 1). В настоящей работе используются данные наблюдений на ионосферных станциях Калининград и Иркутск за зимний период 1965–1966; 1976–1977; 1984–1985; 1986–1987; 2007–2008; 2008–2009 гг.

Единичные пропуски в часовых данных заполнялись с помощью линейной интерполяции. Заметим, что для поиска колебаний с периодом несколько дней такие пропуски не являются критичными. Для последующего анализа использовались среднедневные (с 10:00 LT до 14:00 LT) значения *foF*2 за период декабрь–март.

Поиск осцилляций в вариациях *foF*2 во время ВСП выполнялся с помощью непрерывного вейвлет-преобразования. В качестве базисной функции использовалась вещественная часть вейвлета Морле. Для наиболее наглядного представления результатов анализа полученные коэффициенты затем были нормализованы с помощью метода *LIM* (*Local Intermittency Measure*) [Farge, 1992]:

$$LIM_{a,t0} = \frac{W(a,t_0)^2}{\langle W(a,t)^2 \rangle_t},$$

где $W(a, t_0)$ – коэффициент вейвлет-преобразования; a – период вариаций; t – время; угловые скобки означают усреднение.

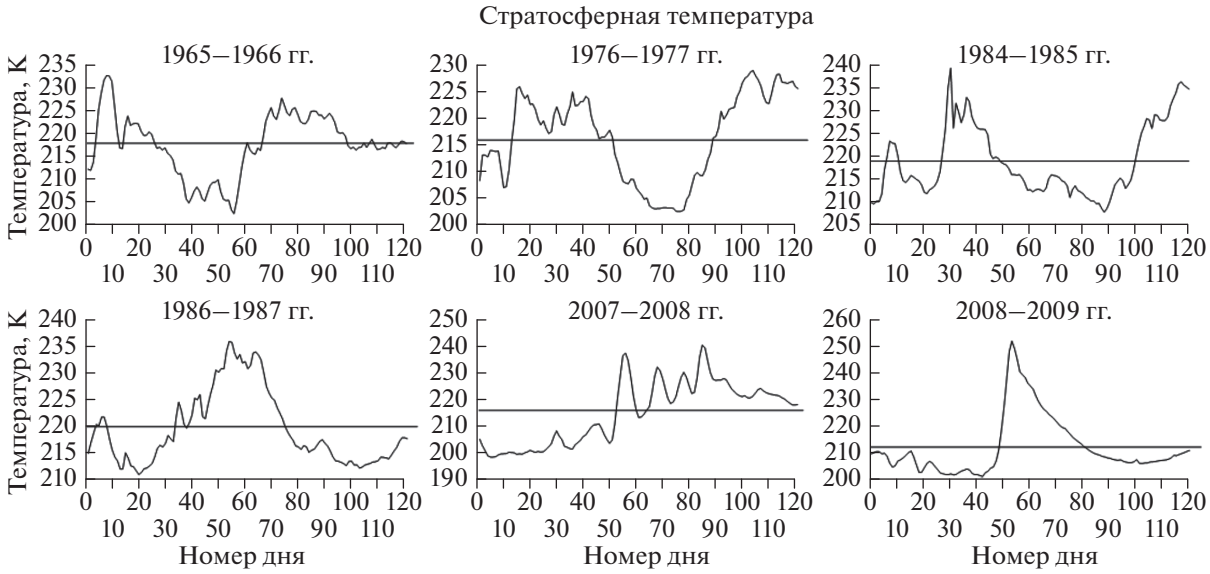

Рис. 2. Среднезональная температура, усредненная по широтам с 60° до 90° N, на высоте ~30 км. Прямая линия – среднее значение температуры за исследуемый период. Номер дня отсчитывается от 1 декабря.

Для определения даты начала и окончания ВСП в рассматриваемые зимы нами использовались значения температуры на уровне 10 гПа (высота ~30 км) по данным базы реанализа Центра прогнозирования окружающей среды/национального центра атмосферных исследований (NCEP/NCAR) США [Kalnay et al., 1996]. Данные доступны с пространственным разрешением 2.5° × 2.5° и минимальным временны́м шагом 6 ч. Архив данных пополняется с 1948 г.

Геомагнитная активность за исследуемые периоды определялась на основе поведения *Ap*-индекса, значения которого представлены на сайте (*http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/*).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рисунке 2 приведены вариации среднезональной температуры, усредненной в области широт 60°–90° N на высоте 30 км за исследуемые годы. Начало и окончание ВСП определялось по устойчивому превышению температуры над ее средним за исследуемый период значением. В некоторые годы отмечалось несколько потеплений (например, в декабре 1965, 1984 и 1986 гг.), однако, эти события не относятся к сильным ВСП. Заметим также, что наблюдавшееся повышение температуры в марте (после 90-го дня) не связано с ВСП, а является обычным сезонным потеплением.

Для оценки геомагнитной обстановки были использованы среднесуточные значения *Ap*-индекса, взятые с сайта Мирового Центра Данных в Киото (WDC). Диаграммы *Ap*-индекса показаны на рис. 3. Видно, зима 2008–2009 гг. была самой геомагнитно-спокойной – среднесуточный *Ap*-индекс не превышал значения 20 нТл. Единичные кратковременные увеличения *AP*-индекса (~60 нТл) наблюдались в марте 1966 г. и феврале–марте 1985г. Небольшой рост среднесуточного *Ap* происходил также в декабре 1976 г. ~50 нТл, в феврале 1987 и 2008 гг. – 30 нТл, и до 40 нТл – в марте 2008 г. В целом, геомагнитная обстановка в исследуемые зимы менялась от спокойной до слабовозмущенной.

Результаты вейвлет-анализа вариаций критической частоты *F*2-слоя для ионосферных станций Калининград и Иркутск в виде изолиний значений *LIM*-коэффициентов представлены на рис. 4. Здесь по горизонтальной оси отложен номер дня, отсчитываемый от 1 декабря, по вертикальной – периоды колебаний, измеряемые в сутках. Штриховыми линиями обозначено начало и окончание внезапного стратосферного потепления, а прямыми горизонтальными линиями для удобства мы выделили (4–10)-дневные периоды колебаний. Для дальнейшего анализа мы ограничились максимальным периодом, равным 30 сут.

Как видно, во время изучаемых зим периоды преобладающих по амплитуде колебаний плавно изменялись. На рисунках этот эффект наблюдается в виде характерных “трендов”, растущих или убывающих. Эти “тренды” могут менять свой характер в течение одной зимы, как, например, в 2009 г., в Иркутске или в 1977 г. в Калининграде. Также отчетливо видны колебания с периодами 25–30 и 12–15 дней, близкие к периоду и полови-

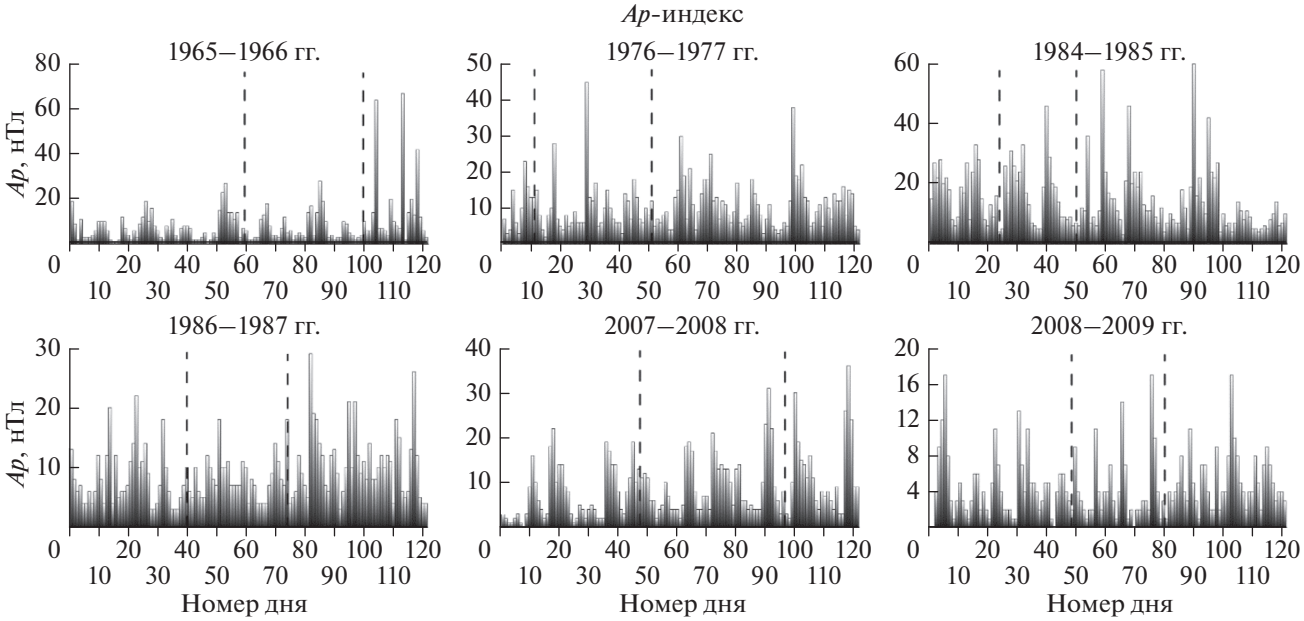

Рис. 3. *Ap*-индекс для исследуемых периодов.

не периода вращения Солнца соответственно и (4–10)-дневные колебания, которые часто связывают с планетарными волнами. Известно, что Солнце является главным генератором регулярных вариаций в параметрах ионосферы, соответственно относительное ослабление этих вариаций может служить индикатором усиления волновых процессов в ионосфере, генерируемых ВСП.

На рисунках видно, что амплитуды (25–30)-дневных колебаний во время ВСП уменьшались. Исключением являются зимы 1984–1985 и 1986–1987 гг., в которые эта закономерность нарушается. Так, в Калининграде колебания с указанными периодами во время ВСП усиливались, а над Иркутском такие колебания хоть и отсутствовали во время ВСП, но и не наблюдались весь предшествующий ВСП интервал времени.

Закономерности в поведении (12–15)-дневных колебаний *foF*2, которые также могут быть связаны с вращением Солнца, выражены менее четко. Во время ВСП амплитуды этих колебаний усиливались в Калининграде: зимой 2007–2008 и 2008–2009 гг., а ослабевали в Калининграде: зимой 1965–1966, в Иркутске: 1965–1966 и 1976–1977 гг. Наблюдались также случаи, когда амплитуды вариаций *foF*2с этими периодами во время ВСП сначала возрастали, а затем уменьшались, например: в Иркутске зимой 1984–1985, 2007–2008 и 2008–2009 гг., в Калининграде – зимой 1986–1987 гг. Также надо отметить два случая, когда гармоники с периодами 12–15 сут. практически полностью отсутствовали: 1984–1985 гг. в Калининграде и 1986–1987 в Иркутске.

Изменение амплитуды (4–10)-дневных колебаний *foF*2, которые ассоциируются с планетарными волнами, носит также достаточно сложный характер. В разные годы для них видны как нисходящие, так и восходящие “тренды”. В большинстве случаев колебания с такими периодами имеют ярко выраженное возрастание во время ВСП, исключением являются 1987 г. (Калининград и Иркутск) и 2009 г. (Калининград).

Таким образом, сложная динамика спектра вариаций *foF*2 на среднеширотных станциях не позволяет уверенно идентифицировать начало и окончание сильного ВСП, можно лишь предположить наличие потепления в рассматриваемую зиму по усилению изменчивости спектра в диапазонах 25–30 и 4–10 сут.

В качестве дополнения нами было рассмотрено поведение относительной спектральной энергии осцилляций *foF*2:

$$\varepsilon_{a,b} = \frac{E_{a,b}}{\sum\limits_{a} E_{a,b}}.$$

Здесь a – период в днях, b – номер дня. Заметим, что квадрат вейвлет-коэффициентов имеет смысл спектральной энергии. Для вейвлета Морле, который содержит действительную и мнимую часть $E_{a,b} = \left(\mathrm{Re}\left(W\left(a,b\right)\right)\right)^2 + \left(\mathrm{Im}\left(W\left(a,b\right)\right)\right)^2$. Для сопоставления вариаций *foF*2 с изменением солнечной активности аналогичная процедура была выполнена и для индекса *F*10.7. Изолинии относительной спектральной энергии вариаций *foF*2

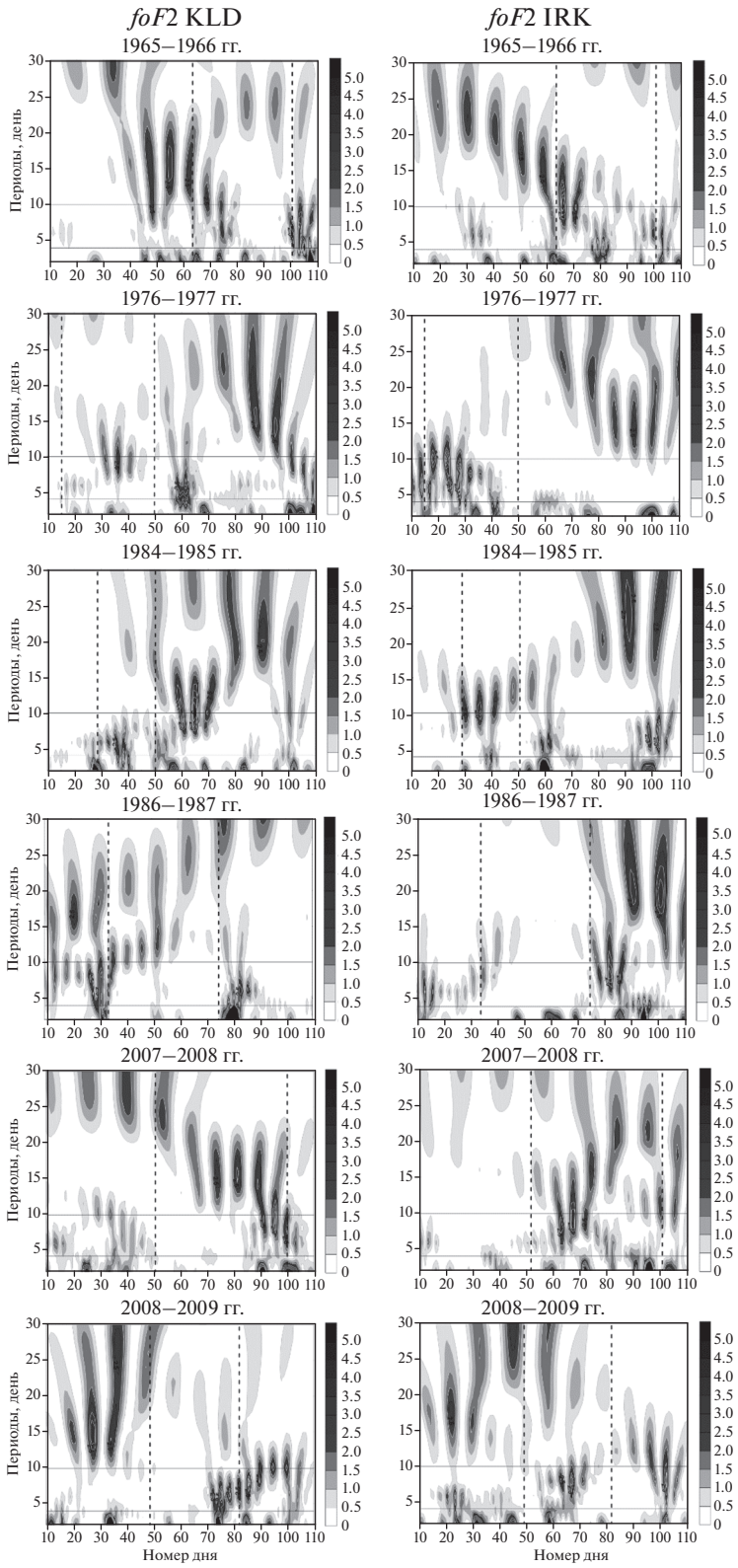

Рис. 4. *LIM*-коэффициенты вариаций *foF*2 для станций Калининград (слева, KLD) и Иркутск (справа, IRK). Штриховыми линиями выделены моменты начала и окончания потеплений.

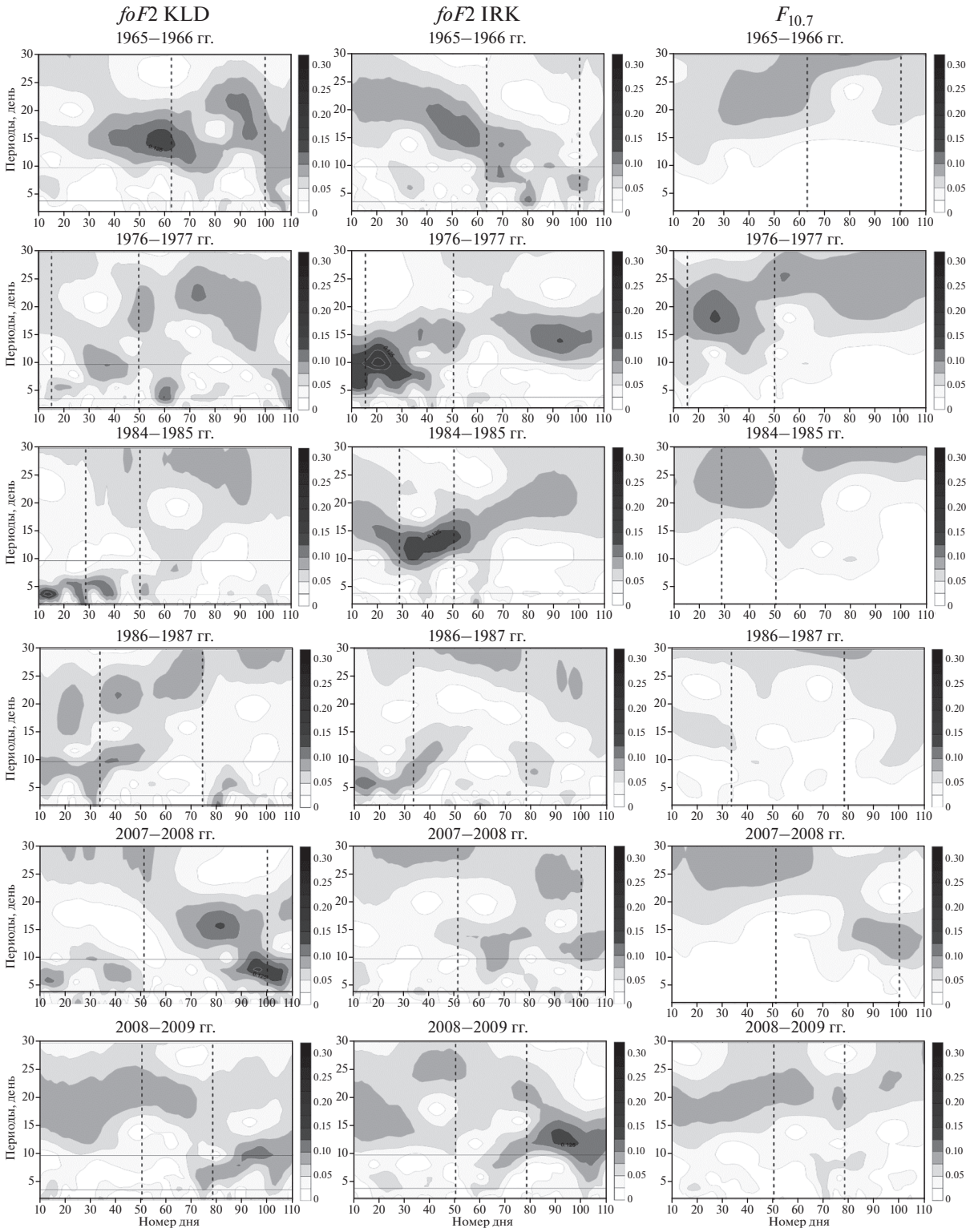

Рис. 5. Относительная спектральная энергия осцилляций индекса $F10.7$ (справа) и $foF2$ для станций Иркутск (в центре, IRK) и Калининград (слева, KLD). Штриховыми линиями выделены начало и окончание потепления.

для станций Калининград и Иркутск, а также индекса $F10.7$ представлены на рис. 5.

Видно, что в большинстве случаев основная часть относительной спектральной энергии (ОСЭ) в вариациях $F10.7$ приходится на колебания с периодами 25–30 дней. Эта закономерность нарушается зимой 2008–2009 гг., когда главный вклад в спектральную энергию вносят колебания с пе-

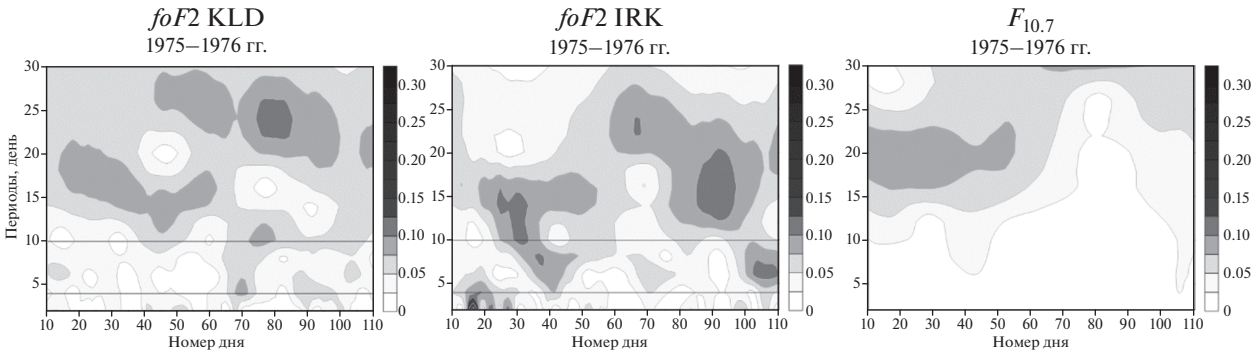

Рис. 6. Относительная спектральная энергия *F*10.7 (слева) и *foF*2 для зимы 1975–1976 гг., ст. Калининград (справа, KLD), ст. Иркутск (центр, IRK).

риодами 15–20 дней, а колебания с периодами 25–30 дней сильно ослабевают. Также в разные зимы можно наблюдать колебания с более короткими периодами. Например, зимой 1976–1977 гг. кратковременно возрастает спектральная энергия колебаний с периодами ~20 дней, а зимой 2007–2008 гг. 11–15 дней.

Учитывая роль солнечной ионизации в формировании *F*2-слоя, можно ожидать, что поведение спектральной энергии *foF*2 будет соответствовать вариациям *F*10.7, по крайней мере, в длиннопериодной части спектра, а основные отличия проявятся в его короткопериодной части. Вероятные нарушения этой закономерности с одновременным усилением спектральной энергии в области (4–10)-дневных колебаний можно интерпретировать как проявление эффектов ВСП, вызванных усилением планетарных волн.

Анализ рис. 5 показывает, что общая картина изолиний относительной спектральной энергии вариаций *foF*2 над станциями Калининград и Иркутск в разные годы может значительно отличаться. Тем не менее, следует обратить внимание на общие закономерности, наблюдаемые в интересующих нас частотных диапазонах. Во-первых, во время ВСП над Калининградом и Иркутском отчетливо проявляется тенденция усиления (4–10)-дневных колебаний. В некоторые зимы этот эффект проявляется сразу после начала потепления (1966, 1977, 1985 гг. над обеими станциями, 2008 и 2009 гг. над Иркутском), иногда только к концу потепления (2008 и 2009 гг. над Калининградом). Исключением является ВСП 1987 г., в котором эта закономерность нарушается. Во-вторых, прослеживается тенденция ослабления спектральной энергии колебаний с периодом 25–30 дней во время ВСП, исключение – поведение *foF*2 над Калининградом в 1985 г. Причем, важно отметить, что изменение энергии (25–30)-дневных колебаний происходит в противофазе с изменением (4–10)-дневных. Еще одним проявлением ВСП и в Калининграде, и в Иркутске является также усиление изменчивости спектра колебаний *foF*2 в других частотных диапазонах.

Спектры на рис. 5 можно сравнить с аналогичными, построенным для зимы 1975–1976 г. и представленными на рис. 6. Зима 1975–1976 гг. является единственной из имеющегося массива наблюдений, относящейся к минимумам солнечного цикла, во время которой не наблюдались ВСП.

Видно, что в Калининграде основная часть спектральной энергии *foF*2 в течение всей зимы приходится на колебания с периодами 23–30 дней. Рост энергии колебаний с периодами 4–11 дней, наблюдающийся в феврале–марте, происходит одновременно с усилением 25-дневных колебаний. Заметим, что во время ВСП изменение энергии (25–30)-дневных и (4–10)-дневных колебаний проходило в противофазе.

Поведение спектральной энергии *foF*2 над Иркутском более сложное. В течение зимы преобладают колебания с периодом ~15 дней, за исключением пятнадцати дней в феврале, когда максимум спектральной энергии приходился на колебания с периодами 20–25 дней. В течение всего периода отчетливо проявляются колебания с периодом менее 10 дней, а в конце марта энергия этих колебаний начинает доминировать, при этом усиление (4–10)-дневных колебаний проходило, как правило, на фоне ослабления (25–30)-дневных, как и во время ВСП. В целом, спектр вариаций *foF*2 в измерениях над Иркутском в эту зиму демонстрирует большую изменчивость, так же как и в зимы с ВСП.

3. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты вейвлет-анализа вариаций критической частоты *F*2-слоя над ионосферными станциями Калининград и Иркутск во время шести сильных ВСП, отобранных с 1966–2009 гг. и приходившихся на минимумы одиннадцатилетнего солнечного цикла. Так как солнечная активность и связанная с ней гео-

магнитная обстановка в эти периоды были спокойными или слабовозмущенными, характерные изменения в вариациях критической частоты *F*2-слоя могут быть связаны с воздействием планетарных волн, усиливающихся во время стратосферных потеплений.

Результаты вейвлет-анализа показали, что во временны́х вариациях *foF*2 выделяются колебания с периодами 25–30 сут и 12–15 сут – близкими к периодам и полупериодам главных колебаний, генерируемых вращением Солнца, и колебания с периодами 4–10 дней, которые соответствуют периодам планетарных волн. Во время изучаемых зим периоды преобладающих по амплитуде колебаний плавно изменялись, что может свидетельствовать об усилении нелинейного взаимодействия волн, воздействующих на параметры ионосферы.

Амплитуды (25–30)-дневных колебаний непосредственно во время ВСП в большинстве случаев уменьшались, колебания же с периодами планетарных волн 4–10 дней, как правило, возрастали.

Дополнительную информацию об особенностях поведения *foF*2 дает анализ относительной спектральной энергии колебаний. Несмотря на заметные различия в поведении спектральной энергии над Калининградом и Иркутском, видны и общие закономерности ее изменений в интересующих нас частотных диапазонах. Так, во время ВСП над обеими станциями отчетливо проявляется тенденция усиления (4–10)-дневных колебаний. Исключением является ВСП 1987 г., в котором эта закономерность нарушается. Кроме того, во время ВСП прослеживается тенденция ослабления спектральной энергии колебаний с периодом 25–30 дней (кроме ВСП-1985 над Калининградом). Причем, важно отметить, что изменение энергии (25–30)-дневных колебаний происходит в противофазе с изменением (4–10)-дневных.

Аналогичный анализ, выполненный для зимы 1975–1976 гг. – единственной из имеющегося массива наблюдений, относящейся к минимуму солнечного цикла, во время которой не наблюдались ВСП – показал, что поведение спектральной энергии колебаний *foF*2 над Калининградом и Иркутском существенно различается. Так, энергия колебаний в диапазоне 25–30 сут над Калининградом очень стабильна, а колебания с периодом 4–10 сут малы и усиливаются только к концу зимы, одновременно с усилением (25–30)-дневных колебаний. Данная особенность спектра *foF*2 в эту зиму резко контрастирует с поведением *foF*2 в случаях с ВСП. К сожалению, единичный факт наблюдения не имеет статистической значимости, к тому же обнаруженная закономерность поведения *foF*2 над Калининградом в 1975–1976 гг. не подтверждается соответствующими измерениями над Иркутском.

5. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Центру прогнозирования окружающей среды/национального центра атмосферных исследований (NCEP/NCAR), США за использование температурных данных и Мировому центру данных по геомагнетизму, Киото за использование геомагнитных индексов с веб-сайта (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/).

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований в рамках научного проекта № 18-05-00594. В работе использованы экспериментальные данные Центра коллективного пользования “Ангара” (http://ckp-rf.ru/ckp/3056/), полученные в рамках базового финансирования программы ФНИ II.12.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Борчевкина О.П., Карпов И.В.* Ионосферные неоднородности в периоды метеорологических возмущений // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 5. С. 670–675. 2017.

– *Кореньков Ю.Н., Бессараб Ф.С., Коренькова Н.А., Лещенко В.С.* Периоды планетарных волн во временны́х вариациях *foF2* по данным ст. Калининград во время зим 2008–2010 гг. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 58. № 3. С. 434–442. 2018.

– *Altadill D.* Possible amplitude modulation effects in the F2 variations in the periodic range 30–200 hours // Bulg. Geophys. J. V. 19. № 3. P. 26–31. 1993.

– *Altadill D., Apostolov E.M.* Vertical propagating signatures of wave type oscillations (2- and 6.5-days) in the ionosphere obtained from electron density profiles// J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 63. № 9. P. 823–834. 2001.

– *Altadill D., Apostolov E.M.* Time and scale size of planetary wave signatures in the ionospheric F region: Role of the geomagnetic activity and mesosphere-lower thermosphere winds // J. Geophys. Res. V. 108. № A11. P. 1403. 2003. https://doi.org/10.1029/2003JA010015

– *Apostolov E.M., Altadill D.* Ten periodic bands of *foF*2 quasi-periodic oscillations from 2 to 35 days // Bulg. Geophys. J. V. 21. № 3. P. 20–24. 1996.

– *Chernigovskaya M.A., Shpynev B.G., Ratovsky K.G.* Meteorological effects of ionospheric disturbances over Irkutsk according to vertical radio sounding data // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 136. P. 235–243. 2015. https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.07.006

– *Danilov A.D., Kazimirovsky E.S., Vergasova G.V. et al.* The meteorological effects in the ionosphere. Leningrad: Hydrometeorological Press, 270 p. 1987.

– *Farge M.* Wavelet transforms and their applications to turbulence // Annu. Rev. Fluid Mech. V. 24. № 1. P. 395–458. 1992.

– *Goncharenko L., Zhang S.-R.* Ionospheric signatures of sudden stratospheric warming: Ion temperature at middle latitude // Geophys. Res. Lett. V. 35. № L21103. P. 1–4. 2008. https://doi.org/10.1029/2008GL035684

– *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R.E. et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // B. Am. Meteorol. Soc. V. 77. № 3. P. 437–472. 1996.

– *Korenkova N.A., Leschenko V.S., Cherniak Iu.V. et al.* Coupling between parameters of Es layer and planetary waves during SSW 2008, 2010 // Adv. Space Res. V. 56. № 9. P. 1886–1894. 2015.
https://doi.org/10.1016/j.asr.2015.07.031

– *Laštovička J., Križan P., Šauli P. et al.* Persistence of the planetary wave type oscillations in f0F2 over Europe // Ann. Geophysicae.V. 21. № 7. P. 1543–1552. 2003.

– *Liu H.-L., Wang W., Richmond A.D. et al.* Ionospheric variability due to planetary waves and tides for solar minimum conditions // J. Geophys. Res. V. 115. № A00G01. P. 1–13. 2010.
https://doi.org/10.1029/2009JA015188

– *Mikhailov A., Vanina L., Danilov A.* Relation between the parameters of the ionospheric F2 region and the stratosphere // Geomagn. Aeronomy. V. 38. № 1. P. 121–125. 1998.

– *Palmeiro F.M., Barriopedro D., García-Herrera R., Calvo N.* Comparing sudden stratospheric warming definitions in reanalysis data // J. Climate. V. 28. № 17. P. 6823–6840. 2015.

– *Pancheva D., Mukhtarov P.* Stratospheric warmings: The atmosphere–ionosphere coupling paradigm // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 73. № 13. P. 1697–1702. 2011.

– *Pancheva D., Samardjiev T.* Simultaneous quasi-periodical fluctuations observed in the mesosphere neutral wind and the lower and upper ionosphere // Bulg.Geophys. J. V. 18. № 2. P. 3–12. 1992.

– *Shpynev B.G., Kurkin V., Ratovsky K., Chernigovskaya M. et al.* High-midlatitude ionosphere response to major stratospheric warming // Earth Planets Space. V. 67. № 1. P. 18–28. 2015.
https://doi.org/10.1186/s40623-015-0187-1

– *Vanina L., Danilov A.* The relation of the *F*2 region to stratospheric parameters: a comparison of Gorky and Kaliningrad data //Geomagn. Aeronomy. V. 43. № 2. P. 206–210. 2003.

– *Yiğit E., Medvedev A.S.* Gravity waves in the thermosphere during a sudden stratospheric warming // Geophys. Res. Lett. V. 39. № 21. P. 2–7. 2012.

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 103–114

УДК 550.343.62

МЕТОД КОГНИТИВНОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ ИОНОСФЕРНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2021 г. С. А. Пулинец[1, *], Д. В. Давиденко[1, 2, **], П. А. Будников[3, *]**

[1]*Институт космических исследований РАН (ИКИ РАН), г. Москва, Россия*

[2]*Ракетно-космическая корпорация "Энергия" им. С.П. Королёва (РКК "Энергия"), г. Королёв (Московская обл.), Россия*

[3]*Институт прикладной геофизики им. акад. Е.К. Фёдорова Росгидромета (ИПГ), г. Москва, Россия*

**e-mail: pulse@rssi.ru*

***e-mail: davidenkoe5@rambler.ru*

****e-mail: pavel9860@gmail.com*

Поступила в редакцию 25.05.2020 г.
После доработки 12.06.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

В значительной части публикаций, связанных с возмущениями в ионосфере, возникающими в период подготовки землетрясений над областями их подготовки, эти возмущения называются аномалиями. В этом случае процесс идентификации ионосферного предвестника фактически основывается на оценке амплитуды отклонения ионосферных параметров от невозмущенного значения. Мы предлагаем совершенно иной подход, основанный на физическом механизме генерации возмущений, создаваемых за счет взаимодействия ионосферы с литосферой и атмосферой. При этом данное взаимодействие придает наблюдаемым вариациям уникальные свойства, характерные только для предвестников землетрясений, на основании которых и производится идентификация предвестников с помощью интеллектуального алгоритма. Еще одним преимуществом данного подхода является то, что метод, называемый нами когнитивной идентификацией, не нуждается в больших отклонениях от невозмущенных значений, поскольку основан на распознавании "образа" предвестника, созданного с учетом его морфологических признаков, и может эффективно использоваться даже при низких значениях отношения "сигнал/шум".

DOI: 10.31857/S0016794021010132

1. ВВЕДЕНИЕ

Начиная с 60-х годов прошлого века внимание ученых привлекли необычные вариации электронной концентрации, возникавшие в ионосфере на фоне даже спокойной гелио-геомагнитной обстановки в зонах высокой сейсмической активности [Davies and Baker, 1965]. Было установлено, что сейсмическая активность является одним из источников ежедневной изменчивости ионосферы [Pulinets, 1998], а сами вариации появляются регулярно за несколько суток до сильных землетрясений ($M \geq 5$), что позволило называть их ионосферными предвестниками землетрясений. Сразу встал вопрос, а как их идентифицировать на фоне ежедневной изменчивости ионосферы? В основном, исследователи пошли по проторенному пути, идентифицируя аномалии по максимальному отклонению от текущего среднего значения (или от текущей медианы). Примеры такой обработки можно найти в публикациях [Liu et al., 2004; Kon et al., 2011; Le et al., 2011]. Однако такой подход сильно повышает порог обнаружения ионосферных предвестников, отсекая случаи, когда сейсмо-ионосферные вариации не выходят за средний уровень суточной изменчивости ионосферы. Еще в 2003 г. у нас возникла идея об уникальности морфологических признаков ионосферных предвестников, что предоставляет возможность при использовании этой информации идентифицировать предвестники не только в спокойных геомагнитных условиях, но даже на фоне геомагнитных бурь [Pulinets et al., 2003]. Развитие данного направления представлено в настоящей работе.

Еще в ранних работах по исследованию ионосферных аномалий, связанных с землетрясениями [Пулинец и др., 1998], было обнаружено, что генерация аномалий не однородна во времени, из-за чего они наблюдаются в определенные часы местного времени. Но за недостатком количества данных для статистического исследования, полученные результаты не были обобщены. Вторая

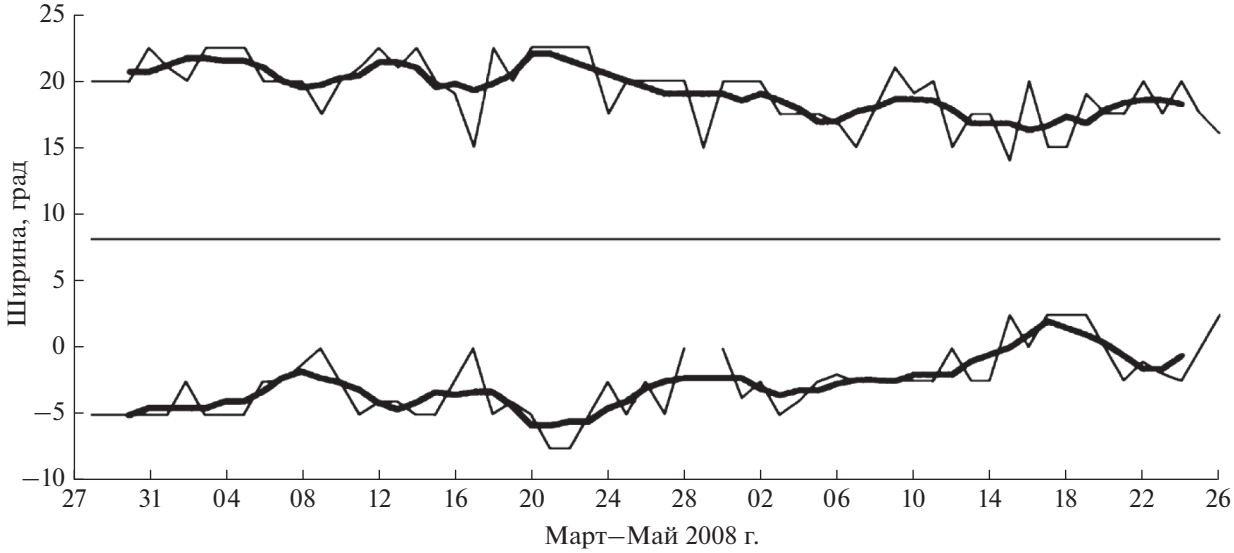

Рис. 1. Динамика широтного положения горбов экваториальной аномалии на долготе 105° E в период Сычуаньского землетрясения *M*7.9 12 мая 2009 г.

фаза исследований в этом направлении была связана со статистической обработкой данных вертикального зондирования на станции Чунг-Ли на Тайване [Liu et al., 2004, 2006]. Эти исследования показали, что на Тайване основным предвестником землетрясений в ионосфере являются отрицательные отклонения критической частоты от невозмущенных значений, наблюдаемые в послеполуденные часы местного времени. Предполагалось, что такая морфология предвестника связана с динамикой горбов экваториальной аномалии, сдвигающихся по направлению к геомагнитному экватору под воздействием аномального электрического поля перед землетрясением, что в дальнейшем подтвердилось (рис. 1) [Pulinets et al., 2010]. Следует отметить, что остров Тайвань располагается под северным склоном экваториальной аномалии, а потому значение критической частоты в большой степени зависит от широты положения горба экваториальной аномалии.

Статистические исследования ионосферных вариаций перед землетрясениями в Европе показали, что основным предвестником является повышение значений полного электронного содержания (ПЭС) в ночные часы местного времени. Впервые это показал анализ ионосферных возмущений перед землетрясениями с магнитудой $M \geq 6.0$ в Греции [Пулинец и др., 2014]. Для этих землетрясений была сконструирована так называемая “маска ионосферного предвестника”, показывающая, что в среднем положительные отклонения ПЭС наблюдаются на временно́м интервале с 18 LT до 6 LT утра следующих суток по местному времени, т.е. наблюдаются непрерывно практически в течение 12 ч. Поначалу этот эффект не связывался нами с положением солнечного терминатора, но Золотов [2015] в своей диссертации достаточно убедительно показал, что положительные аномалии наблюдаются регулярно перед землетрясениями, причем их положение на динамических амплитудно-временны́х картах полного электронного содержания (ПЭС) находится за линией солнечного терминатора после захода и до восхода Солнца.

Дальнейшее развитие комплексной модели литосферно-атмосферно-ионосферно-магнитосферных связей [Pulinets et al., 2018] показало, что динамика пограничного слоя атмосферы в течение суток [Cushman-Roisin, 2014] способствует синергетическому эффекту, приводящему к изменению электрических свойств Глобальной Электрической Цепи (ГЭЦ) над областью подготовки землетрясения, что и инициирует генерацию ночной крупномасштабной положительной неоднородности в ионосфере в ночное время, как это подробно описано в [Пулинец и Давиденко, 2018].

Еще один способ идентификации предвестников основан на физическом механизме формирования экваториальной аномалии. Здесь наблюдается несколько эффектов: ослабление и усиление экваториальной аномалии, а также искажение ее формы [Пулинец и Легенька, 2002], долготный эффект в динамике экваториальной аномалии [Пулинец и др., 2010], внеурочное время развития экваториальной аномалии [Ryu et al., 2014]. Последний эффект в монографии [Pulinets and Ouzounov, 2018] был назван абсолютной аномалией.

И, наконец, при когнитивной идентификации предвестников необходимо использовать пре-

имущества многопараметрического мониторинга ионосферы, где учитываются не только вариации электронной концентрации, но и форма вертикального профиля, ионный состав, температура плазмы [Pulinets et al., 2003]. Комбинация морфологических признаков изменения различных параметров ионосферной плазмы перед землетрясением создает уникальный образ предвестника, позволяющий проводить его однозначную идентификацию.

2. САМОПОДОБИЕ ПРЕДВЕСТНИКОВ КАК ОСНОВА ИХ РАСПОЗНАВАНИЯ

Физические механизмы генерации различных типов ионосферных предвестников были описаны в работах, цитируемых в предыдущем разделе, и приводят к пониманию уникальности вариаций в космической плазме, наблюдаемых перед землетрясениями. Именно их уникальность является основой идентификации, а не абстрактные отклонения от невозмущенного значения. Следующим шагом по использованию этих свойств ионосферных предвестников должна стать разработка практической технологии распознавания предвестников. Однозначность реакции среды на внешнее воздействие, определяемая выявленным физическим механизмом, позволяет говорить о свойстве предвестников, характерном для всех геофизических сред [Николаев, 2003] – их самоподобии [Гольдин, 2003]. В нашем случае это означает, что морфологические свойства ионосферных предвестников (поведение в местном времени, заблаговременность появления, амплитуда, зависимость от расстояния до эпицентра/размер области аномалии) в некоторых пределах являются неизменными [Pulinets et al., 2003]. Следует отметить, что данное утверждение справедливо с тем ограничением, что в разных регионах отдельные признаки предвестников могут отличаться, как это было обнаружено для регионов Центральной и Южной Италии [Давиденко и Пулинец, 2019].

Самоподобие является основой для “узнаваемости” предвестников. Именно поэтому в название статьи употребляется термин “когнитивный”, который берет свое начало в психологии, где изучается как человек перерабатывает информацию, анализирует ее и на основе этого принимает решение. Здесь мы этот термин применяем по отношению к машинному анализу информации. Подобно тому, как человек может распознать принадлежность человека к той или другой нации/народности и отличить его в толпе или заметить похожесть близких родственников, удачное графическое представление поведения предвестника во времени позволяет распознать его на фоне других вариаций в ионосфере. Именно так до внедрения машинного анализа проводилось распознавание образа/маски ионосферного предвестника [Пулинец и Давиденко, 2018; Давиденко и Пулинец, 2019]. Для этого массивы относительных отклонений ПЭС (ΔTEC) стационарного приемника GPS/ГЛОНАСС формируются в матрицу с распределением вычисленных значений по суткам и часам с последующим визуальным представлением в виде цветного изображения. Цветовая шкала на изображении отражает величину отклонений ΔTEC в процентах. По оси абсцисс откладываются сутки, а по оси ординат – локальное (местное) время (local time – LT) на долготе стационарного приемника GPS/ГЛОНАСС. Для вычисления ΔTEC используется скользящее среднее значение ПЭС (TEC) за предыдущие 15 сут. Эта методология отличается от принятой в исследованиях ионосферы методики, когда исследуемый момент времени помещается в середину интервала вычисленных средних или медианных значений. Ее невозможно применить, поскольку наша технология предполагает ее применение в задачах краткосрочного прогноза землетрясений, и значения ПЭС (TEC) для последующих моментов времени нам еще не известны.

Основной особенностью предвестника является значительное увеличение ПЭС (более 20%) в ионосфере над зоной подготовки землетрясения, проявляющееся в периоды, когда ионосфера не освещена (после прохождения терминатора) и до восхода Солнца. Узнаваемость предвестника связана с характерной формой, похожей на сталактиты и сталагмиты в пещере. Конечно, можно определить сталактиты и сталагмиты с помощью химического анализа, но обычно мы их с легкостью идентифицируем по их внешнему виду, зайдя в пещеру. Точно также и с предвестником: мы можем считать отклонения от среднего, вычислять временны́е интервалы, когда наблюдалась положительная аномалия, а можем просто взглянуть на изображение маски предвестника и без всяких трудов его идентифицировать. Для этого достаточно взглянуть на график ΔTEC в его традиционном представлении (рис. 2) и на те же данные в формате маски (рис. 3).

При анализе рис. 2 следует сделать следующее замечание к методике расчета ΔTEC. Многие авторы считают этот параметр в абсолютных величинах ПЭС, что приводит к пропускам при обнаружении предвестников. Поскольку ночью абсолютные значения ПЭС могут быть на порядок меньше, чем дневные (что вполне естественно), многие авторы пренебрегают малыми в абсолютном значении величинами ночных отклонений и приходят к неправильны выводам относительно наличия или отсутствия предвестников. С другой стороны, использование ΔTEC в процентах позволяет отфильтровать суточные изменения ПЭС, связанные с изменением уровня ультрафиолето-

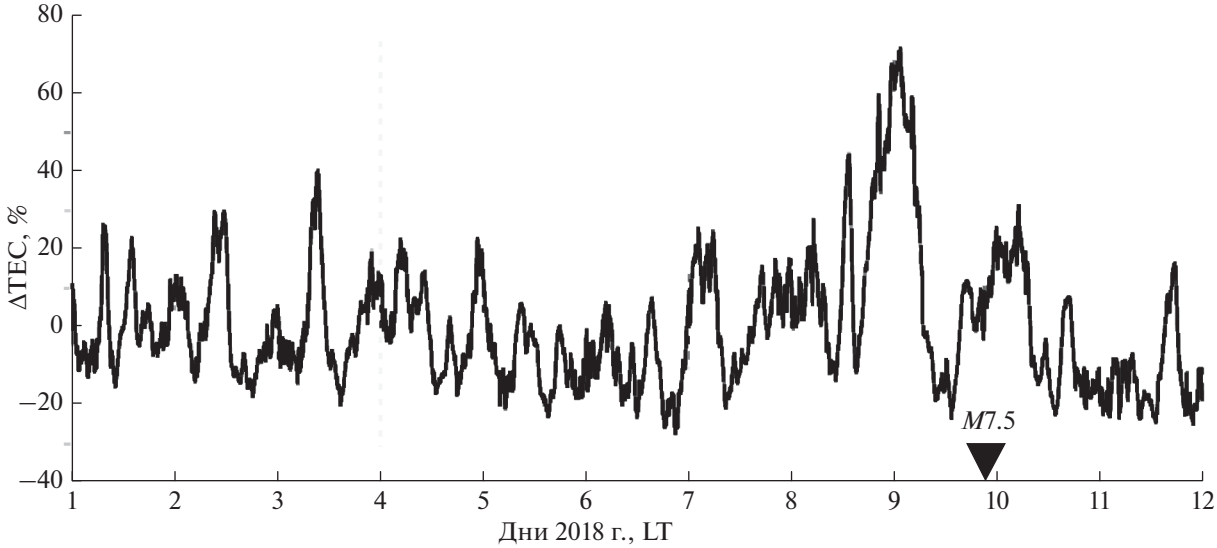

Рис. 2. Вариации отклонения ПЭС в % (ΔTEC) от скользящего среднего значения за предыдущие 15 сут по данным стационарного приемника lcsb с 1 по 11 января 2018 г. в период подготовки сильного *M*7.5 землетрясения в Гондурасе. Момент землетрясения на оси абсцисс отмечен треугольником.

вого излучения Солнца, формирующего ионосферу.

Что касается заблаговременности появления предвестников в виде сталактитов/сталагмитов и их похожести, то они появляются в промежутке от 1 до 7 сут до толчка, могут появляться на следующие сутки после толчка, могут проявляться в течение нескольких ночей или через ночь. Раннее появление предвестников может быть связано с наличием сильных форшоков. Тогда появления предвестника следует связывать не с временем основного толчка, а с временем форшока.

3. КАРТИРОВАНИЕ ИОНОСФЕРНЫХ ПРЕДВЕСТНИКОВ

Обязательным элементом проверки факта идентификации предвестника должно стать определение локальности обнаруженной аномалии. Если сам предвестник определяется с помощью приемника/ионосферной станции, наиболее близко расположенной к эпицентру события, то его локальность должна определяться с помощью картирования. Еще в 2003 г. в работе [Pulinets et al., 2003] было показано, что локальность аномального явления в ионосфере является основным необходимым признаком ионосферного предвестника, поэтому построение маски должно сопровождаться построением разностных карт полного электронного содержания над областью подготовки землетрясения. Вдобавок к подтверждению локальности предвестника разностные карты помогают также уточнить положение эпицентра землетрясения, а также его магнитуду. Фактически, сам процесс оперативного прогноза должен начинаться с картирования, и при обнаружении локальной аномалии необходимо строить маску предвестника по данным приемника, ближайшего к положению максимум аномалии, обнаруженной с помощью картирования.

Сегодня существует несколько возможных вариантов картирования: построение карт с помощью локальной сети стационарных GPS/ГЛОНАСС приемников, как это было сделано для случая землетрясения в Аквиле в 2009 г. [Пулинец и др., 2014], с помощью вертикального зондирования с борта ИСЗ [Пулинец и Легенька, 2003], с помощью высокоорбитальной томографии [Куницын и др., 2005], с помощью глобальных ионосферных карт (Global Ionospheric Maps – GIM), распространяемых International GNSS Service (IGS) в формате IONEX (ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/ionex), а также с помощью радиозатменного зондирования [Hernández-Pajares et al., 2011].

Несмотря на низкую разрешающую способность карт в формате IONEX, на сегодняшний день они представляют собой наиболее подходящий вариант с точки зрения доступности данных и оперативности. Данные IGS в формате IONEX представляют собой матрицу, элементами которой являются значения ПЭС, умноженные на 10. Разрешение матрицы составляет 2.5° по широте и 5° по долготе. Значения ПЭС рассчитываются IGS каждые 2 ч (в настоящее время осуществляется переход на разрешение по времени в 1 ч). Вычисление и построение разностных карт гло-

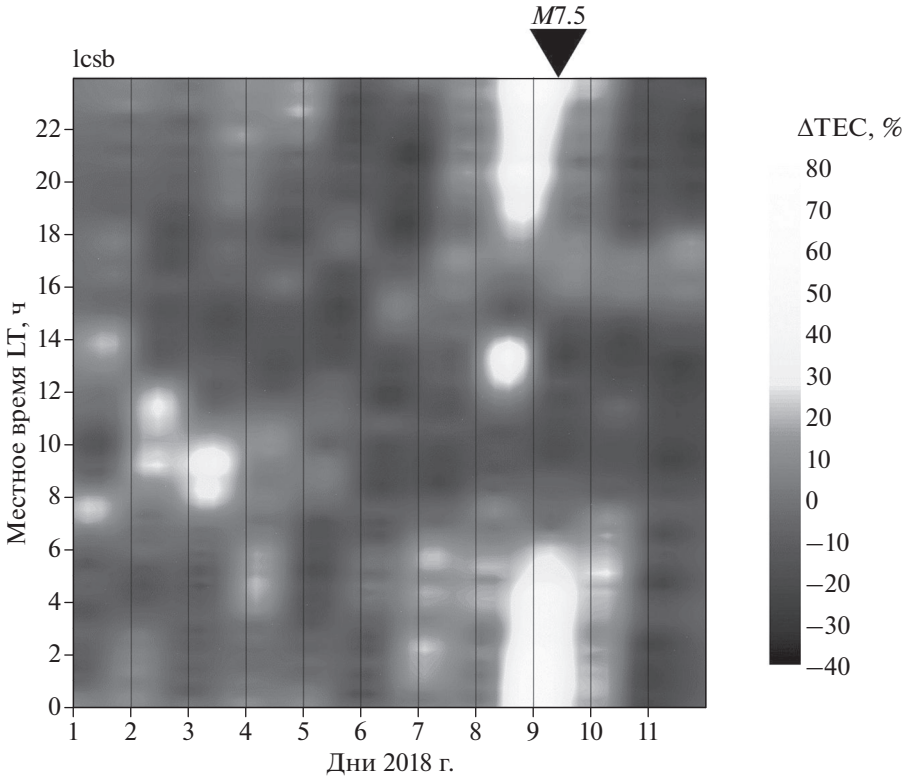

Рис. 3. Визуальное представление в формате маски вариаций отклонения ПЭС в % (ΔTEC) от скользящего среднего значения за предыдущие 15 сут по данным стационарного приемника lcsb с 1 по 11 января 2018 г. в период подготовки сильного *M*7.5 землетрясения в Гондурасе: ось абсцисс – сутки/дни 2018 г.; ось ординат – местное время на долготе приемника lcsb от 00:00:00 до 23:59:30 LT; тоновая шкала – значения ΔTEC, %.

бального ПЭС ΔTEC_{GIM}, представляющих собой отклонение текущих значений ПЭС TEC_{GIM} от фоновых TEC_{GIMA}, выполняется по формуле: $\Delta TEC_{GIM} = TEC_{GIM} - TEC_{GIMA}$, где в качестве фоновых значений используются скользящие средние значения ПЭС, рассчитанные по 15 предшествующим суткам для того же момента времени. Отклонение от фонового значения выражается в единицах ПЭС (TECU). Примеры разностных карт для различных землетрясений можно найти в [Пулинец и др., 2014; Pulinets and Ouzounov, 2018], а мы сосредоточимся на проблеме определения магнитуд и положения эпицентра по данным разностных GIM карт.

Как было обнаружено еще в 2003 г. [Пулинец и Легенька, 2003] по результатам картирования максимум ионосферной аномалии чаще всего сдвигается в сторону экватора по отношению к положению эпицентра (на юг в северном полушарии и на север – в южном). При этом реакция ионосферы на сейсмогенное электрическое поле обнаруживает долготный эффект, приводящий к тому, что максимум аномалии сдвигается на восток или запад от меридиана эпицентра [Pulinets and Davidenko, 2014; Pulinets et al., 2018]. Это можно увидеть по данным исследования ионосферных эффектов в период подготовки сильного $M = 7.9$ землетрясения в китайской провинции Сычуань 12 мая 2008 г. [Пулинец и др., 2010]. На рисунке 4 мы видим сначала формирование двух крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации за 6 сут до землетрясения: отрицательной на ЮВ(SE) от эпицентра, и положительной – на ЮЗ(SW) от эпицентра, а потом в той же области картина меняется на противоположную за 3 сут до землетрясения: образуется положительная неоднородность электронной концентрации на SE от эпицентра, и отрицательная неоднородность – на SW от эпицентра. В обоих случаях для положительной аномалии наблюдается магнитосопряженный эффект. Физический механизм этого явления описан в работе [Pulinets et al., 2018]. Такой результат обусловлен динамикой приземных атмосферных процессов в области подготовки, связанных с ионизацией, что отражается в ионосфере вследствие локальной модификации параметров Глобальной Электрической Цепи (ГЭЦ) [Пулинец и др., 2015].

Штриховой линией обозначена зона подготовки землетрясения согласно [Dobrovolsky et al.,

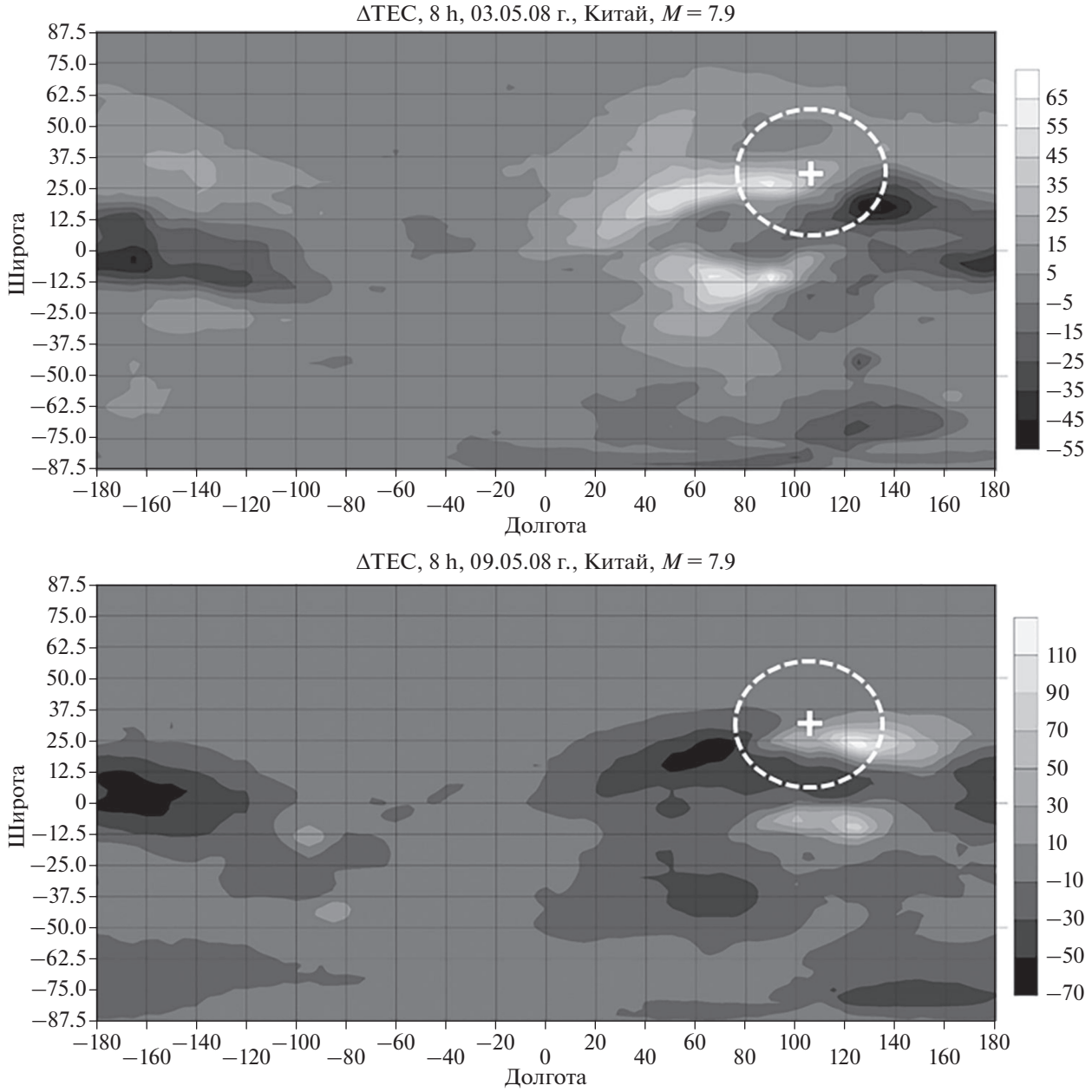

Рис. 4. Крупномасштабные неоднородности ПЭС, зарегистрированные 6 (верхняя панель) и 9 мая (нижняя панель) 2008 г. соответственно перед землетрясением *M*7.9 в провинции Сычуань (КНР) 12 мая 2008 г. Тоновая шкала представлена в единицах 10 TECU.

1979]. Как видно из рис. 4, разностные карты могут обозначить регион готовящегося землетрясения, но положение эпицентра определить по ним весьма проблематично. Необходимо привлекать другие параметры в рамках многопараметрического мониторинга предвестников землетрясений [Ouzounov et al., 2018a], в том числе пространственное распределение атмосферного химического потенциала [Пулинец и др., 2015], которое наиболее адекватно центрировано относительно положения эпицентра будущего землетрясения.

4. ПОНЯТИЕ АБСОЛЮТНОЙ АНОМАЛИИ И ВОЗМОЖНОСТИ ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Изучая различные природные явления, мы осознаем, что все они подчиняются физическим законам, а в более частном случае, законам нашей Солнечной системы, где значительная часть динамичных изменений окружающей среды, в том числе, динамика ионосферы, связана с солнечной активностью, куда входят как регулярные вариации (суточные изменения электронной концентрации), так и спорадические изменения, свя-

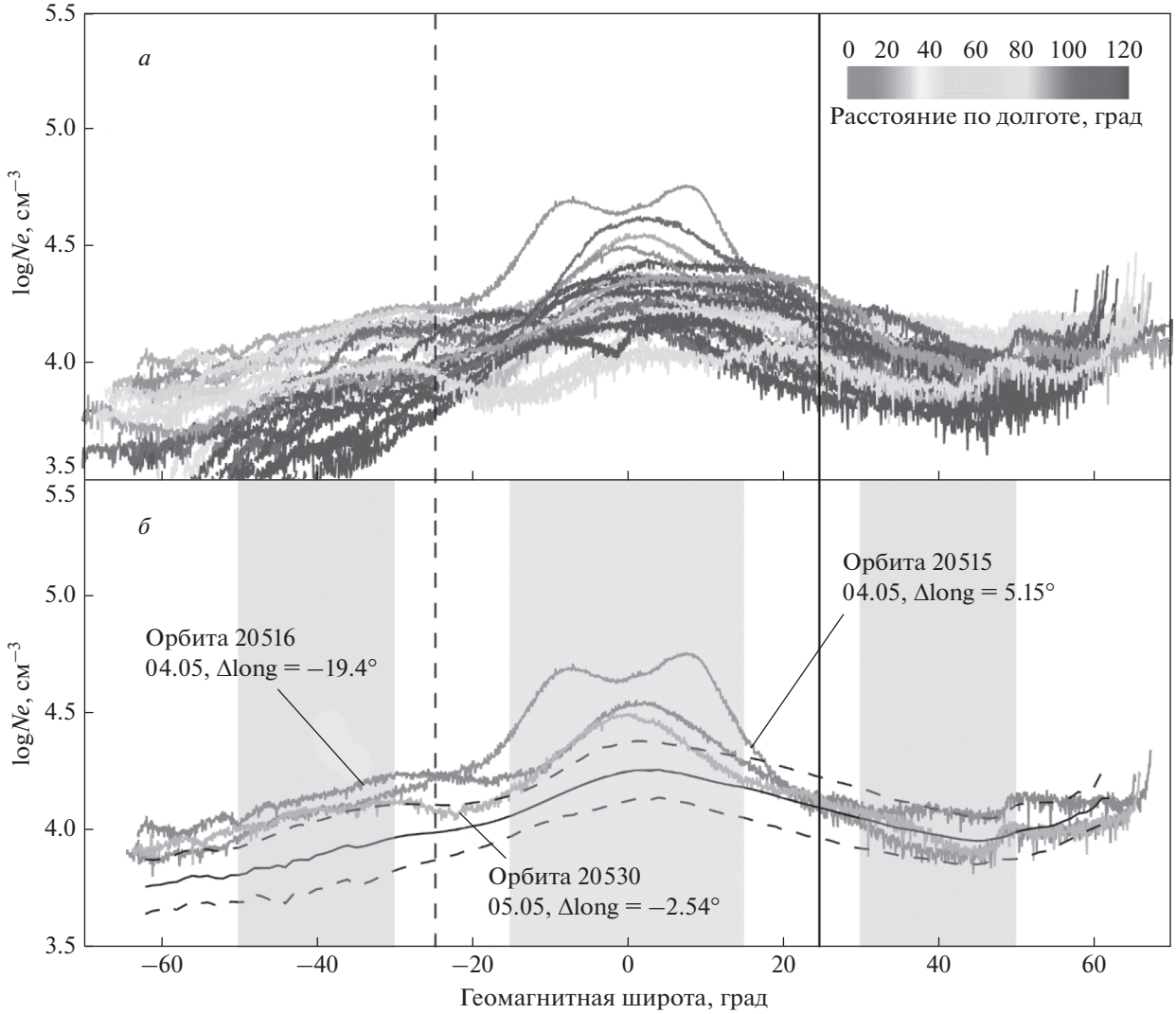

Рис. 5. Верхняя панель (*а*) – широтные профили электронной концентрации по данным зонда Лэнгмюра на спутнике DEMETER за 4–5 мая 2008 г. (дневные орбиты). Расстояние по долготе от эпицентра Венчуаньского землетрясения можно определить по тоновой шкале. Нижняя панель (*б*) – оставлены только пролеты, ближайшие к эпицентру по долготе. Сплошная черная линия – усредненный профиль по всем пролетам, штриховые линии ±σ.

занные с активными процессами на Солнце. Одним из наиболее интересных процессов формирования крупномасштабных структур в ионосфере является образование экваториальной аномалии [Kelly and Heelis, 1989]. Появление в послеполуденное время на геомагнитном экваторе электрического поля **E**, направленного на восток, благодаря эффекту **E** × **B** дрейфа ионосферной плазмы (здесь **B** – вектор индукции геомагнитного поля) приводит к формированию по обе стороны от геомагнитного экватора областей повышенной электронной концентрации, которые называются горбами экваториальной аномалии. В зависимости от гелиогеофизических условий горбы образуются на расстоянии 10°–15° от геомагнитного экватора. Но самое главное, что электрическое поле, ответственное за генерацию аномалии, появляется только в послеполуденные часы. Поэтому точно также как невозможно ожидать появления Солнца в зените в средних широтах в 03 LT ночи, нельзя ожидать появления экваториальной аномалии ночью или в ранние утренние часы. Тем не менее, на спутнике DEMETER, который находился на солнечно-синхронной орбите с временами прохождения экватора 10 LT–22 LT, при его пролете над областями подготовки землетрясений в утренние часы было отмечено формирование экваториальной аномалии [Ryu et al., 2014] – рис. 5.

Если 10 LT утра в мае можно как-то отнести к дневным часам местного времени, то 5.5 LT утра никак не может быть подходящим временем для

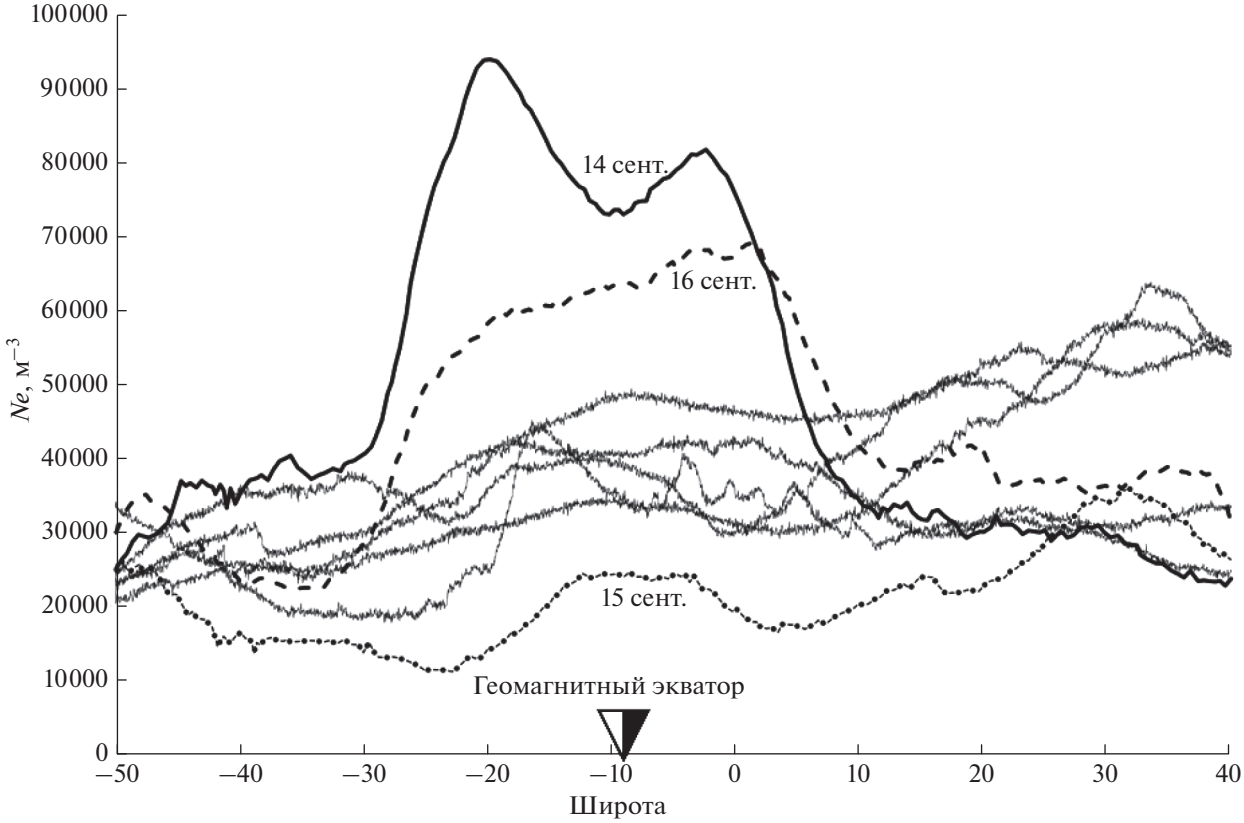

Рис. 6. Широтные профили электронной концентрации по данным зонда Лэнгмюра на спутнике SWARM-B вдоль орбит в ранние утренние часы (05:30–06:00 AM) с 30 августа по 16 сентября 2015 г. на долготах, ближайших к долготе эпицентра землетрясений Illapel *M*8.3 в Чили 16 сентября 2015 г.

образования двугорбой структуры над геомагнитным экватором. Тем не менее, в сентябре 2015 г. при пролете спутника SWARM-B вблизи эпицентра сильнейшего землетрясения Illapel $M = 8.3$ в Чили за двое суток до землетрясения была зарегистрирована двугорбая структура экваториальной аномалии (рис. 6).

Поскольку в естественных условиях (в смысле, в отсутствие сторонних источников) такая структура никак не может сформироваться, мы должны признать, что в ионосфере было сгенерировано электрическое поле, составляющая которого была направлена на восток. Таким образом, появление двугорбой структуры над геомагнитным экватором в ночное время и ранние утренние часы может стать идеальным предвестником низкоширотных землетрясений. Соответствующая аномалия была названа нами абсолютной.

5. МНОГОПАРАМЕТРИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ИОНОСФЕРНЫХ ПАРАМЕТРОВ В ЦЕЛЯХ ИДЕНТИФИКАЦИИ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В проблеме прогноза землетрясений многопараметрический подход является ключевым элементом, причем он представляет собой сложную систему, состоящую из различных подсистем. Он включает в себя мониторинг различных физических явлений (электромагнитных полей, метеорологических параметров, параметров ионосферы, параметров сейсмической активности и т.д.), к понятию многопараметричности относится и использование различных источников: можно измерять вертикальные профили температуры воздуха с помощью спутниковых микроволновых зондировщиков, а можно с помощью аэростатов; можно измерять критическую частоту *foF*2 с помощью наземных станций вертикального зондирования, а можно с помощью спутниковых ионозондов и т.д. И среди этих вложенных одна в другую структур находится такое понятие, как измерение нескольких параметров одной и той же среды, что позволяет идентифицировать предвестник даже в случае, когда один из параметров ведет себя одинаково при разных возмущающих факторах. Именно такой случай мы рассмотрим в данном разделе.

В самом начале исследований ионосферных предвестников землетрясений возникали ожесточенные споры, как отличить вариации электронной плотности, вызванные возмущением ге-

лиогеомагнитной обстановки от вариаций, связанных с подготовкой землетрясений. Если абстрагироваться от того, что было описано в разделе 2, то следует опять обратиться к более полному рассмотрению физических процессов и морфологии этих явлений. Как было установлено [Pulinets et al., 2003], во время геомагнитной бури наблюдается увеличение шкалы высот вертикального профиля электронной концентрации, подобные изменения вертикального профиля наблюдаются также в период подготовки землетрясения над зоной подготовки. Чтобы отличить одно явление от другого, достаточно добавить к этим измерениям измерения электронной температуры. Во время геомагнитной бури электронная температура растет на 2–3 тыс. град, в то время как перед землетрясениями изменения температуры на порядок меньше, если вообще такие наблюдаются. С чем же связаны “вздутия” профиля электронной концентрации перед землетрясениями? Как было показано в [Bošková et al., 1993], а затем было подтверждено данными спутника DEMETER, в слое *F* ионосферы перед землетрясениями над зоной подготовки увеличивается концентрация легких ионов, что приводит к увеличению шкалы высот. Во время геомагнитных бурь изменение шкалы высот происходит за счет увеличения температуры. Таким образом, измерение нескольких ключевых параметров ионосферы (электронной концентрации и температуры, состава и концентрации основных ионосферных ионов), позволяет однозначно идентифицировать предвестники землетрясений в ионосфере.

6. ОРГАНИЗАЦИЯ МАШИННОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ИОНОСФЕРНОГО МОНИТОРИНГА В ЦЕЛЯХ АВТОМАТИЧЕСКОЙ ИДЕНТИФИКАЦИИ ПРЕДВЕСТНИКОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для мониторинга состояния ионосферы и идентификации предвестников землетрясений требуется непрерывно обрабатывать данные с большого числа приемников сигналов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) и наземных ионозондов вертикального зондирования всемирных и локальных измерительных сетей одновременно с данными о солнечной и геомагнитной активности, данными мониторинга атмосферных параметров. Только их совместный анализ позволяет делать обоснованное заключение о возможности сейсмического события в определенном месте, в определенное время и с определенной магнитудой [Pulinets and Ouzounov, 2018]. Логистика автоматизации обработки данных условно может быть разделена на три этапа: первичная обработка, валидация данных и интеллектуальная обработка, в результате которой, собственно, и происходит распознавание предвестников. Такое разделение не обязательно обозначает такую же последовательность во времени (какие-то операции могут выполняться одновременно), но помогает понять сам процесс обработки.

В качестве входных данных для мониторинга ионосферной обстановки над сейсмоопасными регионами предлагается использовать данные приемников глобальных навигационных спутниковых систем (GPS/ГЛОНАСС) в формате RINEX (ftp://garner.ucsd.edu/archive/garner/rinex/; ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/gps/data/daily/; ftp://data-out.unavco.org/pub/rinex/), глобальные ионосферные карты (GIM) ПЭС в формате IONEX (ftp://cddis.nasa.gov/gps/products/ionex/).

В дополнение к ионосферным данным для анализа гелиогеомагнитной обстановки планируется использовать данные по геомагнитной обстановке – индексы *Ap*, *Kp* и *Dst* (https://www.gfz-potsdam.de; http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/dst_realtime/index.html) и данные потока солнечного радиоизлучения *F*10.7 (ftp://ftp.swpc.noaa.gov/pub/indices/old_indices/), находящиеся в свободном доступе в сети Internet и обновляющиеся в реальном времени.

Одновременно с ионосферными данными для реализации синергетического подхода в соответствии с комплексной моделью литосферно-атмосферно-ионосферно-магнитосферных связей [Пулинец и др., 2015; Pulinets et al., 2018] предлагается использовать метеорологические данные (температура и влажность атмосферного воздуха), например, с сайта (https://meteoinfo.ru/archive-pogoda), по которым рассчитывается обобщенный параметр, называемый поправкой химического потенциала паров воды в атмосфере [Пулинец и др., 2015]. При наличии других источников данных о готовящемся землетрясении в данном регионе, например, данных дистанционного зондирования о тепловых аномалиях [Ouzounov et al., 2018b], они тоже включаются в процесс интеллектуальной обработки.

Фаза первичной обработки является наиболее затратной по машинному времени, поскольку включает в себя скачивание больших объемов данных с различных источников одновременно. Обычно данные на серверах источников хранятся в запакованном виде, поэтому требуется их распаковка, чтение в формате источника и преобразование к формату, удобному для анализа. При этом необходимо привести данные от разных источников к общему масштабу времени: данные различных геофизических индексов могут предоставляться с разрешением по времени один час, три часа и пр. Данные вертикального зондирования тоже могут быть как с разрешение 15 мин, так и 1 ч, и т.д. В то же время, ПЭС можно рассчитывать как с разрешением 15 с, 30 с, так и с любым

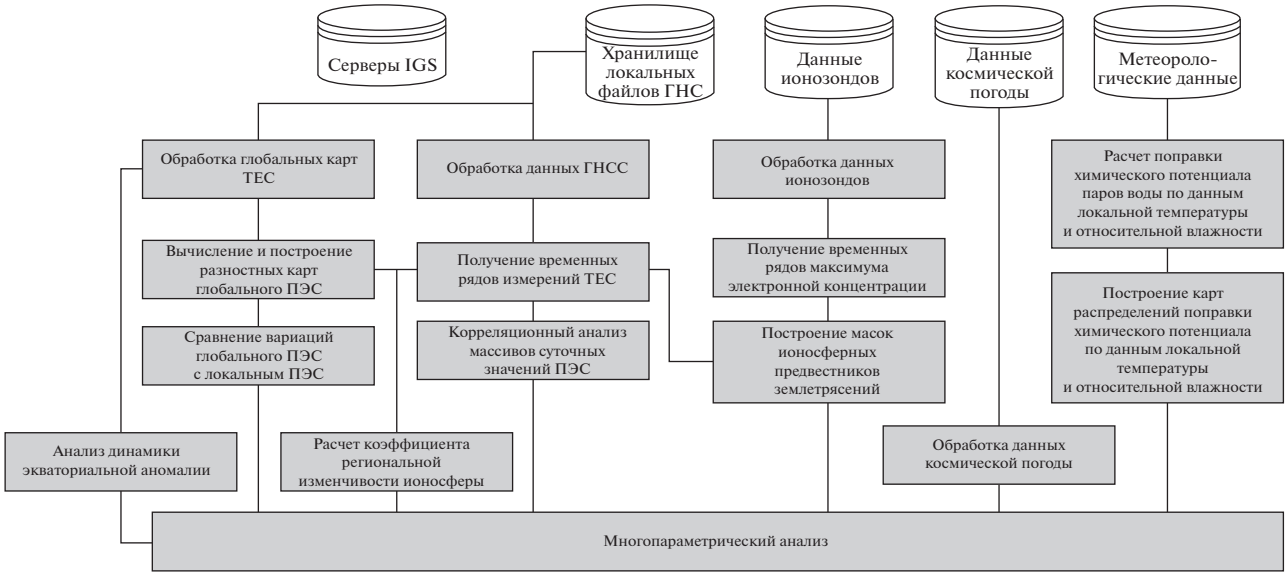

Рис. 7. Схема машинной обработки данных ионосферного мониторинга в целях автоматической идентификации предвестников землетрясений.

заданным разрешением через бóльшие интервалы времени.

Не менее важной является фаза валидации. К сожалению, не все приемники работают без сбоев. Бывают целые периоды, когда поступают искаженные данные. Приемник может какое-то время совсем не работать, могут быть выбросы значений далеко за допустимые пределы. Иногда алгоритмы обработки ПЭС дают отрицательные значения, что физически невозможно. Если все это запустить в систему распознавания, то нас будет ждать жестокое разочарование. Поэтому уже на данном этапе необходимо применять достаточно интеллектуальные алгоритмы распознавания сбоев в потоке данных.

Только после приведения данных в надлежащий вид мы можем приступать к машинной обработке. И, если процессы автоматической обработки успешно применяются уже в течение длительного времени, то системы машинного анализа данных, содержащих сложные паттерны, стали популярны в геофизике лишь в последнее время с развитием методов машинного обучения. В настоящее время точность анализа данных с помощью методов искусственного интеллекта не уступает классическим методам [Kim and Nakata, 2018; Alipour et al., 2014], при этом заметно превосходя их в скорости работы и удобстве применения. Среди многочисленных методов машинного обучения для распознавания аномалий наибольшее применение нашли сверточные нейронные сети (convolutional neural network – CNN). Применения данных методов широко распространено в задачах геологоразведки [Das et al., 2019; Sun et al., 2020]. Ряд аналогичных методов машинного обучения так же применялся для распознавания ионосферных предвестников землетрясений на основе двумерных карт распределения ТЕС [Arikan and Arikan, 2018].

Для автоматизированной обработки данных ионосферного мониторинга и анализа ионосферных предвестников предлагается система машинной обработки данных (см. рис. 7), описание которой приводится ниже.

Обработка включает в себя апробированные алгоритмы, в том числе:

1. Анализ массивов данных ΔТЕС (или $\Delta foF2$) с применением метода распознавания образов – на соответствие маски ионосферного предвестника текущим изменениям в ионосфере над сейсмоактивным регионом [Пулинец и Давиденко, 2018; Давиденко и Пулинец, 2019].

2. Корреляционный анализ массивов суточных значений ПЭС (ТЕС) (или критической частоты $foF2$) между парой соседних приемников GPS/ГЛОНАСС (или наземных станций вертикального радиозондирования ионосферы) [Pulinets et al., 2004].

3. При наличии густой локальной сети стационарных приемников GPS/ГЛОНАСС расчет коэффициента региональной изменчивости ионосферы [Pulinets et al., 2007].

4. Вычисление и построение разностных карт глобального ПЭС ΔTEC_{GIM} с целью определения положения эпицентра будущего землетрясения и его магнитуды) [Давиденко, 2013; Пулинец и др., 2014]. При наличии густой локальной сети стационарных приемников GPS/ГЛОНАСС разност-

ные карты могут рассчитываться с помощью локальных данных, а не GPS GIM.

5. Сравнение вариаций глобального ПЭС [Afraimovich et al., 2008] с локальным ПЭС с привязкой к индексу солнечной активности *F*10.7 [Pulinets and Ouzounov, 2018].

6. Расчет поправки химического потенциала паров воды по данным локальной температуры и относительной влажности для определения времени сейсмического события [Пулинец и др. 2015].

7. Построение карт распределения поправки химического потенциала по данным локальной температуры и относительной влажности для определения положения эпицентра будущего землетрясения и оценки его магнитуды [Pulinets and Ouzounov, 2018].

8. В случае низкоширотных землетрясений анализ динамики экваториальной аномалии (ЭА) с целью обнаружения абсолютной аномалии и долготного эффекта в ЭА [Пулинец и др., 2010, Pulinets and Ouzounov, 2018].

9. Многопараметрический анализ с привлечением оперативных данных о других физических предвестниках при их наличии (активность радона, проводимость земной коры, OLR, аномальные облачные структуры) [Pulinets and Ouzounov, 2018].

В результате анализа оцениваются прогнозируемые значения магнитуды землетрясений для данного региона и их вероятность. На основе прогнозов происходит итоговая оценка вероятности землетрясения на основании данных машинного обучения. При этом не исключается экспертная оценка оператора. Таким образом, в системе осуществляется многофакторный анализ состояния ионосферы, способный распознать уникальный образ предвестника землетрясений.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный подход основан на многолетнем опыте анализа как ионосферных предвестников землетрясений, так и других физических предвестников, в комплексе создающих обобщенный образ финальной стадии подготовки сильных землетрясений. Создание предлагаемой системы обработки данных ионосферного мониторинга и анализа ионосферных предвестников позволит создать службу прогноза землетрясений, способную распознать и выделить ионосферные вариации, являющиеся предвестниками землетрясений, в автоматическом режиме.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в соответствии с Соглашением о предоставлении субсидии № 075-11-2019-015 от “22” октября 2019 г. Уникальный идентификатор проекта RFMEFI58519X0008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Гольдин С.В.* Физика “живой” Земли / Проблемы геофизики XXI в. М.: Наука. С. 17–36. 2003.

– *Давиденко Д.В., Пулинец С.А.* Детерминированная изменчивость ионосферы в преддверии сильных ($M \geq 6$) землетрясений в регионах Греции и Италии по данным многолетних измерений // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 59. № 4. С. 529–544. 2019. https://doi.org/10.1134/S0016794019040084

– *Золотов О.В.* Эффекты землетрясений в вариациях полного электронного содержания ионосферы. Автореф. дисс. канд. физ.-мат. наук. Мурманск, МГТУ, 20 с. 2015.

– *Куницын В.Е., Андреева Е.С., Кожарин М.А., Нестеров И.А.* Радиотомография ионосферы с применением высокоорбитальных навигационных систем // Вестн. МГУ. № 1. С. 74–84. 2005.

– *Николаев А.В.* Черты геофизики XXI в. / Проблемы геофизики XXI в. М.: Наука. С. 7–16. 2003.

– *Пулинец С.А., Легенька А.Д.* Динамика приэкваториальной ионосферы перед сильными землетрясениями // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 42. № 2. С. 239–244. 2002.

– *Пулинец С.А., Легенька А.Д.* Пространственно-временны́е характеристики крупномасштабных неоднородностей электронной концентрации, наблюдаемых в области *F* ионосферы перед сильными землетрясениями // Космич. исслед. Т. 41. № 3. С. 221–229. 2003.

– *Пулинец С.А., Легенька А.Д., Зеленова Т.И.* Зависимость сейсмо-ионосферных вариаций в максимуме слоя *F* от местного времени // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 38. № 3. С. 188–193. 1998.

– *Пулинец С.А., В.Г. Бондур, М.Н. Цидилина, М.В. Гапонова*. Проверка концепции сейсмо-ионосферных связей в спокойных гелиогеомагнитных условиях на примере Венчуаньского землетрясения в Китае 12 мая 2008 г. // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 50. № 2. С. 240–252. 2010.

– *Пулинец С.А., Узунов Д.П., Давиденко Д.В.* Прогноз землетрясений возможен?! Интегральные технологии многопараметрического мониторинга геоэффективных явлений в рамках комплексной модели взаимосвязей в литосфере, атмосфере и ионосфере Земли. М.: Тровант, 144 с. 2014.

– *Пулинец С.А., Узунов Д.П., Карелин А.В., Давиденко Д.В.* Физические основы генерации краткосрочных предвестников землетрясений. Комплексная модель геофизических процессов в системе литосфера-атмосфера-ионосфера-магнитосфера, инициируемых ионизацией // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 55. № 4. С. 540–558. 2015.

– *Пулинец С.А., Давиденко Д.В.* Положительная ночная аномалия электронной концентрации в ионосфере как краткосрочный предвестник землетрясений и возможный физический механизм ее формирования // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 58. № 4. С. 579–591.

2018.
https://doi.org/10.1134/S0016794018040120

– *Afraimovich E.L., Astafyeva E.I., Oinats A.V., Yasukevich Y.V., Zhivetiev I.V.* Global electron content: A new conception to track solar activity.// *Ann. Geophys*. V. 26. P. 335–344. 2008.

– *Alipour A., Yarahmadi J., Mahdavi M.* Comparative study of M5 model tree and artificial neural network in estimating reference evapotranspiration using MODIS products // J. Climatology. V. 2014. Article ID 839205. 11 p. 2014.
https://doi.org/10.1155/2014/839205

– *Arikan O., Arikan F.* Machine learning based detection of earthquake precursors using ionospheric data / 42nd COSPAR Scientific Assembly. Held 14–22 July 2018, in Pasadena, California, USA, Abstract id. C1.4-16-18 18.

– *Bošková J., Šmilauer J., Jiříček F., Tříska P.* Is the ion composition of outer ionosphere related to seismic activity // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 55. № 13. P. 1689–1695. 1993.

– *Cushman-Roisin B.* Atmospheric boundary layer / Environmental fluid mechanics. New York, Chichester, Weinheim, Brisbane, Singapore, Toronto: John Wiley & Sons, Inc. P. 165–186. 2014.

– *Das V., Pollack A., Wollner U., Mukerji T.* Convolutional neural network for seismic impedance inversion // Geophysics. V. 84. № 6. 2019.
https://doi.org/10.1190/geo2018-0838.1

– *Davies K., Baker D.M.* Ionospheric effects observed around the time of the Alaskan earthquake of March 28 1964 // J. Geophys. Res. V. 70. P. 2251–2253. 1965.

– *Dobrovolsky I.P., Zubkov S.I., Myachkin V.I.* Estimation of the size of earthquake preparation zones // Pure Appl. Geophys. V. 117. № 5. P. 1025–1044. 1979.

– *Hernández-Pajares M., Juan J.M., Sanz J. et al.* The ionosphere: effects, GPS modeling and the benefits for space geodetic techniques // J. Geod. V. 85. P. 887–907. 2011.
https://doi.org/10.1007/s00190-011-0508-5

– *Kelley M.C., Heelis R.A.* The Earth's Ionosphere. Plasma Physics and Electrodynamics. San Diego, New York, Toronto: Academic Press Inc., 485 p. 1989.

– *Kim Y., Nakata N.* Geophysical inversion versus machine learning in inverse problems // The Leading Edge. V. 37. P. 866–944. 2018.

– *Kon S., Nishihashi M., Hattori K.* Ionospheric anomalies possibly associated with $M \geq 6.0$ earthquakes in the Japan area during 1998–2010: Case studies and statistical study // J. Asian Earth Sci. V. 41. P. 410–420. 2011.

– *Le H., Liu J.Y., Liu L.* A statistical analysis of ionospheric anomalies before 736 *M*6.0+ earthquakes during 2002–2010 // J. Geophys. Res. V. 116. № A02303. 2011.
https://doi.org/10.1029/2010JA015781

– *Liu J.Y., Chen Y.I., Jhuang H.K., Lin Y.H.* Ionospheric *foF*2 and TEC anomalous days associated with $M \geq 5.0$ earthquakes in Taiwan during 1997–1999 // Terr. Atmos. Ocean. Sci. V. 15. № 3. P. 371–383. 2004.

– *Liu J.Y., Chen Y.I., Chuo Y.J., Chen C.S.* A statistical investigation of preearthquake ionospheric anomaly // J. Geophys. Res. V. 111. № A05304. 2006.
https://doi.org/10.1029/2005JA011333

– *Liu, J.Y., Chen Y.I., Chen C.H. et al.* Seismoionospheric GPS total electron content anomalies observed before the 12 May 2008 *Mw*7.9 Wenchuan earthquake // J. Geophys. Res. V. 114. № A04320. 2009.
https://doi.org/10.1029/2008JA013698

– *Ouzounov D., Pulinets S., Liu J.Y. et al.* Multiparameter assessment of pre-earthquake atmospheric signals / Pre-earthquake processes: A multidisciplinary approach to earthquake prediction studies. Editors: D. Ouzounov, S. Pulinets, K. Hattori, P. Taylor. Publisher: AGU/Wiley. P. 339–359. 2018a.

– *Ouzounov D., Pulinets S., Kafatos M., Taylor P.* Thermal radiation anomalies associated with major earthquakes / Pre-earthquake processes: A multidisciplinary approach to earthquake prediction studies. Editors: D. Ouzounov, S. Pulinets, K. Hattori, P. Taylor. Publisher: AGU/Wiley. P. 259–274. 2018b.

– *Pulinets S.A.* Seismic activity as a source of the ionospheric variability // Adv. Space Res. V. 22. № 6. P. 903–906. 1998.
https://doi.org/10.1016/S0273-1177(98)00121-5

– *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. V. 65. P. 1337–1347. 2003.

– *Pulinets S.A., Gaivoronska T.B., Leyva Contreras A., Ciraolo L.* Correlation analysis technique revealing ionospheric precursors of earthquakes // Nat. Hazard. Earth Sys. V. 4. P. 697–702. 2004.

– *Pulinets S.A., Kotsarenko A.N., Ciraolo L., Pulinets I.A.* Special case of ionospheric day-to-day variability associated with earthquake preparation // Adv. Space Res. V. 39. № 5. P. 970–977. 2007.

– *Pulinets S., Davidenko D.* Ionospheric precursors of earthquakes and Global Electric Circuit // Adv. Space Res. V. 53. № 5. P. 709–723. 2014.
https://doi.org/10.1016/j.asr.2013.12.035

– *Pulinets S., Ouzounov D.* The possibility of earthquake forecasting learning from nature. IOP Publishing, Bristol, UK, 167 p. 2018.
https://doi.org/10.1088/978-0-7503-1248-6

– *Pulinets S., Ouzounov D., Karelin A., Davidenko D.* Lithosphere–atmosphere–ionosphere–magnetosphere coupling – a concept for pre-earthquake signals generation / Pre-earthquake processes: a multidisciplinary approach to earthquake prediction studies. Editors: D. Ouzounov, S. Pulinets, K. Hattori, P. Taylor. Publisher: AGU/Wiley. P. 79–98. 2018.

– *Ryu K., Parrot M., Kim S.G., Jeong K.S., Chae J.S., Pulinets S., Oyama K.-I.* Suspected seismo-ionospheric coupling observed by satellite measurements and GPS TEC related to the *M*7.9 Wenchuan earthquake of 12 May 2008 // J. Geophys. Res.: Space Physics. V. 11. P. 10305–10323. 2014.

– *Sun J., Slang S., Elboth T., Larsen Greiner T., McDonald S., Gelius L.-J.* A convolutional neural network approach to deblending seismic data // Geophysics. V. 85. № 4. 2020.
https://doi.org/10.1190/geo2019-0173.1

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 115–123

УДК 550.388.2

ГЕОМАГНИТНЫЕ ЭФФЕКТЫ УДАЛЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2021 г. Б. Г. Гаврилов[1, *], Ю. В. Поклад[1, **], Ю. С. Рыбнов[1, ***], И. А. Ряховский[1, ****], И. А. Санина[1, *****]

[1]Институт динамики геосфер им. акад. М.А. Садовского РАН (ИДГ РАН), г. Москва, Россия

*e-mail: boris.gavrilov34@gmail.com

**e-mail: poklad@mail.ru

***e-mail: rybnov.y@mail.ru

****e-mail: ryakhovskiy88@yandex.ru

*****e-mail: sanina@ifz.ru

Поступила в редакцию 22.05.2020 г.
После доработки 11.06.2020 г.
Принята к публикации 24.09.2020 г.

В работе представлены результаты исследования взаимосвязи сейсмических событий с геомагнитными возмущениями, возникающими в результате акустического воздействия на нижнюю ионосферу, вызванного колебаниями земной поверхности на расстояниях в насколько тысяч км от очага землетрясения. Измерения выполнены на базе обс. Михнево, оборудованной приборным комплексом, включающим сейсмические, акустические, электромагнитные и ионосферные средства наблюдений и оборудованным системой временнóй привязки с использованием приемников системы GPS, что обеспечивает точность синхронизации данных измерений не хуже 20 нсек. На примере пяти сейсмических событий показаны закономерности формирования атмосферных и геомагнитных эффектов удаленных землетрясений и зависимость времени их появления от расстояния до сейсмического источника. Продемонстрировано различие в характере и времени возникновения геомагнитных пульсаций, связанных с воздействием на ионосферу акустических волн, от сигналов, обусловленных сейсмомагнитным эффектом.

DOI: 10.31857/S0016794021010041

1. ВВЕДЕНИЕ

История исследований, посвященных связи процессов, наблюдаемых в атмосфере, ионосфере и геомагнитном поле, с явлениями, происходящими в литосфере Земли, насчитывает несколько десятилетий. Взаимодействие физических полей и процессов в литосферно-ионосферно-атмосферной системе (ЛИАС) не вызывает сомнений у исследователей, но их причинно-следственные связи и механизмы остаются предметом существенных разногласий. Круг задач, решаемых в рамках этой проблемы, можно условно разделить на две части. Первая посвящена возможности обнаружения ионосферных и геомагнитных явлений, вызываемых землетрясениями или их сопровождающих [Fraser-Smith et al., 1990; Гуфельд и др., 1992; Собисевич и Собисевич, 2010; Гохберг и др., 1988], вторая – явлениям, предшествующим землетрясениям и обеспечивающим возможность их прогнозирования [Masci, 2011, Hayakawa, 2015]. С точки зрения механизмов связи литосферных процессов с возмущениями геомагнитного поля, атмосферы и ионосферы, оба подхода опираются на близкие физические представления.

Один из основных механизмов, обеспечивающих взаимодействие в ЛИАС, связан с генераций акустических волн, вызванных колебаниями земной поверхности при зарождении и распространении сейсмических волн [Artru et al., 2004, Сурков, 2000]. Источником акустических волн принято считать поверхностную волну Рэлея, которая формируется на некотором расстоянии от очага землетрясения в результате суперпозиции продольной волны P, распространяющейся от очага землетрясения, и поперечной волны SV, отраженной от свободной поверхности и поляризованной в вертикальной плоскости. Волна Рэлея характеризуется низкими частотами (0.1–0.01 Гц) и максимальной амплитудой колебаний земной поверхности в вертикальной плоскости. Наиболее интенсивные поверхностные волны возникают при землетрясениях, очаг которых расположен в земной коре. При изучении механизмов взаимодействия в системе ЛИАС активно исследуются возмущения *F* слоя ионосферы с применением

соответствующих экспериментальных методов, прежде всего анализа сигналов навигационных спутниковых систем [Afraimovich et al., 2001, Hayakawa, 2015, Astafyeva and Shults, 2018]. Гораздо меньше внимания уделяется возмущениям *D* и *E* областей ионосферы и вариациям геомагнитного поля, вызванным удаленными землетрясениями.

Возмущение атмосферы и ионосферы возникает в результате возбуждения при смещении земной поверхности и усиления в процессе распространения в атмосфере с убывающей по высоте плотностью волны давления, приводящей к волнообразному изменению профиля электронной концентрации и электрической проводимости, и, в свою очередь, к генерации и/или модуляции динамо токов в нижней ионосфере с соответствующим изменением величины геомагнитного поля, измеряемого на поверхности Земли.

Несмотря на то, что механизм возмущений атмосферы и ионосферы акустическим воздействием, вызванным вертикальным смещением поверхности Земли, считается достоверным, экспериментальных данных, особенно по геомагнитным эффектам удаленных землетрясений, явно недостаточно. Это связано, в частности, с тем, что для получения надежных экспериментальных данных должны проводиться синхронные сейсмические, акустические, атмосферные, ионосферные и электромагнитные измерения на значительном расстоянии от очага землетрясения в одном измерительном пункте. Такая возможность реализована в геофизической обсерватории (ГФО) ИДГ РАН Михнево (54.96° N, 37.76° E), расположенной в 80 км к югу от Москвы. Изучение пространственно-временнóй динамики геофизических возмущений и вариаций геофизических параметров с использованием единого измерительного комплекса в асейсмичном регионе создает уникальные возможности для исследования энергообмена между геосферами в условиях геодинамически стабильной обстановки.

Для анализа взаимосвязанных событий в ЛИАС были выбраны 5 землетрясений с магнитудой >6.5, произошедших в разных регионах Евразии, очаги которых находились в диапазоне расстояний ~2000–3500 км от обсерватории. Согласно базы данных USGS (https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/browse/significant.php) и базы данных IRIS (https://www.iris.edu/wilber3), все эти землетрясения произошли в пределах одного из самых активных сейсмических поясов Земли (Средиземноморско-Трансазиатского) и имеют сходный механизм очага – сдвиг с небольшими компонентами сброса. Рассмотренные события можно условно разделить на три группы. В первой группе (землетрясения в Греции 24 мая 2014 г. и 20 июля 2017 г.) очаги расположены в акватории Эгейского моря на глубине 6–10 км. Землетрясение 20 июля 2017 г. вызвало небольшое цунами высотой около 25 см. Вторая группа – разрушительные землетрясения в Италии 30 июня 2016 г. в 113 км на северо-восток от Рима с глубиной очага около 8 км и 12 ноября 2017 г. в Ираке на границе с Таджикистаном, очаг которого располагался на глубине 19 км. К третей группе можно отнести землетрясение в Афганистане 10 апреля 2016 г. с глубиной очага около 210 км. Это землетрясение ощущалось в Пакистане, Индии, Узбекистане. От каждого из этих событий были зарегистрированы поверхностные волны Рэлея различной интенсивности, которые в дальнейшем рассматривались как источник акустических волн.

2. ПОСТАНОВКА НАБЛЮДЕНИЙ

Базой для выполнения экспериментальных исследований является многофункциональный измерительный комплекс ГФО Михнево, включающий сейсмометрическую, радиофизическую, магнитометрическую, электроизмерительную, оптическую и акустическую аппаратуру, функционирующую в составе единого измерительного комплекса [Адушкин и др., 2005]. Синхронизация всех измерительных средств осуществляется с использованием приемников системы GPS с точностью 30 нс.

Для регистрации сейсмических событий используется малоапертурная сейсмическая группа (МСГ, международный код *MHVAR*), включающая 12 короткопериодных трехкомпонентных датчиков СМ3-КВ с полосой пропускания 0.5–40 Гц, расположенных по трем концентрическим окружностям на площади 1 км^2. В качестве широкополосного трехкомпонентного пункта наблюдения используется станция АЦСС-3, которая обеспечивает регистрацию сейсмических сигналов в полосе 0.01–20 Гц с частотой опроса 100 Гц на канал при чувствительности 0.6 нм/с на отсчет.

Акустические измерения выполняются с использованием инфразвуковой станции, состоящей из четырех разнесенных на местности микробарометров, позволяющих регистрировать акустические сигналы с амплитудой от десятых долей Па до сотен Па в частотном диапазоне 10^{-4}–20 Гц.

Контроль локальной геомагнитной обстановки осуществляется в режиме мониторинга магнитометрическим комплексом, включающим группу индукционных магнитометров MFS-06 и MFS-07 для регистрации вариаций магнитного поля и электромагнитных пульсаций в диапазоне частот 0.0001 Гц–100 кГц и трехкомпонентный феррозондовый магнитометра LEMI-018, данные измерений которого использованы в работе. Магнитометр позволяет производить точные трехкомпонентные измерения геомагнитного поля и его вариаций в диапазоне значений ±68000 нТл

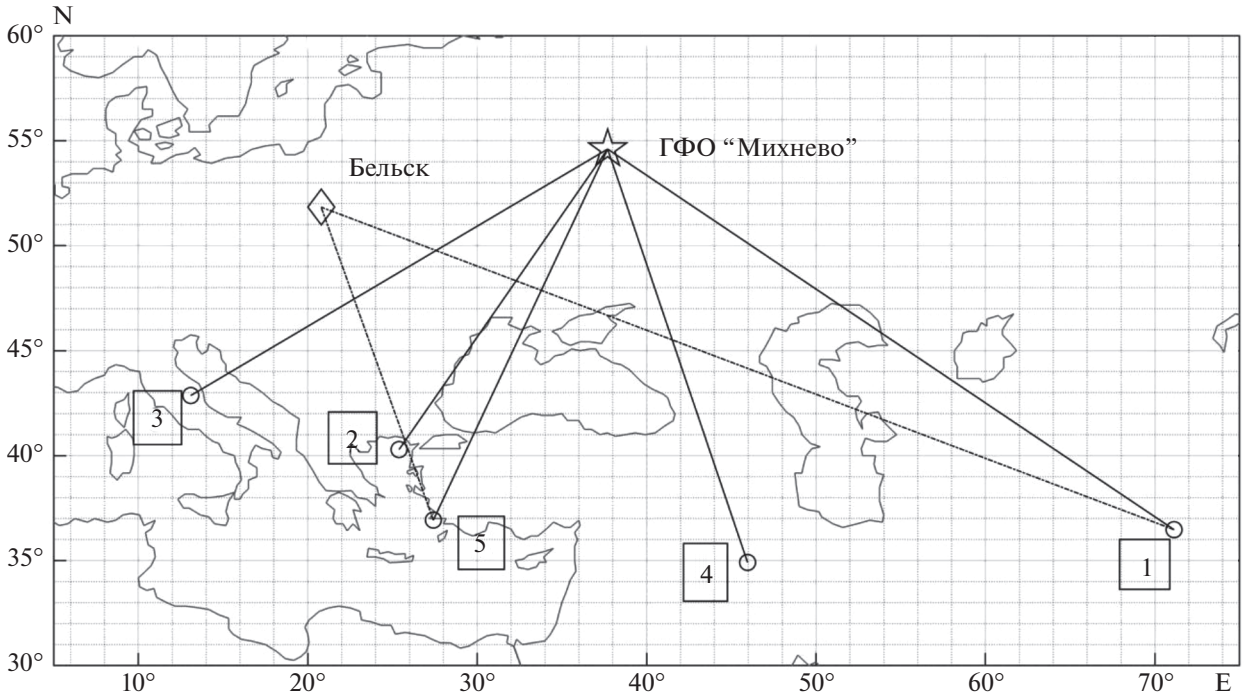

Рис. 1. Расположение обсерваторий Михнево и Бельск и эпицентров землетрясений, пронумерованных в соответствие с табл. 1.

при разрешающей способности 10 пТл в диапазоне частот 0–1 Гц.

Сейсмические, акустические и геомагнитные колебания и пространственно-временны́е вариации электронной плотности в ионосфере идентифицируются как связанные, если удается показать, что они или их структурные элементы локализованы в пространстве и наблюдаются в моменты времени, которые определяется скоростью распространения сейсмических, акустических, электродинамических возмущений в литосфере, атмосфере и ионосфере. В настоящей работе мы ограничились анализом данных синхронной регистрации сейсмических, акустических и геомагнитных сигналов. Их связь с электрическими явлениями и возмущениями верхней ионосферы будет предметом будущей публикации.

Параметры и расположение землетрясений, исследуемых в данной работе, приведены в таблице и на рис. 1, где также показано положение измерительных пунктов Михнево и Бельск.

Волновые формы сейсмических событий, данные о вариациях атмосферного давления и геомагнитного поля получены из созданной в ИДГ РАН в рамках выполнения проекта РФФИ 19-05-00671 базы данных “Синхронные измерения различных геофизических полей” в ГФО Михнево (номер гос. регистрации базы данных № 2019621971), которая содержит результаты комплексных измерений возмущений в литосферно-ионосферно-атмосферной системе, вызванных землетрясениями с магнитудой $M \geq 6$. Данные измерений вариаций геомагнитного поля в обсерватории Бельск взяты из базы сети

Таблица 1. Параметры землетрясений

№№	Дата	Регион	UT	M	Глубина, км	Координаты	Расстояние до ГФО, км
1	10.04.2016	Афганистан	10:28:58	6.6	212.0	36.47° N 71.13° E	3255
2	24.05.2014	Греция	09:25:02	6.9	6.4	40.29° N 25.39° E	1870
3	30.10.2016	Италия	06:40:18	6.6	8.0	42.86° N 13.09° E	2230
4	12.11.2017	Ирак	18:18:17	7.3	19.0	34.91° N 45.96° E	2315
5	20.07.2017	Греция	22:31:11	6.6	7.0	36.93° N 27.41° E	2150

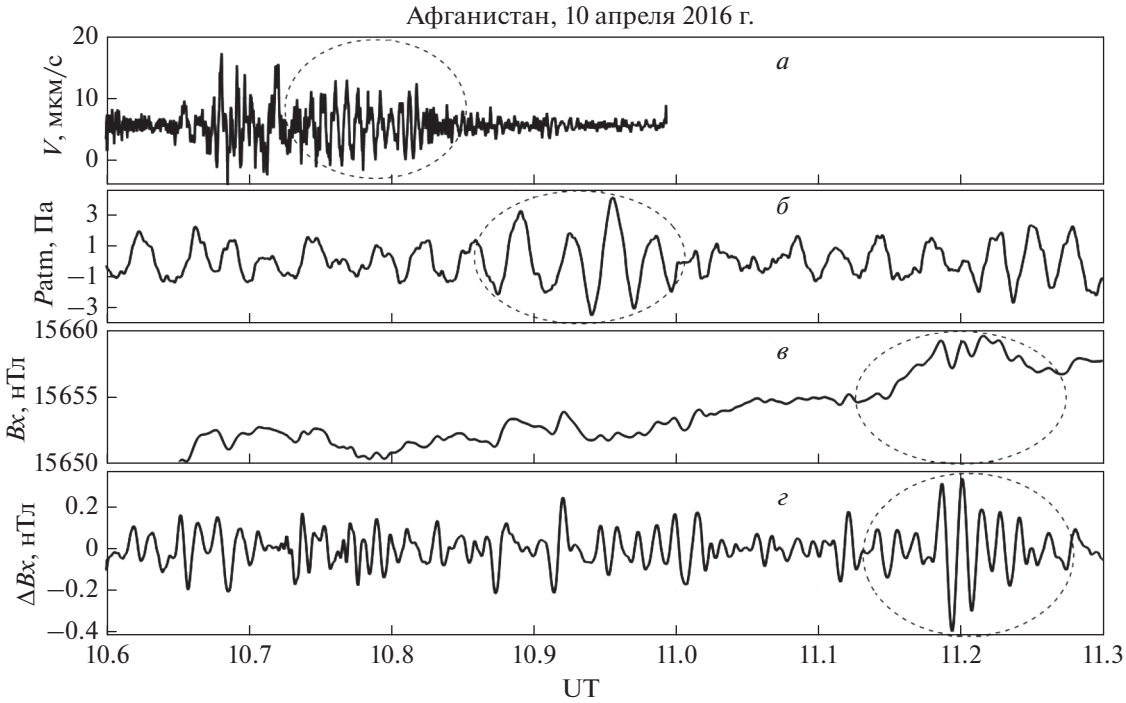

Рис. 2. Сейсмограмма (*а*), акустическое возмущение (*б*), *Bx*-компонента геомагнитного поля (*в*) и вариации *Bx*-компоненты (*г*) по данным регистрации в ГФО Михнево после землетрясения в Афганистане 10 апреля 2016 г.

INTERMAGNET (https://www.intermagnet.org/data-donnee/).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

На рисунках 2–5 показаны результаты измерений сейсмических, акустических сигналов и вариаций геомагнитного поля на поверхности Земли, вызванных землетрясениями, по данным регистрации в ГФО Михнево.

Рисунок 2 представляет результаты регистрации сейсмических, акустических и геомагнитных сигналов, вызванных землетрясением в Афганистане 10 апреля 2016 г., очаг которого расположен значительно ниже границы земной коры (событие 1). Поверхностная волна, вызванная такими землетрясениями, имеет обычно низкую интенсивность. Отметим, что амплитуда вариаций акустических и магнитных сигналов составляет, как правило, малую часть от полной амплитуды вариаций атмосферного давления и геомагнитного поля. Поэтому для выделения соответствующих вариаций использовались методы частотной фильтрации.

На рисунке 2*в* показана исходная (т.е. необработанная) запись вариаций *X*-компоненты магнитного поля. Можно видеть, что амплитуда волнового возмущения, вызвавшего распространение акустической волны в ионосферу, составляет единицы нТл. Во многих случаях амплитуда возмущения оказывается еще меньше. Для выделения таких вариаций исходный сигнал обрабатывался с применением полосового фильтра 1–5 мин, т.е. зарегистрированные вариации магнитного поля соответствуют диапазону геомагнитных пульсаций *Pc*4–*Pc*5 (рис. 2*г*). Такую же обработку проходили акустические и геомагнитные сигналы для всех приведенных событий.

Из рисунка 2 видно, что и акустические и геомагнитные вариации смещены по времени относительно сейсмического сигнала. Время задержки акустического сигнала определить сложно, так как не очевидно, какая фаза сейсмических колебаний привела к их появлению. В случае афганского землетрясения это время составило ~6 мин, если его отсчитывать от времени появления волны Рэлея.

Время задержки геомагнитного сигнала от акустического возмущения составляет ~15 мин. Этот интервал времени соответствует времени распространения акустической волны в ионосферу со скоростью 250–300 м/с.

На рисунке 3 представлены результаты измерений сигналов, после землетрясения в Греции 24 мая 2014 г. Очаг греческого землетрясения (событие 2) находился почти в два раза ближе к измерительному пункту, чем афганское землетрясение (событие 1). Наблюдается достаточно большая амплитуда волны Рэлея (рис. 3*а*), хотя поверхностное расположение очага не обеспечи-

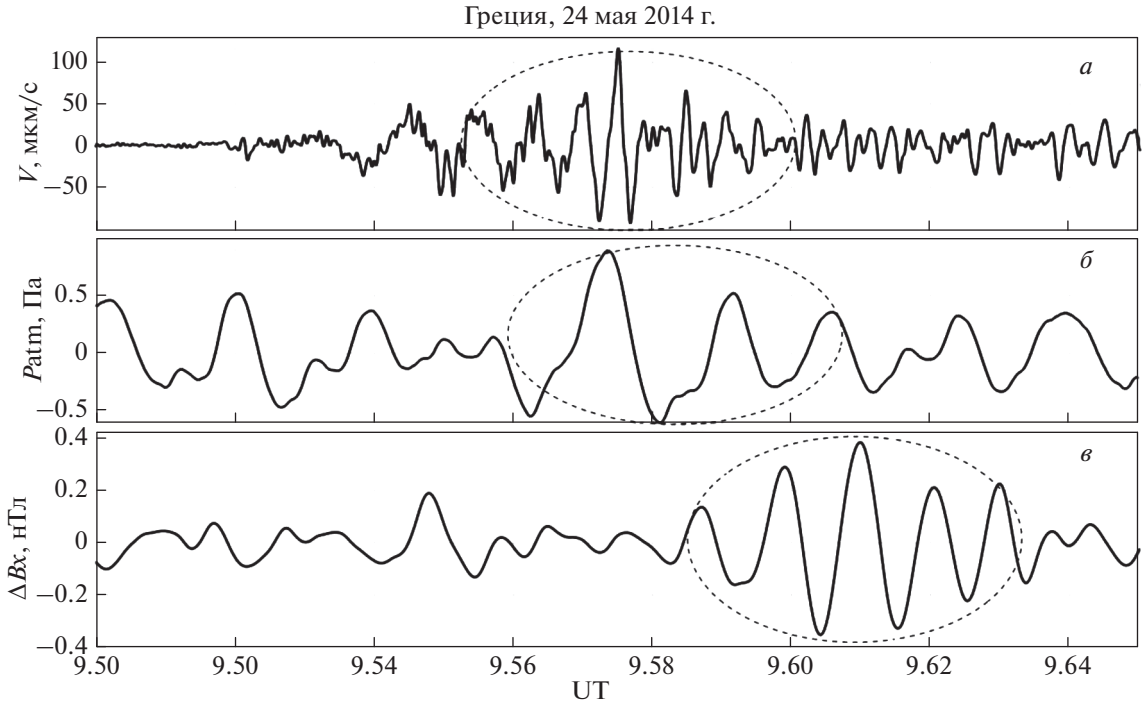

Рис. 3. Сейсмограмма (*а*), акустическое возмущение (*б*), и вариации *Bx* компоненты (*в*) по данным регистрации в ГФО "Михнево" после землетрясения в Греции 24 мая 2014 г.

вает условий для формирования интенсивных отраженных волн SV. Наблюдаемую амплитуду можно объяснить условиями формирования волны вследствие особенностей трассы распространения. Известно, что в отдельных случаях наблюдается увеличение амплитуды поверхностной волны при ее распространении из океанической коры в континентальную.

Данные регистрации акустических и геомагнитных сигналов при событиях 1 и 2 также сильно отличаются. При относительно близком греческом землетрясении колебания атмосферного давления возникли практически одновременно с регистрацией поверхностной волны Рэлея. Максимальная амплитуда геомагнитных вариаций наблюдается через 2 мин после вступления рэлеевской волны и акустического возмущения.

Итальянское землетрясение (событие 3) 30 октября 2016 г. (рис. 4), и землетрясение в Ираке (событие 4) 12 ноября 2017 г. (рис. 5) близки по своим параметрам (глубина и магнитуда). Отметим, однако, что несмотря на то, что магнитуда иракского землетрясения была выше, чем итальянского, амплитуда акустических возмущений после иракского землетрясения оказалась в два раза меньше, а геомагнитных вариаций примерно на порядок меньше, чем после итальянского события.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Для землетрясений, данные которых приведены на рисунках, время задержки появления геомагнитных возмущений составляет от 2 до 15 мин. По порядку величины это соответствует времени распространения акустического возмущения от поверхности Земли на высоту порядка 100 км, то есть в *D* и *E* области ионосферы. В тоже время, было отмечено, что время появления акустического возмущения не связано однозначно с приходом рэлеевской волны. Вероятной причиной является то, что сейсмический источник не является точечным и максимальная амплитуда смещения земной поверхности, вызывающая акустическое возмущение, может наблюдаться на некотором расстоянии от измерительного пункта. Кроме того, на интенсивность волны Рэлея значительное влияние могут оказывать неоднородности строения литосферы на пути распространения сейсмического сигнала.

На рисунке 6 показана зависимость времени задержки *t* появления акустических и геомагнитных возмущений по отношению к сейсмическому сигналу от расстояния до сейсмического источника. Можно видеть, что время реакции акустического и магнитного поля примерно пропорционально расстоянию до очага землетрясения. Однако, эти данные должны быть проверены на большем количестве событий.

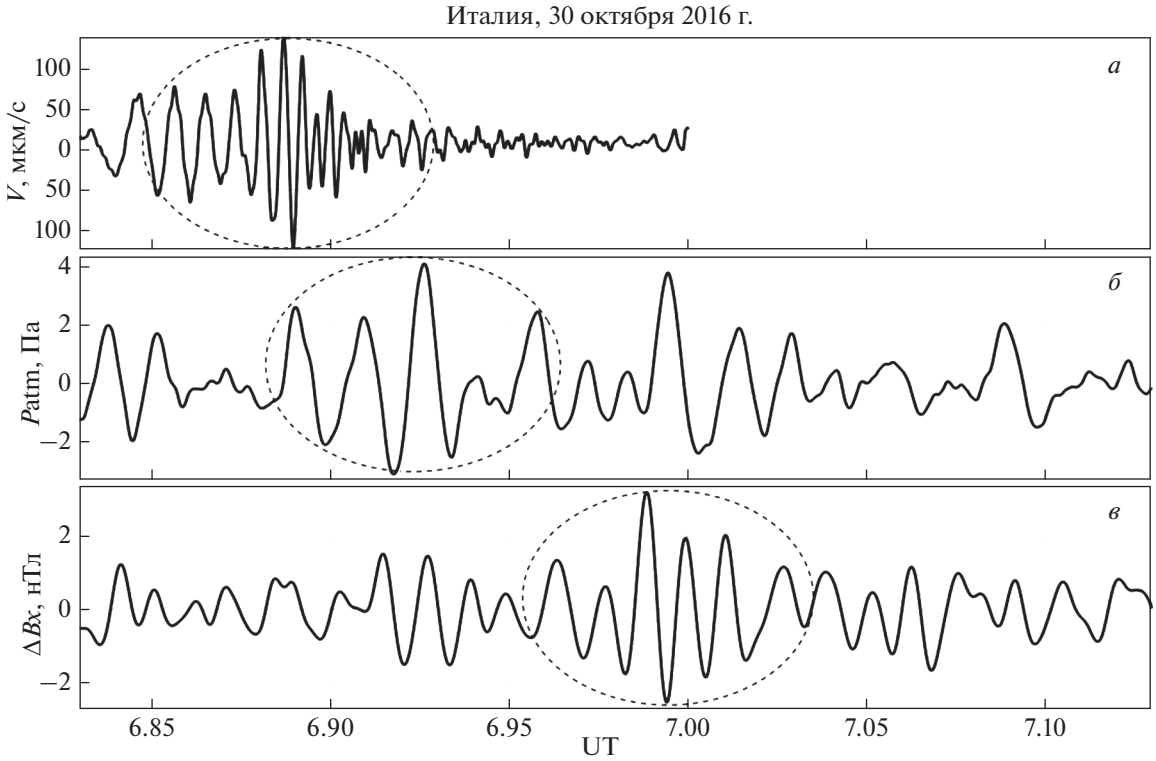

Рис. 4. Сейсмограмма (*а*), акустическое возмущение (*б*) и вариации *Bx*-компоненты (*в*) по данным регистрации в ГФО Михнево после землетрясения в Италии 30 октября 2016 г.

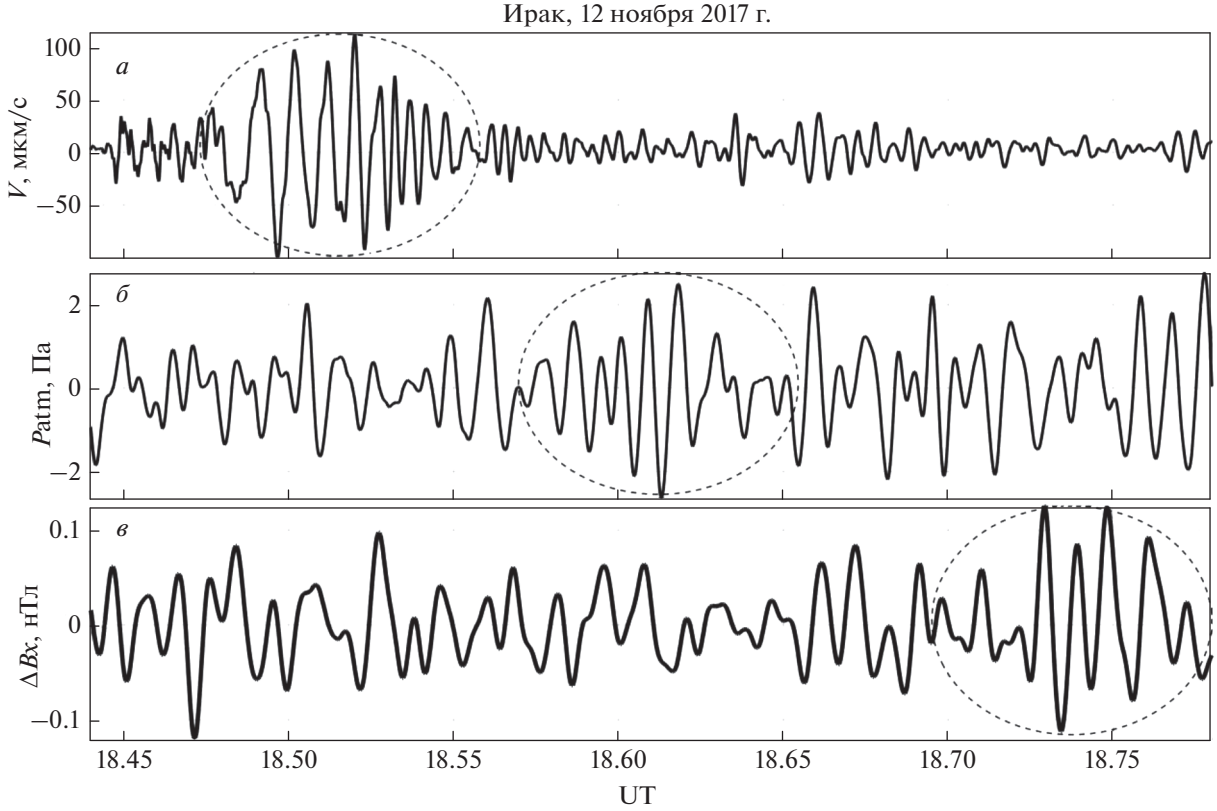

Рис. 5. Сейсмограмма (*а*), акустическое возмущение (*б*) и вариации *Bx*-компоненты (*в*) по данным регистрации в ГФО Михнево после землетрясения в Ираке 12.11.2017 г.

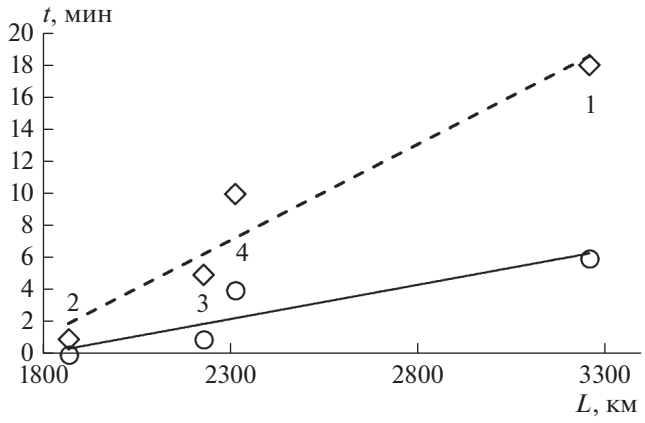

Рис. 6. Зависимость времени задержки *t* появления акустических сигналов (кружки) и вариаций геомагнитного поля (ромбы) по отношению к времени регистрации сейсмической волны Рэлея от расстояния *L* между пунктом регистрации и очагом землетрясения. Сплошная кривая – тренд, построенный по данным акустической задержки, штриховая кривая – по данным задержки геомагнитных вариаций. Цифрами обозначены землетрясения в соответствие с таблицей.

При получении и анализе данных по возникновению акустических и геомагнитных сигналов на телесейсмических расстояниях от очага землетрясения надо учитывать два обстоятельства. Во-первых, и акустический и геомагнитный сигналы далеко не всегда удается зарегистрировать даже при сильных сейсмических событиях – необходимо наличие достаточно интенсивной поверхностной волны. Как уже отмечалось выше, интенсивность поверхностной волны зависит от энергии, механизма и глубины очага землетрясения, а также от условий распространения сейсмического возмущения. Во-вторых, кроме реальных геомагнитных возмущений, связанных с генерацией или модуляцией ионосферных токов, могут регистрироваться сигналы, связанные с непосредственной реакцией измерителя магнитного поля на сейсмическую волну.

Сейсмомагнитный эффект описан в литературе достаточно подробно, например, [Eleman, 1965]). Особенно ярко он проявляется при использовании приборов, датчиком изменения магнитного поля в которых является магнит, подвешенный на упругой нити и меняющий свое положение или ориентацию под воздействием внешнего поля. Магнитометр такого типа реагирует на механический момент, приложенный к подвешенному грузу, то есть работает, по существу, как сейсмограф.

В значительно меньшей степени сейсмомагнитному эффекту подвержены ферромагнитные магнитометры, в которых отсутствуют движущиеся части, а измерение меняющегося магнитного поля производится вследствие изменения состояния ферромагнетика, которое регистрируются специальной электронной схемой. Приборы именно такого типа установлены в ГФО Михнево.

На рисунке 7 показана разница в регистрации сейсмомагнитного сигнала и реальных вариаций геомагнитного поля после уже рассмотренного выше землетрясения в Афганистане (событие 1) 10 апреля 2016 г. (рис. 7*а*, 7*б*, 7*в*) и после землетрясения в Греции (событие 5) 20 июля 2017 г. (рис. 7*г*, 7*д*, 7*е*). Записи были проведены в ГФО Михнево и обс. Геофизического института Польской академии наук в Бельске (51.84° N, 20.79° E). По данным сети Интермагнет в обс. Бельск измерения магнитного поля ведутся несколькими приборами (https://www.intermagnet.org/imos/imos-list/imos-details-eng.php?iaga_code=BEL). При этом для магнитовариационных измерений используется кварцевый магнитометр конструкции В.Н. Боброва, использующий в качестве датчика магнит на кварцевом подвесе.

Обсерватория в Бельске зарегистрировала возмущения геомагнитного поля синхронно с приходом поверхностной сейсмической волны несмотря на то, что она находилась дальше от очага афганского землетрясения, чем ГФО Михнево (рис. 7*б*). Реальные вариации геомагнитного поля в Бельске и Михнево регистрируются существенно позже (рис. 7*б*, 7*в*).

Характерный пример другой ситуации показан на рис. 7*г*, 7*д*, 7*е*, где представлены сигналы, зарегистрированные после землетрясения в Греции 20 июля 2017 г. Измерения в Михнево не выявили возникновения акустических сигналов, связанных с сейсмическим возмущением. По этой причине не удалось обнаружить и соответствующих геомагнитных вариаций, связанных с возмущением ионосферы акустической волной. В тоже время магнитометр в Бельске регистрирует сейсмомагнитный сигнал (рис. 7*д*). Приведенный пример показывает, насколько важно при анализе геомагнитных сигналов принимать во внима-

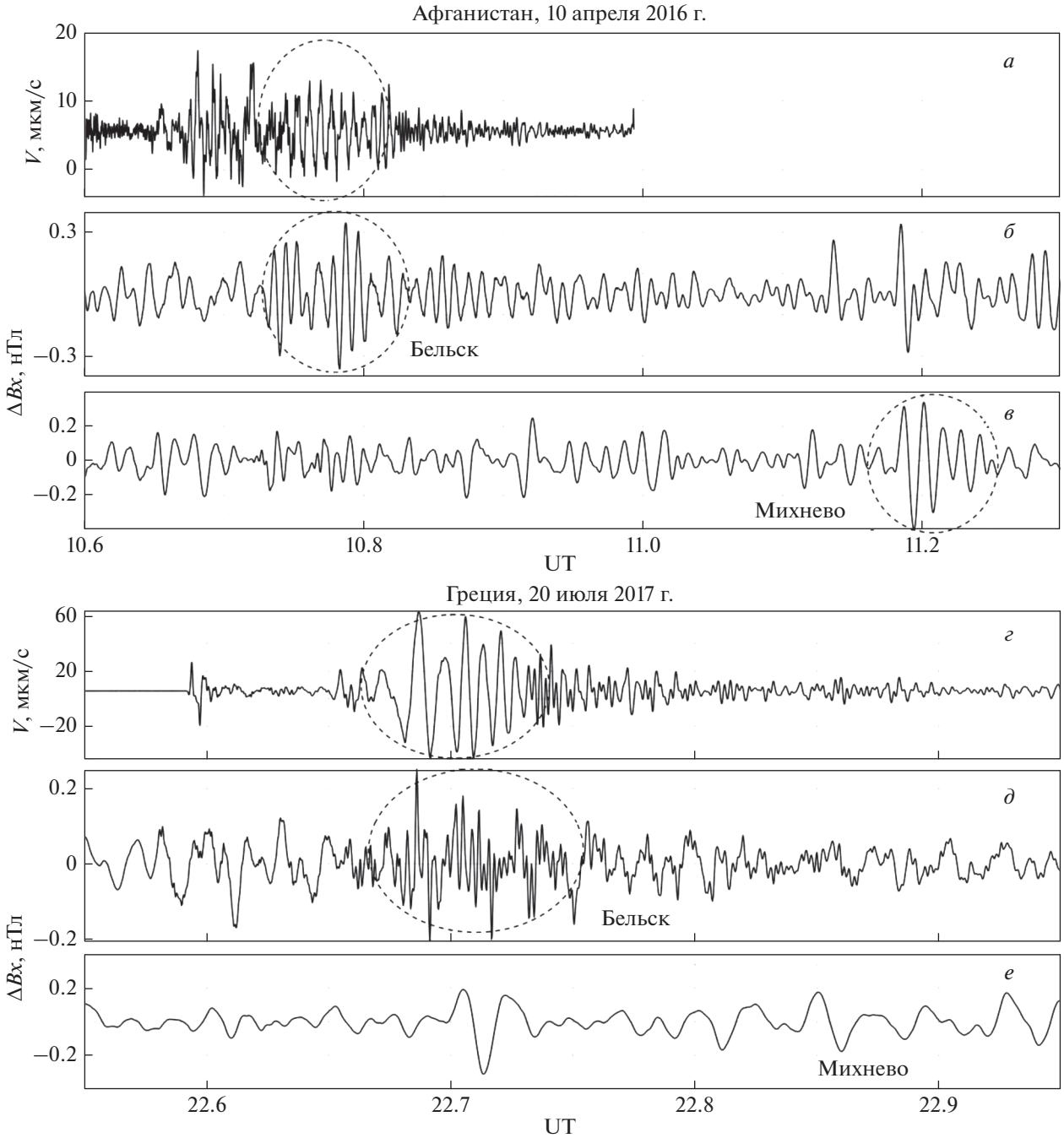

Рис. 7. Сейсмограмма (*а*), вариации *Bx*-компоненты по данным обс. Бельск (*б*) и по данным ГФО Михнево (*в*) после землетрясения в Афганистане 10 апреля 2016 г. Сейсмограмма (*г*), вариации *Bx*-компоненты по данным обс. Бельск (*д*) и по данным ГФО Михнево (*е*) после землетрясения в Греции 20 июля 2017 г.

ние условия их регистрации и тип, и характеристики измерительной аппаратуры.

5. ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований взаимосвязи сейсмических событий с геомагнитными возмущениями, интерпретируемыми как результат воздействия на нижнюю ионосферу акустического возмущения, вызванного колебаниями земной поверхности на расстояниях в 2–3 тыс. км от очага землетрясения, могут рассматриваться как экспериментальное свидетельство одного из основных механизмов, обеспечивающих взаимодействие в ЛИАС. Отличительной особенностью проведенного исследования является использо-

вание единого приборного комплекса, включающего сейсмические, акустические, электромагнитные и ионосферные средства наблюдений, функционирующие в синхронном режиме с высокоточной привязкой к единому времени. На примере пяти сейсмических событий показаны как общие для рассмотренных землетрясений геомагнитные эффекты, так и их различия. Показано, что в целом время появления акустических и геомагнитных эффектов после землетрясения укладывается в существующие представления о скорости распространения соответствующих атмосферных и ионосферных возмущений. Не имеет достаточно четкого объяснения обнаруженная зависимость времени реакции атмосферы и геомагнитного поля от расстояния до очага землетрясения. Можно предположить, что чем больше эпицентральное расстояние, тем большую площадь занимает район сейсмического возмущения как источник акустической волны. Однако этот вопрос требует более тщательного рассмотрения.

В работе обращено внимание на необходимость учета сейсмомагнитного эффекта (в иностранной литературе он часто и называется “сейсмографическим”) при поиске и обнаружении геомагнитных эффектов удаленных землетрясений. В целом полученные в работе результаты могут быть полезны при разработке методик и проведении исследований ионосферных и геомагнитных эффектов сейсмических природных и антропогенных воздействий и диагностики их возможных последствий.

6. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю благодарность проф. Н.Г. Клейменовой за ценные советы и рекомендации, которые позволили значительно улучшить статью.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 19-05-00671.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Адушкин В.В., Зецер Ю.И., Гаврилов Б.Г., Санина И.А., Спивак А.А.* Комплекс измерений геофизических полей и процессов взаимодействия геосфер обсерватории “Михнево” // Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер. М.: ГЕОС. С. 13–18. 2005.

– *Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Похотелов О.А.* Сейсмоэлектромагнитные явления. М.: Наука. 174 с. 1988.

– *Гуфельд И.Л., Рожной А.А., Тюменцев С.И., Шерстюк С.В., Ямпольский В.С.* Возмущения радиоволновых полей перед Рудбарским и Рачинским землетрясениями // Физика Земли. № 3. С. 102–106. 1992.

– *Собисевич Л.Е., Собисевич А.Л.* Дилатансные структуры и электромагнитные возмущения УНЧ-диапазона на этапах подготовки и развития крупного сейсмического события // Вестн. ОНЗ РАН. Т. 2. NZ6027. 2010. https://doi.org/10.2205/2010NZ000045

– *Сурков В.В.* Электромагнитные эффекты при землетрясениях и взрывах. М.: МИФИ, 448 с. 2000.

– *Afraimovich E.L., Perevalova N.P., Plotnikov A.V., Uralov A.M.* The shock-acoustic waves generated by the earthquakes // Ann. Geophys. V. 19(4). P. 395–409. 2001.

– *Artru J., Farges T., Lognonné P.* Acoustic waves generated from seismic surface waves: propagation properties determined from Doppler sounding observations and normal-mode modelling // Geophysical J. International. V. 158(3). P. 1067–1077. 2004

– *Astafyeva E, Shults K.* Ionospheric GNSS imagery of seismic source: possibilities, difficulties, challenges // J. Geophys. Res. Space Physics. 2018. https://doi.org/10.1029/2018ja026107

– *Eleman F.* Response of Magnetic Instruments to Earthquake Waves // J. Geomag. Geoelectr. V. 18(1). P. 43–72. 1965.

– *Fraser-Smith A.C., Bernardi A., McGill P.R., Ladd M.E., Helliwell R.A., Villard Jr. O.G.* Low-frequency magnetic field measurements near the epicenter of the Ms 7.1 Loma Prieta earthquake // Geophys. Res. Lett. V. 17. P. 1465–1468. 1990.

– *Hayakawa M.* Earthquake prediction with radio techniques (John Wiley & Sons, Singapore. P. 294. 2015. https://doi.org/10.1002/9781118770368

– *Masci F.* On the recent reaffirmation of ULF magnetic earthquakes precursors // Nat. Hazards. 134 Earth Syst. Sci. V. 11. P. 2193–2198. 2011. https://doi.org/10.5194/nhess-11-2193-2011

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 124–134

УДК 537.591.5

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ФУНКЦИЙ СВЯЗИ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ АМПЛИТУДЫ *Dst*-ИНДЕКСА АДАПТИВНЫМИ МЕТОДАМИ

© 2021 г. И. Н. Мягкова[1, *], В. Р. Широкий[1], В. В. Калегаев[1], О. Г. Баринов[1], С. А. Доленко[1]

[1]*Научно-исследовательский институт ядерной физики им. Д.В. Скобельцына Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (НИИЯФ МГУ), г. Москва, Россия*

**e-mail: irina@srd.sinp.msu.ru*

Поступила в редакцию 02.03.2020 г.
После доработки 14.05.2020 г.
Принята к публикации 21.05.2020 г.

Исследуются возможности прогнозирования временнóго ряда геомагнитного индекса *Dst* при помощи искусственных нейронных сетей – классических многослойных персептронов, с использованием функций связи (*coupling functions*). Базовый прогноз осуществляется по параметрам солнечного ветра и межпланетного магнитного поля, измеренным в точке либрации *L1* в эксперименте на космическом аппарате ACE. Показано, что наибольший вклад в улучшение качества прогноза вносят функции *Bs* и *vBs*, а также использование одновременно нескольких функций связи.

DOI: 10.31857/S0016794020060097

1. ВВЕДЕНИЕ

Прогнозирование магнитных бурь (геомагнитных возмущений) становится все более актуальным с развитием космических и других высоких технологий [Cole, 2003; Bothmer et al., 2007; Schrijver et al., 2015]. Причины практической потребности в возможно более точном и долгосрочном прогнозе геомагнитных возмущений достаточно очевидны – на Земле, особенно в высоких широтах, магнитные бури могут вызывать нарушения в работе телеграфных линий и радиосвязи, магистральных трубопроводов, линий электропередач и энергосетей [Лазутин, 2012]. Магнитные бури также опосредованно влияют на состояние околоземного космического пространства, поскольку после примерно половины магнитных бурь поток релятивистских электронов внешнего радиационного пояса Земли (РПЗ) возрастает на порядок и более [например, Kataoka et al., 2008; Мягкова и др., 2013 и ссылки там]. Быстрый и сильный рост потоков электронов внешнего РПЗ является серьезной проблемой для космической отрасли, поскольку экстремально высокие потоки электронов могут привести к сбоям в электронных микросхемах аппаратуры, находящейся на борту космических аппаратов, [например, Белов и др., 2004].

Геомагнитную активность принято характеризовать специальными индексами. Одним из наиболее распространенных геомагнитных индексов, характеризующих геомагнитную активность, является *Dst*-индекс (сокращение от *Disturbance storm-time*), введенный М.Сугиурой в 1964 году [Sugiura, 1964]. *Dst*-индекс является мерой изменения магнитосферного магнитного поля во внутренней магнитосфере [Newell et al., 2007], его прогнозированию посвящена данная работа.

Причиной, которая вызывает возмущения в магнитосфере Земли, в подавляющем большинстве случаев являются потоки ионизованных частиц от Солнца – так называемый солнечный ветер (СВ) [Akasofu et al., 1974]. Поэтому естественными выглядят попытки множества научных групп найти так называемые “функции связи” (в англоязычной литературе *coupling functions*) между параметрами межпланетного магнитного поля (ММП) и СВ и геомагнитными индексами.

Например, как хорошо известно, необходимым условием возникновения магнитных бурь на Земле является продолжительное (более 2 ч) наличие южной (отрицательной, т.е. $Bz < 0$) компоненты ММП. При отрицательном Bz магнитосфера Земли становится “открытой” для поступления в нее энергии солнечного ветра, например, [Feldstein et al., 2003]. Поэтому физический смысл функции связи Bs, где $Bs = Bz$ при $Bz < 0$ и $Bs = 0$ при $Bz > 0$, вполне прозрачен.

В стационарном СВ Bz-компонента мала, поэтому магнитные бури связаны с возмущенными типами СВ. Источниками возмущений магни-

тосферы Земли являются корональные выбросы массы (КВМ), сопровождающие солнечные вспышки, которые достигают орбиты Земли, и высокоскоростные потоки солнечного ветра (ВСП СВ), например, [Ермолаев и др., 2009]. ВСП СВ играют основную роль в периоды минимумов солнечной активности, когда нет ни вспышек, ни, соответственно, КВМ. Вариации скорости СВ приводят к изменениям динамического воздействия на магнитосферу и являются вторым важным фактором развития геомагнитных возмущений. С учетом этого факта были введены дополнительные функции связи для скорости СВ (v): динамическое давление СВ ($n_p v^2/2$) и электрическое поле СВ (vB_z) [Newell et al., 2007].

Геомагнитные индексы, и *Dst*-индекс в том числе, имеют долговременную историю наблюдения. Это дает возможность исследовать связь геомагнитной активности с процессами в межпланетном пространстве, солнечном ветре и магнитосфере Земли и строить модели прогноза *Dst* на основе наблюдаемых взаимосвязей [Lindsay et al., 1999; Pallochia et al., 2006; Patra et al., 2011; Podladchikova et al., 2012]. Большинство из названных работ основано на формуле Бартона (*Burton*) [Burton et al., 1975], которая связывает буревую депрессию магнитного поля во внутренней магнитосфере с электрическим полем солнечного ветра.

Альтернативным подходом к прогнозированию *Dst*-индекса является применение методов машинного обучения, в том числе искусственных нейронных сетей (ИНС) [Wu et al., 1997; Barkhatov et al., 2000; Stepanova et al., 2000; Revallo et al., 2014]. Сравнение качества прогнозирования разными моделями выполнено в работе [Amata et al., 2008].

Авторами данной работы – сотрудниками Лаборатории адаптивных методов обработки данных НИИЯФ МГУ в более ранних работах было показано, что лучшее качество прогноза *Dst*-индекса достигается при построении нейросетевой модели, использующей в качестве входных данных как историю *Dst*-индекса, так и параметры СВ (скорость) и ММП (компонента *Bz*) [Dolenko et al., 2005]. В относительно недавних работах лаборатории [Myagkova et al., 2017, Ефиторов и др., 2018] каждый пример содержал среднечасовые значения нескольких основных параметров СВ и ММП и значения самого прогнозируемого параметра – индекса *Dst* также за последние 24 ч, что позволило улучшить качество прогноза на 1...12 ч вперед. Использование такого подхода стало возможным только в последние годы, когда накопились достаточно длинные однородные временны́е ряды спутниковых измерений параметров СВ и ММП, полученные в экспериментах на космическом аппарате (КА) ACE. В работе [Ефиторов и др., 2018] было получено, что при прогнозировании амплитуды *Dst*-индекса при помощи ИНС двух разных типов – классических персептронов и рекуррентных сетей типа LSTM, а также комитетов прогнозирующих моделей, наилучшие результаты достигаются при использовании гетерогенных комитетов на основе ИНС обоих типов.

Отдельного упоминания заслуживает вопрос об отборе и преобразовании входных признаков задачи, который является весьма существенным. Популярный метод анализа главных компонент (ГК) при наличии существенного уровня шумов в данных (что справедливо и для рассматриваемой в данной работе задачи) неэффективен – комплект выделяемых ГК, даже если отобрать их по уровню 99% описанной дисперсии, теряет часть релевантной решаемой задаче информации, а нейронная сеть, на входы которой вместо исходных данных подаются значения отобранных ГК, демонстрирует более низкие качественные показатели прогноза, чем нейронная сеть, натренированная на исходных данных. Более убедительные результаты показывает метод частичных наименьших квадратов (метод проекций на латентные структуры) – согласованный анализ ГК в пространствах входных и выходных признаков задачи, например, [Мягкова и др., 2017, Efitorov et al., 2015]. Однако и этот метод машинного обучения, как правило, показывает результаты хуже, чем нейронная сеть в исходном пространстве входных признаков. Наиболее эффективными при нейросетевом моделировании, как правило, являются методы адаптивного отбора наиболее существенных признаков, а также методы преобразования признаков, основанные на переходе в пространство вейвлет-коэффициентов. В любом случае, выбор наиболее эффективных методов отбора и преобразования признаков – отдельное масштабное исследование, которое осознанно было оставлено за рамками настоящей работы, однако проведение которого применительно к рассматриваемой задаче планируется авторами в будущем.

В связи с тем, что наши предыдущие исследования показали, что прогнозирование с помощью ИНС типа многослойный персептрон дает лучшие или близкие по качеству прогнозирования результаты по сравнению с другими методами машинного обучения (рекуррентные нейронные сети, градиентный бустинг, случайный лес), в данной работе мы решили ограничиться использованием многослойных персептронов.

Целью данной работы является исследование возможности улучшения прогноза благодаря применению функций связи в качестве дополнительных входных параметров при обучении прогностических нейросетевых моделей. Несмотря на свойство универсальной аппроксимации, т.е.

способность ИНС аппроксимировать любую нелинейную зависимость, прямая подача на входы ИНС физически оправданных нелинейных функций исходных физических признаков может упростить решаемую ИНС задачу аппроксимации и улучшить качество прогноза.

2. ИСТОЧНИКИ ДАННЫХ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ *Dst*-ИНДЕКСА ПРИ ПОМОЩИ ИСКУССТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

При использовании данных измерений, полученных на космическом аппарате, в качестве входных данных для ИНС необходимо, чтобы осуществляющий измерения параметров СВ и ММП КА постоянно находился в одной и той же точке, неподвижной как относительно Земли, так и относительно Солнца. Это возможно при нахождении КА в так называемой точке Лагранжа $L1$ между Солнцем и Землей, на расстоянии около 1.5 млн. км от Земли. В настоящее время в этой точке, на гало-орбитах вокруг нее, находятся несколько КА, в том числе КА ACE (*Advanced Composition Explorer* – ACE), осуществляющий измерение и передачу на Землю в реальном времени параметров СВ и ММП. В своих исследованиях мы использовали данные с КА ACE. Такой выбор обусловлен достаточно высоким качеством данных, а также тем, что миссия КА ACE началась в 1997 г. и планируется к продлению до 2024 г.

Нами используются данные о параметрах СВ (скорость v и плотность протонов n_p) и ММП (компоненты ММП в системе GSM By, Bz и $|B|$ – модуль ММП) с КА ACE, полученные при помощи приборов SWEPAM (*Solar Wind Electron Proton Alpha Monitor*) и MAG (*http://www.srl.caltech.edu/ACE/Browse Data*), а также значения геомагнитного индекса *Dst* с сайта Мирового Центра данных в Киото (*http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp*).

Следует отметить, что, как и в предыдущих исследованиях нашей группы [Myagkova et al., 2017, Ефиторов и др., 2018], для данной работы нами использовались не предобработанные и очищенные данные 2-го уровня (*Level 2 Data*), предназначенные для научных исследований, а оперативные данные (*Browse Data*). Так было сделано потому, что разрабатываемая авторами система прогнозирования *Dst*-индекса предназначена для работы в режиме онлайн, в котором качество получаемых данных соответствует оперативным данным, а данные *Level 2* недоступны; поэтому машинное обучение следует проводить для работы с данными качества *Browse Data*. Кроме того, данные *Level 2* имеют значительно большее число пропусков, что затрудняет применение методов машинного обучения, в особенности, принимая во внимание необходимость учета предыстории временно́го ряда путем подачи его предыдущих значений на вход прогнозирующего алгоритма [Farmer and Sidorowich, 1987]. В настоящей работе применялся учет предыдущих значений всех входных данных на глубину в 24 ч, то есть на вход алгоритма, помимо текущих значений 6 указанных выше физических входных величин, подавались их предыдущие значения, измеренные за 1, 2, 3, ..., 23, 24 ч до текущего значения. Такая глубина учета предыстории представляется достаточной для работы с данными, имеющими часовое временно́е разрешение. Хотя это и приводит к 25-кратному увеличению размерности входных данных, которая в результате составила от 154 для базового комплекта входов без функций связи до 379 при одновременном использовании всех функций связи, это допустимо, т.к. количество примеров в тренировочном наборе данных составляло около 5600. Определение оптимальной глубины учета предыстории для каждой физической входной величины было оставлено за пределами настоящей работы, и планируется в будущем.

В данном исследовании был использован массив данных с ноября 1997 г. (со времени начала поступления данных с КА ACE) по декабрь 2019 года включительно. Массив был разбит на обучающую выборку и тестовый набор данных. Обучающая выборка использовалась для обучения алгоритма (подстройки настраиваемых параметров модели), тестовый набор – для независимой оценки результатов обучения. Обучающая выборка дополнительно разбивалась на тренировочный и валидационный наборы данных. Тренировочный набор использовался для подстройки весов при обучении ИНС, валидационный набор – для периодической проверки в процессе обучения с целью предотвращения переучивания. Для тренировочного и валидационного наборов использовались данные с ноября 1997 г. по декабрь 2016 года включительно, тренировочный и валидационный наборы делились случайным образом в соотношении 80% к 20%. Тестовый набор, который не предъявлялся сети при обучении, и на котором проверялось качество модели, составляли данные с 2017 по 2019 год. В данном исследовании итоговый прогноз является усредненным значением прогнозов пяти сетей с идентичной архитектурой (1 скрытый слой с 32 нейронами), отличавшихся лишь инициализацией весовых коэффициентов.

Следует отдельно отметить, что для данной архитектуры максимальное количество весов нейронной сети (при 379 входных признаках) составило $(379 + 1) \times 32 + (32 + 1) \times 1 = 12193$, а количество примеров в тренировочном наборе – около 5600. При таком соотношении добиться эффективной работы нейронной сети на независимых данных без переучивания удается только благодаря использованию ранней остановки обучения по минимуму функционала ошибки на ва-

лидационном наборе данных и низкого значения скорости обучения. Понижение размерности входных данных путем отбора или преобразования входных признаков может привести к улучшению качества прогнозирования, однако эта часть работы осталась за рамками настоящей статьи.

3. МОДЕЛЬ ИНС ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ *Dst*-ВАРИАЦИИ

Искусственная нейронная сеть (ИНС) – это математическая модель, а также ее программное или аппаратное воплощение, построенная по принципу организации и функционирования биологических нейронных сетей нервных клеток живого организма. Данный термин возник при изучении и попытке моделирования процессов, протекающих в мозге. В данной работе использовалась классическая архитектура – нейронные сети типа многослойный персептрон [Хайкин, 2006; Горбань, 1990; Bishop, 1995], обучаемые по алгоритму обратного распространения ошибки методом стохастического градиентного спуска.

Следует отметить, что в последнее время применение методов машинного обучения становится все более востребованным для решения задач в области космической погоды – см. сборник [“Machine learning techniques for space weather”, 2018].

4. ФУНКЦИИ СВЯЗИ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ *Dst*-ИНДЕКСА ПРИ ПОМОЩИ ИСКУССТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ

При попытке улучшить нейросетевой прогноз амплитуды *Dst*-индекса в данной работе нами использовались функции связи, которые количественно описывают физические процессы, ответственные за динамику магнитосферы: сжатие магнитосферы солнечным ветром, магнитное пересоединение на магнитопаузе, крупномасштабную магнитосферную конвекцию и перенос энергии солнечного ветра через магнитопаузу.

В данном исследовании на входы ИНС, помимо стандартного набора параметров ММП (покомпонентно (By, Bz) и $|B|$ – модуль ММП) и СВ (скорость СВ (v), плотность протонов (n_p)), а также значений самого *Dst*-индекса и информации о часе суток и сутках года, представленной в виде значений синуса и косинуса с суточным и годовым периодами, делающей привязку к определенной фазе цикла однозначной [Ефиторов и др., 2018] (базовый вариант модели), дополнительно подавались по одной функции связи (*coupling functions*). В выполненных численных экспериментах использовались следующие 8 функций связи, отобранные из набора, представленного в работе [Newell et al., 2007]. Кратко объясним их физический смысл:

- $p = n_p v^2/2$ – динамическое давление СВ (1)
- Bs – южная компонента ММП, $Bs = Bz$ ($Bz < 0$); $Bs = 0$ ($Bz \geq 0$) (2)
- vB – электрическое поле солнечного ветра (3)
- vBs – геоэффективная y-компонента электрического поля солнечного ветра в направлении “утро–вечер” (*half-wave rectifier*), параметр модели Бартона [Burton et al., 1975], описывающий интенсивность магнитосферной конвекции (4)
- $E_KL = vBt\sin^2(\theta_c/2)$, $Bt = (By^2 + Bz^2)^{1/2}$, $\theta_c = \mathrm{arctg}(B_y/B_z)$ – электрическое поле из работы [Kan and Lee, 1979] (5)
- $E_KLV = v^{4/3}Bt\sin^2(\theta_c/2)p^{1/6}$ – электрическое поле из работы [Vasyliunas et al., 1982] (6)
- $E_KT = n^{1/2}v^2Bt\sin^6(\theta_c/2)$ – электрическое поле из работы [Temerin and Li, 2006] (7)
- $d\Phi MP/dt = v^{4/3}Bt^{2/3}\sin^{8/3}(\theta_c/2)$ – магнитный поток через магнитопаузу [Newell et al., 2007] (8).

Отбор именно этих функций связи был выполнен исходя из значений коэффициента корреляции каждой функций связи с *Dst*-индексом. Были отобраны те функции, корреляции для которых составила не менее $1/e$ в интервале временнóго сдвига каждой из функций связи относительно *Dst*-индекса от 0 до 24 ч. К перечисленным выше восьми функциям в качестве девятой функции связи нами был добавлен логарифм давления солнечного ветра, показавший достаточно высокий коэффициент кореляции с *Dst*-индексом. Помимо этого, рассматривался вариант набора входных параметров, когда на вход нейронной сети подавались все 9 вышеперечисленных функций связи одновременно. Для выяснения вклада каждой из функций связи в прогноз, в качестве референсного результата (“точки отсчета”) использовался результат описанного выше базового варианта ИНС модели (без функций связи). Он был разработан нашей группой ранее – см., например, [Myagkova et al., 2017].

Важно понимать, что функции связи количественно описывают физические процессы, ответственные за динамику магнитосферы: сжатие магнитосферы солнечным ветром, магнитное пересоединение на магнитопаузе, крупномасштабную магнитосферную конвекцию и перенос энергии солнечного ветра через магнитопаузу. Эффективность использования конкретной функции связи при построении нейросетевой модели может позволить как улучшить качество прогнозирования *Dst*-индекса, так и сделать косвенные выводы о значимости физических процессов, описываемых данной функцией связи, в формировании состояния магнитосферы Земли.

5. РЕЗУЛЬТАТЫ

Прежде, чем перейти к изложению полученных результатов, опишем статистические показатели, используемые в настоящей работе для численной оценки качества прогноза.

Среднеквадратичное отклонение (СКО) – квадратный корень из среднего по выборке квадрата отклонения значения прогноза от истинного значения прогнозируемой величины:

$$\text{СКО} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(d_i - p_i)^2}{N}},$$

где N – количество примеров в выборке, d_i – истинное значение прогнозируемой величины для i-го примера, p_i – значение прогноза этой величины для i-го примера.

Коэффициент множественной детерминации R^2 сравнивает сумму квадратов отклонений значения прогноза оцениваемой модели от истинного значения прогнозируемой величины с аналогичной суммой для тривиальной модели, прелставлющей собой среднее по выборке значение прогнозируемой величины:

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{N}(d_i - p_i)^2}{\sum_{i=1}^{N}(d_i - \overline{d})^2},$$

где $\overline{d}$ – среднее по выборке значение прогнозируемой величины, остальные обозначения – такие же, как в предыдущей формуле.

В отличие от СКО, имеющего размерность прогнозируемой величины и зависящего от нормировки и диапазона изменения данных, показатель R^2 – безразмерный и не зависит от нормировки, что позволяет ориентироваться на значение его величины при оценке качества самых разных моделей. Так, $R^2 = 1$ соответствует модели, прогноз которой дает нулевую погрешность для всех примеров выборки, а $R^2 = 0$ – модели, качество прогноза которой столь же низкое, как и у тривиальной модели – среднего по выборке. При $R^2 < 0$ модель следует отбросить как непригодную; для практического использования, как правило, пригодны модели с R^2 не менее 0.7.

На рисунке 1 показан прирост коэффициента множественной детерминации R^2 относительно базовой модели для моделей, на вход которых добавлены по одной разные функции связи, и для моделей, на вход которых добавлены все 9 перечисленных выше функций связи сразу. Рассматриваемые модели предназначены для прогнозирования *Dst*-индекса с разными горизонтами прогноза (результаты для разных горизонтов показаны разной штриховкой). R^2 рассчитан на независимых данных – с января 2017 по декабрь 2019 г.

Из рисунка 1 хорошо видно, что как добавочные одиночные функции на всех горизонтах лучше всех сработали *Bs* и *vBs*, а максимальный прирост дает одновременное дополнительное применение всех рассматриваемых функций связи (группа dst_base + all_cf). ИНС с дополнительными входами *Bs* и *vBs* в дальнейшем выбраны нами для демонстрационных примеров прогнозирования на событиях из тестового набора данных.

Из рисунка 1 также видно, что более существенное улучшение наблюдается для горизонта 6 ч – оно максимально везде, кроме динамического давления СВ, его логарифма и электрического поля СВ. Для трех оставшихся функций связи – *E_KL*, *E_KLV* и *E_KT* улучшение наблюдается для 6 и 3 ч, хотя для 3 оно существенно меньше. В целом же следует констатировать, что увеличение R^2 даже при применении всех функций связи одновременно относительно невелико. Можно предположить, что полученный эффект связан с тем, что функции связи лучше работают во время событий, то есть магнитных бурь, когда амплитуда *Dst*-индекса достаточно велика, но доля таких данных в тестовом наборе, с 2017 по 2019 год включительно, относительно мала.

Уровень качества базовой ИНС модели прогнозирования *Dst*-индекса с горизонтом от 1 до 6 ч можно оценить, исходя из значений коэффициента множественной детерминации R^2 и среднеквадратичного отклонения (СКО), рассчитанных на экзаменационном наборе, которые представлены на рис. 2. Из приведенной гистограммы видно, что с увеличением горизонта R^2 ожидаемо постепенно спадает – от 0.951 для горизонта 1 ч до 0.681 для шести ч, а СКО растет – от 2.23 нТл до 5.22 нТл. Само по себе такое ухудшение статистик не является критичным, но, как известно из более ранних работ, на больших горизонтах существенную роль начинает играть эффект запаздывания.

Следует отметить, что в пространствах высокой размерности имеет место эффект концентрации меры, в соответствии с которым почти весь объем многомерого тела находится в малой окрестности границы тела. Этот эффект имеет несколько интересных следствий, одно из которых состоит в том, что малая окрестность медианного уровня любой функции, непрерывной на многомерной сфере, содержит почти всю сферу. Поэтому с точки зрения наблюдателя, измеряющего значения такой функции, она представляется практически постоянной [Зорич, 2014]. Иными словами, любой нелинейный многомерный предиктор должен давать прогноз, близкий к тривиальному (инерционному), смысл которого в контексте прогнозирования временны́х рядов –

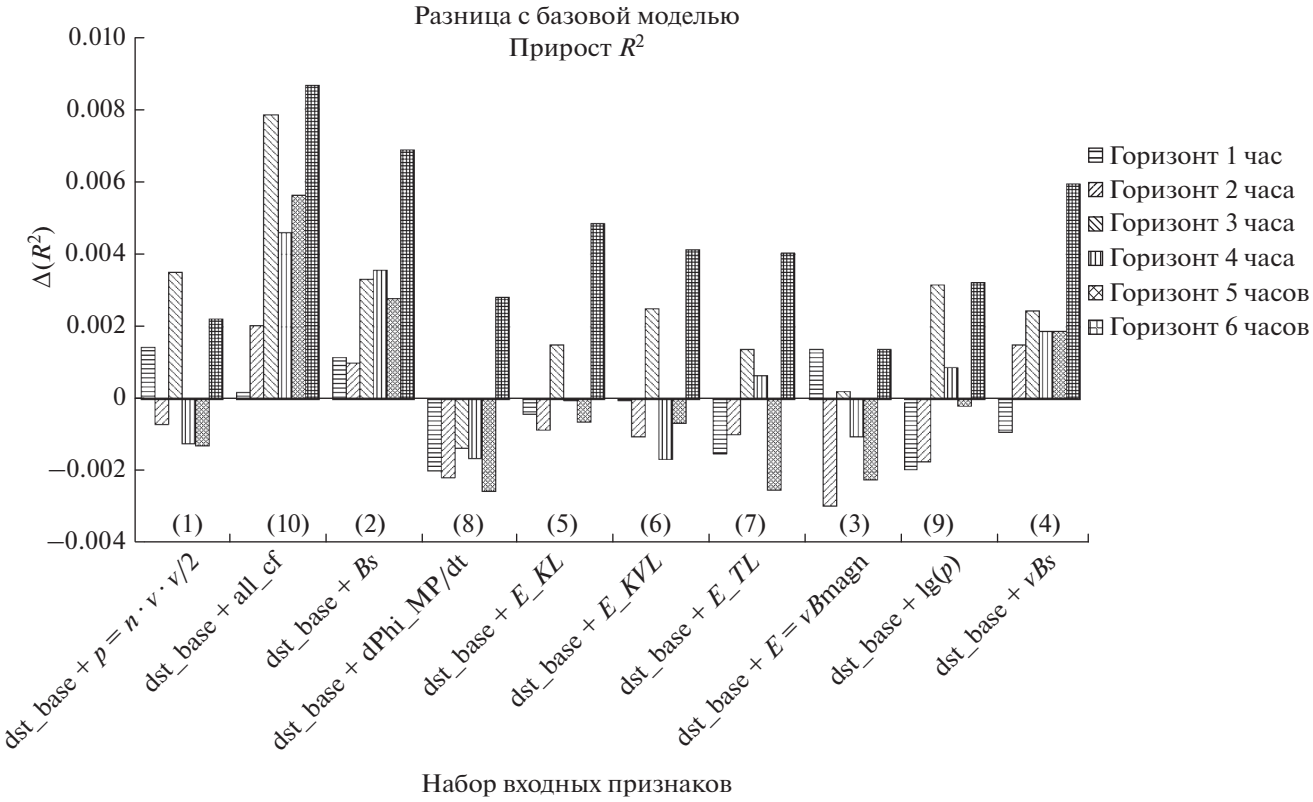

Рис. 1. Прирост коэффициента множественной детерминации R^2 на тестовом наборе данных относительно базовой модели для моделей с разными функциями связи, предназначенными для прогнозирования *Dst*-индекса. Цифрами в скобках над шкалой *X* указан номер функции связи.

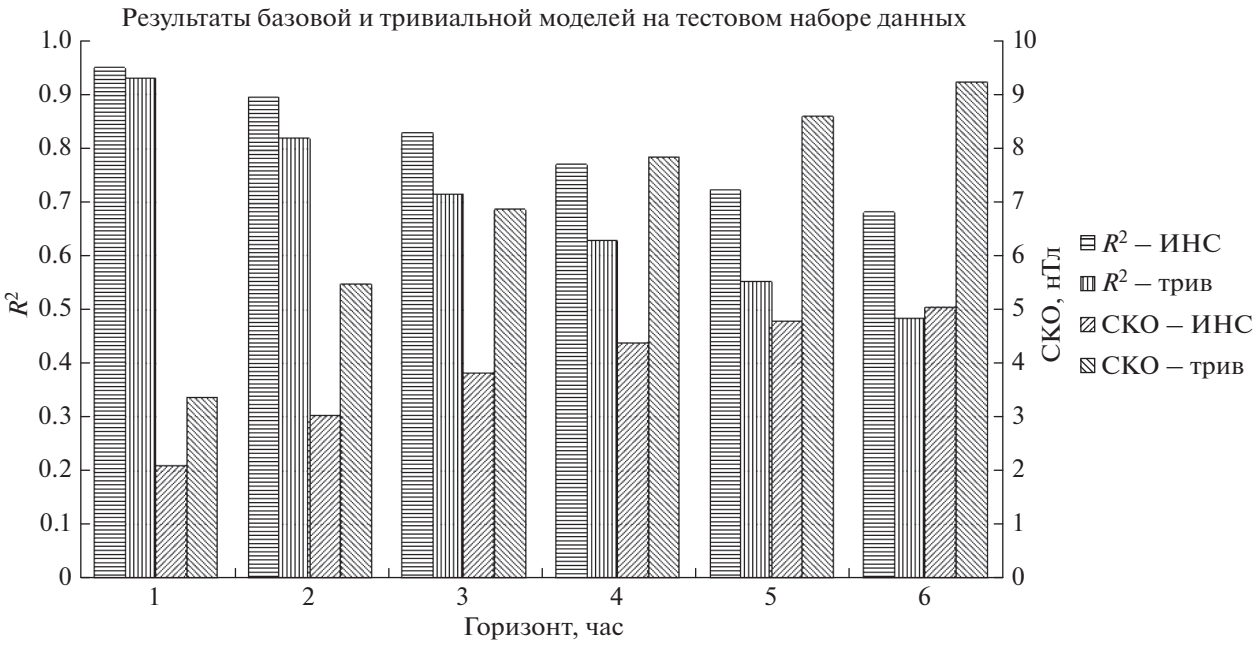

Рис. 2. Значения коэффициента множественной детерминации и среднеквадратичного отклонения (СКО) на тестовом наборе данных как показателей качества прогнозирования *Dst*-индекса при помощи базовой нейросетевой модели в сравнении с тривиальным прогнозом.

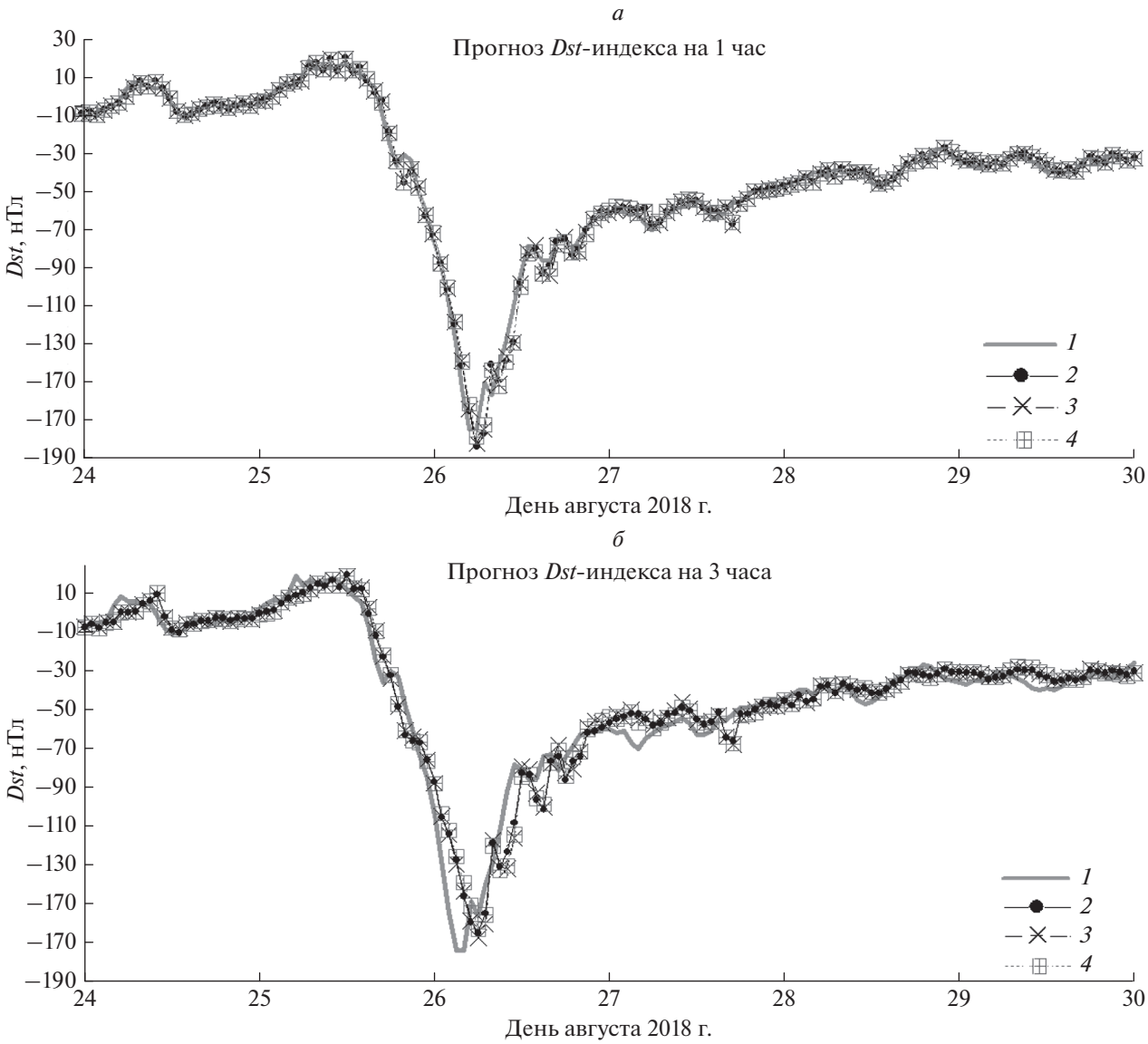

Рис. 3. Пример прогнозирования значения *Dst*-индекса в период сильной магнитной бури в период с 24 августа по 29 августа 2018 г. включительно на один и три часа с использованием функций связи *Bs* и *vBs* и сравнение с базовой моделью и результатами измерений. *1* – измеренные значения, *2* – прогноз модели, построенной на базовом наборе входных признаков, *3* – с добавление функции связи *Bs*, *4* – с добавлением функции связи *vBs*.

равенство прогнозируемого значения последнему известному значению прогнозируемого временнóго ряда. Ясно, что практическая ценность такого тривиального прогноза равна нулю, поэтому любой прогноз в пространствах высокой размерности следует сравнивать по его статистическим показателям с тривиальным. На рисунке 2 это сделано для статистических показателей базовой нейросетевой модели. Видно, что с увеличением горизонта прогноза преимущество нейросетевого прогноза над тривиальным возрастает. При этом есть основания ожидать, что с уменьшением размерности пространства входных признаков и связанным с этим ослаблением эффекта концентрации меры это преимущество может дополнительно увеличиться.

С целью сравнения работы прогностических моделей с разными дополнительными функциями связи для разных горизонтов прогноза на рис. 3 приведены прогнозы на 1 ч (*а*) и 3 ч (*б*) за период с 24 по 29 августа 2018 года включительно. Измеренное значение *Dst*-индекса на рис. 3 показано толстой серой сплошной линией, базовый ИНС прогноз при помощи среднего по 5 идентичным сетям – тонкой сплошной черной линией с кружочками, базовый прогноз с добавлением *Bs* – тонкой черной штриховой линией с косыми крестами, базовый прогноз с добавлением *vBs* –

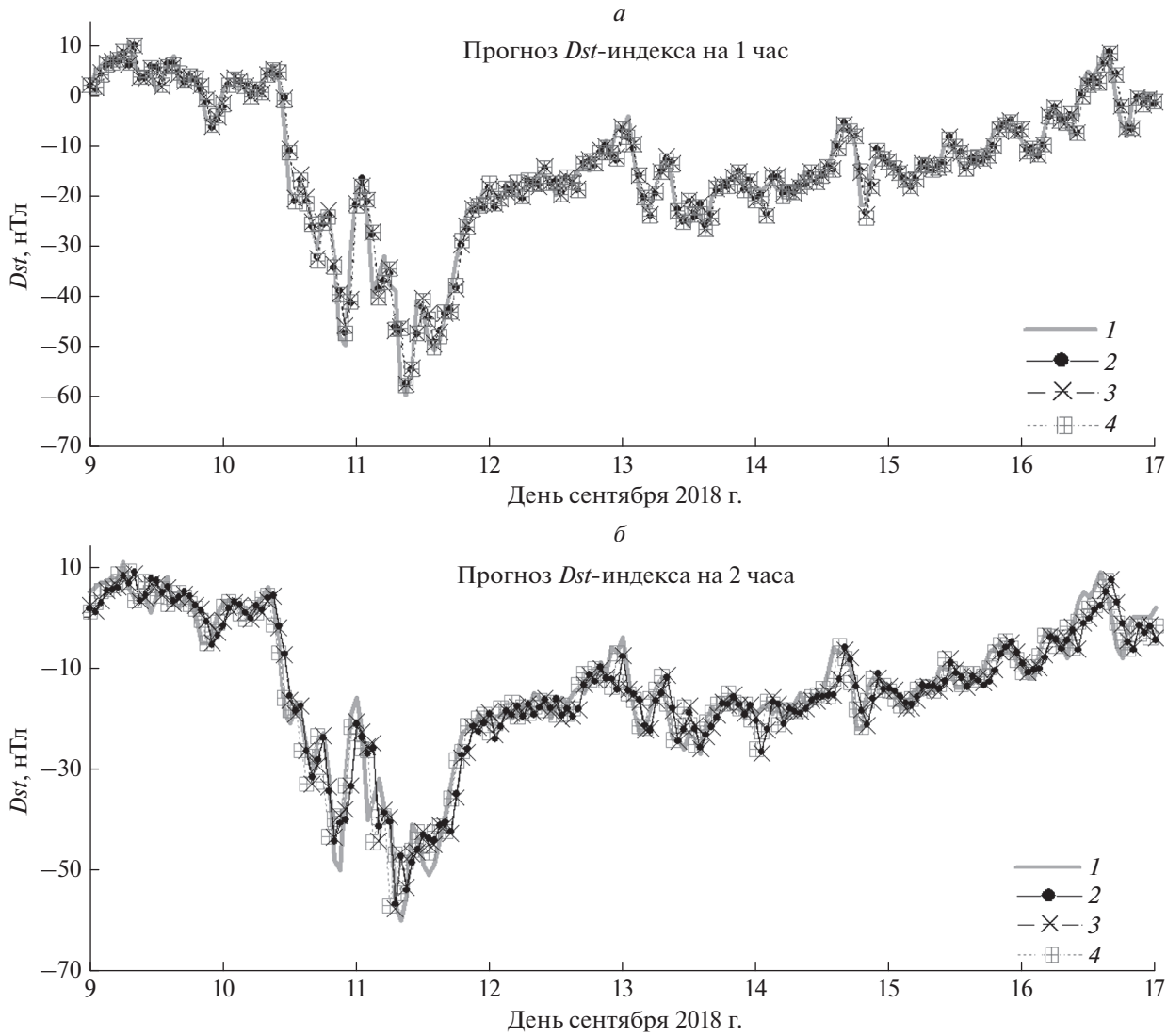

Рис. 4. То же для умеренной бури с 9 по 16 сентября 2018 г. включительно для горизонтов 1 и 2 ч.

темно-серой линией с квадратами с прямыми крестами внутри. Данный период времени был выбран для примера, поскольку 25–26 августа наблюдалась самая сильная геомагнитная буря за период тестового набора данных – январь 2017–декабрь 2019. Максимальная амплитуда *Dst*-индекса составила 175 нТл. Причиной данной магнитной бури стал КВМ, достигший орбиты Земли. Уже при визуальном анализе можно сказать, что положительный вклад функций связи невелик, и разница при добавлении *Bs* или *vBs* мала. Также очевидно, что качество прогноза ухудшается с ростом горизонта, усиливается эффект запаздывания.

Для примера прогнозирования бури с более сложным профилем на рис. 4 и 5 приведены прогнозы ИНС, обучавшихся с добавлением *Bs* и *vBs* на вход, для умеренной бури 9–16 сентября 2018 г. включительно, вызванной приходом к Земле высокоскоростного потока СВ. На рис. 4*а* и 4*б* изображен прогноз на 1 и 2 ч соответственно, на рис. 5*а* и 5*б* – на 3 и 4 ч. Видно, что даже сложный профиль главной фазы хорошо прогнозируется для горизонта 1 ч, за исключением недопрогноза на несколько нТл в максимуме. Также прогноз достаточно хорош для 2 ч, хотя несовпадений в мелких деталях, которые, к сожалению не исправило добавление *Bs* или *vBs*, становится больше, по сравнению с горизонтом 1 ч. Для горизонта 3 ч качество прогноза этой конкретной магнитной бури остается еще приемлемым, а для 4 ч, несмотря на $R^2 = 0.771$, прогноз уже заметно ухудшается.

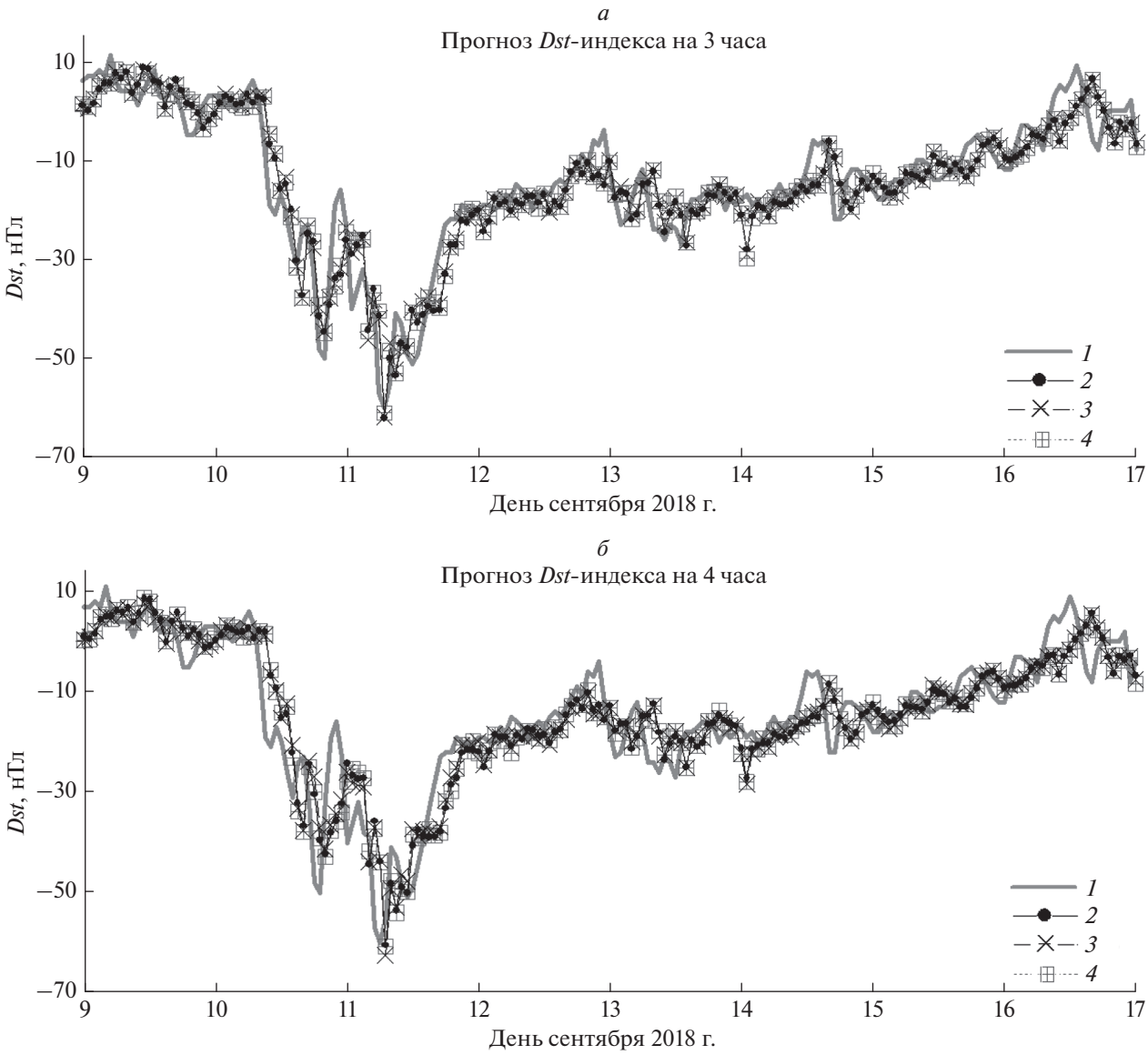

Рис. 5. То же для умеренной бури с 9 по 16 сентября 2018 г. включительно для горизонтов 3 и 4 ч.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе исследована возможность улучшения результатов прогнозирования амплитуды *Dst*-индекса по параметрам солнечного ветра и межпланетного магнитного поля, измеренным в эксперименте на КА ACE, и значениям самого *Dst*-индекса, при помощи искусственных нейронных сетей типа многослойный персептрон, благодаря использованию функций связи (*coupling functions*) в качестве дополнительных входных признаков. Показано, что нейросетевые модели позволяют с приемлемой точностью прогнозировать значения *Dst*-индекса на несколько часов вперед. При этом наибольший вклад в улучшение качества прогноза вносят функции *Bs* и *vBs*, а также использование одновременно нескольких функций связи. Горизонт хорошей точности прогноза на независимых данных составляет при этом 2 ч, удовлетворительной точности – 3 ч, минимально приемлемой точности – 6 ч.

В процессе настройки (обучения) нейросетевые модели формируют из входных признаков путем их нелинейного преобразования некоторые композитные признаки, наиболее релевантные решаемой задаче. Полученные результаты свидетельствуют о том, что приямое использование по крайней мере некоторых из функций связи, которые представляют собой физически обоснованные нелинейные функции преобразования входных признаков, позволяет упростить процесс настройки нейросетевой модели, и повысить качество аппроксимации, которое она обеспечивает.

Хотя полученное улучшение качества прогноза невелико, оно открывает перспективу дальнейших исследований в этом направлении. Негативный эффект увеличения входной размерности задачи, возникающий при добавлении функций связи к числу входных признаков, может быть частично скомпенсирован. В частности, планируется для каждой из сетей осуществить работы по определению оптимального способа понижения размерности входных данных путем отбора и преобразования входных признаков. Одним из аспектов отбора может являться определение оптимальной глубины учета предыстории для каждой физической входной переменной рассматриваемой задачи. Ожидается, что при одновременном использовании функций связи и понижения входной размерности удастся добиться более существенного увеличения качества прогноза *Dst*-индекса.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00098-П).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

– *Белов А.В., Виллорези Дж., Дорман Л.И., Ерошенко Е.А., Левитин А.Е., Паризи М., Птицына Н.Г., Тясто М.И., Чиженков В.А., Юччи Н., Янке В.Г.* Влияние космической среды на функционирование искусственных спутников Земли // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 44. № 4. С. 502–510. 2004.

– *Горбань А.Н.* Обучение нейронных сетей. М.: СП “ПараГраф”, 159 с. 1990.

– *Ермолаев Ю.И., Ермолаев М.Ю.* Солнечные и межпланетные источники геомагнитных бурь: Аспекты космической погоды // Геофизические процессы и биосфера. Т. 8. № 1. С. 5–35. 2009.

– *Ефиторов А.О., Мягкова И.Н., Широкий В.Р., Доленко С.А.* Прогнозирование Dst-индекса, основанное на методах машинного обучения // Космич. исслед. Т. 56. № 6. С. 353–364. 2018.

– *Зорич В.А.* Многомерная геометрия, функции очень многих переменных и вероятность // Теория вероятностей и ее применения. Т. 59. Вып. 3. С. 436–451. 2014.

– *Лазутин Л.Л.* Мировые и полярные магнитные бури. М.: МГУ, 214 с. 2012.

– *Мягкова И.Н., Шугай Ю.С., Веселовский И.С., Яковчук О.С.* Сравнительный анализ влияния рекуррентных высокоскоростных потоков солнечного ветра на радиационное состояние околоземного космического пространства в апреле-июле 2010 г. // Астрон. вестн. Т. 47. № 2. С. 141–155. 2013.

– *Мягкова И.Н., Доленко С.А., Ефиторов А.О. и др.* Прогнозирование потока релятивистских электронов внешнего радиационного пояса Земли на геостационарной орбите с помощью адаптивных методов // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 57. № 1. С. 10–18. 2017.

– *Хайкин С.* Нейронные сети: полный курс. М.: Вильямс, 1104 с. 2006.

– *Akasofu S.-I., Chapman S.* Solar-Terrestrial Physics. Oxford: Clarendon Press, 889 p. 1972.

– *Amata E., Pallocchia G., Consolini G., Marcucci M.F., Bertello I.* Comparison between three algorithms for Dst predictions over the 2003–2005 period // J. Atmos. Sol-Terr. Phys. V. 70. P. 496–502. 2008.

– *Barkhatov N.A., Bellustin N.S., Levitin A.E., Sakharov S.Y.* Comparison of efficiency of artificial neural networks for forecasting the geomagnetic activity index *Dst* // Radiophysics and Quantum Electronics. V. 43. № 5. P. 347–355. 2000.

– *Bishop C.M.* Neural networks for pattern recognition. Oxford: Clarendon press, 482 p. 1996.

– *Bothmer V., Daglis I.A.* Space weather- physics and effects. Berlin: Springer, 438 p. 2007.
https://doi.org/10.1007/978-3-540-34578-7

– *Burton R.K., McPherron R.L., Russel C.T.* An empirical relationship between interplanetary conditions and Dst // J. Geophys. Res. V. 80. P. 4204–4214. 1975.

– *Cole D.G.* Space weather: Its effects and predictability // Space Sci. Rev. V. 107. P. 295–302. 2003.

– *Dolenko S.A., Yu.V. Orlov I.G. Persiantsev, Shugai Ju.S.* Neural network algorithm for events forecasting and its application to space physics data // Lecture Notes in Computer Science. V. 3697. P. 527–532. 2005.

– *Efitorov A.O., Burikov S.A., Dolenko T.A. et al.* Comparison of the quality of solving the inverse problems of spectroscopy of multi-component solutions with neural network methods and with the method of projection to latent structures. Optical Memory and Neural Networks (Information Optics). V. 24. № 2. P. 93–101. 2015.

– *Farmer J.D., Sidorowich J.J.* Predicting Chaotic Time Series // Phys. Rev. Lett. V. 59. № 8. P. 845–848. 1987.

– *Feldstein Y.I., Dremukhina L.A., Levitin A.E., Mall U., Alexeev I.I., Kalegaev V.V.* Energetics of the magnetosphere during the magnetic storm // Sol-Terr. Phys. V. 65. № 4. P. 429–446. 2003.

– *Kan J.R., Lee L.C.* Energy coupling and the solar wind dynamo // Geophys. Res. Lett., V. 6. P. 577–580. 1979

– *Kataoka R., Miyoshi Y.* Average profiles of the solar wind and outer radiation belt during the extreme flux enhancement of relativistic electrons at geosynchronous orbit // Ann. Geophys. V. 26. P. 1335–1339. 2008.

– *Lindsay G.M., Russell C.T., Luhmann J.G.* Predictability of Dst index based upon solar wind conditions monitored inside 1 AU // J. Geophys. Res. V. 104. P. A510,335–10,344. 1999.

– *Myagkova I., Shiroky V., Dolenko S.* Prediction of geomagnetic indexes with the help of artificial neural networks. E3S Web of Conferences, 20:art.02011. 2017.
https://doi.org/10.1051/e3sconf/20172002011

– *Newell P.T., Sotirelis T., Liou K., Meng C.-I., Rich F.J.* A nearly universal solar wind-magnetosphere coupling function inferred from 10 magnetospheric state variables // J. Geophys. Res. V. 112. P. A01206. 2007.
https://doi.org/10.1029/2006JA012015

– *Pallochia G., Amata E., Consolini G., Marcucci M.F., Bertello I.* Geomagnetic Dst index forecast based on IMF data only. // Ann. Geophys. V. 24. P. 989–999. 2006.

– *Patra S., Spencer E., Horton W., Sojka J.* Study of Dst/ring current recovery times using the WINDMI model // J. Geophys. Res. V. 116. P. A02212. 2011.
https://doi.org/10.1029/2010JA015824

– *Podladchikova T.V., Petrukovich A.A.* Extended geomagnetic storm forecast ahead of available solar wind measurements // Space Weather: The International Journal of Research and Applications. V. 10. CiteID S07001. 2012.
https://doi.org/10.1029/2012SW000786

– *Revallo M., Valach F., Hejda P., Bochníčeket J.* Modeling of CME and CIR driven geomagnetic storms by means of artificial neural networks // Contributions to Geophysics and Geodesy. V. 45. № 1. P. 53–65. 2015.

– *Schrijver C.J., Kauristie K., Aylward A.D. et al.* Understanding space weather to shield society: A global road map 772 for 2015–2025 commissioned by COSPAR and ILWS // Adv. Space Res. V. 55. P. 2745–2807. 2015.

– *Stepanova M.V., Perez P.* Autoprediction of Dst index using neural network techniques and relationship to the auroral geomagnetic indices // Geofisica Intern. V. 39. № 1. P. 143–146. 2000.

– *Sugiura M.* Hourly values of equatorial Dst for the IGY // Ann. Int. Geophys. Year. V. 35. P. 9–45. Oxford: Pergamon Press, 1964.

– *Temerin M., Li X.* Dst model for 1995–2002 // J. Geophys.Res. V. 111. P. A04221. 2006.
https://doi.org/10.1029/2005JA011257

– *Vasyliunas V.M., Kan J.R., Siscoe G.L., Akasofu S.-I.* Scaling relations governing magnetospheric energy transfer // Planet. Space Sci. V. 30. P. 359–365. 1982.

– *Wu J.-G., Lundstedt H.* Geomagnetic storm predictions from solar wind data with the use of dynamic neural networks // J. Geophys. Res. V. 102. P. A714,255–14,268. 1997.

– Machine Learning Techniques for space weather. Ed. by Camporeale E., Wing S., Johnson J.R. Elsevier Inc. 454 p. 2018.
https://doi.org/10.1016/C2016-0-01976-9

ГЕОМАГНЕТИЗМ И АЭРОНОМИЯ, 2021, том 61, № 1, с. 135–136

НЕКРОЛОГ

РУЖИН ЮРИЙ ЯКОВЛЕВИЧ (30.03.1943–22.09.2020)

DOI: 10.31857/S0016794021010119

Редакция журнала “Геомагнетизм и аэрономия”, вместе с дирекцией и сотрудниками Института земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн, с глубоким прискорбием извещают, что 22 сентября 2020 г. скоропостижно скончался крупный ученый, в течение многих лет возглавлявший в ИЗМИРАН научное направление “Ионосфера и распространение радиоволн”, главный научный сотрудник, доктор физико-математических наук, профессор Юрий Яковлевич Ружин.

Окончив в 1970 г. физический факультет Казанского государственного университета и придя в ИЗМИРАН в качестве стажера-исследователя, Ю.Я. Ружин прошел путь от младшего научного сотрудника до заместителя директора института по научной работе. С самого начала своей научной карьеры он включился в радиофизические исследования, связанные с освоением космического пространства. Активные эксперименты с инжекцией электронных пучков внесли существенный вклад в понимание полярных сияний и других физических процессов, протекающих во время возмущений магнитосферы Земли. Эти процессы во многом определяют состояние глобальной ионосферы. В 1980 г. Юрий Яковлевич защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук, а в 1992 г. – докторскую диссертацию на тему “Плазменные возмущения при инжекции энергичных частиц в ионосфере”. Результаты этих исследований нашли отражение в монографии “Взаимодействие электронных потоков с ионосферной плазмой”.

Ю.Я. Ружин является известным как в нашей стране, так и за рубежом специалистом в области активных экспериментов в космосе и методов диагностики плазменных процессов в околоземном космическом пространстве, фактически одним из создателей этого важного научного направления. Им были получены важные экспериментальные, методические и теоретические результаты, имеющие фундаментальное и прикладное значение: обнаружение пучково-плазменного разряда в ионосфере и создание его модели, обоснование механизмов эволюции искусственных плазменных образований, разработка методов выявления ионосферных аномалий – предвестников землетрясений, методические разработки ракетно-спутниковых экспериментов с искусственной инжекцией в ионосфере. За разработку методов спутниковой радиотомографии ионосферы и создание сети радиотомографических передающих комплексов в 1998 г. Указом Президента России Ю.Я. Ружину с соавторами было присвоено звание “Лауреат Государственной премии Российской Федерации в области науки и техники”.

Результаты работ Юрия Яковлевича нашли отражение в более чем 250 научных публикациях, пятнадцати авторских свидетельствах и патентах на изобретение. Под его руководством изданы два тома энциклопедии “Ионосферная плазма” и три тематических сборника. Ю.Я. Ружин являлся участником ряда проектов, выполнявшихся в рамках отечественных и международных программ (“Omega”, “Зарница”, АРАКС, “Сполох”,

PORCUPINE, CRRES, АПЭКС и др.). За достижения в проведенных исследованиях он удостоен золотой, четырех серебряных и бронзовой медали ВДНХ СССР.

Большое внимание Юрий Яковлевич уделял подготовке научных кадров, под его руководством защищены пять кандидатских диссертаций. Он выполнял огромную научно-организационную работу, будучи членом Ученого совета ИЗМИРАН, диссертационных советов ИЗМИРАН и НИИЯФ МГУ, председателем комиссии Е национального комитета URSI. Входил в состав бюро Научного совета "Распространение радиоволн" РАН, являлся постоянным членом Международных Научных обществ COSPAR, URSI и Европейского геофизического союза. За активное участие в научных исследованиях и космических экспериментах Ю.Я. Ружин был награжден Почетными грамотами Роскосмоса, Президиума АН СССР и РАН, памятной медалью Французского Национального Центра космических исследований, медалью "Ветеран труда", медалью "В память 850-летия Москвы", медалями Федерации космонавтики России.

Своей многолетней плодотворной научной деятельностью Юрий Яковлевич внес значительный вклад в развитие космических исследований. Его уход – невосполнимая потеря для института и российской радиофизики.

В течение многих лет Ю.Я. Ружин поддерживал научные и организационные связи с редакцией и читателями журнала "Геомагнетизм и аэрономия" в качестве автора, рецензента и эксперта в области физики ионосферы и радиофизических экспериментов. Вместе с дирекцией и сотрудниками ИЗМИРАН выражаем наше искреннее соболезнование родным и близким Юрия Яковлевича.

Редакция журнала "Геомагнетизм и аэрономия"