

## СВОЙСТВА ИОНОСФЕРЫ В ПЕРИОД ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ БУРИ

© 2019 г. М. Г. Деминов<sup>1</sup> \*, Г. Ф. Деминова<sup>1</sup><sup>1</sup>Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва, Россия  
\*deminov@izmiran.ru

Поступила в редакцию 12.03.2019 г.

После доработки 25.03.2019 г.

Принята к публикации 25.04.2019 г.

На основе анализа данных критической частоты F2-слоя  $foF2$  ионосферной станции Иркутск для периода экстремальной бури 13–15.III.1989 установлено, что индекс геомагнитной активности  $aa$  является более адекватным, чем  $ap$ , индикатором этой активности для  $foF2$  в период максимума экстремальной бури. Это связано с существованием верхнего предела изменения  $ap = 400$ , что накладывает определенные ограничения на использование индекса  $ap$  для экстремальных событий. В начальный период восстановительной фазы данной бури происходило стремительное уменьшение геомагнитной активности. В этот период наблюдалось сильное отклонение экспериментальных значений  $foF2$  от значений, вычисленных по полуэмпирической модели, в которой учтены зависимости температуры и состава термосферы от геомагнитной активности с помощью модели атмосферы NRLMSISE-00. Предположено, что это могло быть связано с эффектами возмущения скорости термосферного ветра из-за быстрого уменьшения геомагнитной активности. Данное предположение является скорее качественным и требует специального исследования.

DOI: 10.1134/S0023420619060025

## ВВЕДЕНИЕ

Планетарный трехчасовой индекс геомагнитной активности  $ap$  и средневзвешенные значения этого индекса использованы в качестве индикаторов геомагнитной активности во всех известных эмпирических и полуэмпирических моделях ионосферы и термосферы [1–4]. Индекс  $ap$  может принимать 28 дискретных значений в интервале 0–400, т.е.  $ap$  не может превышать 400 [5–7]. Существование верхнего предела для индекса  $ap$  означает, что использование этого индекса в моделях ионосферы и термосферы может приводить к ошибкам для периодов максимумов интенсивных магнитных бурь. Один из вариантов снятия этого ограничения связан с использованием трехчасового индекса  $aa$ , который может принимать 136 дискретных значений в интервале 2–600 с выбросами до 715 для экстремальных магнитных бурь [5, 6]. Тем не менее, индекс  $aa$  имеет свои ограничения, поскольку не является планетарным индексом, а определен по данным двух станций в Англии и Австралии [7]. Поэтому преимущества индекса  $aa$  как индикатора геомагнитной активности для параметров ионосферы и термосферы могут быть существенны только для максимумов интенсивных магнитных бурь.

Цель данной работы — первая проверка этого предположения на примере анализа критической частоты F2-слоя  $foF2$  по данным ионосферной станции Иркутск (52.5° N, 104° E) для магнитной

бури 13–15.III.1989, которая была самой интенсивной (экстремальной) бурей за всю историю измерения индекса  $Dst$ . Ниже представлены результаты решения этой задачи. Для этого использована полуэмпирическая модель  $foF2$  для отрицательной фазы ионосферной бури, согласно которой изменения  $foF2$  в эту фазу обусловлены изменениями состава и температуры термосферы [3]. Изменения состава и температуры термосферы определялись по известной модели атмосферы NRLMSISE-00, в которой геомагнитная активность учтена с помощью индексов  $ap$  за данный трехчасовой интервал и предыдущие 57 ч, из которых формируются средневзвешенные индексы этой активности [2]. Тем самым учтено, что термосфера реагирует на поступление энергии (в виде джоулева нагрева термосферы высоких широт) как слабо пропускающий фильтр, сглаживая отклик параметров термосферы (температуры, плотности, состава, но не скорости ветра) с характерным временем  $\sim 10$ –13 ч, и отклик в каждый момент времени зависит от предыстории поступления энергии в термосферу [8]. Замена в этой модели термосферы индексов  $ap$  на эффективные индексы  $ap^*$ , которые определены по данным индексов  $aa$ , позволила оценить эффективность использования индексов  $aa$  для моделирования изменения  $foF2$  в период экстремальной магнитной бури, т.е. решить поставленную задачу. Для этого необходимо было предварительно

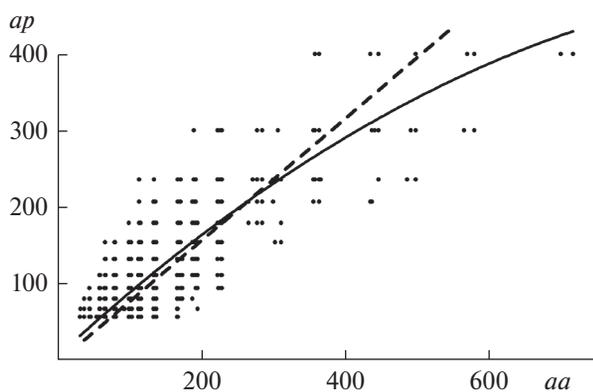


Рис. 1. Связь между индексами  $aa$  и  $ap$  по данным измерений для высокой геомагнитной активности (точки) и по уравнениям (1) и (3) — сплошная и штриховая линии.

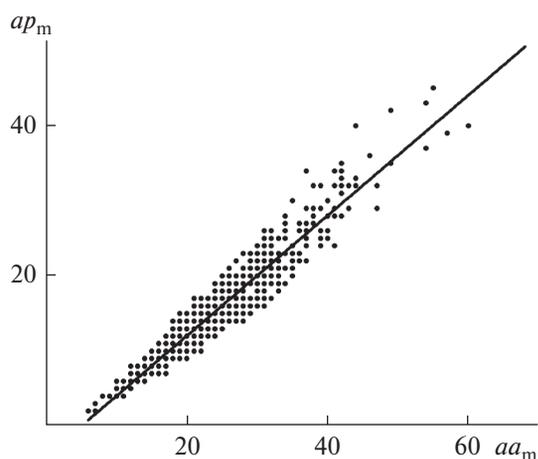


Рис. 2. Связь между средними за месяц индексами геомагнитной активности ( $aa_m$  и  $ap_m$ ) по данным измерений (точки) и по уравнению регрессии (2) — сплошная линия.

определить эффективный индекс  $ap^*$  на основе анализа связи между индексами  $ap$  и  $aa$ . Кроме того, необходимо было использовать модель  $foF2$  для спокойных условий [9], поскольку относительные изменения  $foF2$  являются более точными и наглядными характеристиками изменений  $foF2$  в период магнитной бури. Этим определялась последовательность приведенного ниже изложения: связь между индексами  $ap$  и  $aa$ , свойства  $foF2$  для спокойных условий, свойства  $foF2$  для экстремальной бури, анализ этих свойств и основные выводы.

### СВЯЗЬ МЕЖДУ ИНДЕКСАМИ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

На рис. 1 показана связь между трехчасовыми индексами  $aa$  и  $ap$  по данным об этих индексах за 1957–2014 гг. для высокой геомагнитной актив-

ности ( $ap > 48$ , т.е.  $Kp > 5$ ). Видно, что  $ap$  может принимать только дискретные значения, которые у верхней границы значений этого индекса равны 207, 236, 300 и 400, что соответствует изменению  $Kp$  от 8 до 9. Связь между индексами  $aa$  и  $ap$  в общем нелинейная:

$$ap = 5 + 0.87aa - 0.00038aa^2 \quad (1)$$

с коэффициентом корреляции  $K = 0.85$  между вычисленными по уравнению (1) и измеренными значениями  $ap$ . Эта нелинейность обусловлена, в основном, недостатком индекса  $ap$  — существованием верхнего предела изменения этого индекса ( $ap = 400$ ) и отсутствием такого насыщения для индекса  $aa$  в анализируемом массиве данных. Использование линейной связи между индексами  $aa$  и  $ap$  позволяет до некоторой степени снять этот недостаток индекса  $ap$ . Для получения такой связи используем средние за месяц значения этих индексов ( $ap_m$  и  $aa_m$ ) за 1957–2014 гг. В результате получим

$$ap_m = -4 + 0.8aa_m \pm 2 \quad (2)$$

с коэффициентом корреляции  $K = 0.96$ . По данным на рис. 2 можно более наглядно судить о степени точности уравнения (2). Известно, что периоды высокой геомагнитной активности встречаются не часто, поэтому обычно  $ap_m < 48$  (рис. 2). Тем не менее, используем уравнение (2) для трехчасовых индексов геомагнитной активности во всем возможном интервале изменения этой активности:

$$ap^* = -4 + 0.8aa, \quad (3)$$

где  $ap^*$  — эффективный индекс  $ap$  в данный трехчасовой интервал, который вычисляется по известному индексу  $aa$  с помощью уравнения (3). Корректность использования уравнения (3) для периодов высокой геомагнитной активности следует из достаточно точного совпадения значений  $ap^*$  по уравнению (3) со значениями  $ap$  по уравнению (1) для  $ap < 236$ , при которых уравнение (1) дает почти линейную связь между индексами  $ap$  и  $aa$  (см. рис. 1).

Итак, уравнение (3) является определением эффективного индекса  $ap^*$ , который вычисляется по известному индексу  $aa$ . В среднем эффективный индекс  $ap^*$  слабо отличается от индекса  $ap$ , за исключением периодов очень высокой геомагнитной активности ( $ap > 236$ ), когда связь между индексами  $ap$  и  $aa$  становится нелинейной из-за отмеченных выше недостатков индекса  $ap$ , а связь между индексами  $ap^*$  и  $aa$  сохраняется линейной. Поэтому можно ожидать, что индекс  $ap^*$  является более точной, чем индекс  $ap$ , характеристикой геомагнитной активности для параметров термосферы и ионосферы в периоды очень высокой геомагнитной активности. Проверка этого предположения по данным ионосферной стан-

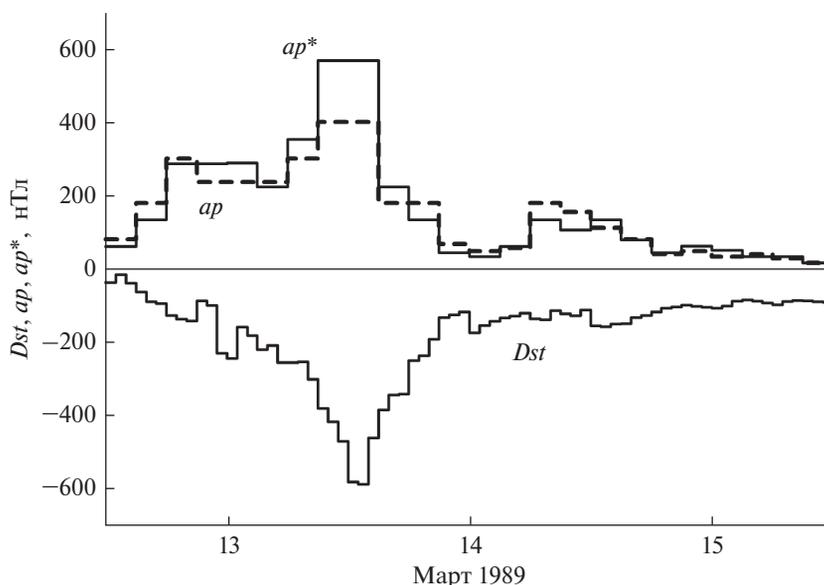


Рис. 3. Индексы геомагнитной активности  $Dst$ ,  $ap$  и  $ap^*$  в экстремальную магнитную бурю 13–15.ИИ.1989. Риски у дат соответствуют 12 UT.

ции Иркутск для магнитной бури 13–15.ИИ.1989 была главной целью данной работы.

Магнитная буря 13–15.ИИ.1989 была самой интенсивной бурей за всю предыдущую историю измерения индекса  $Dst$ : минимальное значение этого индекса достигло  $-589$  нТл 14 марта в 01–02 UT (см. рис. 3). В трехчасовой интервал, который соответствовал максимуму бури по индексу  $Dst$ , и предыдущий трехчасовой интервал индексы  $ap$  и  $ap^*$  также были максимальными:  $ap = 400$  и  $ap^* = 568$ . В остальной период этой бури разница между индексами  $ap$  и  $ap^*$  была гораздо меньше (рис. 3). Это подтверждает приведенный выше вывод: разница между индексами  $ap$  и  $ap^*$  существенна только в максимуме интенсивной магнитной бури.

#### КРИТИЧЕСКАЯ ЧАСТОТА F2-СЛОЯ ДЛЯ СПОКОЙНЫХ УСЛОВИЙ

Обычно изменения критической частоты F2-слоя в периоды бурь оценивают по отклонениям  $foF2$  от фона [1, 3, 10, 11]. В качестве фона часто выбирают медиану  $foF2$  за месяц [10, 11]. Медиана  $foF2$  зависит от геомагнитной активности, и эта зависимость обычно неизвестна [12, 13]. Поэтому более точной характеристикой фона являются значения  $foF2$  для низкой геомагнитной активности. Получение таких значений  $foF2$  сопряжено с определенными трудностями, поскольку продолжительные периоды низкой геомагнитной активности наблюдаются нечасто [14]. Один из путей решения этой проблемы связан с построением локальной эмпирической модели  $foF2$  для низкой геомагнитной активности по данным конкретной станции за интервал не менее 30 лет, поскольку число магнитоспокойных дней

в таком большом массиве данных обычно является достаточным для построения модели [15]. Здесь использована эмпирическая модель концентрации максимума F2-слоя  $N_m$  над ионосферной станцией Иркутск ( $52.5^\circ$  N,  $104^\circ$  E) для спокойных условий, построенная по часовым данным этой станции за 1958–1992 гг. [9]. В данном случае к спокойным отнесены условия, которые удовлетворяют неравенству

$$ap(\tau) < 9, \quad (4)$$

где  $ap(\tau)$  – средневзвешенное значение  $ap$ -индекса с характерным временем  $T = 14$  ч;  $\tau = \exp(-3/T) \approx 0.8$  [10]. Условие (4) предназначено для исключения эффектов магнитных бурь в ионосфере средних широт [9]. Локальная эмпирическая модель  $N_m$  представляет собой набор коэффициентов  $a_j$  ( $j = 0, 1, 2, 3$ ) уравнения регрессии

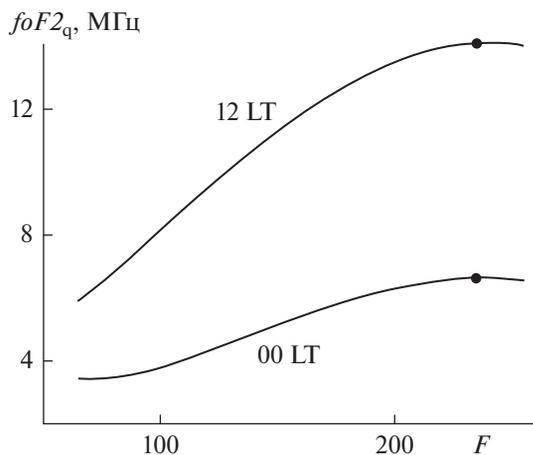
$$N_m(F) = a_0 + a_1F + a_2F^2 + a_3F^3 \quad (5)$$

для каждого часа мирового времени (UT) с дискретностью 1 ч и месяца года ( $M = 1$  – январь,  $M = 12$  – декабрь), где

$$F = 0.5(F_{10.7} + F_m), \quad (6)$$

$F_{10.7}$  и  $F_m$  – величина потока солнечного радиоизлучения на длине волны 10.7 см за предыдущий день и среднее за 81 день значение этого потока, центрированное на данный день. Коэффициенты  $a_j$  уравнения (5) определены по массиву данных  $N_m$  ст. Иркутск за 1958–1992 гг., из которого были исключены данные, не удовлетворяющие условию (4).

Выбор индекса  $F$  связан с тем, что аналогичный индекс использовался как достаточно адекватный индикатор солнечной активности для



**Рис. 4.** Зависимость критической частоты F2-слоя для спокойных условий  $foF2_q$  над Иркутском от индекса солнечной активности  $F$  для середины марта в полночь (00 LT) и полдень (12 LT). Точки соответствуют  $F = 235$ .

ежедневных значений солнечного ультрафиолетового излучения [16] и электронной концентрации максимума F2-слоя [17]. Следует отметить, что критерий (4) почти не отличается от критерия, принятого в эмпирической модели STORM: согласно этой модели поправка  $foF2$  на геомагнитную бурю отсутствует, если  $ap(\tau) \leq 9$  [1]. Знание  $N_m$  по данной модели позволяет вычислить критическую частоту F2-слоя над Иркутском для спокойных условий:  $foF2_q = (N_m/1.24 \cdot 10^{10})^{1/2}$ , где  $foF2$  вычисляется в МГц,  $N_m$  — в  $m^{-3}$ .

В период экстремальной бури 13–15.III.1989 индекс солнечной активности также был очень высоким:  $F = 224, 237$  и  $233$  (в единицах измерения этого индекса) 13, 14 и 15.III. В целом  $foF2_q$  увеличивается с ростом солнечной активности. Однако для очень высокой солнечной активности характерно условие насыщения, когда продолжающееся увеличение  $F$  не приводит к дальнейшему росту  $foF2_q$ . На рис. 4 показаны зависимости  $foF2_q$  от индекса  $F$ , которые получены по локальной модели  $N_m$  для Иркутска [9] для середины марта в полдень и полночь. Можно видеть, что для индексов солнечной активности, которые соответствуют периоду экстремальной бури ( $F \approx 235$ ), выполнено условие насыщения  $foF2_q$  в полдень и полночь. Для таких условий важен учет нелинейной зависимости  $N_m$  от  $F$ . Это в значительной степени определило выбор данной модели  $N_m$ .

#### КРИТИЧЕСКАЯ ЧАСТОТА F2-СЛОЯ ДЛЯ ЭКСТРЕМАЛЬНОЙ БУРИ

Изменения в ионосфере средних широт в периоды магнитных бурь связаны с комплексом процессов в магнитосфере, термосфере и ионо-

сфере, приводящих, в том числе, к глобальному перераспределению циркуляции, температуры, состава и плотности термосферы [18–20]. Наиболее ярким проявлением изменений  $foF2$  в эти периоды является так называемая отрицательная фаза ионосферной бури, т.е. уменьшение  $foF2$  относительно фона [18–21]. Общеизвестно, что на средних широтах отрицательная фаза ионосферной бури обусловлена перераспределением температуры, состава и плотности термосферы в периоды магнитных бурь [18, 21]. В полумпирической модели  $foF2$  для отрицательной фазы ионосферной бури эта закономерность учтена с помощью аналитической формулы, которая связывает изменения  $foF2$  относительно фона (индекс  $q$ ) с соответствующими относительными изменениями параметров термосферы на высоте 300 км [3, 22]:

$$foF2/foF2_q = (R/R_q)^{0.65}, \quad (7)$$

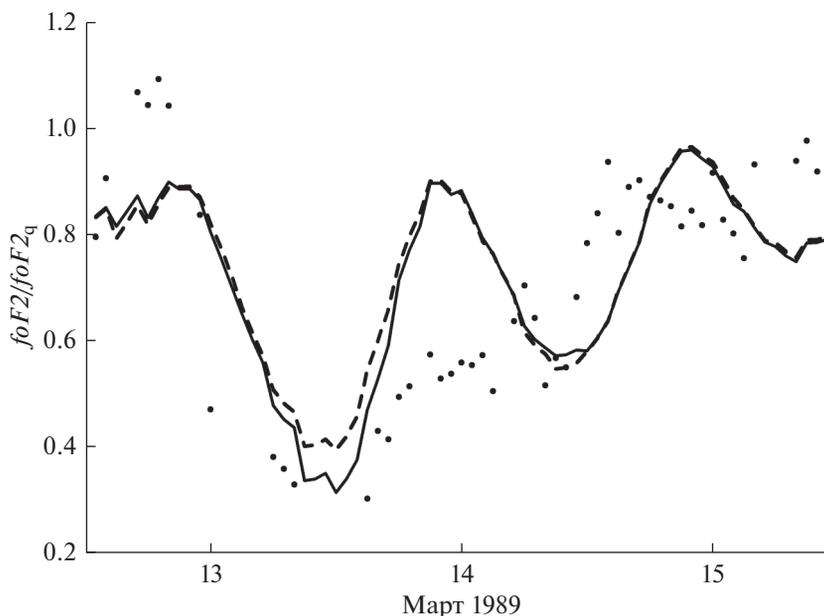
где

$$R = n(O)/\beta^\alpha,$$

$$\beta = k_1 n(N_2) + k_2 n(O_2),$$

$$\alpha = H/H_\beta, \quad H = kT_n/m(O)g,$$

$n(O)$ ,  $n(N_2)$  и  $n(O_2)$  — концентрации атомного кислорода, молекулярного азота и кислорода,  $T_n$  — температура термосферы,  $\beta$  — коэффициент рекомбинации ионов  $O^+$ ,  $H$  и  $H_\beta$  — шкалы высот  $n(O)$  и  $\beta$ . Коэффициенты  $k_1$  и  $k_2$  зависят от  $T_n$ , и эти зависимости учтены в соответствии с данными измерений [23]. Для вычисления параметров термосферы (концентраций компонентов и температуры) использована эмпирическая модель NRLMSISE-00, в которой геомагнитная активность учтена с помощью индексов  $ap$  за данный трехчасовой интервал и предыдущие 57 ч, из которых формируются средневзвешенные индексы этой активности [2]. Поэтому модель (7) названа полумпирической моделью. В рассматриваемом случае такие вычисления были выполнены дважды: с использованием индексов  $ap$  и заменой в модели [2] индексов  $ap$  на эффективные индексы  $ap^*$ . Результаты таких вычислений по формуле (7) для координат Иркутска в период бури 13–15.III.1989 показаны на рис. 5. Там же показаны данные  $foF2/foF2_q$ , полученные по измерениям  $foF2$  на станции Иркутск и модели  $foF2_q$  для спокойных условий по этой станции [9], которые названы экспериментальными данными. Из данных на этом рисунке видно, что самые сильные уменьшения  $foF2$  происходили в ночь с 13 на 14.III, когда экспериментальное значение  $foF2/foF2_q$  достигло 0.3 в 03 UT 14.III. Экспериментальные данные  $foF2$  отсутствовали в интервале с 21 UT 13.III до 02 UT 14.III, когда наблюдался максимум магнитной бури (см. рис. 3) и отношение  $foF2/foF2_q$  могло быть меньше 0.3 с учетом общей



**Рис. 5.** Отношение  $foF2/foF2_q$  в экстремальную бурю 13–15. III. 1989 по экспериментальным данным (точки) и по полуэмпирической модели бури в ионосфере с использованием индексов  $ap$  (штриховая линия) или  $ap^*$  (сплошная линия). Риски у дат соответствуют 12 UT.

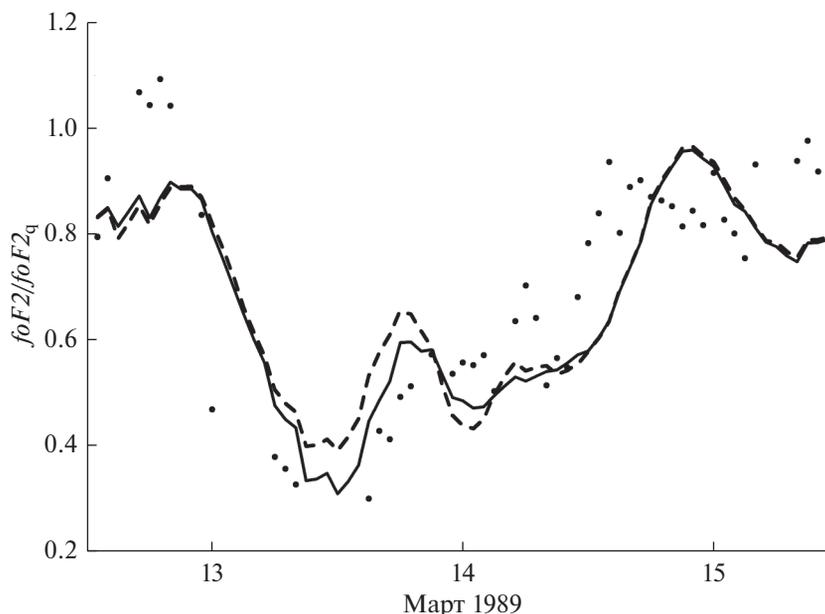
тенденции изменения этого отношения. Полуэмпирическая модель (7) в целом воспроизводит такой характер изменения  $foF2$ : минимум отношения  $foF2/foF2_q$  достигается в 00 UT 14. III, он равен 0.39 и 0.31 для вариантов, когда используются индексы  $ap$  и  $ap^*$  соответственно. Следовательно, наиболее сильные уменьшения  $foF2$  над Иркутском в период максимума экстремальной бури обусловлены, в основном, изменениями температуры и состава термосферы, эти изменения в целом воспроизводятся эмпирической моделью NRLMSISE-00, что и обеспечивает соответствие полуэмпирической модели  $foF2/foF2_q$  экспериментальным данным в этот период. Это соответствие является более точным для варианта, когда используются индексы  $ap^*$ , по сравнению с вариантом, когда используются индексы  $ap$ . Следовательно, индекс  $ap^*$  является более точным индикатором геомагнитной активности, чем  $ap$ , для параметров термосферы и ионосферы над Иркутском для максимума экстремальной бури.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Результаты анализа данных среднеширотных ионосферных станций показывают, что в среднем ошибка модели (7) для продолжительных периодов высокой геомагнитной активности сопоставима с ошибкой, например, международной модели IRI [24] для периодов низкой геомагнитной активности [22]. Данные на рис. 5 подтверждают этот вывод для периода максимума экстремальной магнитной бури. Буря в ионосфере средних широт обусловлена не только изменениями тем-

пературы, плотности и состава термосферы, но и изменениями скорости термосферного ветра, крупномасштабных электрических полей и внутренних гравитационных волн, которые генерируются в авроральной области [18–20]. Уменьшение  $foF2$  в максимуме экстремальной магнитной бури обусловлено, в основном, одной причиной — взаимосвязанными изменениями температуры, плотности и состава термосферы. Эти изменения в термосфере воспроизводятся эмпирической моделью NRLMSISE-00, что и обеспечивает приемлемую точность модели (7) для варианта, когда используется эффективный индекс  $ap^*$ .

Характерное время реакции скорости термосферного ветра на поступление энергии в термосферу через джоулев нагрев термосферы авроральной области гораздо меньше, чем характерное время такой реакции для температуры, состава и плотности термосферы [19, 20]. Поэтому эффекты термосферного ветра могут быть основной причиной изменения  $foF2$  на средних широтах на начальной стадии развития магнитной бури. На этой стадии магнитной бури увеличивается направленный к экватору компонент скорости ветра  $U$ , что приводит к росту  $foF2$  в дневные часы из-за подъема F2-слоя в область относительно низкой рекомбинации [25]. Такое увеличение  $foF2$  во время магнитной бури называют положительной фазой ионосферной бури, которая исследовалась неоднократно [18, 21]. Эти исследования показали, что дополнительной причиной увеличения  $foF2$  могут быть крупномасштабные электрические поля [19, 20]. В данном



**Рис. 6.** Отношение  $foF2/foF2_q$  в экстремальную бурю 13–15.III.1989 по экспериментальным данным (точки) и по полуэмпирической модели бури в ионосфере с учетом дополнительной поправки на ветер в термосфере с использованием индексов  $ap$  (штриховая линия) или  $ap^*$  (сплошная линия). Риски у дат соответствуют 12 UT.

случае, положительная фаза ионосферной бури наблюдалась 13.III.1989 в интервале 05–08 UT, когда было выполнено условие  $foF2/foF2_q > 1$  (рис. 5). Для станции Иркутск местное время  $LT = UT + 6.93$ , поэтому первая половина суток по мировому времени примерно соответствует дневным часам местного времени. Следовательно, данная положительная фаза ионосферной бури над Иркутском наблюдалась в начальный период экстремальной бури в дневные часы местного времени, что отражает общие тенденции появления этой фазы. Полуэмпирическая модель (7) не воспроизводит положительную фазу ионосферной бури, поскольку в этой модели эффекты термосферного ветра не учтены в явном виде.

При прочих равных условиях, за исключением местного времени, модель (7) дает максимум отношения  $foF2/foF2_q$  в дневные часы и минимум этого отношения в ночные часы местного времени в соответствии с закономерностями изменений температуры, плотности и состава термосферы в течение суток по модели NRLMSISE-00. Такой характер изменения  $foF2/foF2_q$  в целом согласуется с данными измерений  $foF2$  [10]. В начальный период восстановительной фазы экстремальной бури 14.III.1989 в интервале 02–11 UT интенсивность бури стремительно уменьшалась от  $Dst = -589$  нТл в 01–02 UT до  $Dst = -119$  нТл в 11–12 UT (рис. 3). Индекс  $ap^*$  также быстро уменьшался от 568 до 32 в этом интервале (рис. 3). Кроме того, данный интервал соответствовал дневным часам местного времени. В результате, модель (7) дала очень быстрое и сильное увеличе-

ние  $foF2/foF2_q$  от 0.33 в 01 UT до 0.90 в 10 UT для варианта, когда использовался индекс  $ap^*$  (рис. 5). Экспериментальные данные  $foF2/foF2_q$  показали гораздо более слабое увеличение этого отношения, которое не превышало 0.57 в данный период (рис. 5). Причина такой ошибки модели (7) неизвестна. Можно предположить, что она связана с недооценкой вклада термосферного ветра в  $foF2$  в начальный период восстановительной фазы экстремальной магнитной бури, когда темп уменьшения геомагнитной активности был необычно высоким. В этот период возмущение скорости термосферного ветра могло быть направлено к полюсу, поскольку быстрое уменьшение геомагнитной активности привело к уменьшению скорости джоулева нагрева в высоких широтах на фоне сохранившегося повышенного давления термосферы на относительно низких широтах. Такое направление возмущения скорости ветра приведет к опусканию слоя F2 и уменьшению  $foF2$  в дневные часы. По-видимому, простейший способ учета этого эффекта для конкретных условий связан с введением дополнительного коэффициента  $C$  в модель (7):

$$foF2/foF2_q = C (R/R_q)^{0.65}, \quad (8)$$

где  $C = 1$  всюду за исключением 14.III.1989, когда

$$C = 1 - 0.4 \exp(-x^2), \quad x = (UT - 12)/6,$$

остальные обозначения совпадают с приведенными для уравнения (7). Результат показан на рис. 6. Из данных на этом рисунке видно, что введение этого коэффициента привело к существен-

ному уменьшению ошибок модели (8) в дневные часы 14.III.1989. Отклонения модели (8) от экспериментальных данных 14.III.1989 в среднем не превышают этих отклонений на более поздней стадии восстановительной фазы магнитной бури 15.III.1989. Существование таких отклонений не вызывает удивления, поскольку анализируемая буря является экстремальной бурей при очень высокой геомагнитной и солнечной активности. Использование локальной эмпирической модели  $foF2_q$  для спокойных условий при очень высокой солнечной активности является фактически экстраполяцией модели для этой солнечной активности, поскольку спокойные условия при такой солнечной активности встречаются крайне редко. Эмпирическая модель атмосферы NRLMISISE-00 также имеет ограниченную точность для этих условий, поскольку анализируемая буря была самой интенсивной за всю предыдущую историю измерений индекса  $Dst$ , и экспериментальные данные, на которых основана эта модель, в основном не соответствовали условиям экстремальной бури. Кроме того, в моделях (7) и (8) не учтены такие важные процессы, как эффекты крупномасштабных внутренних гравитационных волн в термосфере, электрических полей, смещение главного ионосферного провала к экватору.

В заключение следует отметить, что данная работа была только первой попыткой оценить эффективность использования индекса  $aa$  как индикатора геомагнитной активности для  $foF2$  на средних широтах в период магнитной бури. В данном случае это сделано с помощью эффективного индекса  $ap^*$ , который линейно зависит от  $aa$ . Анализ особенностей изменения  $foF2$  в начальный период восстановительной фазы интенсивной магнитной бури, как и механизмов этих изменений, требует специального рассмотрения. Дополнительный коэффициент  $C$  в уравнении (8) введен только для конкретных условий ионосферы над Иркутском, что не является объяснением особенностей ионосферы для этих условий даже на качественном уровне.

## ВЫВОДЫ

На основе данных критической частоты F2-слоя  $foF2$  по ионосферной станции Иркутск для периода экстремальной бури 13–15.III.1989 выполнены первые оценки возможности использования индекса  $aa$  как индикатора геомагнитной активности для  $foF2$  в этот период. Получены следующие выводы.

1. Индекс  $aa$  является более адекватным, чем  $ap$ , индикатором геомагнитной активности в период максимума экстремальной бури. Это связано с существованием верхнего предела изменения  $ap = 400$ , что накладывает определенные ограничения на использование индекса  $ap$  для

экстремальных событий. В остальные периоды данной бури эффективности индексов  $aa$  и  $ap$  примерно одинаковы.

2. В начальный период восстановительной фазы данной бури происходило стремительное уменьшение геомагнитной активности. В этот период наблюдалось сильное отклонение экспериментальных значений  $foF2$  от значений, вычисленных по полуэмпирической модели, в которой учтены зависимости температуры и состава термосферы от геомагнитной активности с помощью модели атмосферы NRLMISISE-00. Предположено, что это могло быть связано с эффектами возмущения скорости термосферного ветра из-за быстрого уменьшения геомагнитной активности. Данное предположение является скорее качественным и требует специального исследования.

Данные критических частот  $foF2$  ионосферной станции Иркутск и индексов солнечной активности были взяты с сайтов Space Physics Interactive Data Resource (SPIDR, <http://spidr.ionosonde.net/spidr>), World Data Center for Solar-Terrestrial Physics, Chilton (<http://www.ukssdc.ac.uk/wdccc1/>). Данные геомагнитных индексов получены с сайта International Service of Geomagnetic Indices (ISGI, [isgi.unistra.fr](http://isgi.unistra.fr)). Эти индексы были рассчитаны и предоставлены сотрудничающими институтами ISGI на основе данных, собранных в магнитных обсерваториях. Мы благодарим соответствующие национальные институты, сеть INTERMAGNET и ISGI. Работа выполнена при частичной поддержке Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 17-05-00427) и Программой 28 Президиума РАН.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Araujo-Pradere E.A., Fuller-Rowell T.J., Codrescu M.V. STORM: An empirical storm-time ionospheric correction model. 1. Model description // *Radio Sci.* 2002. V. 37. № 5. P. 1070. <https://doi.org/10.1029/2001RS002467>
2. Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRLMISISE-00 empirical model of the atmosphere: statistical comparisons and scientific issues // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № A12. P. 1468. <https://doi.org/10.1029/2002JA009430>
3. Аннакулиев С.К., Деминов М.Г., Шубин В.Н. Полуэмпирическая модель бури в ионосфере средних широт // *Солнечно-земная физика.* 2005. Вып. 8. С. 145–146.
4. Prolss G.W. Density perturbations in the upper atmosphere caused by the dissipation of solar wind energy // *Surv. Geophys.* 2011. V. 32. № 2. P. 101–195.
5. Rostoker G. Geomagnetic indices // *Rev. Geophys. Space Phys.* 1972. V. 10. № 4. P. 935–950.
6. Menvielle M., Berthelier A. The K-derived planetary indices: description and availability // *Rev. Geophys.* 1991. V. 29. № 3. P. 415–432.

7. Coffey H.E., Erwin E.H. When do the geomagnetic aa and Ap indices disagree? // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2001. V. 63. № 5. P. 551–556.
8. Hedin A.E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № A5. P. 4649–4662.
9. Деминов М.Г., Деминова Г.Ф., Жеребцов Г.А., Полех Н.М. Свойства изменчивости концентрации максимума F2-слоя над Иркутском при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности // Солнечно-земная физика. 2015. Т. 1. № 1. С. 56–62.
10. Wrenn G.L. Time-weighted accumulations  $ap(t)$  and  $Kp(t)$  // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № A9. P. 10125–10129.
11. Kutiev I., Muhtarov P. Empirical modeling of global ionospheric  $foF2$  response to geomagnetic activity // J. Geophys. Res. 2003. V. 108. № A1. P. 1021. <https://doi.org/10.1029/2001JA009134>
12. Деминов М.Г., Деминова Г.Ф. Какой геомагнитной активности соответствует медиана критической частоты F2-слоя на разных широтах // Геомагнетизм и аэрномия. 2016. Т. 56. № 5. С. 606–611.
13. Деминов М.Г., Деминова Г.Ф., Денуев В.Х., Денуева А.Х. Зависимость медианы критической частоты F2-слоя на средних широтах от геомагнитной активности // Солнечно-земная физика. 2017. Т. 3. № 4. С. 74–81.
14. Rishbeth H., Mendillo M. Patterns of F2-layer variability // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2001. V. 63. P. 1661–1680.
15. Деминов М.Г., Жеребцов Г.А., Пирог О.М., Шубин В.Н. Регулярные изменения критической частоты F2-слоя спокойной ионосферы средних широт // Геомагн. и аэрномия. 2009. Т. 49. № 3. С. 393–399.
16. Richards P.G., Woods T.N., Peterson W.K. NEUVAC: A new high resolution solar EUV proxy model // Adv. Space Res. 2006. V. 37. P. 315–322.
17. Ma R., Xu J., Wang W., Yuan W. Seasonal and latitudinal differences of the saturation effect between ionospheric NmF2 and solar activity indices // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. A10303. <https://doi.org/10.1029/2009JA014353>
18. Buonsanto M.J. Ionospheric storms – a review // Space Sci. Rev. 1999. V. 88. P. 563–601.
19. Klimenko M.V., Klimenko V.V., Despirak I.V. et al. Disturbances of the thermosphere-ionosphere-plasmasphere system and auroral electrojet at 30E longitude during the St. Patrick's Day geomagnetic storm on 17–23 March 2015 // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2018. V. 180. P. 78–92.
20. Fuller-Rowell T., Emmert J., Fedrizzi M. et al. How might the thermosphere and ionosphere react to an extreme space weather event? // Extreme Events in Geospace. Elsevier. 2018. P. 513–539.
21. Danilov A.D. Ionospheric F-region response to geomagnetic disturbance // Adv. Space Res. 2013. V. 52. P. 343–366.
22. Шубин В.Н., Аннакулиев С.К. Модель отрицательной фазы ионосферной бури на средних широтах // Геомагнетизм и аэрномия. 1995. Т. 35. № 3. С. 79–87.
23. Hierl P.M., Dotan I., Seeley J.V. et al. Rate constants for the reactions of O+ with N2 and O2 as a function of temperature (300–1800 K) // J. Chem. Phys. 1997. V. 106. P. 3540–3544.
24. Bilitza D. IRI the international standard for the ionosphere // Adv. Radio Sci. 2018. V. 16. P. 1–11.
25. Lu G., Goncharenko L.P., Richmond A.D., Roble R.G., Aponte N. A dayside ionospheric positive storm phase driven by neutral winds // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. A08304. <https://doi.org/10.1029/2007JA012895>