

УДК 550.388.2

ИЗМЕНЧИВОСТЬ $NmF2$ НА РАЗНЫХ ДОЛГОТАХ СРЕДНИХ ШИРОТ: РОЛЬ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

© 2024 г. В. Х. Депуев¹*, М. Г. Деминов¹, Г. Ф. Деминова¹, А. Х. Депуева¹¹Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН (ИЗМИРАН),
Москва, Троицк

*e-mail: depuev@izmiran.ru

Поступила в редакцию 28.12.2023 г.

После доработки 10.01.2024 г.

Принята к публикации 25.01.2024 г.

На основе данных среднеширотных ионосферных станций на близких исправленных геомагнитных широтах проведен анализ свойств изменчивости концентрации максимума слоя $F2$ ($NmF2$) на разных долготах при повышенной ($48 > ap(\tau) > 27$) и высокой ($ap(\tau) > 48$) геомагнитной активности, где $ap(\tau)$ — средневзвешенный ap -индекс этой активности. В качестве характеристик этой изменчивости использованы стандартное отклонение σ флуктуаций Nm относительно спокойного уровня и средний сдвиг этих флуктуаций x_{ave} . Получено, что на всех анализируемых станциях дисперсия σ^2 для повышенной геомагнитной активности больше, чем для спокойных условий, но почти не отличается от σ^2 для высокой геомагнитной активности. Для всех анализируемых случаев средний сдвиг $x_{ave} < 0$, и для высокой геомагнитной активности модуль x_{ave} больше, чем для повышенной геомагнитной активности. Разница в значениях x_{ave} между анализируемыми станциями достаточно большая. Одна из причин этой разницы может быть связана с зависимостью x_{ave} от геомагнитных широт. Для выбора этих широт использованы аппроксимации геомагнитного поля наклонным диполем (TD), эксцентричным диполем (ED) или с помощью исправленных геомагнитных (CGM) координат. Получено, что зависимость x_{ave} от ED-широты точнее зависимости x_{ave} от TD-широты и, тем более, зависимости x_{ave} от CGM-широты. Следовательно, ED-широты, а не CGM-широты, являются оптимальными для учета эффектов бурь в концентрации максимума слоя $F2$ на средних широтах. Этот вывод получен, по-видимому, впервые.

DOI: 10.31857/S0016794024040059, EDN: RTQVZO

1. ВВЕДЕНИЕ

Изменчивость концентрации максимума слоя $F2$ ионосферы $NmF2$ (или критической частоты $foF2 \sim NmF2^{1/2}$) исследовалась неоднократно [Forbes et al., 2000; Rishbeth and Mendillo, 2001; Araujo-Pradere et al., 2005; Fotiadis and Kouris, 2006; Altadill, 2007; Zhang and Holt, 2008; Pirog et al., 2011; Deminov et al., 2013; Ratovsky et al., 2015; 2023]). Ниже $NmF2$ обозначена через Nm для краткости изложения. В этих работах изменчивость Nm оценивалась по величине стандартного (или среднеквадратичного) отклонения Nm относительно фона. В качестве этого фона выбирались средние за месяц значения Nm или $foF2$ [Forbes et al., 2000; Rishbeth and Mendillo, 2001; Araujo-Pradere et al., 2005], локальные модели средних за месяц значений высотного распределения концентрации электронов [Altadill, 2007; Zhang and Holt, 2008], медианы Nm за 15 дней для

периодов низкой солнечной и геомагнитной активности [Deminov et al., 2013], медианы Nm за 27 дней [Ratovsky et al., 2015; 2023] или медианы $foF2$ за месяц [Fotiadis and Kouris, 2006].

Среднее за месяц значение Nm и медиана Nm зависят от геомагнитной активности, однако эта зависимость обычно неизвестна. Поэтому использование этих характеристик ионосферы для сравнительных оценок изменчивости Nm при разных уровнях геомагнитной активности становится недостаточным. Более точный подход к оценке изменчивости концентрации этого максимума связан с использованием в качестве фона средних значений Nm для низкой геомагнитной активности. Получение таких значений Nm сопряжено с определенными трудностями, поскольку периоды продолжительной низкой геомагнитной активности встречаются нечасто (см., например, [Rishbeth and Mendillo, 2001]). Один из способов

преодоления этой проблемы связан с построением локальной эмпирической модели Nm для низкой геомагнитной активности по данным Nm конкретной станции за интервал не менее 30 лет, поскольку число магнитоспокойных дней в таком большом массиве данных обычно достаточно для построения данной модели [Демин и др., 2009]. Этот способ определения статистических свойств флуктуаций Nm относительно спокойного уровня при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности был реализован по данным ст. Иркутск (52.5° N, 104° E), Алма-Ата (52.5° N, 104° E) и Ямагава (Yamagawa, 31.2° N, 130.6° E) [Демин и др., 2015; 2023].

Эти станции расположены в определенном долготном секторе. Не меньший интерес представляет анализ свойств изменчивости Nm в разных долготных секторах при разных уровнях геомагнитной активности. Долготные особенности изменений Nm в периоды конкретных геомагнитных бурь отмечались, например, в работах [Kilifarska, 1988; Shpynev et al., 2018; Chernigovskaya et al., 2021; Черниговская и др., 2022]. Напомним, что под долготными изменениями параметров ионосферы понимают изменения этих параметров с долготой при прочих равных условиях, включая местное время. В период конкретной бури последнее условие до некоторой степени может быть выполнено только для продолжительной почти неизменной геомагнитной активности, что реализуется редко. Другой способ определения долготных особенностей Nm в периоды геомагнитных бурь основан на построении эмпирической модели бури в ионосфере [Araujo-Pradere et al., 2002] или полуэмпирической модели отрицательной фазы ионосферной бури, т.е. уменьшений Nm в эти периоды [Аннакулиев и др., 1997]. Обе модели являются поправками на геомагнитную бурю к модели медианы $foF2$ за месяц. В полуэмпирической модели эта поправка учтена через зависимость $foF2$ от аэрономических параметров с помощью эмпирической модели температуры и состава термосферы MSIS [Hedin, 1987]. На основе анализа данных ионосферных станций Северного полушария было получено, что на средних широтах существует дополнительный долготный эффект в отрицательной фазе ионосферной бури, который “привязан” к определенному долготному региону (300±65° E) и, по-видимому, связан с изменениями скорости термосферного ветра из-за особенностей геомагнитного поля [Аннакулиев и др., 1997]. В эмпирической модели бури в ионосфере особенности геомагнитного поля учтены иначе: поправка на геомагнитную бурю зависит от исправленной гео-

магнитной (CGM) широты [Araujo-Pradere et al., 2002]. Тем самым учтено, что CGM-координаты являются основными для описания нагрева термосферы в высоких широтах как источника бури в ионосфере на средних широтах (см., например, [Buonsanto, 1999]). Следовательно, можно предположить, что на средних широтах для высокой геомагнитной активности свойства изменчивости ионосферы на разных долготах будут почти одинаковы для фиксированной CGM-широты и местного времени.

Проверка этого предположения было основной целью данной работы. Кроме исправленных геомагнитных координат [Gustafsson et al., 1992] рассмотрены координаты наклонного (TD) и эксцентричного (ED) диполя [Fraser-Smith, 1987; Демин и Фишук, 2000; Kooschak and Fraser-Smith, 2017]. CGM, TD и ED координаты являются аппроксимациями геомагнитного поля, в TD-координатах центр диполя совпадает с центром Земли и ось диполя наклонена относительно оси вращения, ED-координаты отличаются от TD-координат тем, что центр диполя не совпадает с центром Земли. В результате, в Северном и Южном полушариях разница между магнитным и географическим полюсами одинакова в TD-координатах и различна в ED-координатах.

Ниже представлены результаты этой работы. Они приведены в следующей последовательности: локальные модели Nm для спокойного уровня на разных долготах для почти фиксированной CGM-широты, статистические свойства флуктуаций Nm относительно спокойного уровня при разных уровнях геомагнитной активности в дневные (11–13 LT) и ночные (23–01 LT) часы, обсуждение этих свойств и выводы.

2. МОДЕЛЬ КОНЦЕНТРАЦИИ МАКСИМУМА СЛОЯ $F2$ ДЛЯ НИЗКОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

В данном случае эмпирическая модель концентрации максимума слоя $F2$ для низкой геомагнитной активности Nm_0 по данным конкретной станции представляет собой набор коэффициентов a_j ($j=0, 1, 2, 3$) уравнения регрессии

$$Nm_0(F) = a_0 + a_1 F + a_2 F^2 + a_3 F^3, \quad (1)$$

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

$$F = 0.5 (F_1 + F_m), \quad (2)$$

F_1 и F_m — величина потока солнечного излучения на длине волны 10.7 см (в 10^{-22} Вт/м² Гц) в данный день и среднее за 81 день значение этого потока.

Коэффициенты a_j уравнения (1) для каждого фиксированного значения UT и M определялись по массиву данных часовых значений Nm конкретной станции за 1958–1988 гг., из которого исключались данные, которые не удовлетворяли условию

$$ap(\tau) < 9, \quad (3)$$

где $ap(\tau)$ — средневзвешенное значение ap -индекса геомагнитной активности с характерным временем $T = 14$ ч или $\tau = \exp(-3/T) \approx 0.8$ [Wrenn, 1987]:

$$ap(\tau) = (1-\tau)(ap_0 + ap_{-1}\tau + ap_{-2}\tau^2 + \dots), \quad (4)$$

ap_0 , ap_{-1} и т.д. — значения ap -индекса в данный, предыдущий и т.д. трехчасовые интервалы. Условие (3) предназначено для исключения из рассмотрения эффектов магнитосферных бурь в ионосфере [Wrenn and Rodger, 1989]. В данном случае спокойная ионосфера — это ионосфера, из которой исключены эффекты магнитосферных бурь.

Выбор индекса F связан с тем, что аналогичный индекс использовался как достаточно адекватный индикатор солнечной активности для ежедневных значений солнечного ультрафиолетового излучения [Richards et al., 1994; 2006]

и концентрации максимума слоя $F2$ [Lei et al., 2005; Liu et al., 2006; Ma et al., 2009].

Выбор критерия (3) для спокойной ионосферы, по-видимому, является оптимальным компромиссом между стремлением исключить из рассмотрения все магнитовозмущенные периоды и сохранить достаточно большой массив данных Nm_0 для получения надежных статистических оценок коэффициентов уравнения регрессии (1). Отметим, что критерий (3) почти не отличается от критерия, принятого в эмпирической модели STORM: согласно этой модели, поправка $foF2$ на геомагнитную бурю отсутствует, если $ap(\tau) \leq 9$ нТл [Araujo-Pradere et al., 2002].

Для анализа были использованы данные ионосферных станций за 1958–1988 гг., координаты которых приведены в табл. 1. Геомагнитные широты (TD, ED и CGM) в этой таблице вычислены для 1980 г. по международной модели IGRF-13 [Alken et al., 2021]. Станции подбирались так, чтобы массив данных Nm был достаточно большим и их CGM-широты слабо отличались. В данном случае эти станции расположены на географических широтах $48 \pm 8^\circ \text{N}$, TD-широтах $47.5 \pm 6.5^\circ \text{N}$, ED-широтах $47.5 \pm 4.5^\circ \text{N}$, CGM-широтах $49 \pm 2^\circ \text{N}$. Нам не удалось подобрать другие наборы ионосферных станций на средних широтах, чтобы их разница CGM-широт была меньше двух градусов в большом интервале долгот.

На первом этапе для каждой из этих станций были получены эмпирические модели концен-

Таблица 1. Ионосферные станции, их географические (GEOGR) координаты, широты наклонного (TD), экваториального (ED) диполя и исправленные геомагнитные (CGM) широты. Статистические свойства изменчивости концентрации максимума слоя $F2$ (среднего сдвига x_{ave} и стандартного отклонения σ относительно спокойного уровня) для дневных (11–13 LT) и ночных (23–01 LT) часов при повышенной ($48 > ap(\tau) > 27$) и высокой ($ap(\tau) > 48$) геомагнитной активности.

№	Станция	GEOGR	TD	ED	CGM	$48 > ap(\tau) > 27$		$ap(\tau) > 48$	
		Lat/Lon °N/°E	Lat °N	Lat °N	Lat °N	11–13 LT x_{ave}/σ , %	23–01 LT x_{ave}/σ , %	11–13 LT x_{ave}/σ , %	23–01 LT x_{ave}/σ , %
1	Slough	51.5/359.4	54.0	51.1	48.3	–18/29	–32/25	–51/27	–66/23
2	Juliusruh	54.6/13.4	54.2	52.0	50.8	–23/27	–34/25	–55/25	–65/23
3	Moscow	55.5/37.3	50.7	49.7	51.0	–21/28	–31/25	–56/29	–66/20
4	Tomsk	56.5/84.9	46.1	47.1	51.5	–16/27	–23/27	–57/27	–60/22
5	Irkutsk	52.5/104.0	41.3	42.9	47.1	–8/29	–14/28	–43/35	–49/23
6	Boulder	40.0/254.7	48.9	47.4	49.2	–17/32	nn	–64/23	nn
7	Washington	38.7/282.9	49.8	46.9	50.8	–15/31	–14/33	–52/30	–69/18

трации максимума слоя $F2$ для низкой геомагнитной активности Nm_0 , которые представляют собой уравнения (1) для каждого часа мирового времени и месяца года.

На следующем этапе модели Nm_0 были использованы для анализа свойств флуктуаций концентрации максимума слоя $F2$ (в процентах), $x = (Nm/Nm_0 - 1) \cdot 100\%$, по данным выбранных станций: стандартного отклонения $\sigma(x)$, среднеквадратичного отклонения $s(x)$ и среднего сдвига x_{ave} этих флуктуаций относительно спокойного уровня (см., например, [Taylor, 1982]):

$$\begin{aligned} x_{ave} &= (1/n) \sum_i x_i, \\ \sigma^2 &= (1/n) \sum_i (x_i - x_{ave})^2, \\ s^2 &= (1/n) \sum_i x_i^2 = \sigma^2 + x_{ave}^2, \end{aligned} \quad (5)$$

где $x_i = (Nm(i)/Nm_0 - 1) \cdot 100\%$, $\sum_i$ обозначает суммирование по индексу i от 1 до n , n — число значений x данной выборки. При записи этих уравнений учтено, что во всех рассмотренных ниже случаях величина $n > 100$ и можно не учитывать разницу между $(n-1)$ и n . Последнее из равенств (5) показывает, что квадрат среднеквадратического отклонения x относительно спокойного уровня складывается из дисперсии σ^2 , которая характеризует флуктуации x относительно их среднего значения, и квадрата этого среднего значения. Если модель (1) для спокойных условий является точной, то для этих спокойных условий величина $x_{ave} = 0$. Следовательно, величина x_{ave} характеризует систематическое изменение (сдвиг) Nm относительно спокойного уровня. Величины σ и x_{ave} рассмотрены ниже в качестве основных характеристик флуктуаций Nm относительно спокойного уровня Nm_0 , поскольку величина $s(x)$ однозначно связана с σ и x_{ave} уравнением, приведенным выше.

Для получения надежных статистических оценок были использованы данные ионосферных станций за 1958–1988 гг. для дневных (11–13 LT) и ночных (23–01 LT) часов без разделения на сезоны для трех интервалов геомагнитной активности: низкая ($ap(\tau) < 9$), повышенная ($48 > ap(\tau) > 27$) и высокая ($ap(\tau) > 48$) активность.

Флуктуации Nm относительно спокойного уровня Nm_0 для низкой геомагнитной активности являются характеристиками точности модели Nm_0 и изменчивости ионосферы для этой активности. Для приведенных в таблице 1 станций для низкой геомагнитной активности выполнены условия: $x_{ave} < 0$, $x_{ave}^2 \ll \sigma^2$, для дневных часов $|x_{ave}| < 0.5\%$ и $\sigma = 17$ –19%, для ночных часов $|x_{ave}| < 1.8\%$ и $\sigma = 21$ –25%. Из этих данных следует, что для низкой геомагнитной активности мо-

дель (1) является достаточно точной, поскольку практически отсутствует систематический сдвиг относительно спокойного уровня: $x_{ave}^2 \ll \sigma^2$. В данном случае, дисперсия σ^2 относительных флуктуаций Nm отражает внутреннюю, т.е. не связанную с геомагнитной активностью, изменчивость ионосферы. Днем эта изменчивость меньше, чем ночью.

3. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ МАКСИМУМА СЛОЯ $F2$ ПРИ ПОВЫШЕННОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

В таблице 1 приведены результаты вычисления среднего сдвига x_{ave} и стандартного отклонения σ концентрации максимума слоя $F2$ от спокойного уровня для анализируемых станций в дневные (11–13 LT) и ночные (23–01 LT) часы для повышенной геомагнитной активности ($48 > ap(\tau) > 27$). Из этих результатов можно видеть, что стандартные отклонения σ лежат в диапазоне 27–32% и 25–33% в дневные и ночные часы. Следовательно, в среднем стандартное отклонение σ для повышенной геомагнитной активности больше, чем для спокойных условий, примерно на 10% и 5% в дневные и ночные часы, и эта разница максимальна для Американского континента. Тем не менее, в целом, отличия в значениях σ между анализируемыми станциями не очень большие: $\sigma = 29.5 \pm 2.5\%$ и $\sigma = 29 \pm 4\%$ в дневные и ночные часы.

Для всех приведенных в таблице 1 случаев сдвиг $x_{ave} < 0$, т.е. повышенной геомагнитной активности соответствует уменьшение Nm относительно спокойного уровня — отрицательная фаза ионосферного возмущения. Диапазон изменений $|x_{ave}|$ равен 8–23% и 14–34% для дневных и ночных часов. Следовательно, для всех анализируемых станций в дневные и ночные часы величина $|x_{ave}|$ в период повышенной геомагнитной активности на порядок больше, чем для спокойных условий.

Не менее важным является очень большой диапазон изменений x_{ave} между анализируемыми станциями: $|x_{ave}| = 15.5 \pm 7.5\%$ и $|x_{ave}| = 24 \pm 10\%$ для дневных и ночных часов. Анализируемые станции подбирались так, чтобы разница в CGM-широтах этих станций была минимальной. В данном случае их CGM-широты лежат в диапазоне $49 \pm 2^\circ \text{N}$. Эффекты ионосферных возмущений в периоды повышенной геомагнитной активности зависят от широты, поскольку источник этих возмущений расположен в высоких широтах. Возможно, что они значительны даже для такого небольшого диапазона CGM-широт. Возможно также, что ED или TD координаты являются более точными для

описания возмущений в ионосфере средних широт в периоды повышенной геомагнитной активности. Для проверки этих предположений по данным x_{ave} в таблице 1 были определены коэффициенты уравнений регрессии (a и b) и статистические свойства этих уравнений

$$x_{ave} = a + b \Phi, \quad (6)$$

где Φ — TD, ED или CGM-широты, которые для каждой из анализируемых станций (и каждого x_{ave} в дневные или ночные часы) приведены в таблице 1. Результат показан на рис. 1, где приведены исходные данные x_{ave} , уравнения регрессии (6), коэффициенты определенности R^2 и стандартные отклонения σ для этих уравнений. Отметим, что R — коэффициент корреляции между вычисленными по уравнению (6) и исходными значениями x_{ave} . Из данных на рис. 1 следует, что зависимость x_{ave} от ED-широты точнее зависимости x_{ave} от TD-широты и, тем более, зависимости x_{ave} от CGM-широты как в дневные, так и в ночные часы. В данном случае для анализируемых станций интервал изменения CGM-широт меньше интервалов изменений TD или ED-широт. В этом одна из возможных причин относительно низких значений R^2 для зависимости x_{ave} от CGM-широты. Тем не менее, если бы CGM-широты обеспечивали минимальные значения σ для уравнения регрессии (6), они имели бы преимущество по

сравнению TD или ED-широтами. Из данных на рис. 1 следует, что картина противоположная: величина σ для зависимости x_{ave} от ED-широты примерно в два раза меньше, чем для зависимости x_{ave} от CGM-широты как в дневные, так и в ночные часы. Кроме того, величина σ для зависимости x_{ave} от ED-широты примерно в 1.4–1.5 раза меньше, чем для зависимости x_{ave} от TD-широты. Следовательно, если основываться на данных рис. 1, ED координаты являются оптимальными для описания среднего сдвига x_{ave} концентрации максимума слоя $F2$ при повышенной геомагнитной активности ($48 > ap(\tau) > 27$) в дневные и ночные часы на всех долготах.

4. ИЗМЕНЧИВОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИИ МАКСИМУМА СЛОЯ $F2$ ПРИ ВЫСОКОЙ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ

В табл. 1 приведены результаты вычисления среднего сдвига x_{ave} и стандартного отклонения σ концентрации максимума слоя $F2$ от спокойного уровня для анализируемых станций в дневные (11–13 LT) и ночные (23–01 LT) часы для высокой геомагнитной активности ($ap(\tau) > 48$). Из таблицы можно видеть, что стандартные отклонения σ лежат в диапазоне 27–32% и 25–33% в дневные и ночные часы. Сравнивая с данными для низкой и умеренной геомагнитной активности, можно видеть, что стандартные отклонения σ для высокой геомагнитной активности слабо отличаются от σ для умеренной геомагнитной активности, т.е. в увеличении σ с ростом геомагнитной активности наступает насыщение для $ap(\tau) > 48$.

Для среднего сдвига x_{ave} такого насыщения не происходит: $|x_{ave}|$ для высокой геомагнитной активности примерно в 2–3 раза больше, чем для умеренной геомагнитной активности. Это соответствует увеличению амплитуды отрицательной фазы ионосферной бури для периодов высокой геомагнитной активности.

Уравнения регрессии (6) позволяют судить о зависимости сдвига x_{ave} от TD, ED и CGM-широт. На рис. 2 показаны параметры этого уравнения для высокой геомагнитной активности, полученные по данным x_{ave} из таблицы 1. Можно видеть, что в дневные часы значения σ для уравнений регрессии (6) почти не отличаются для этих широт: $\sigma = 3.9$ –4.5%. Поэтому для дневных часов не выявлены преимущественные координаты для описания зависимости x_{ave} от широты. Для ночных часов зависимость x_{ave} от ED-координат точнее зависимости x_{ave} от TD и, тем более, CGM-координат: величина σ для ED-координат примерно в 1.5 и 5 раз меньше, чем для TD и CGM-координат соответственно.

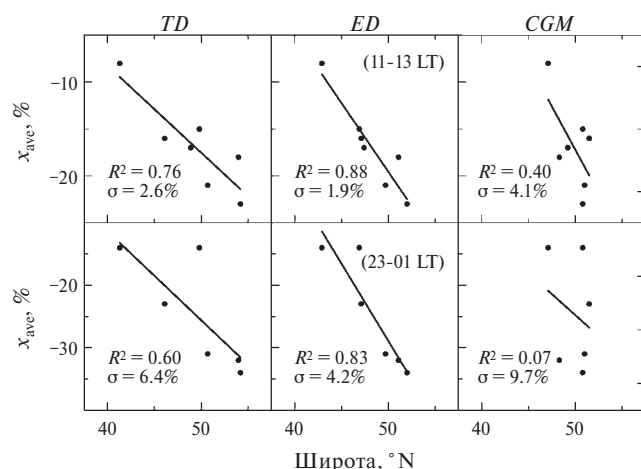


Рис. 1. Зависимости среднего сдвига x_{ave} концентрации максимума слоя $F2$ от широт наклонного (TD) или эксцентричного (ED) диполя или исправленных геомагнитных (CGM) широт для дневных (11–13 LT) и ночных (23–01 LT) часов при повышенной геомагнитной активности по данным в таблице 1 (точки). Уравнения регрессии (6) по этим данным (сплошные линии), коэффициенты определенности R^2 и стандартные отклонения σ для этих уравнений.

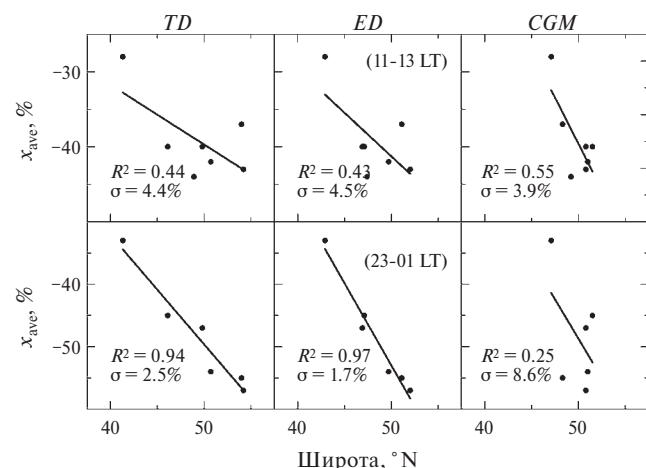


Рис. 2. Зависимости среднего сдвига χ_{ave} концентрации максимума слоя $F2$ от TD, ED или CGM широт для дневных (11–13 LT) и ночных (23–01 LT) часов при высокой геомагнитной активности по данным в таблице 1 (точки). Уравнения регрессии (6) по этим данным (сплошные линии), коэффициенты определенности R^2 и стандартные отклонения σ для этих уравнений.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

Выше отмечалось, что индекс F ранее использовался как достаточно адекватный индикатор солнечной активности для ежедневных значений солнечного ультрафиолетового излучения и концентрации максимума слоя $F2$. Тем не менее, поток солнечного радиоизлучения на длине волны 30 см (индекс $F30$) может быть более точным, чем $F10.7$, индикатором солнечной активности для медиан или ежедневных значений $foF2$ [Danilov and Berbeneva, 2023; Laštovička and Burešova, 2023]. Оценка эффективности использования индекса $F30$ для ежедневных значений $foF2$ или $NmF2$ требует специального рассмотрения. По предварительным оценкам, использование в данной работе индекса $F30$ вместо $F10.7$ не приведет к изменению основных выводов работы о вкладе геомагнитной активности в изменчивость $NmF2$. Это связано с высокой корреляцией между индексами $F30$ и $F10.7$ [Laštovička and Burešova, 2023].

Периоды высокой геомагнитной активности встречаются нечасто. Например, в интервале 1958–1988 гг. для дневных часов примерное число наблюдений $foF2$ на анализируемых станциях равно 12000, 2500 и 700 для низкой ($ap(\tau) < 9$), повышенной ($27 < ap(\tau) < 48$) и высокой ($ap(\tau) > 48$) геомагнитной активности. В этом одна из причин использования широкого интервала изменения $ap(\tau)$ для высокой геомагнитной активности.

Для анализа были использованы данные ионосферных станций на близких CGM-широтах. Мы предполагали, что эти широты являются достаточно точными для описания изменений Nm в периоды геомагнитных бурь на разных долготах средних широт. Тем более, что CGM-широты были использованы в модели STORM [Araújo-Pradere et al., 2002], которая дает поправку для $foF2$ на геомагнитную бурю и является частью международной модели ионосферы IRI [Bilitza, 2018]. Отрицательная фаза ионосферной бури на средних широтах в значительной степени обусловлена изменениями температуры и состава термосферы [Buonsanto, 1999]. В эмпирической модели термосферы Jacchia-77 [Jacchia, 1977] для учета эффектов высокой геомагнитной активности использованы инвариантные широты или, как упрощенный вариант, TD-широты. В моделях термосферы серии MSIS [Hedin, 1987; Picone et al., 2002] не использованы геомагнитные координаты. Тем не менее, модели серии MSIS часто используются для анализа эффектов бурь в ионосфере, включая полуэмпирическую модель отрицательной фазы ионосферной бури [Аннакулиев и др., 1997]. На основе анализа данных ионосферных станций Северного полушария с помощью этой полуэмпирической модели было получено, что на средних широтах в определенном долготном регионе ($300 \pm 65^\circ$ E) модель MSIS занижает амплитуду отрицательной фазы ионосферной бури [Аннакулиев и др., 1997]. Возможная причина этого заключается в том, что в моделях серии MSIS недооценена зависимость бури в термосфере от геомагнитных широт. На основе этого мы предполагали, что изменчивость Nm будет почти одинакова на разных долготах для фиксированных CGM-широт, геомагнитной активности и местного времени. Выбор ионосферных станций в узком интервале CGM-широт ($49 \pm 2^\circ$ N) был обусловлен этой причиной.

Анализ показал, что стандартные отклонения Nm от спокойного уровня (σ) при умеренной ($48 > ap(\tau) > 27$) и высокой ($ap(\tau) > 48$) геомагнитной активности почти не отличаются для каждой из этих станций, т.е. для высокой геомагнитной активности наблюдается насыщение в увеличении σ с ростом геомагнитной активности на всех долготах. Эта закономерность изменчивости Nm на средних широтах отмечалась раньше для конкретного долготного региона [Деминов и др., 2023]. В целом, отличия в значениях σ между анализируемыми станциями для умеренной или высокой геомагнитной активности не очень большие. Это не позволило выбрать

оптимальные геомагнитные широты для учета зависимости σ от широты.

Отличия в значениях среднего сдвига x_{ave} концентрации максимума слоя $F2$ относительно спокойного уровня между анализируемыми станциями достаточно большие. Сильная зависимость x_{ave} от геомагнитных широт может быть одной из основных причин такого отличия. В качестве таких геомагнитных широт были выбраны TD, ED и CGM-широты. Было получено, что зависимость x_{ave} от ED-широты точнее зависимости x_{ave} от TD-широты и, тем более, зависимости x_{ave} от CGM-широты в дневные и ночные часы при повышенной геомагнитной активности и в ночные часы при высокой геомагнитной активности. Сильный разброс данных x_{ave} для анализируемых станций в дневные часы при высокой геомагнитной активности не позволил определить преимущество одной из широт для этих условий. Следовательно, в целом, ED-широты, а не CGM-широты, являются оптимальными для учета эффектов бурь в концентрации максимума слоя $F2$ на средних широтах. Этот вывод получен, по-видимому, впервые. В CGM координатах учтены региональные особенности магнитного поля Земли в отличие от ED координат. Для бури в термосфере и, следовательно, для отрицательной фазы ионосферной бури на средних широтах, по-видимому, важен нагрев всей высокоширотной термосферы авроральными электроструями, когда региональные особенности магнитного поля Земли перестают быть важными. В этом может быть причина преимущества ED-широт для бури в ионосфере средних широт.

Приведенные оценки являются предварительными, поскольку рассмотрены данные небольшого числа ионосферных станций и для этих станций не учтена зависимость изменчивости ионосферы от сезона. Последнее было связано со стремлением получить по возможности достаточно большой массив данных ионосферных станций.

6. ВЫВОДЫ

На основе данных среднеширотных ионосферных станций за 1958–1988 гг. на близких исправленных геомагнитных широтах $49 \pm 2^\circ \text{N}$ проведен анализ свойств изменчивости концентрации максимума слоя $F2$ $NmF2$ на разных долготах при повышенной ($48 > ap(\tau) > 27$) и высокой ($ap(\tau) > 48$) геомагнитной активности, где $ap(\tau)$ — средневзвешенный ap -индекс этой активности. В качестве характеристик этой изменчивости использованы стандартное отклонение σ флуктуаций Nm относительно спокойного уровня

и средний сдвиг этих флуктуаций x_{ave} в дневные (11–13 LT) и ночные (23–01 LT) часы. Получены следующие выводы.

1. На всех анализируемых станциях дисперсия σ^2 для повышенной геомагнитной активности больше, чем для спокойных условий, но почти не отличается от σ^2 для высокой геомагнитной активности, т.е. наблюдается насыщение в увеличении σ^2 с ростом геомагнитной активности. Отличия в значениях σ между станциями не очень большие: они меньше среднего для станций значения σ в 6–8 раз.

2. Для всех анализируемых случаев средний сдвиг $x_{ave} < 0$, и для высокой геомагнитной активности модуль x_{ave} больше, чем для повышенной геомагнитной активности. Разница в значениях x_{ave} между анализируемыми станциями достаточно большая: она сопоставима со средним для станций значением x_{ave} .

3. Одна из причин этой разницы связана с зависимостью x_{ave} от широты наклонного (TD) или эксцентричного (ED) диполя или исправленной геомагнитной (CGM) широты как аппроксимаций магнитного поля Земли. Получено, что зависимость x_{ave} от ED-широты точнее зависимости x_{ave} от TD-широты и, тем более, зависимости x_{ave} от CGM-широты в дневные и ночные часы при повышенной геомагнитной активности и в ночные часы при высокой геомагнитной активности. Сильный разброс данных x_{ave} для анализируемых станций в дневные часы при высокой геомагнитной активности не позволил определить преимущество одной из широт для этих условий. Следовательно, в целом, ED-широты, а не CGM-широты, являются оптимальными для учета эффектов бурь в концентрации максимума слоя $F2$ на средних широтах. Этот вывод получен, по-видимому, впервые.

7. БЛАГОДАРНОСТИ

Данные критических частот слоя $F2$ анализируемых ионосферных станций, индексы солнечной и геомагнитной активности были взяты с сайтов Space Physics Interactive Data Resource (SPIDR, <http://spidr.ngdc.noaa.gov/>, до 2015 года), WDC for Solar-Terrestrial Physics, Chilton (<http://www.ukssdc.ac.uk/wdcc1/>), WDC for Geomagnetism, Kyoto (<http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/>).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аннакулиев С.К., Деминов М.Г., Фельдштейн А.Я., Шубин В.Н. О долготном эффекте в отрицательной фазе ионосферной бури на средних широтах // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 37. № 1. С. 75–83. 1997.
- Деминов М.Г., Фищук Я.А. Об использовании аппроксимации геомагнитного поля эксцентричным

- диполем в задачах моделирования ионосферы и плазмосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 40. № 3. С. 119–123. 2000.
- Деминов М.Г., Деминова Г.Ф., Жеребцов Г.А., Полех Н.М. Свойства изменчивости концентрации максимума F_2 -слоя над Иркутском при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности // Солнечно-земная физика. Т. 1. № 1. С. 56–62. 2015. <https://doi.org/10.12737/6558>
- Деминов М.Г., Деминова Г.Ф., Депуев В.Х., Депуева А.Х. Свойства изменчивости концентрации максимума F_2 -слоя над Алма-Атой при разных уровнях солнечной и геомагнитной активности // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 63. № 5. С. 630–637. 2023. <https://doi.org/10.31857/S0016794023600308>
- Черниговская М.А., Шпынев Б.Г., Хабитуев Д.С., Ратовский К.Г., Белинская А.Ю., Степанов А.Е., Бычков В.В., Григорьева С.А., Панченко В.А., Мелич Й. Исследование отклика среднеширотной ионосферы Северного полушария на магнитные бури в марте 2012 г. // Солнечно-земная физика. Т. 8. № 4. С. 46–56. 2022. <https://doi.org/10.12737/szf-84202204>
- Alken P., Thebault E., Beggan C.D. et al. International geomagnetic reference field: the thirteenth generation // Earth Planets Space. V. 73. № 1. ID 49. 2021. <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01288-x>
- Altadill D. Time/altitude electron density variability above Ebro, Spain // Adv. Space Res. V. 39. № 5. P. 962–969. 2007. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2006.05.031>
- Araujo-Pradere E.A., Fuller-Rowell T.J., Codrescu M.V. STORM: An empirical storm-time ionospheric correction model: 1. Model description // Radio Sci. V. 37. № 5. ID 1070. 2002. <https://doi.org/10.1029/2001RS002467>
- Araujo-Pradere E.A., Fuller-Rowell T.J., Codrescu M.V., Bilitza D. Characteristics of the ionospheric variability as a function of season, latitude, local time, and geomagnetic activity // Radio Sci. V. 40. № 5. ID RS5009. 2005. <https://doi.org/10.1029/2004RS003179>
- Bilitza D. IRI the international standard for the ionosphere // Adv. Radio Sci. V. 16. P. 1–11. 2018. <https://doi.org/10.5194/ars-16-1-2018>
- Buonsanto M.J. Ionospheric storms: a review // Space Sci. Rev. V. 88. № 3–4. P. 563–601. 1999. <https://doi.org/10.1023/A:1005107532631>
- Chernigovskaya M.A., Shpynev B.G., Yasyukevich A.S. et al. Longitudinal variations of geomagnetic and ionospheric parameters in the Northern Hemisphere during magnetic storms according to multi-instrument observations // Adv. Space Res. V. 67. № 2. P. 762–776. 2021. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2020.10.028>
- Danilov A.D., Berbeneva N.A. Statistical analysis of the critical frequency f_oF_2 dependence on various solar activity indices // Adv. Space Res. V. 72. № 6. P. 2351–2361. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2023.05.012>
- Deminov M.G., Deminova G.F., Zhrebtsov G.A., Polekh N.M. Statistical properties of variability of the quiet ionosphere F_2 -layer maximum parameters over Irkutsk under low solar activity // Adv. Space Res. V. 51. № 5. P. 702–711. 2013. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.09.037>
- Forbes J.M., Palo S.E., Zhang X. Variability of the ionosphere // J. Atmos. Sol.-Terr. Phys. V. 62. № 8. P. 685–693. 2000. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(00\)00029-8](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(00)00029-8)
- Fotiadis D.N., Kouris S.S. A functional dependence of f_oF_2 variability on latitude // Adv. Space Res. V. 37. № 5. P. 1023–1028. 2006. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.02.054>
- Fraser-Smith A.C. Centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles, 1600–1985 // Rev. Geophys. V. 25. № 1. P. 1–16. 1987. <https://doi.org/10.1029/RG025i001p00001>
- Gustafsson G., Papitashvili N.E., Papitashvili V.O. A revised corrected geomagnetic coordinate system for epochs 1985 and 1990 // J. Atmos. Terr. Phys. V. 54. № 11–12. P. 1609–1631. 1992. [https://doi.org/10.1016/0021-9169\(92\)90167-J](https://doi.org/10.1016/0021-9169(92)90167-J)
- Hedin A.E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res. – Space. V. 92. № 5. P. 4649–4662. 1987. <https://doi.org/10.1029/JA092iA05p04649>
- Jacchia L.G. Thermospheric temperature, density and composition: New models // SAO Special Report. № 375. 1977.
- Kilifarska N.A. Longitudinal effects in the ionosphere during geomagnetic storms // Adv. Space Res. V. 8. № 4. P. 23–26. 1988. [https://doi.org/10.1016/0273-1177\(88\)90200-1](https://doi.org/10.1016/0273-1177(88)90200-1)
- Koochak Z., Fraser-Smith A. C. An update on the centered and eccentric geomagnetic dipoles and their poles for the years 1980–2015 // Earth and Space Science. V. 4. P. 626–636. 2017. <https://doi.org/10.1002/2017EA000280>
- Laštovička J., Burešova D. Relationships between f_oF_2 and various solar activity proxies // Space Weather. V. 21. № 4. ID e2022SW003359. 2023. <https://doi.org/10.1029/2022SW003359>
- Lei J., Liu L., Wan W., Zhang S.-R. Variations of electron density based on long-term incoherent scatter radar and ionosonde measurements over Millstone Hill // Radio Sci. V. 40. № 2. ID RS2008. 2005. <https://doi.org/10.1029/2004RS003106>
- Liu L., Wan W., Ning B., Pirog O.M., Kurkin V.I. Solar activity variations of the ionospheric peak electron density // J. Geophys. Res. – Space. V. 111. № 8. ID A08304. 2006. <https://doi.org/10.1029/2006JA011598>
- Ma R., Xu J., Wang W., Yuan W. Seasonal and latitudinal differences of the saturation effect between ionospheric NmF_2 and solar activity indices // J. Geophys. Res. – Space. V. 114. № 10. ID A10303. 2009. <https://doi.org/10.1029/2009JA014353>
- Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: statistical comparisons and scientific issues // J. Geophys. Res. – Space. V. 107. № 12. ID 1468. 2002. <https://doi.org/10.1029/2002JA009430>

- Pirog O., Deminov M., Deminova G., Zhrebtsov G., Polekh N. Peculiarities of the nighttime winter $foF2$ increase over Irkutsk // *Adv. Space Res.* V. 47. № 6. P. 921–929. 2011. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2010.11.015>
- Ratovsky K.G., Medvedev A.V., Tolstikov M.V. Diurnal, seasonal and solar activity pattern of ionospheric variability from Irkutsk Digisonde data // *Adv. Space Res.* V. 55. № 8. P. 2041–2047. 2015. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2014.08.001>
- Ratovsky K.G., Medvedeva I.V. Local empirical model of ionospheric variability // *Adv. Space Res.* V. 71. № 5. P. 2299–2306. 2023. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.10.065>
- Richards P.G., Fennelly J.A., Torr D.G. EUVAC: A solar EUV flux model for aeronomic calculations // *J. Geophys. Res.* – *Space*. V. 99. № 5. P. 8981–8992. 1994. <https://doi.org/10.1029/94JA00518>
- Richards P.G., Woods T.N., Peterson W.K. HEUVAC: A new high resolution solar EUV proxy model // *Adv. Space Res.* V. 37. № 2. P. 315–322. 2006. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2005.06.031>
- Rishbeth H., Mendillo M. Patterns of $F2$ -layer variability // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* V. 63. № 15. P. 1661–1680. 2001. [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(01\)00036-0](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(01)00036-0)
- Shpynev B.G., Zolotukhina N.A., Polekh N.M. et al. The ionosphere response to severe geomagnetic storm in March 2015 on the base of the data from Eurasian high-middle latitudes ionosonde chain // *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.* V. 180. P. 93–105. 2018. <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2017.10.014>
- Taylor J.R. An introduction to error analysis. Mill Valley, CA: Univer. Sci. Books, 270 p. 1982.
- Wrenn G.L. Time-weighted accumulations $ap(\tau)$ and $Kp(\tau)$ // *J. Geophys. Res.* – *Space*. V. 92. № 9. P. 10125–10129. 1987. <https://doi.org/10.1029/JA092iA09p10125>
- Wrenn G.L., Rodger A.S. Geomagnetic modification of the mid-latitude ionosphere - Toward a strategy for the improved forecasting of $foF2$ // *Radio Sci.* V. 24. № 1. P. 99–111. 1989. <https://doi.org/10.1029/RS024i001p00099>
- Zhang S.-R., Holt J.M. Ionospheric climatology and variability from long-term and multiple incoherent scatter radar observations: variability // *Ann. Geophys.* V. 26. № 6. P. 1525–1537. 2008. <https://doi.org/10.5194/angeo-26-1525-2008>

$NmF2$ Variability at Different Longitudes in Mid-Latitudes: The Role of Geomagnetic Activity

V. Kh. Depuev^{1,*}, M. G. Deminov¹, G. F. Deminova¹, A. Kh. Depueva¹

¹*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere, and Radio Wave Propagation,
Russian Academy of Sciences, Troitsk, Moscow, Russia*

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

Based on data from mid-latitude ionospheric stations at close corrected geomagnetic latitudes, the properties of the variability in the $F2$ layer peak density ($NmF2$) at different longitudes were analyzed during increased ($48 > ap(\tau) > 27$) and high ($ap(\tau) > 48$) geomagnetic activity, where $ap(\tau)$ is the weighted average ap -index of this activity. The standard deviation σ of Nm fluctuations with respect to the quiet level and the average shift of these fluctuations x_{ave} were used as characteristics of this variability. It was found that at all analyzed stations, the variance σ^2 for increased geomagnetic activity is greater than for quiet conditions but hardly differs from σ^2 for high geomagnetic activity. For all analyzed cases, the average shift $x_{ave} < 0$, and for high geomagnetic activity, the absolute value of x_{ave} is greater than for increased geomagnetic activity. The difference in x_{ave} values between the analyzed stations is quite large. One reason for this difference may be related to the dependence of x_{ave} on geomagnetic latitudes. Approximations of the geomagnetic field by the tilted dipole (TD), eccentric dipole (ED), or using corrected geomagnetic (CGM) coordinates were used to select these latitudes. It was found that the dependence of x_{ave} on ED latitude is more accurate than the dependence of x_{ave} on TD latitude and, moreover, the dependence of x_{ave} on CGM latitude. Therefore, ED latitudes, and not CGM latitudes, are optimal for accounting for storm effects on the $F2$ layer peak density at mid-latitudes. This conclusion has apparently been obtained for the first time.