

УДК 550.388.2

ЗАВИСИМОСТЬ ВОЗНИКНОВЕНИЯ УСЛОВИЯ G В ОБЛАСТИ F ИОНОСФЕРЫ ОТ СОЛНЕЧНОЙ И ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТЕЙ

© 2011 г. М. Г. Деминов¹, Е. Б. Романова², А. В. Тащилин²¹Учреждение РАН Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова, Троицк (Московская обл.)²Учреждение РАН Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск

e-mail: deminov@izmiran.ru

Поступила в редакцию 15.04.2010 г.

На основе численного моделирования ионосферы над пунктами 50° N, 105° E и 70° N, 105° E для летних условий в полдень определены зависимости возникновения условия G в области F ионосферы от солнечной и геомагнитной активностей. Получено, что пороговое значение Kp -индекса геомагнитной активности (Kp_S), начиная с которого возможно возникновение условия G , минимально для низкой солнечной активности на относительно высоких широтах в восстановительную фазу геомагнитной бури. В среднем Kp_S увеличивается с ростом солнечной активности, но для определенных значений Kp условие G может возникать при высокой солнечной активности и отсутствовать при средней солнечной активности, что предсказано, по-видимому, впервые. Эти свойства возникновения условия G не противоречат известным результатам статистического анализа условия G по данным мировой сети ионосферных станций.

1. ВВЕДЕНИЕ

Условие G в области F ионосферы определяют как условие, при котором критическая частота $F2$ -слоя равна критической частоте $F1$ -слоя или меньше этой частоты, т.е. $NmF2 \leq NmF1$, где $NmF2$ и $NmF1$ — концентрация максимума $F2$ -слоя и $F1$ -слоя [Piggott and Rawer, 1972]. Статистический анализ данных мировой сети ионосферных станций за 1957–1990 гг. показал, что вероятность P возникновения условия G : а) увеличивается при уменьшении зенитного угла Солнца и при прочих равных условиях максимальна в дневные часы летом; б) увеличивается с ростом широты; в) увеличивается с ростом геомагнитной активности, причем зависимость P от Kp -индекса этой активности экспоненциальна; г) уменьшается с ростом солнечной активности при переходе от низкой к средней солнечной активности, достигает минимума при $F10.7 = 140–170$, а при дальнейшем росте солнечной активности опять увеличивается [Lobzin and Pavlov, 2002a, 2002b]. Здесь и ниже $F10.7$ — величина потока радиоизлучения Солнца на длине волны 10.7 см, которая измеряется в 10^{-22} Вт/м² Гц. На основе сопоставления P с вероятностью возникновения $F1$ -слоя и уменьшения $NmF2$, т.е. отрицательного возмущения $NmF2$, получено, например, что увеличение P при переходе от средней к высокой солнечной активности связано в основном с увеличенной вероятностью сильных отрицательных возмущений $NmF2$ при высокой солнечной активности. Это, по-видимому, является следствием зависимости $NmF2$ от Kp , поскольку интенсивные геомагнитные бури чаще возникают при

высокой солнечной активности [Lobzin and Pavlov, 2002a]. Этот пример показывает, что солнечная и геомагнитная активности не являются независимыми при статистическом анализе, что усложняет выделение закономерностей зависимости P от геофизических условий.

Среднее (по всему массиву данных за 1957–1990 гг.) значение $P = 0.34\%$ [Lobzin and Pavlov, 2002a], т.е. условие G возникает нечасто. Тем не менее механизмы возникновения условия G для конкретных случаев анализировались по данным станций некогерентного рассеяния радиоволн для спокойных условий [Pavlov and Buonsanto, 1998] и для периодов геомагнитных бурь [Oliver, 1990; Pavlov et al., 1999; Schlesier and Buonsanto, 1999; Pavlov and Foster, 2001; Mikhailov and Schlegel, 2003]. Отметим, что этот анализ основывался на решении уравнений переноса для ионосферной плазмы различной степени полноты, в которых диффузия молекулярных ионов не учитывалась. Было получено, что во всех рассмотренных случаях возникновение условия G обусловлено в основном изменением параметров термосферы (плотности, состава, температуры и скорости ветра), которые приводят к уменьшению $NmF2$ при относительно слабом изменении $NmF1$. Отметим, что уменьшения $NmF2$ в период геомагнитной бури соответствуют отрицательной фазе ионосферной бури, и связь этой фазы ионосферной бури с изменением параметров термосферы общепризнана [Брюнелли и Намгаладзе, 1988; Buonsanto, 1999; Danilov and Lastovicka, 2001].

Дополнительные сведения о возможных зависимостях возникновения условия G от солнечной и геомагнитной активностей как независимых параметров можно получить на основе моделирования без привлечения данных об измерениях параметров ионосферы из-за относительно редких случаев наблюдения условия G . Решение этой задачи на основе численной модели ионосферы [Tashchilin and Romanova 1995, 2002] является основной целью данной работы. В этой модели учитывается диффузия молекулярных ионов, и анализ возможного вклада этой диффузии в формирование условия G является дополнительной целью данной работы.

2. МОДЕЛЬ

Для вычисления параметров ионосферы использована модель ИСЗФ СО РАН [Tashchilin and Romanova, 1995, 2002], которая является развитием модели [Кринберг и Тащилин, 1984] путем учета дрейфа ионосферной плазмы под действием электрического поля магнитосферной конвекции и высыпаний высокоэнергичных электронов. В данном варианте модели [Tashchilin and Romanova, 1995, 2002] молекулярные ионы N_2^+ , NO^+ , O_2^+ рассматриваются как один ион M^+ с массой $m(M^+) = 30$ а.е.м. и концентрацией $N(M^+) = n(N_2^+) + n(NO^+) + n(O_2^+)$. Этот вариант модели дает концентрации ионов водорода $N(H^+)$, кислорода $N(O^+)$, молекулярных ионов $N(M^+)$ и электронов $N_e = N(H^+) + N(O^+) + N(M^+)$, температуры электронов T_e и ионов T_i вдоль силовых линий геомагнитного поля на высотах $h \geq 120$ км от данной до магнитосопряженной области ионосферы во все часы мирового времени. Основу модели составляет решение системы уравнений непрерывности и движения ионов H^+ , O^+ , M^+ , уравнений теплового баланса электронов и ионов, а также уравнений переноса фотоэлектронов в сопряженных ионосферах с учетом процессов захвата и термализации в плазмосфере. Алгоритм решения этих уравнений приведен в монографии [Кринберг и Тащилин, 1984]. В данном варианте модели ионосферы использованы экспериментальные значения коэффициентов скоростей ионно-молекулярных реакций O^+ с N_2 и O_2 [Hierl et al., 1997] с учетом результатов работы [Pavlov et al., 1999] при $T_V = T_n$, где T_n — температура нейтральных частиц, T_V — так называемая колебательная температура N_2 или O_2 . На основе данных о коэффициентах диссоциативной рекомбинации NO^+ и O_2^+ [Sheehan and St.-Maurice, 2004] принято, что для M^+ коэффициент скорости диссоциативной рекомбинации $\alpha = 2.3 \times 10^{-13} (300/T_e)^{0.7}$ м⁻³/с. В остальном коэффициенты уравнений переноса совпадают с принятыми в базовой модели ионосферы [Кринберг и Тащилин, 1984; Tashchilin and Romanova, 1995, 2002].

Параметры термосферы и поток солнечного ионизирующего излучения являются внешними параметрами модели. В данном варианте использована модель NRLMSISE-00 [Picone et al., 2002] для концентраций основных компонентов и температуры термосферы, модели HWM07 [Drob et al., 2008] и DWM07 [Emmert et al., 2008] для горизонтальной скорости термосферного ветра U и модель EUVAC [Richards et al., 1994] для солнечного ионизирующего излучения. Модели HWM07 и DWM07 дают значения $U = U_0 + \Delta U$, где U_0 — скорость ветра для спокойных условий по модели HWM07, ΔU — поправка по модели DWM07, отражающая зависимость скорости ветра от геомагнитной активности.

Из результатов статистического анализа следует, что при прочих равных условиях вероятность возникновения условия G максимальна в дневные часы местным летом [Lobzin and Pavlov, 2002a]. Поэтому ниже приведены результаты расчетов по используемой модели ионосферы для 15 июля в полдень над двумя пунктами с координатами $50^\circ N$, $105^\circ E$ и $70^\circ N$, $105^\circ E$. Эти условия отличаются только широтой, поэтому для краткости ниже они обозначаются как $50^\circ N$ и $70^\circ N$. Для определения основных тенденций зависимости параметров ионосферы от солнечной и геомагнитной активностей были выполнены расчеты для низкой ($F10.7 = 70$), средней ($F10.7 = 140$) и высокой ($F10.7 = 210$) солнечной активности и для фиксированных значений Kp -индекса геомагнитной активности в интервале $0 \leq Kp \leq 8$.

Для перечисленных случаев скорость ветра U задавалась в двух вариантах — с учетом ($U = U_0 + \Delta U$) и без учета ($U = U_0$) зависимости U от Kp . Первый вариант качественно соответствует главной фазе, второй — восстановительной фазе магнитной бури, поскольку концентрации основных компонентов и температура термосферы зависят от предыстории изменения геомагнитной активности в гораздо большей степени, чем скорость термосферного ветра [Picone et al., 2002; Emmert et al., 2008]. Отметим, что эмпирические модели U , включая модель DWM07, обладают невысокой точностью. Поэтому, например, при моделировании области $F2$ ионосферы для конкретных случаев скорость U часто задают не по эмпирической модели, а определяют на основе решения обратной задачи ионосферы по известной высоте максимума $F2$ -слоя [Richards, 1991]. В полуэмпирической модели бури в ионосфере средних широт, которая дает приемлемое согласие с данными наблюдений для отрицательной фазы этой бури, относительные изменения $NmF2$ не зависят явно от U [Шубин и Аннакулиев, 1995; Аннакулиев и др., 2005]. Выбор вариантов задания U связан с этими причинами, и вариант, в котором не учитывается зависимость U от Kp , является основным, по крайней мере, для восстановительной фазы магнитной бури.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ АНАЛИЗА

3.1. Низкая солнечная активность

На рисунке 1 приведены результаты расчетов высотного распределения параметров ионосферы при низкой солнечной активности ($F10.7 = 70$) на широте $70^\circ N$ для $U = U_0$. Результаты расчетов и приведенные на рис. 1 данные показывают, что диффузия молекулярных ионов практически не влияет на концентрацию этих ионов в дневные часы ниже примерно 500 км при любом уровне геомагнитной активности. Кулоновские столкновения O^+ с M^+ приводят к слабому увеличению концентрации ионов кислорода $N(O^+)$ и концентрации электронов N_e вблизи и выше максимума $N(O^+)$ из-за уменьшения коэффициента диффузии O^+ . Такие изменения $N(O^+)$ и N_e меньше 7% для всех приведенных на рис. 1 данных. Следовательно, в дневные часы диффузия молекулярных ионов (ниже примерно 500 км) и кулоновские столкновения O^+ с M^+ не оказывают существенного влияния на параметры ионосферы при любом уровне геомагнитной активности. Тем не менее, все приведенные ниже результаты основаны на полном варианте модели с учетом этих процессов.

На фиксированных высотах в интервале 160–200 км увеличение геомагнитной активности обычно приводит к увеличению $N(M^+)$, уменьшению $N(O^+)$ и уменьшению концентрации электронов N_e из-за относительно более сильного уменьшения $N(O^+)$, что согласуется с результатами анализа конкретных экспериментальных данных станций некогерентного рассеяния радиоволн на основе моделирования [Mikhailov and Schlegel, 2003] и статистического анализа N_e по данным ионосферных станций в Европе [Buresova et al., 2002]. Например, на высоте 180 км для приведенных на рис. 1 данных $N_e = 17.4$; $N(M^+) = 0.638N_e = 11.1$ при $Kp = 0$ и $N_e = 15.3$; $N(M^+) = 0.948N_e = 14.5$ при $Kp = 8$. Здесь и ниже концентрации заряженных частиц измеряются в 10^{10} м^{-3} . На высоте максимума концентрации молекулярных ионов $hm(M^+)$, где $N(M^+) = Nm(M^+)$, зависимость N_e и ионного состава от Kp слабее, чем на фиксированных высотах вблизи этого максимума: $hm(M^+) \approx 160$ км, $N_e = 15.3$; $N(M^+) = 0.876N_e = 13.4$ при $Kp = 0$ и $hm(M^+) \approx 180$ км, $N_e = 15.3$; $N(M^+) = 0.948N_e = 14.5$ при $Kp = 8$. Это в значительной степени обусловлено слабой зависимостью максимума скорости ионизации молекулярных ионов от состава термосферы и относительно низким содержанием $N(O^+)$ на высоте этого максимума.

Из этих оценок и данных на рис. 1 видно, что зависимость высотного профиля $N_e(h)$ от Kp обусловлена в основном зависимостью $N(O^+)$ от Kp , и на высотах области $F1$, где $N(M^+) > N(O^+)$, зависимость N_e от Kp относительно слабая. Эта закономерность

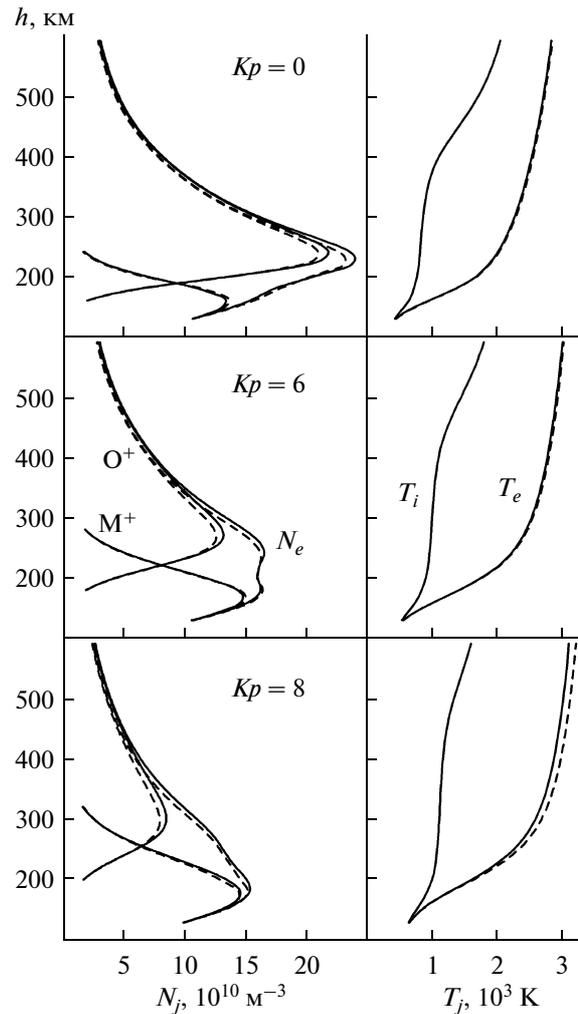


Рис. 1. Зависимости концентрации ионов O^+ , M^+ и электронов N_e , температуры ионов T_i и электронов T_e от высоты h на широте $70^\circ N$ для низкой солнечной активности, $U = U_0$ и трех уровней геомагнитной активности ($Kp = 0, 6, 8$) с учетом (сплошные линии) и без учета (штриховые линии) диффузии молекулярных ионов и кулоновских столкновений O^+ с M^+ .

хорошо известна и качественно связана с зависимостью $N(O^+)$ от состава термосферы в основном через отношение $N(O)/N(N_2)$ [Брюнелли и Намгаладзе, 1988; Buonsanto, 1999; Danilov and Lastovicka, 2001].

Ниже примерно 350 км температура ионов T_i почти совпадает с температурой нейтральных частиц T_n , и увеличение T_n с ростом Kp приводит к увеличению T_i на этих высотах. Выше примерно 250 км температура электронов T_e увеличивается с ростом геомагнитной активности из-за уменьшения скорости охлаждения электронов при кулоновских столкновениях электронов с ионами, которое обусловлено в основном уменьшением N_e (см. рис. 1).

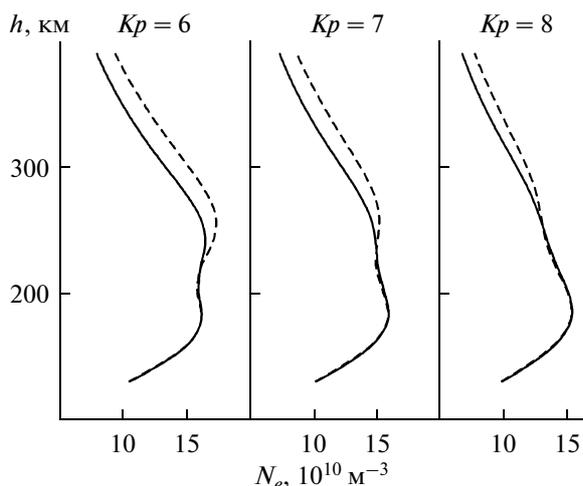


Рис. 2. Зависимость концентрации электронов N_e от высоты h на широте 70° N для низкой солнечной активности, трех уровней геомагнитной активности ($Kp = 6, 7, 8$), с учетом (штриховые линии) и без учета (сплошные линии) зависимости скорости термосферного ветра от Kp .

Уменьшение $NmF2$ с ростом Kp может привести к возникновению условия G , поскольку $NmF1$ слабо зависит от геомагнитной активности. Из рисунка 1 видно, что $NmF1 \approx NmF2$ при $Kp = 6$ и условие G выполнено при $Kp \geq 6$. Скорость ветра не зависит от Kp для приведенного на рис. 1 варианта, т.е. $U = U_0$, что приближенно соответствует восстановительной фазе геомагнитной бури. Следовательно, условие G может существовать как регулярная характеристика ионосферы на широте 70° N летом в полдень при низкой солнечной активности в восстановительную фазу геомагнитной бури при $Kp \geq 6$. Учет зависимости U от Kp , т.е. использование соотношения $U = U_0 + \Delta U$, в котором направленный на юг компонент скорости ветра U_x увеличивается с ростом Kp [Emmert et al., 2008], приводит к дополнительному увеличению $Nm(O^+)$ и $NmF2$. Это видно на примере изменений N_e , приведенных на рис. 2. Из этого рисунка следует, что в интервале $6 \leq Kp \leq 8$ относительный вклад термосферного ветра в N_e уменьшается с ростом Kp , несмотря на увеличение U_x . Это связано в основном с зависимостью вклада ветра в $Nm(O^+)$ от произведения AU_x , которое уменьшается с ростом Kp при $Kp \geq 6$, где качественно $A \sim (N(O)/(k_1 N(N_2)^{4/7}))^{0.65}$, k_1 — коэффициент скорости ионно-молекулярной реакции O^+ с N_2 [Демин и др., 1988; Deminov and Kilifarska, 1992]. Ослабление вклада ветра в N_e с ростом Kp приводит к тому, что для приведенного на рис. 2 варианта условие G выполнено при $Kp \geq 7$ даже при учете зависимости U от Kp .

Из рисунка 1 видно, что максимум $F1$ -слоя неотчетлив при $Kp = 0$, максимум $F2$ -слоя отсутствует при $Kp = 8$. Максимум $Nm(O^+)$ в области $F2$ и макси-

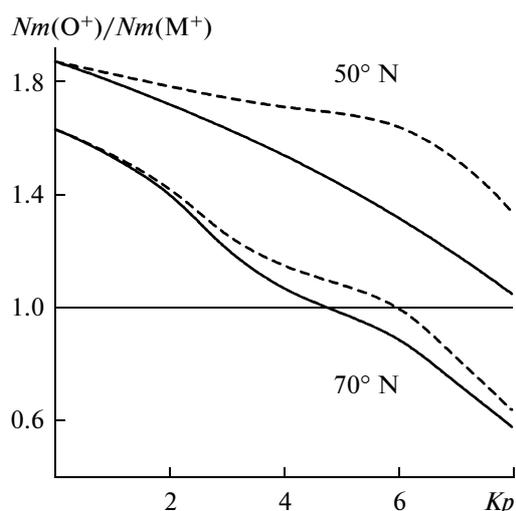


Рис. 3. Зависимость отношения $Nm(O^+)/Nm(M^+)$ от Kp для низкой солнечной активности на широтах 50° N и 70° N с учетом (штриховые линии) и без учета (сплошные линии) зависимости скорости термосферного ветра от Kp .

мум $Nm(M^+)$ в области $F1$ существуют при любом уровне геомагнитной активности. Для случаев, когда $NmF2$ и $NmF1$ определяются однозначно, отношение $NmF2/NmF1$ несильно отличается от $Nm(O^+)/Nm(M^+)$, но обычно $NmF2/NmF1 > Nm(O^+)/Nm(M^+)$. Поэтому приближенной характеристикой возникновения условия G является отношение $Nm(O^+)/Nm(M^+)$, зависимость которого от Kp приведена на рис. 3. Из этого рисунка видно, что на широте 70° N условие $Nm(O^+)/Nm(M^+) = 1$ выполнено при $Kp = 5$ и $Kp = 6$ для вариантов без учета и с учетом зависимости U от Kp соответственно. Разница между этими двумя вариантами расчетов увеличивается с ростом Kp в интервале $0 < Kp < 6$ и уменьшается с ростом Kp при $Kp \geq 6$, отражая характер зависимости произведения AU_x от Kp . При переходе от широты 70° N к широте 50° N отношение $Nm(O^+)/Nm(M^+)$ увеличивается для любого фиксированного значения Kp , и на широте 50° N условие $Nm(O^+)/Nm(M^+) = 1$ может быть выполнено только при $Kp > 8$ даже для варианта, когда зависимость U от Kp не учитывается. Вариант без учета зависимости U от Kp , по-видимому, более реалистичен, по крайней мере, для восстановительной фазы магнитной бури (см. раздел 2). Поэтому ниже приведен только этот вариант.

3.2. Средняя и высокая солнечная активность

Обычно отношение $NmF2/NmF1$ увеличивается с ростом солнечной активности из-за более сильной зависимости $NmF2$ от этой активности (см., например, [Брюнелли и Намгаладзе, 1988]). Поэтому увеличение солнечной активности приводит к росту порогового значения $Kp = Kp_S$, начиная с кото-

рого возможно возникновение условия G . Тем не менее, на относительно высоких широтах для определенных значений Kp условие G может возникать при высокой солнечной активности и не возникать при средней солнечной активности. Для приведенных на рис. 4 вариантов условие G реализуется при $Kp = 8$ для высокой солнечной активности ($hmF2 \approx 350$ км, $NmF2 = 26.1$, $hmF1 = 225$ км, $NmF1 = 28.9$ и $NmF2/NmF1 = 0.9$) и не реализуется для средней солнечной активности ($hmF2 \approx 310$ км, $NmF2 = 19.7$, $hmF1 = 180$ км, $NmF1 = 17.1$ и $NmF2/NmF1 = 1.15$), где по-прежнему концентрация электронов измеряется в 10^{10} м^{-3} . Данная особенность возникновения условия G связана с тем, что при переходе от $Kp = 7$ к $Kp = 8$ концентрация $NmF1$ уменьшается сильнее, чем $NmF2$, при средней солнечной активности и почти не изменяется при высокой солнечной активности (см. рис. 4). Концентрация электронов N_e на высотах области $F1$ существенно зависит от параметров термосферы на этих высотах (см., например, [Щепкин и др., 1997, 2004]). Анализ показывает, что зависимости этих параметров от солнечной и геомагнитной активностей по модели NRLMSISE-00 [Picone et al., 2002] являются основной причиной особенностей изменений N_e , приведенных на рис. 4. В области $F1$ в среднем температура T_n и концентрация $N(N_2)$ увеличиваются с ростом солнечной и геомагнитной активностей, $N(O)$ увеличивается с ростом солнечной активности и уменьшается с ростом геомагнитной активности, $N(O_2)$ уменьшается с ростом солнечной активности и увеличивается с ростом геомагнитной активности. Разный характер зависимостей концентраций основных компонентов термосферы от солнечной и геомагнитной активностей приводит к тому, что общая тенденция к увеличению $hmF1$ с геомагнитной активностью может нарушаться в определенных интервалах изменений этой активности. Для низкой солнечной активности эта тенденция не нарушается, для средней солнечной активности она нарушается при переходе от $Kp = 7$ к $Kp = 8$, для высокой солнечной активности она нарушается для $Kp \approx 6$, т.е. $hmF1$ при $Kp = 6$ не больше, чем при $Kp = 4$. Опускание $F1$ -слоя связано с уменьшением $hm(M^+)$ и $Nm(M^+)$ из-за изменения скорости ионизации молекулярных ионов. Это приводит к уменьшению $N(M^+)$ на высоте максимума $F1$ -слоя, что дает уменьшение $NmF1$. В слое $F1$ отношение $N(O^+)/N_e$ увеличивается с высотой (см. рис. 1). Поэтому опускание $F1$ -слоя приводит к дополнительному уменьшению $NmF1$ из-за уменьшения вклада $N(O^+)$ в $NmF1$. Например, для фиксированного $Kp = 8$: $hmF1 = 180$ км, $NmF1 = 17.1 = 1.08 N(M^+)$ при средней солнечной активности (см. рис. 4а) и $hmF1 = 225$ км, $NmF1 = 28.9 = 1.24 N(M^+)$ при высокой солнечной активности (см. рис. 4б). Данное сопоставление корректно, поскольку расчеты показывают, что на фиксированных высотах области $F1$ при фиксированном

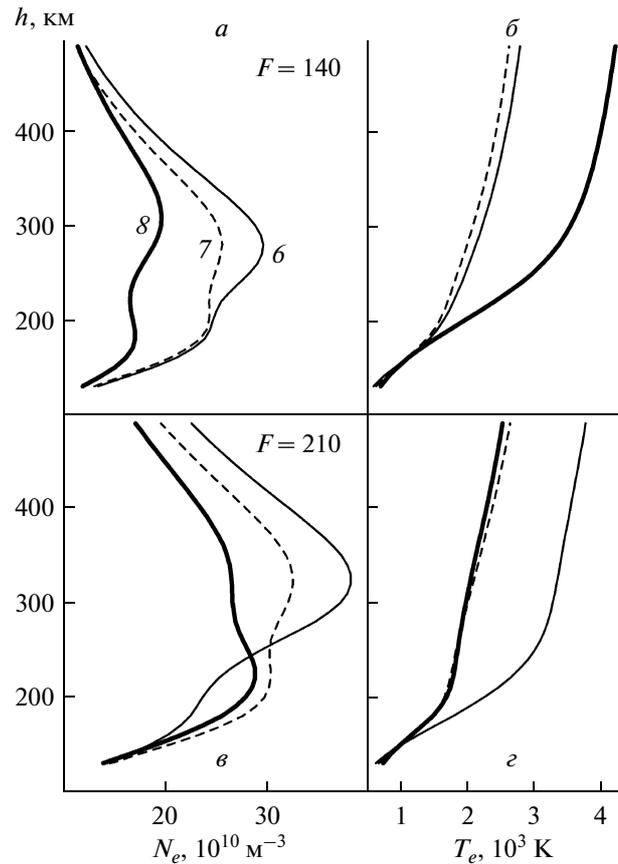


Рис. 4. Зависимость концентрации N_e и температуры T_e от высоты h на широте 70° N при средней ($F10.7 = F = 140$) и высокой ($F = 210$) солнечной активности для $Kp = 6, 7$ и 8 – тонкие, штриховые и толстые линии.

Kp значения $N(O^+)$ отличаются несильно при средней и высокой солнечной активности. В этом, по-видимому, заключается основная причина немонотонного характера зависимости N_e от геомагнитной активности на высотах области $F1$, который для средней и высокой солнечной активности различен.

Из данных на рис. 4 можно видеть общую тенденцию – температура электронов T_e во всей области F антикоррелирует с N_e ниже примерно 250 км. Поэтому при средней солнечной активности максимальные значения T_e наблюдаются для $Kp = 8$ (см. рис. 4б), а при высокой солнечной активности – для $Kp = 6$ (см. рис. 4а). Это качественно связано с преобладанием локальных процессов нагрева и охлаждения электронов ниже примерно 300 км и зависимостью T_e выше этой области от температуры электронов на высоте $h \approx 300$ км [Кринберг и Ташилин, 1984]. Локальные процессы охлаждения электронов пропорциональны N_e , что и является одной из основных причин отмеченной тенденции.

4. ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные результаты получены для ионосферы над конкретными пунктами и существенно зависят от свойств используемой модели термосферы NRLMSISE-00. Параметры термосферы по этой модели могут отличаться от результатов измерений в конкретных случаях, что косвенно следует из результатов анализа данных станций HPP (см., например, [Pavlov and Buonsanto, 1998; Pavlov and Foster, 2001; Mikhailov and Schlegel, 2003]). Поэтому конкретные значения Kp , при которых возникает условие G , могут отличаться от приведенных. Тем не менее, модель NRLMSISE-00 верно отражает основные тенденции изменения плотности, температуры и состава термосферы, поскольку основана на экспериментальных данных. Поэтому вывод о возможности немонотонного характера зависимости N_e от геомагнитной активности на высотах области $F1$, который для средней и высокой солнечной активности различен, является достаточно общим, и этот результат на основе моделирования получен, по-видимому, впервые. Следствием этого результата является возможность существования условия G при высокой солнечной активности и его отсутствия при средней солнечной активности для одних и тех же значений уровня геомагнитной активности (см. рис. 4). В остальном приведенные результаты подтверждают известный вывод о важной роли уменьшения $NmF2$ из-за изменения состава и температуры термосферы в возникновении условия G в периоды высокой геомагнитной активности, полученный на основе анализа конкретных случаев [Pavlov et al., 1999; Schlesier and Buonsanto, 1999; Pavlov and Foster, 2001; Mikhailov and Schlegel, 2003].

В целом отношение $NmF2/NmF1$ минимально на относительно высоких широтах при низкой солнечной и высокой геомагнитной активности, что согласуется с общими тенденциями изменения вероятности P наблюдения условия G [Lobzin and Pavlov, 2002a]. Приведенные результаты показывают, что даже при низкой солнечной активности на широте $70^\circ N$ условие G как регулярная характеристика ионосферы в полдень может возникать только при $Kp \geq 6$. Такие значения Kp при низкой солнечной активности наблюдаются очень редко [Lobzin and Pavlov, 2002a]. В этом, по-видимому, одна из причин, почему возникновение условия G — нечастое явление. Возможность возникновения условия G при низкой геомагнитной активности, по-видимому, связана с изменчивостью $NmF2$ ото дня ко дню, которая достаточно высока [Forbes et al., 2000; Rishbeth and Mendillo, 2001; Деминов и др., 2009]. Экспоненциальная зависимость P от Kp [Lobzin and Pavlov, 2002a] может быть связана с этой изменчивостью и существованием порогового значения Kp для возникновения условия G . Наблюдаемое увеличение P при переходе от средней к высокой солнечной активности может являться следствием увеличения

частоты появления высоких значений Kp при высокой солнечной активности и зависимостью $NmF2$ от Kp [Lobzin and Pavlov, 2002a]. Показанная на основе моделирования возможность существования условия G при высокой солнечной активности и его отсутствия при средней солнечной активности для одних и тех же значений Kp , по-видимому, может быть дополнительной причиной этой зависимости P от солнечной активности. Следовательно, в целом полученные результаты моделирования не противоречат результатам статистического анализа данных мировой сети ионосферных станций [Lobzin and Pavlov, 2002a, 2002b].

5. ВЫВОДЫ

На основе численного моделирования ионосферы над пунктами $50^\circ N$, $105^\circ E$ и $70^\circ N$, $105^\circ E$ для летних условий в полдень определены зависимости возникновения условия G в области F ионосферы ($NmF1 \geq NmF2$) от солнечной и геомагнитной активностей. Получено, что:

1. Диффузия молекулярных ионов не оказывает существенного влияния на возникновение условия G при любом уровне геомагнитной активности.
2. Пороговое значение Kp -индекса геомагнитной активности (Kp_S), при превышении которого возможно возникновение условия G , минимально для низкой солнечной активности на относительно высоких широтах в восстановительную фазу геомагнитной бури.
3. В среднем Kp_S увеличивается с ростом солнечной активности, но для определенных значений Kp условие G может возникать при высокой солнечной активности и отсутствовать при средней солнечной активности, что связано с немонотонной зависимостью $NmF1$ от геомагнитной активности, которая при средней и высокой солнечной активности различна.
4. Эти свойства возникновения условия G не противоречат известным результатам статистического анализа условия G по данным мировой сети ионосферных станций.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 11-05-91153) и Программой Президиума РАН № 16, часть 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аннакулиев С.К., Деминов М.Г., Шубин В.Н. Полуэмпирическая модель бури в ионосфере средних широт // Солнечно-земная физика. Вып. 8. С. 145–146. 2005.
- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука, 527 с. 1988.
- Деминов М.Г., Латышев К.С., Сидорова Л.Н., Ситнов Ю.С., Юдович Л.А. Параметры максимума слоя $F2$ дневной ионосферы // Ионосферные исследования. № 45. С. 75–78. 1988.

- Демин М.Г., Жеребцов Г.А., Пирог О.М., Шубин В.Н. Регулярные изменения критической частоты F_2 -слоя спокойной ионосферы средних широт // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 49. № 3. С. 393–399. 2009.
- Кринберг И.А., Тащилин А.В. Ионосфера и плазмосфера. М.: Наука, 189 с. 1984.
- Шубин В.Н., Аннакулиев С.К. Модель отрицательной фазы ионосферной бури на средних широтах // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 35. № 3. С. 79–97. 1995.
- Щепкин Л.А., Кушнаренко Г.П., Фрейзон И.А., Кузнецова Г.М. Связь электронной концентрации в средней ионосфере с состоянием термосферы // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 37. № 5. С. 106–113. 1997.
- Щепкин Л.А., Кузнецова Г.М., Кушнаренко Г.П. Уравнение модели связи электронной концентрации с характеристиками термосферы с учетом потока ионизирующего излучения // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 44. № 1. С. 119–122. 2004.
- Buonsanto M.J. Ionospheric storms - a review // Space Science Rev. V. 88. № 3–4. P. 563–601. 1999.
- Buresova D., Lastovicka J., Altadill D., Miro G. Daytime electron density at the F_1 -region in Europe during geomagnetic storms // Ann. Geophysicae. V. 20. № 7. P. 1007–1021. 2002.
- Danilov A.D., Lastovicka J. Effects of geomagnetic storms on the ionosphere and atmosphere // Int. J. Geomagn. Aeronom. V. 2. № 3. P. 209–224. 2001.
- Deminov M.G., Kilifarska N.A. Analytical model of the outer ionosphere // Bylgarska Akademiya na Naukite, Dokladi. V. 45. № 10. P. 37–39. 1992.
- Drob D.P., Emmert J.T., Crowley G. et al. An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07 // J. Geophys. Res. V. 113. A12304, doi:10.1029/2008JA013668. 2008.
- Emmert J.T., Drob D.P., Shepherd G.G., Hernandez G., Jarvis M.J., Meriwether J.W., Niecejewski R.J., Sipler D.P., Tepley C.A. DWM07 global empirical model of upper thermospheric storm-induced disturbance winds // J. Geophys. Res. V. 113. A11319, doi: 10.1029/2008JA013541. 2008.
- Forbes J.M., Palo S.E., Zhang X. Variability of the ionosphere // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 62. № 8. P. 685–693. 2000.
- Hierl P.M., Dotan I., Seeley J.V., Van Doren J.M., Morris R.A., Viggiano A.A. Rate constants for the reactions of O^+ with N_2 and O_2 as a function of temperature (300–1800 K) // J. Chem. Phys. V. 106. № 9. P. 3540–3544. 1997.
- Lobzin V.V., Pavlov A.V. G condition in the F_2 region peak electron density: a statistical study // Ann. Geophysicae. V. 20. № 4. P. 523–537. 2002a.
- Lobzin V.V., Pavlov A.V. Solar zenith angle dependencies of F_1 -layer, NmF_2 negative disturbance, and G -condition occurrence probabilities // Ann. Geophysicae. V. 20. № 11. P. 1821–1836. 2002b.
- Mikhailov A., Schlegel K. Geomagnetic storm effects at F_1 -layer heights from incoherent scatter observations // Ann. Geophysicae. V. 21. № 2. P. 583–596. 2003.
- Oliver W.L. Neutral and ion composition changes in the F -region over Millstone Hill during the equinox transition study // J. Geophys. Res. V. 95. № A4. P. 4129–4134. 1990.
- Pavlov A.V., Buonsanto M.J. Anomalous electron density events in the quiet summer ionosphere at solar minimum over Millstone Hill // Ann. Geophysicae. V. 16. № 4. P. 460–469. 1998.
- Pavlov A.V., Buonsanto M.J., Schlesier A.C., Richards P.G. Comparison of models and data at Millstone Hill during the 5–11 June 1991 storm // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 61. № 3–4. P. 263–279. 1999.
- Pavlov A.V., Foster J.C. Model/data comparison of F -region ionospheric perturbation over Millstone Hill during the severe geomagnetic storm of 15–16, July 2000 // J. Geophys. Res. V. 106. № A12. P. 29051–29069. 2001.
- 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. V. 107. № A12. P. 1468–1483. 2002.
- Piggott W.R., Rawer K. U.R.S.I. Handbook of ionogram interpretation and reduction, 2nd edition // (Report UAG-23). Boulder, Colorado: WDC-A for STP, NOAA. 324 p. 1972.
- Richards P.G. An improved algorithm for determining neutral winds from the height of the F_2 peak electron density // J. Geophys. Res. V. 96. № A10. P. 17839–17846. 1991.
- Richards P.G., Fennelly J.A., Torr D.G. EUVAC: solar EUV flux model for aeronomic calculations // J. Geophys. Res. V. 99. № A5. P. 8981–8992. 1994.
- Rishbeth H., Mendillo M. Patterns of F_2 -layer variability // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. V. 63. № 15. P. 1661–1680. 2001.
- Schlesier A.C., Buonsanto M.J. Observations and modeling of the 10–12 April 1997 ionospheric storm at Millstone Hill // Geophys. Res. Lett. V. 26. № 15. P. 2359–2362. 1999.
- Tashchilin A.V., Romanova E.B. UT-control effects in the latitudinal structure of the ion composition of the top-side ionosphere // J. Atmos. Terr. Phys. V. 57. № 12. P. 1497–1502. 1995.
- Tashchilin A.V., Romanova E.B. Numerical modeling the high-latitude ionosphere // Proc. COSPAR Colloquia Series. V. 14. P. 315–325. 2002.