

УДК 550.388.2

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

© 2011 г. М. Г. Деминов<sup>1</sup>, Е. Б. Романова<sup>2</sup>, А. В. Тащилин<sup>2</sup><sup>1</sup>Учреждение РАН Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова, Троицк (Московская обл.)<sup>2</sup>Учреждение 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  $50^\circ$  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 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/м<sup>2</sup> 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<sup>-3</sup>/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,  $\Delta U$  — 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  $10^{10} \text{ м}^{-3}$ . 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

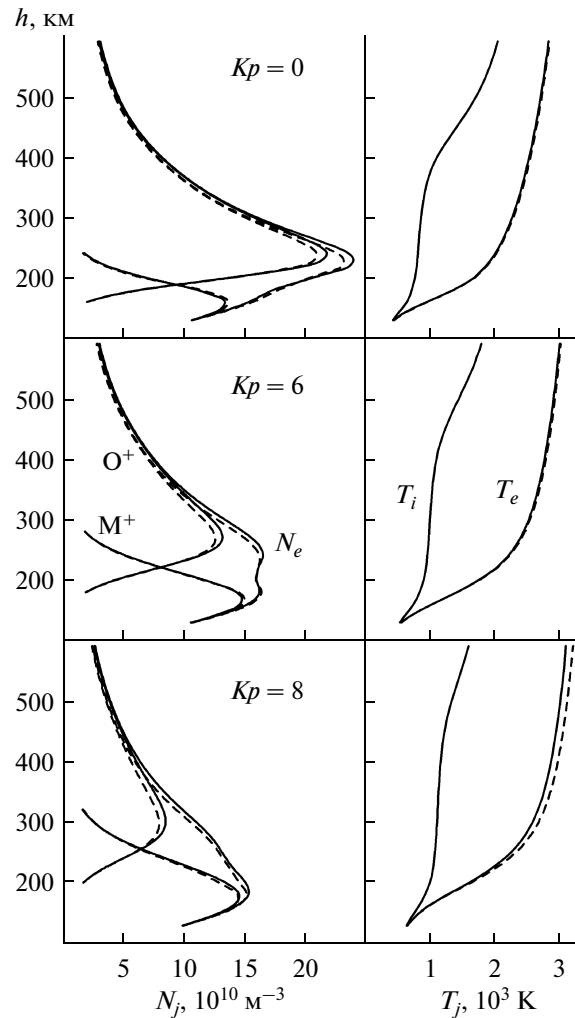


Рис. 1. Зависимости концентрации ионов  $O^+$ ,  $M^+$  и электронов  $N_e$ , температуры ионов  $T_i$  и электронов  $T_e$  от высоты  $h$  на широте  $70^\circ N$  для низкой солнечной активности,  $U = U_0$  и трех уровней геомагнитной активности ( $Kp = 0, 6, 8$ ) с учетом (сплошные линии) и без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

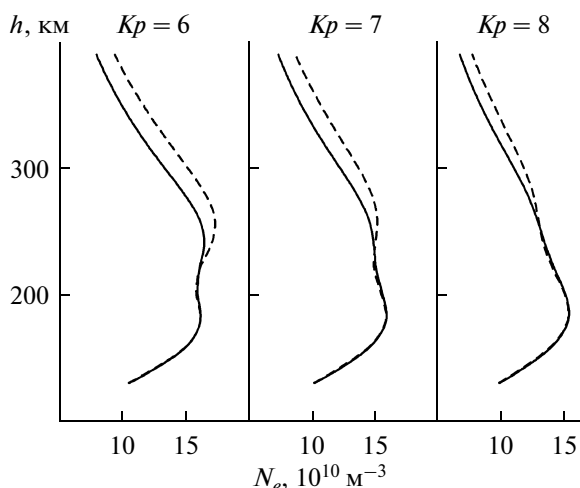


Рис. 2. Зависимость концентрации электронов  $N_e$  от высоты  $h$  на широте  $70^\circ$  N для низкой солнечной активности, трех уровней геомагнитной активности ( $K_p = 6, 7, 8$ ), с учетом (штриховые линии) и без учета (сплошные линии) зависимости скорости термосферного ветра от  $K_p$ .

Уменьшение  $NmF2$  с ростом  $K_p$  может привести к возникновению условия  $G$ , поскольку  $NmF1$  слабо зависит от геомагнитной активности. Из рисунка 1 видно, что  $NmF1 \approx NmF2$  при  $K_p = 6$  и условие  $G$  выполнено при  $K_p \geq 6$ . Скорость ветра не зависит от  $K_p$  для приведенного на рис. 1 варианта, т.е.  $U = U_0$ , что приблизительно соответствует восстановительной фазе геомагнитной бури. Следовательно, условие  $G$  может существовать как регулярная характеристика ионосферы на широте  $70^\circ$  N летом в полдень при низкой солнечной активности в восстановительную фазу геомагнитной бури при  $K_p \geq 6$ . Учет зависимости  $U$  от  $K_p$ , т.е. использование соотношения  $U = U_0 + \Delta U$ , в котором направленный на юг компонент скорости ветра  $U_x$  увеличивается с ростом  $K_p$  [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  $6 \leq K_p \leq 8$  относительный вклад термосферного ветра в  $N_e$  уменьшается с ростом  $K_p$ , несмотря на увеличение  $U_x$ . Это связано в основном с зависимостью вклада ветра в  $Nm(O^+)$  от произведения  $AU_x$ , которое уменьшается с ростом  $K_p$  при  $K_p \geq 6$ , 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  $K_p$  приводит к тому, что для приведенного на рис. 2 варианта условие  $G$  выполнено при  $K_p \geq 7$  даже при учете зависимости  $U$  от  $K_p$ .

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

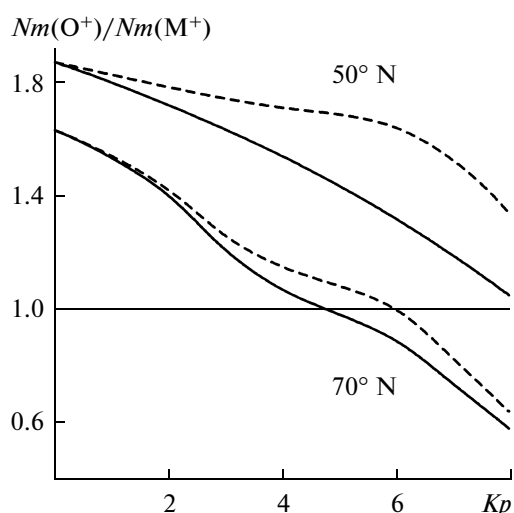


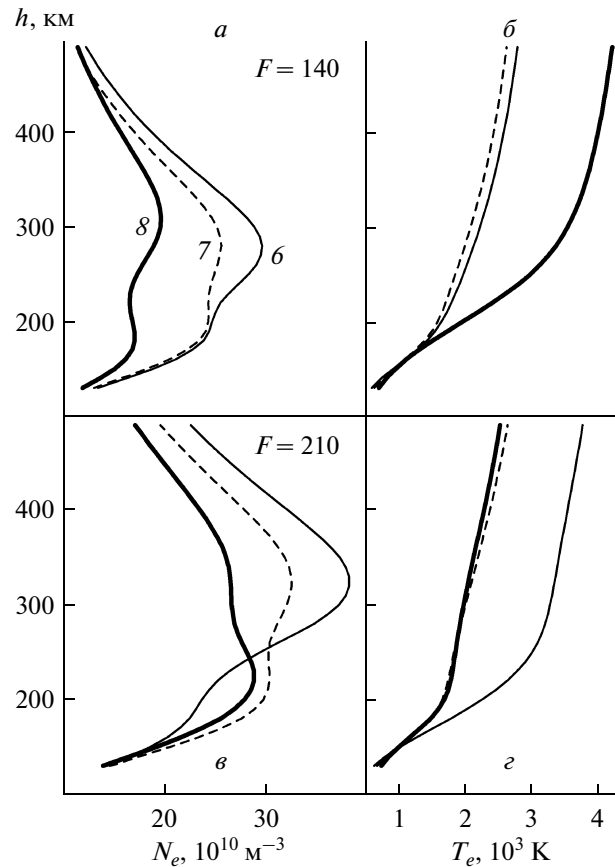
Рис. 3. Зависимость отношения  $Nm(O^+)/Nm(M^+)$  от  $K_p$  для низкой солнечной активности на широтах  $50^\circ$  N и  $70^\circ$  N с учетом (штриховые линии) и без учета (сплошные линии) зависимости скорости термосферного ветра от  $K_p$ .

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  $K_p$  приведена на рис. 3. Из этого рисунка видно, что на широте  $70^\circ$  N условие  $Nm(O^+)/Nm(M^+) = 1$  выполнено при  $K_p = 5$  и  $K_p = 6$  для вариантов без учета и с учетом зависимости  $U$  от  $K_p$  соответственно. Разница между этими двумя вариантами расчетов увеличивается с ростом  $K_p$  в интервале  $0 < K_p < 6$  и уменьшается с ростом  $K_p$  при  $K_p \geq 6$ , отражая характер зависимости произведения  $AU_x$  от  $K_p$ . При переходе от широты  $70^\circ$  N к широте  $50^\circ$  N отношение  $Nm(O^+)/Nm(M^+)$  увеличивается для любого фиксированного значения  $K_p$ , и на широте  $50^\circ$  N условие  $Nm(O^+)/Nm(M^+) = 1$  может быть выполнено только при  $K_p > 8$  даже для варианта, когда зависимость  $U$  от  $K_p$  не учитывается. Вариант без учета зависимости  $U$  от  $K_p$ , 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  $K_p = K_{pS}$ , 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  $10^{10} \text{ м}^{-3}$ . 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. 4a) 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  $70^\circ \text{ N}$  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., Таццилин 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 F1-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., Niciejewski 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 topside 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.