

## Исследование термосферно-ионосферного взаимодействия в возмущенных условиях на примере геомагнитной бури 03-04 апреля 1979 г.

Р.Ю. Юрик<sup>1</sup>, А.А. Намгаладзе<sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> Полярный геофизический институт КНЦ РАН

<sup>2</sup> Политехнический факультет МГТУ, кафедра физики

**Аннотация.** В работе представлены результаты численного моделирования вариаций параметров верхней атмосферы в ходе интенсивной геомагнитной бури, происходившей 3-4 апреля 1979 года в условиях высокой солнечной активности. Результаты получены с помощью глобальной численной модели верхней атмосферы Земли (UAM). Падение потенциала электрического поля поперек полярных шапок, потоки высыпающихся частиц и положение границ аврорального овала в расчетах использовались как параметры энергетического ввода модели. В работе приведены временные вариации возмущения термосферных параметров на высоте 350 км и электронной концентрации в максимуме F2-слоя, рассчитанные в течение двух суток вдоль полуночного и полуденного геомагнитных меридианов. Исследовано влияние электромагнитного дрейфа плазмы, возмущений термосферного состава и нейтрального ветра на поведение ионосферы и термосферы в возмущенных условиях. Проведенное сравнение рассчитанных и наблюдавшихся вариаций плотности нейтральной атмосферы и критических частот F2-слоя ионосферы продемонстрировало хорошее согласие между результатами расчетов и экспериментальными данными.

**Abstract.** Recent numerical results of the upper atmosphere storm modeling have been presented for the strong magnetic storm of 3-4 April 1979 at the high solar activity level. The results have been obtained using the global time-dependent three-dimensional numerical Upper Atmosphere Model (UAM). The cross-polar cap electric potential, the precipitating electron fluxes, and the positions of the auroral oval boundaries have been used as storm-time model input parameters. The time variation of the calculated disturbances along the midday and midnight geomagnetic meridians of the thermospheric parameters at the height 350 km as well as those of the electron number density at the peak of F2-layer have been shown. The role of the electromagnetic plasma drift and thermospheric composition and wind disturbances on the storm-time ionosphere and thermosphere behaviour is discussed. A comparison of the calculated and observed neutral mass density and ionospheric F2-layer critical frequency latitudinal variations demonstrates a good agreement between the model and experimental data.

### 1. Введение

В ранее опубликованных работах (Намгаладзе и др., 2000; Namgaladze et al., 2000) были представлены результаты исследования методом численного моделирования термосферно-ионосферного взаимодействия во время геомагнитной бури, происходившей вблизи зимнего солнцестояния 25 января 1974 г., в условиях низкой солнечной активности. Основное внимание было уделено т.н. "положительным" ионосферным возмущениям (Appleton, Piggot, 1952) и их связи с термосферными возмущениями. Было показано, что в высоких широтах отношение  $[O]/[N_2]$  уменьшается более чем в десять раз по сравнению со спокойным уровнем, формируя отрицательное ионосферное возмущение, а в средних и низких широтах оно изменяется гораздо меньше и не повышается выше спокойного уровня на фиксированных высотах, вблизи максимума F2-слоя, хотя в этих областях наблюдается положительная фаза ионосферной бури. Было показано, что эта положительная фаза ионосферного возмущения формируется, в основном, механизмами подъема ионосферной плазмы F-слоя вдоль силовых линий геомагнитного поля и ее "сгонкой" в направлении к экватору, обусловленными изменениями в глобальной циркуляции термосферного ветра и прохождением внутренних гравитационных волн, вызванных геомагнитной бурей.

Целью настоящего исследования было изучение термосферно-ионосферного взаимодействия во время геомагнитной бури в условиях высокой солнечной активности вблизи равноденствия. Учитывая, что термосферный и ионосферный фон в этих условиях отличается от состояния термосферы и ионосферы в условиях, для которых ранее проводилось исследование, было интересно выяснить, какие отличия в характере термосферно-ионосферной реакции на геомагнитную бурю будут получены за счет влияния сезона и солнечной активности. Кроме того, путем сравнения результатов численных экспериментов с результатами спутниковых и наземных наблюдений предполагалось выяснить степень

количественной адекватности теоретической самосогласованной модели верхней атмосферы Земли и полученных с ее помощью результатов для возмущенных гелио-геофизических условий.

Для моделирования было выбрано событие интенсивной геомагнитной бури, происшедшей 3-4 апреля 1979 г. в период, для которого мы располагали экспериментальными данными спутниковых и ионозондовых наблюдений.

## 2. Описание условий численного эксперимента

Геомагнитная буря 3-4 апреля 1979 года – интенсивная геомагнитная буря, имевшая место вблизи весеннего равноденствия при высокой солнечной активности. Индексы магнитной и солнечной активности и значения падения электрического потенциала поперек полярной шапки, рассчитанные по эмпирической формуле (Weimer et al., 1990) за период 1-4 апреля 1979 г., представлены на рис. 1.

Сверху вниз на рисунке изображены: индекс магнитной активности  $D_{st}$  (левая ось на графике, сплошная линия) и значения потока радиоизлучения длиной волны 10.7 см (правая ось на графике, вертикальные линии с обозначением суточного значения потока  $F_{10.7}$ ); авроральный индекс  $AL$ ; индекс авроральной активности  $AE$  (левая ось) и значения падения электрического потенциала поперек полярной шапки  $\Delta\Phi_{\text{пш}}$  (правая ось); планетарный индекс магнитной активности  $Kp$ . Из рисунка видно, что магнитная буря 3 апреля 1979 года начинается во второй половине 3 апреля (см. график  $D_{st}$  на рис. 1). Фаза развития бури занимает промежуток времени с 1500 UT 3 апреля по 0300 UT 4 апреля. В пике бури индекс  $D_{st}$  составил -202 нТ (0300 UT 4 апреля), после чего следует фаза восстановления. Из графика на нижней панели рис. 1 видно, что максимальное значение индекса  $Kp$  составляет 8 около 2100 UT 3 апреля.

Расчеты, как и ранее, проводились с использованием теоретической самосогласованной модели верхней атмосферы Земли (Upper Atmosphere Model – UAM) (Namgaladze et al., 1988; 1991; Намгаладзе и др., 1998), но для расчетов по сценарию геомагнитной бури 3-4.04.1979 г. было сделано несколько изменений в способе задания входных параметров модели.

Положение границ аврорального овала не было фиксировано, как в расчетах для геомагнитной бури 25.01.1974 г. (Namgaladze et al., 2000), и значения падения электрического потенциала поперек полярной шапки по меридиану утро-вечер использовались не напрямую, а через подбор значений плотности продольных токов зоны 1, при которых разность потенциалов была бы равна значению, полученному по эмпирической формуле (Weimer et al., 1990).

На рис. 2 представлены картины распределения электрического потенциала (верхний ряд) и интегрального (по спектру) потока энергии высвобождающихся электронов (нижний ряд) в северном полушарии для двух моментов времени: 1200 UT (спокойные условия) и 2400 UT (вблизи максимума бури) 03.04.1979 г. Картины распределения представлены в полярной проекции в координатах: местное магнитное время (MLT, 1200 MLT – соответствует направлению на солнце) – геомагнитная широта в диапазоне широт от 55° до северного полюса (90°). Черные линии на рисунке обозначают положение полярной и экваториальной границ аврорального овала.

Положение границ аврорального овала определялось по эмпирической модели (Воробьев и др., 2000) из аврорального индекса  $AL$ . Хотя зависимость между положением границы и индексом нелинейная, график  $AL$ , изображенный вторым сверху на рис. 1, отображает характер временной вариации положения границ – с уменьшением индекса  $AL$  (увеличение возмущения) авроральный овал расширяется и его экваториальная граница смещается к экватору.

Продольные токи зоны 1 задавались на полярной границе аврорального овала симметрично в обоих полушариях, и по амплитуде выбирались таким образом, чтобы рассчитанная в модели разность потенциалов поперек полярной шапки была равна разности, полученной по эмпирической формуле (Weimer et al., 1990), усредненной по летнему и зимнему полушарию:

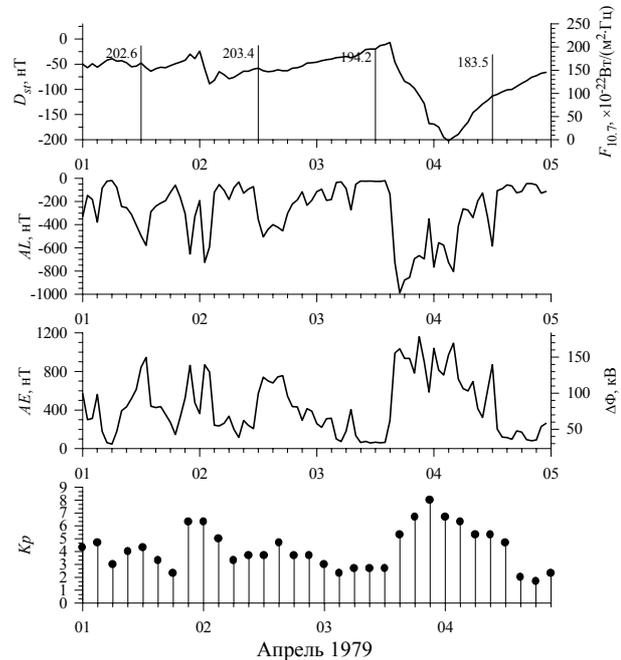


Рис. 1. Индексы магнитной ( $D_{st}$ ,  $AE$ ,  $Kp$ ) и солнечной ( $F_{10.7}$ ) активности и значения падения электрического потенциала поперек полярной шапки ( $\Delta\Phi_{\text{пш}}$ ) в период 1-4.04.1979 г.

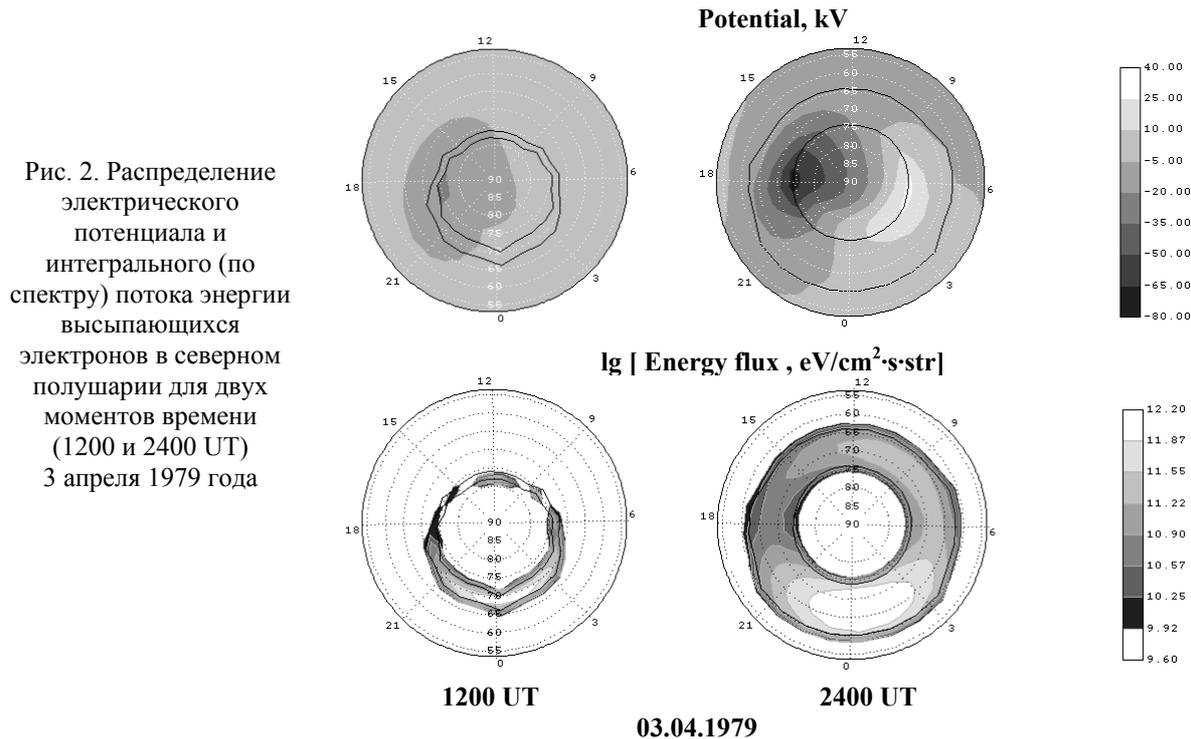


Рис. 2. Распределение электрического потенциала и интегрального (по спектру) потока энергии высыпавшихся электронов в северном полушарии для двух моментов времени (1200 и 2400 UT) 3 апреля 1979 года

$$\Delta \Phi_{\text{пш}} (\text{кВ}) = 23 + 0.134 \cdot AE (\text{нТ}). \quad (1)$$

Временная вариация значения падения электрического потенциала поперек полярной шапки  $\Delta \Phi_{\text{пш}}$  приведена на рис. 1, третий сверху график, правая ось. Резкое увеличение  $\Delta \Phi_{\text{пш}}$ , как видно из графика, происходит около 1500 UT, а максимальное значение, которое достигается около 2100 UT, составляет примерно 180 кВ.

Продольные токи зоны 2 задавались на экваториальной границе аврорального овала, их значения устанавливались как 70 % от плотности продольных токов в зоне 1 (Мальцев, 1995; Iijima, Potemra, 1976).

Пространственное распределение потоков высыпавшихся электронов задавалось внутри аврорального овала симметрично в обоих полушариях тремя спектральными линиями (в полуденной области: со средними энергиями  $E_{\text{AVE}} = 370$  эВ и  $E_{\text{AVE}} = 3.8$  кэВ и интенсивностями потоков  $I = 16.4 \times 10^{11} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$  и  $I = 1.2 \times 10^{12} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ , соответственно; в полуночной области:  $E_{\text{AVE}} = 4.5$  кэВ,  $I = 11.5 \times 10^{12} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ) согласно модели высыпаний (Hardy et al., 1985). Энергия и поток высыпавшихся частиц варьировались с изменением планетарного индекса  $Kp$  также согласно этой модели (приведенные значения энергий и потоков соответствуют средней геомагнитной активности).

Кроме того, задавались высыпания внутри полярных шапок (полярный дождь) одной спектральной линией ( $E_{\text{AVE}} = 270$  эВ,  $I = 1.7 \times 10^{10} \text{ см}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ) согласно модели (Gusenhoven et al., 1984), энергия и поток высыпавшихся частиц также варьировались с изменением планетарного индекса  $Kp$ .

В ходе расчетов потоки солнечного УФ и КУФ излучения задавались, как и в проводившихся ранее исследованиях, с использованием численной модели верхней атмосферы Земли (Иванов-Холодный, Нусинов, 1987; Намгаладзе и др., 1998).

Для расчета спокойного хода моделируемых параметров проводился расчет от этих же начальных условий с постоянными значениями индексов магнитной активности ( $Kp = 1$ ,  $Ap = 36.0$ ) и постоянным значением падения электрического потенциала поперек полярной шапки, равным 32 кВ. В качестве возмущений рассматриваются отношения или разности значений параметров, рассчитанных для возмущенных и спокойных суток при одном и том же значении UT.

Чтобы получить начальное распределение параметров, рассчитываемых в модели, относящиеся к условиям 0000 UT 03.04.1979 г., предварительно проводился расчет, соответствующий спокойным геомагнитным условиям ( $Kp = 1$ ,  $Ap = 36.0$ ), характерным для периода 2 апреля 1979 г.

Расчеты проводились с постоянным шагом численного интегрирования по долготе ( $15^\circ$  для всех параметров) и переменным по широте ( $2^\circ$  вблизи авроральной зоны для всех параметров, а вблизи экватора  $5^\circ$  для ионосферных и  $10^\circ$  для термосферных параметров) (см. Namgaladze et al., 1998). Шаги численного интегрирования по времени составляли 1 мин при расчете для возмущенных условий и 2 мин при расчете для спокойных геомагнитных условий.

### 3. Результаты численного моделирования

В данном разделе представлены результаты численных расчётов вариаций термосферных и ионосферных параметров в ходе магнитной бури 3-4 апреля 1979 года, выполненных по теоретической модели верхней атмосферы Земли.

#### 3.1. Термосферный состав и нейтральный ветер

На рис. 3а приведены временные вариации возмущений термосферных параметров на высоте 350 км в течение двух суток, начиная от 0000 UT 03.04.1979 г., вдоль полуночного (левая колонка) и полуденного (правая колонка) геомагнитных меридианов. Возмущение термосферного параметра рассчитывалось как разница или отношение между значениями параметра, полученными в ходе теоретического расчета по сценарию геомагнитной бури, и значениями, полученными в ходе расчетов "спокойного хода", т.е. расчета с постоянными значениями  $Kp = 1$  и  $\Delta\Phi = 32$  кВ.

Поскольку выбор "спокойного хода" достаточно условен, то для сравнения на рис. 3б представлены те же параметры, что и на рис. 3а, только в качестве спокойного уровня, относительно которого рассчитывается возмущение, взята широтная вариация параметров вдоль геомагнитного меридиана в спокойный момент времени, предшествующий буре, т.е. 1500 UT 03.04.1979 г. Различия между рис. 3а и 3б связаны с выбором начальных условий, а сходные характеристики, видимо, и следует принимать за характеристики возмущений.

На верхней панели рис. 3а-б представлены временные вариации нейтральной температуры, рассчитанные как разность между значениями параметров в возмущенных и спокойных условиях. Сразу после начала геомагнитной бури нейтральная температура увеличивается по сравнению со спокойным уровнем, но максимальных значений возмущение этого параметра достигает в середине следующих суток в фазе восстановления, когда падение электрического потенциала уменьшается до спокойного уровня. В результате увеличенного притока магнитосферной энергии, обусловленного геомагнитной бурей, к высокоширотным областям,  $T_n$  в этих областях увеличивается на полуночном меридиане, более чем на 360 К. От высокоширотных областей возмущение температуры распространяется в средние и низкие широты.

На полуденном меридиане абсолютный максимум возмущения  $T_n$  в северном полушарии достигается в средних геомагнитных широтах.

На обоих рисунках 3а и 3б видна асимметрия возмущения  $T_n$  в северном и южном полушарии – это UT-эффект магнитной бури, обусловленный несовпадением географического и геомагнитного полюсов. Как известно, в равноденствие положение географического полюса совпадает с положением терминатора, который разделяет освещенную и ночную стороны. Высокоширотный источник разогрева, обусловленный геомагнитной бурей, ориентирован относительно геомагнитного полюса. Если рассматривать движение географического полюса относительно неподвижной геомагнитной системы координат, то в такой системе координат географический полюс вращается вокруг геомагнитного на расстоянии  $11^\circ$ , при этом в период времени от 1500 UT до 2300 UT (на начальной стадии бури) он находится в полуночном секторе геомагнитных координат (в MLT-секторах 2200-0600) в северном полушарии и в дневном – в южном полушарии. Из-за этого в северном полушарии большая часть аврорального овала оказывается освещенной в начальный период бури, и в этой части высокоширотный источник разогрева, связанный с магнитной бурей, складывается с источником разогрева, связанным с Солнцем. В южном полушарии – наоборот: основной приток энергии от высокоширотного источника на начальной стадии бури приходится на ночную сторону, в результате здесь разогрев верхней атмосферы меньше.

На рисунке, представляющем временную вариацию возмущения  $T_n$  вдоль полуденного меридиана (рис. 3а и 3б, правая часть верхней панели), хорошо видно, что через 12 часов после начала бури условия меняются, и разогрев высокоширотной области южного полушария становится преобладающим.

На второй сверху панели рис. 3а и рис. 3б изображено возмущение концентрации атомарного кислорода [O], рассчитанное как отношение значений параметра в возмущенных условиях к спокойным, т.е. "единица" на шкале соответствует отсутствию изменений, вызванных геомагнитной бурей. Области с отрицательным изменением в атомарном кислороде (т.е. уменьшение в ходе бури концентрации атомарного кислорода по сравнению с концентрацией в спокойных условиях) сосредоточены, в основном, в высоких широтах северного полушария, и максимальное изменение составляет фактор 0.8 от спокойного уровня. На полуночном меридиане уменьшение [O] заметно уже в конце первых суток, а на дневном – только в фазе восстановления, и по широте эта область достигает  $40^\circ$  северной широты.

Положительное возмущение [O] (т.е. увеличение [O] в возмущенных условиях по сравнению со спокойным уровнем) сосредоточено, в основном, в средних и приэкваториальных широтах (исключая начало суток 04.04.1979 г. в южном полушарии) и достигает фактора 2 в фазе восстановления геомагнитной бури согласно данным, представленным на рис. 3а, и 1.6 – согласно данным на рис. 3б.

На следующей панели (третья сверху) рис. 3а и рис. 3б приведены в таком же виде, как и для [O], временные вариации возмущения концентрации молекулярного азота [N<sub>2</sub>]. Картина временной вариации

возмущения  $[N_2]$  отличается от картины возмущения  $[O]$  тем, что возмущение  $[N_2]$  всюду положительное, амплитуда возмущения  $[N_2]$  больше, максимальные положительные возмущения сосредоточены в авроральной и субавроральной областях и достигают фактора 2.4-4.6. Возмущение  $[N_2]$  в большей степени, чем  $[O]$ , похоже на возмущение  $T_n$ .

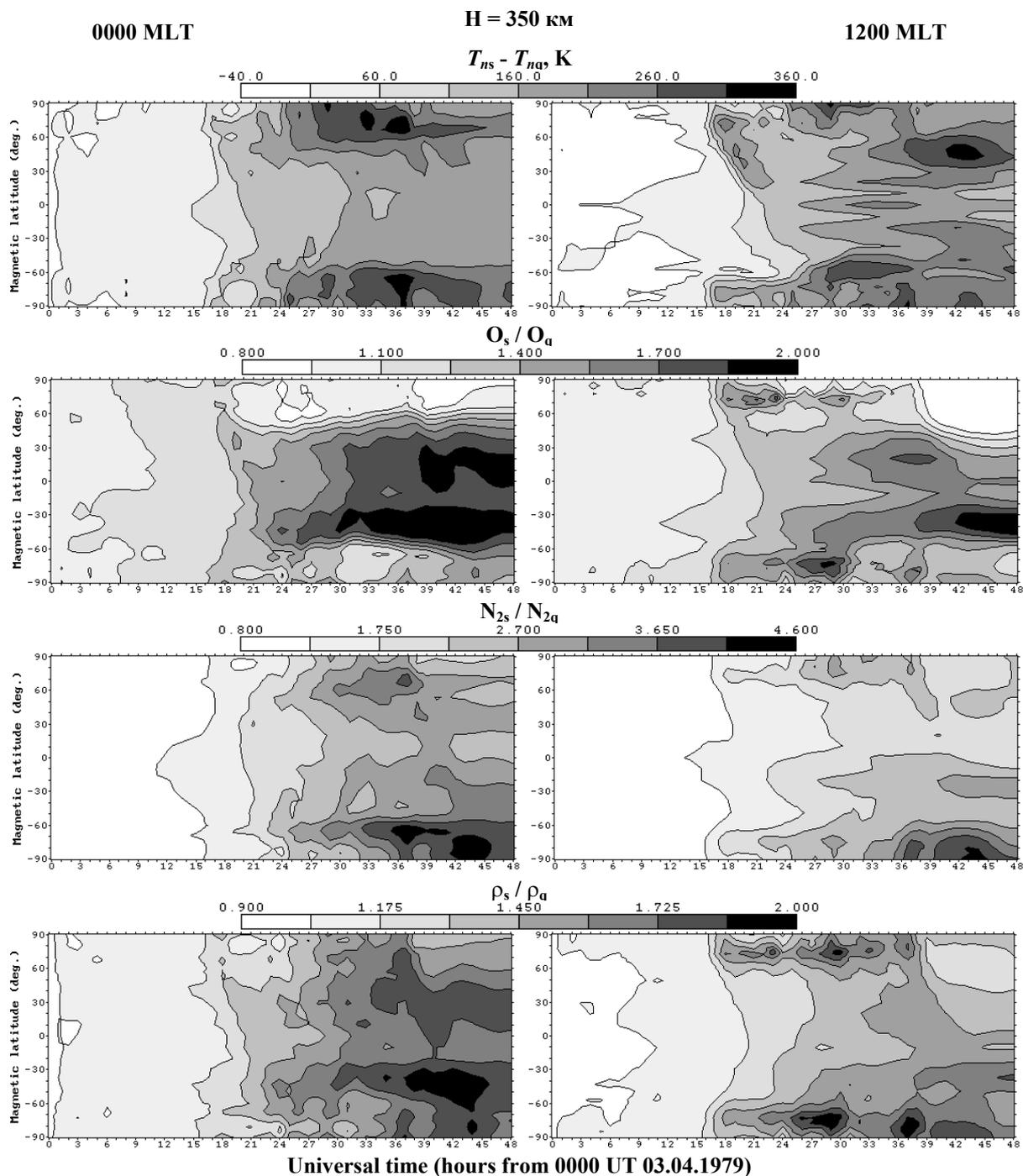


Рис. 3а. Временные вариации возмущений термосферных параметров: температуры нейтралов  $T_n$ , концентраций атомарного кислорода  $[O]$  и молекулярного азота  $[N_2]$  и нейтральной плотности  $\rho$  (сверху вниз, соответственно) на высоте 350 км в течение 03-04.04.1979 г. вдоль полуденного (левая колонка) и полуденного (правая колонка) геомагнитных меридианов. В качестве спокойного хода использован расчет с постоянными индексами магнитной активности ( $Kp = 1$ ) и  $\Delta\Phi_{\text{ши}} = 32$  кВ.

На нижней панели рис. 3а и 3б представлены в той же форме, что и на предыдущих панелях, временные вариации возмущения нейтральной плотности  $\rho$ . Картина временной вариации возмущения  $\rho$  похожа на картину возмущения  $[O]$ , но областей с отрицательным значением возмущения не образуется. Вдоль полуденного меридиана максимальное положительное возмущение нейтральной плотности сосредоточено в авроральной области и во времени отражает временное изменение притока энергии, связанного с развитием геомагнитной бури. Максимальное значение положительного возмущения  $\rho$  достигает фактора 2.

Следующие рис. 4а и рис. 4б в той же форме, что и предыдущие рис. 3а и 3б, представляют временные вариации возмущений отношения концентраций легкой термосферной составляющей (атомарный кислород) к концентрациям тяжелой (молекулярный азот) –  $R$ , вектора горизонтальной скорости  $V$  и отдельно меридиональной компоненты нейтрального ветра.

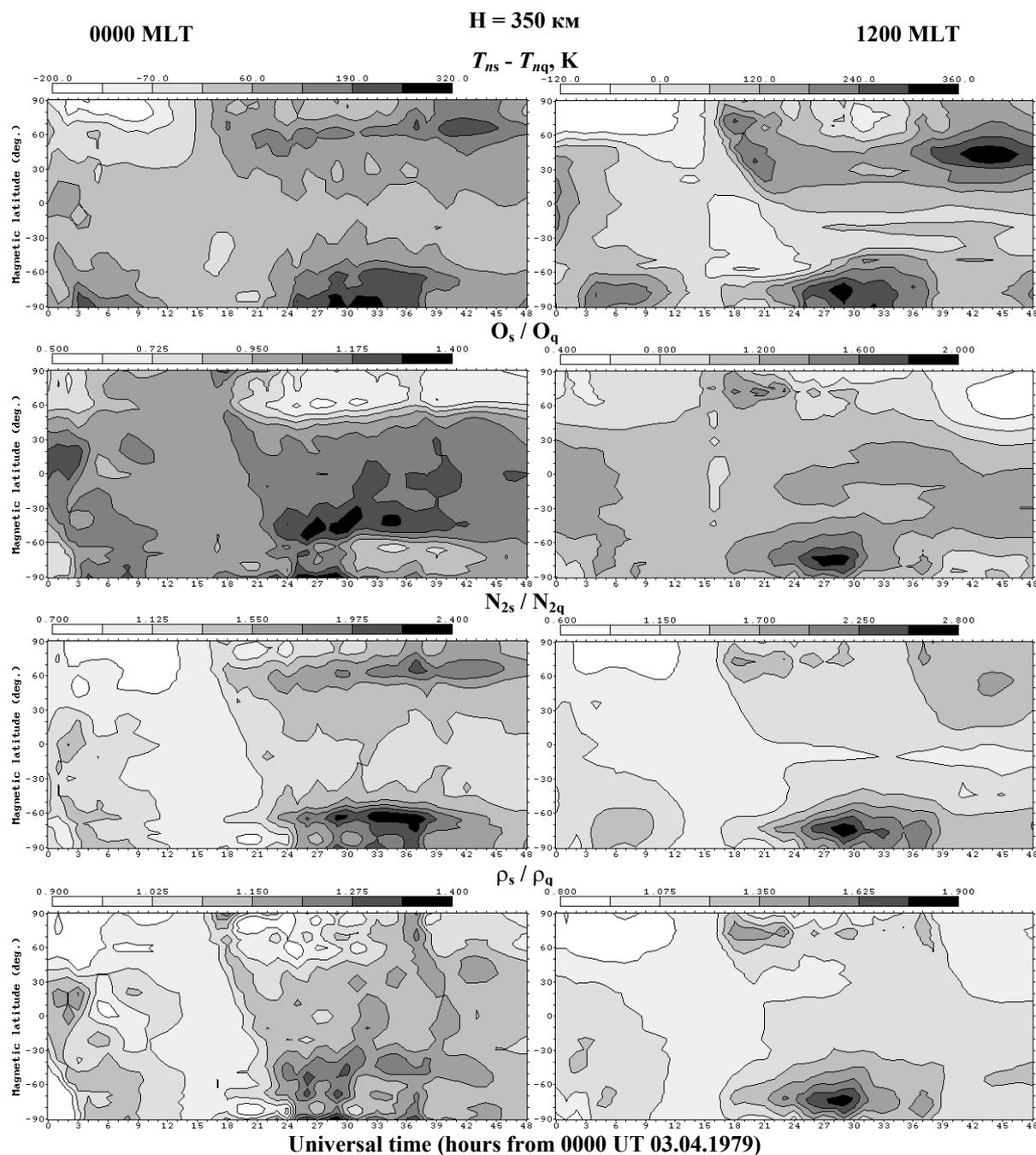


Рис. 3б. То же, что на рис. 3а, но в качестве спокойного уровня используется широтная вариация параметра вдоль меридиана в геомагнитно спокойный момент времени, предшествующий буре (1500 UT 03.04.1979 г.)

Верхняя панель на рис. 4а и рис. 4б представляет реакцию отношения возмущения концентрации атомарного кислорода к возмущению концентрации молекулярного азота. Поскольку главной ионизируемой термосферной компонентой на высотах максимума F2-слоя (примерно 350 км в условиях высокой солнечной активности) является атомарный кислород, а компонентой, благоприятствующей рекомбинации, является молекулярный азот (Брюнелли и Намгаладзе, 1988), отношение

$$R = ([O]/[N_2])_{\text{возм.}} / ([O]/[N_2])_{\text{спок.}} \quad (2)$$

выражает отношение между термосферными источниками и потерями электронной концентрации, вариацию которого (уменьшение) принято считать главным фактором, ответственным за формирование отрицательной ионосферной бури (Seaton, 1956).

Из распределения временной вариации  $R$  вдоль полуденного геомагнитного меридиана видно, что, хотя изменения  $R$  проявляются сразу после начала бури, максимальный эффект достигается, как и в случае с  $T_n$ , только в фазе восстановления (1800 UT 04.04.1979 г.), т.е. термосферная реакция на магнитную бурю развивается медленно, запаздывая относительно изменений в электрическом потенциале на 12-18 часов.

По амплитуде  $R$  в результате геомагнитной бури уменьшается в три раза в сравнении со спокойным уровнем и не принимает значений, превышающих 1, за исключением локальных областей в южном полушарии в начальной фазе бури на рис. 4б, связанных с UT-эффектом.

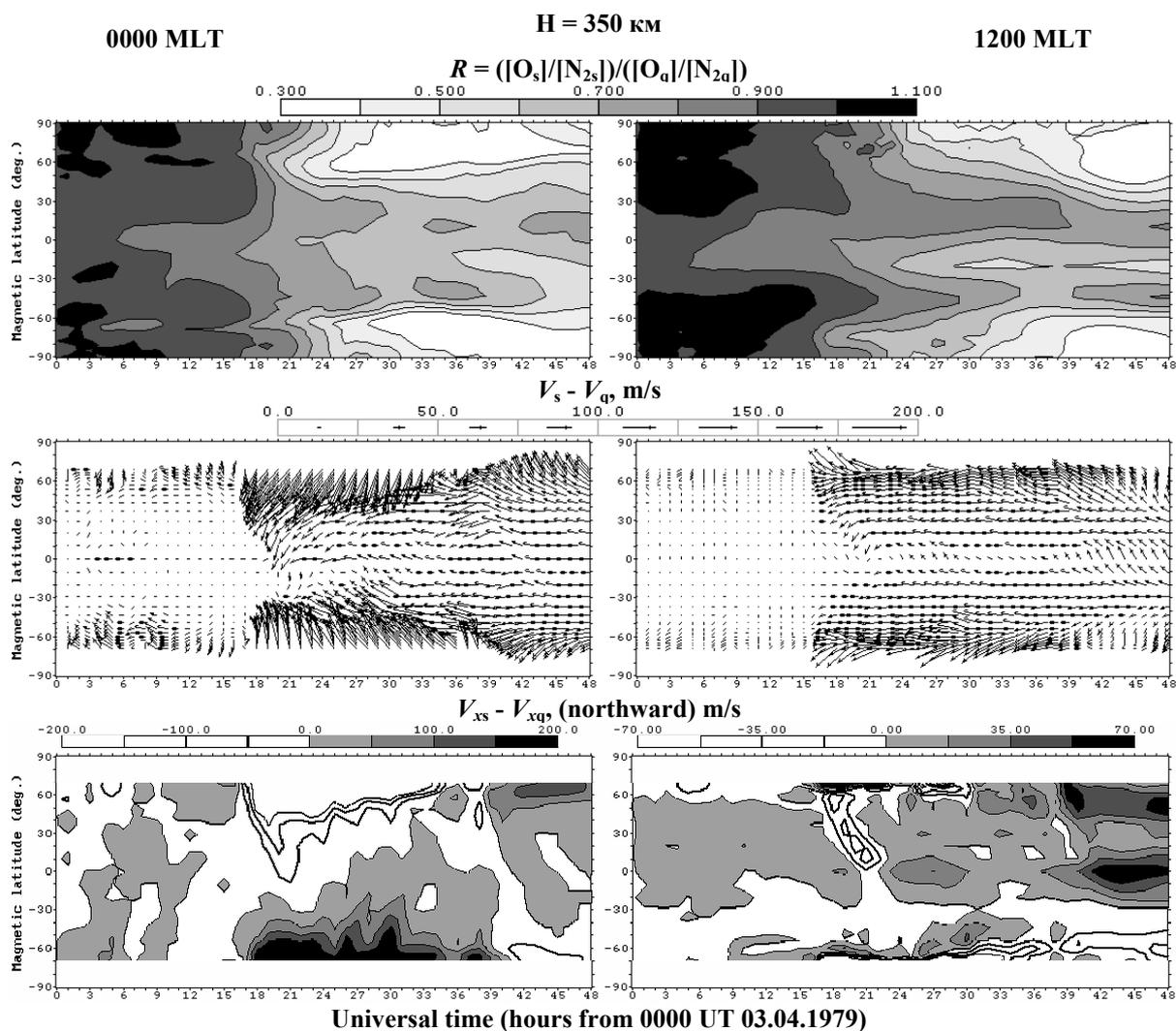


Рис. 4а. Временные вариации возмущений термосферных параметров: отношения  $R$ , нейтральной температуры  $T_n$  и вектора скорости нейтрального ветра  $V$  (сверху вниз, соответственно) на высоте 350 км в течение двух суток 03-04.04.1979 г. вдоль полуночного (левая колонка) и полуденного (правая колонка) геомагнитных меридианов

По широте область уменьшения  $R$  достигает средних широт (примерно  $30^{\circ}$ - $50^{\circ}$  геомагнитной широты), что отличается от результатов предыдущего моделирования для условий низкой солнечной активности, в которых уменьшение  $R$  было сосредоточено в субавроральной зоне (Намгаладзе и др., 1998; 2000; Namgaladze et al., 2000, Forster et al., 1999).

На средних панелях рис. 4а и рис. 4б приведены картины распределения возмущения (разность между значениями параметров в условиях бури и в спокойных условиях) вектора горизонтальной скорости в диапазоне широт от  $-70^{\circ}$  до  $+70^{\circ}$ . Из сравнения характера возмущения вектора скорости термосферного ветра вдоль полуденного (левый рисунок) и полуденного (правый рисунок) геомагнитных меридианов видно, что максимальные амплитуды возмущения расположены на ночной стороне.

На полуденном меридиане возмущение нейтрального ветра меньше по амплитуде и имеет преобладающую зональную компоненту. Компонента возмущения вектора горизонтального ветра, направленная к экватору, возникает в начале развития геомагнитной бури как отклик на прохождение гравитационной волны, что видно и на рис. 4а, и на рис. 4б. В конце бури, в фазе восстановления, возмущение вектора горизонтального ветра, как и вдоль полуденного меридиана, поворачивается к полюсам.

На нижней панели рис. 4а и рис. 4б приведена картина возмущения меридиональной компоненты горизонтального термосферного ветра в диапазоне широт от  $-70^{\circ}$  до  $+70^{\circ}$  (часть высокоширотной области не изображена, чтобы не "маскировать" значения величин в средних широтах).

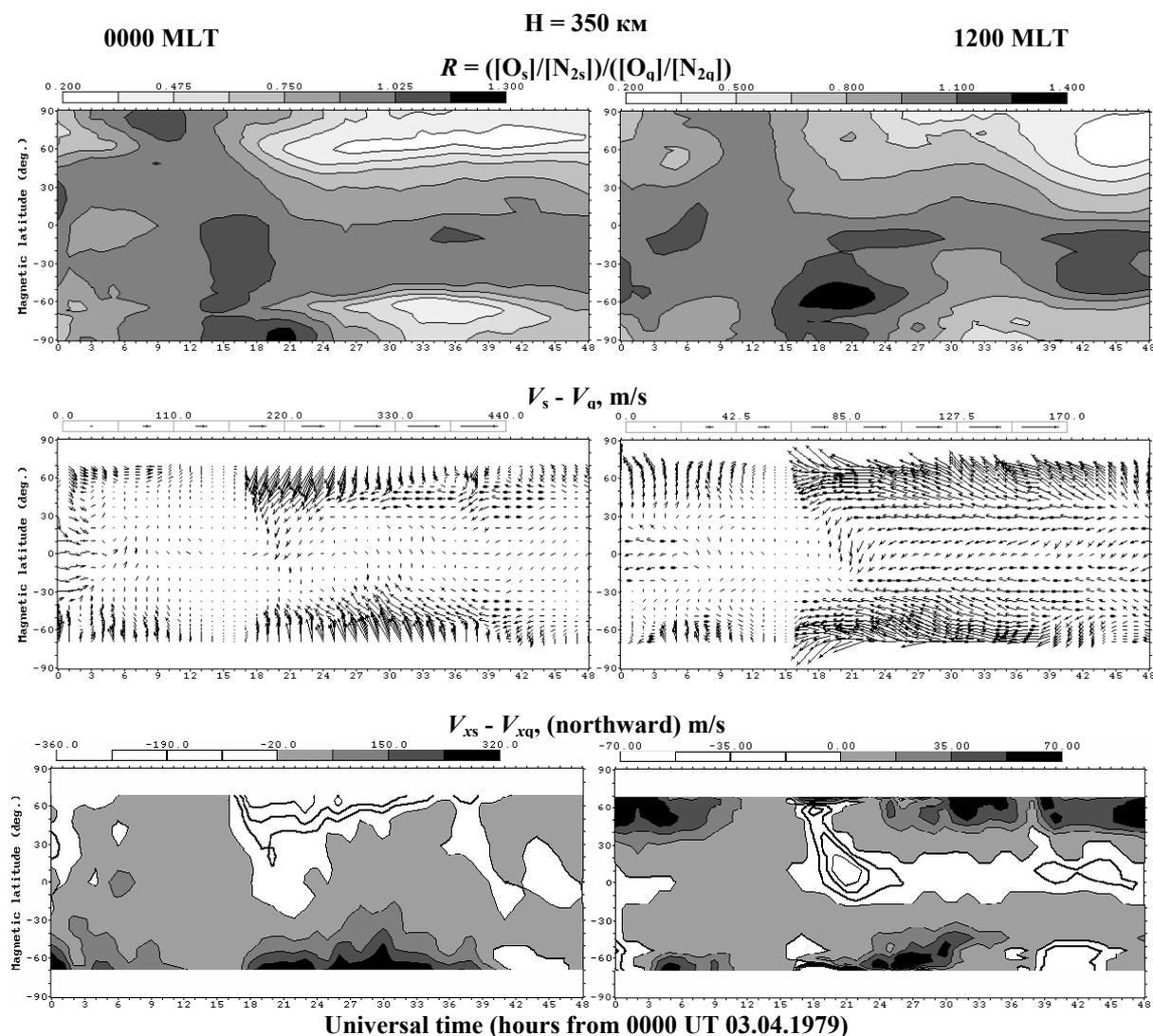


Рис. 4б. То же, что на рис. 4а, только в качестве спокойного уровня используется широтная вариация параметра вдоль меридиана в геомагнитно спокойный момент времени, предшествующий буре (1500 UT 03.04.1979 г.)

Амплитуда возмущения меридиональной компоненты термосферного ветра на полуночном меридиане в 3 раза больше, чем на полуденном. Кроме того, на ночной стороне она отражает временную вариацию высокоширотного источника притока энергии от магнитной бури – сразу после начала бури возмущение меридиональной компоненты вектора скорости максимально и направлено к экватору. Со временем ветер, направленный к экватору, слабеет и с дальнейшим ослаблением геомагнитной бури, экваториальная граница области возмущения движется к субавроральным широтам.

На дневной стороне, в самом начале геомагнитной бури, возмущение нейтрального ветра направлено к экватору, и это изменение в меридиональной компоненте нейтрального ветра распространяется по широте вдоль меридиана к экватору, но затем в ходе развития геомагнитной бури самое большое возмущение нейтрального ветра сосредоточено в области субавроральных широт.

### 3.2. Ионосфера

На рис. 5 в той же форме, что и на предыдущих рисунках, изображена временная вариация распределения возмущения логарифма электронной концентрации в максимуме F2-слоя вдоль полуденного и полуночного магнитных меридианов.

Ни на ночной, ни на дневной стороне в средних и низких широтах не образуются области с отчетливой положительной фазой ионосферного возмущения. Максимальное положительное возмущение (1.2 на ночной стороне и 0.7 на дневной) можно видеть только в области полярной шапки, что может быть связано с возникновением "языка" повышенной электронной концентрации, возникающей в результате увеличения скорости электромагнитного дрейфа из-за увеличения электрического поля магнитосферной конвекции, обусловленного геомагнитной бурей.

На дневной стороне область с отрицательной фазой ионосферной бури развивается медленнее, максимальных значений возмущение электронной концентрации достигает только в фазе восстановления геомагнитной бури (после 1500 UT 04.04.1979 г.). В картине распределения временной вариации возмущения термосферного отношения  $R$  (верхняя панель на рис. 4а и рис. 4б, соответственно) положение области уменьшения  $N_e$  совпадает с областью максимального отрицательного возмущения  $R$ , при этом возмущение ветра к экватору уже отсутствует, ничего не препятствует усилению рекомбинации.

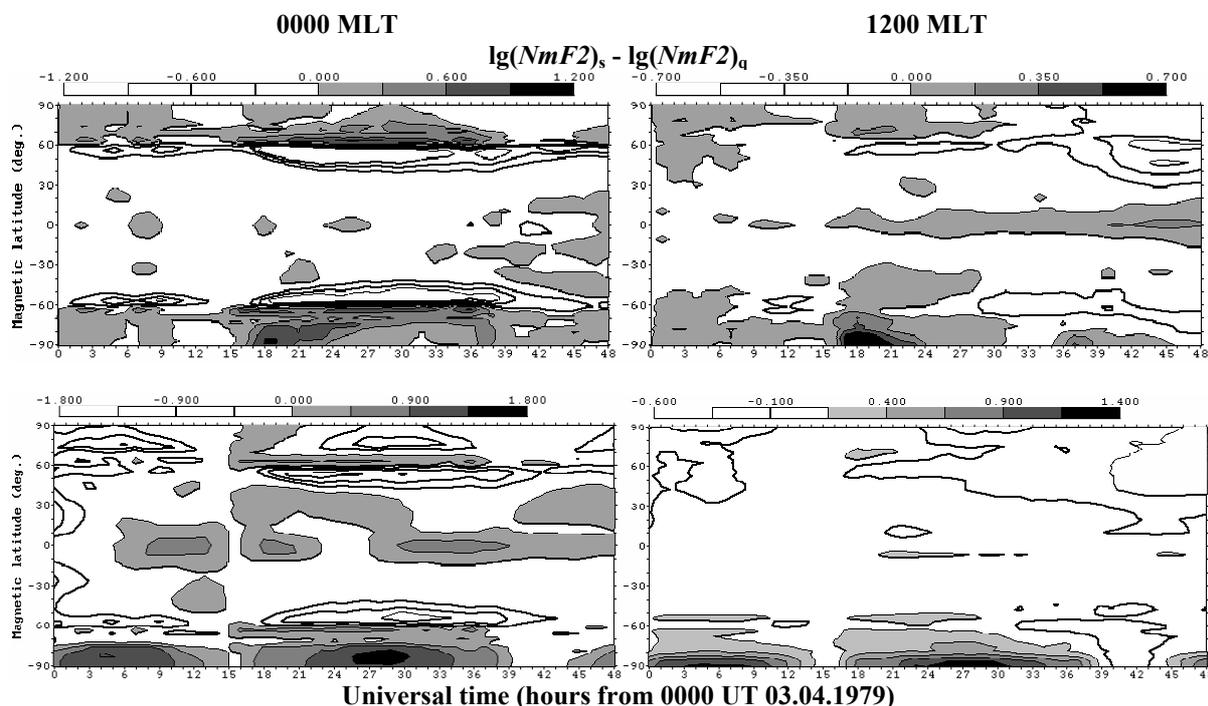


Рис. 5. Временные вариации возмущения логарифма электронной концентрации в максимуме F2-слоя  $NmF2$  в течение 03-04.04.1979 г. вдоль полуночного (левая колонка) и полуденного (правая колонка) геомагнитных меридианов. В качестве спокойного хода использованы: сверху – расчет с постоянными индексами магнитной активности ( $Kp = 1$ ) и  $\Delta\Phi_{\text{min}} = 32$  кВ; внизу – широтная вариация параметра вдоль меридиана в геомагнитно спокойный момент времени, предшествующий буре (1500 UT 03.04.1979 г.).

#### 4. Сравнение результатов моделирования с экспериментальными данными

Для определения количественной адекватности воспроизведения моделью UAM атмосферных и ионосферных эффектов геомагнитной бури полученные результаты модельных расчетов сравнивались с имеющимися данными спутниковых наблюдений массовой плотности нейтрального газа и ионозондовыми измерениями электронной плотности, проводившимися в этот период.

##### 4.1. Нейтральная плотность

Рассчитанная по модели плотность нейтрального газа, выведенная вдоль пролетов спутника SETA-1, сравнивается с результатами измерений, полученными (*Forbes et al.*, 1987; *Marcos et al.*, 1991; *Schoendorf et al.*, 1996) с помощью этого низкоорбитального спутника. В течение суток 3 апреля SETA-1 совершил 17 пролетов (номера орбит с 280 по 296).

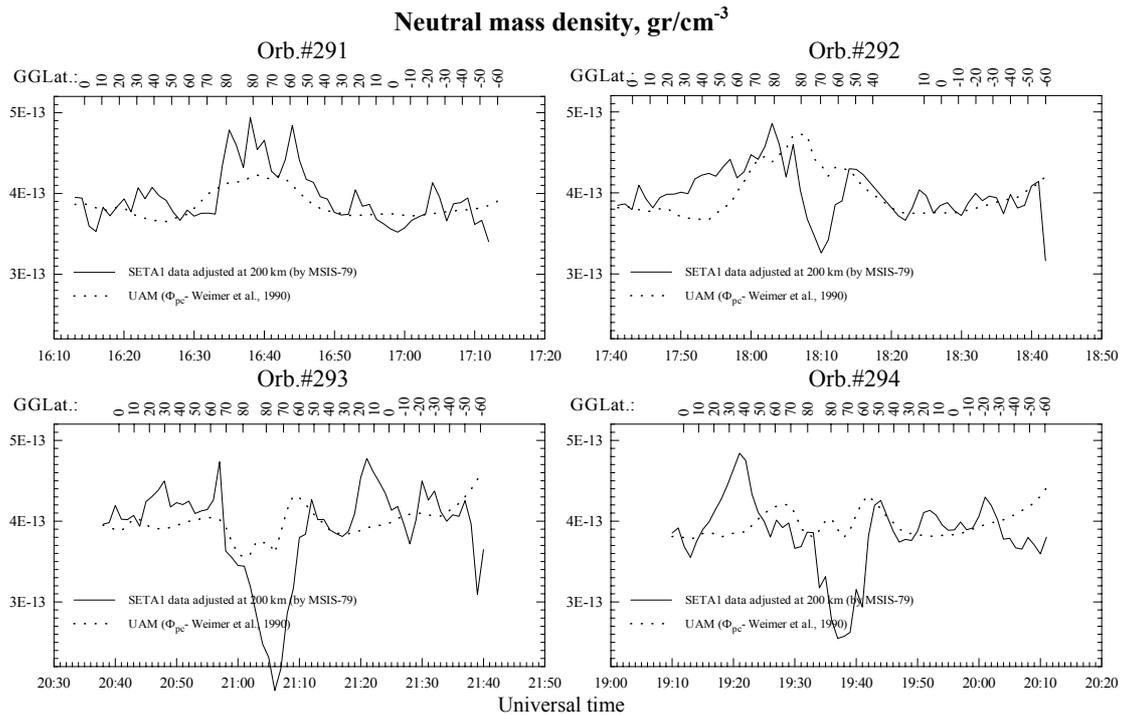


Рис. 6. Вариации суммарной плотности нейтрального газа вдоль пролетов спутника SETA-1

Данные измерений, приведенные к высоте 200 км, и результаты расчетов представлены на рис. 6 для орбит с 291 по 294, относящихся к периоду развития и максимума бури. По нижней горизонтальной оси на каждом графике отложено мировое время (UT), по верхней – геомагнитная широта положения спутника. На всех рисунках сплошная линия представляет экспериментальные данные, а штриховая линия – результаты теоретических расчетов.

Полученные результаты численного моделирования в целом демонстрируют согласие с экспериментальными данными. Представленные рисунки иллюстрируют возникновение ячеек нейтральной плотности в высокоширотной термосфере (*Schoendorf et al.*, 1996). На начальном этапе формируется область повышенной плотности нейтралов (орбита 291), а затем она превращается в систему из пары ячеек, в одной из которых массовая плотность нейтралов максимальна, а в другой – минимальна (орбиты 292-294).

Ближе к максимуму бури (2100 UT, орбита 294) амплитуда вариации плотности в теоретических расчетах значительно меньше, чем в экспериментальных данных, что может быть связано с недостаточным модельным разогревом нейтральной атмосферы, как потоками высыпавшихся частиц, так и электрическими полями (через джоулев разогрев), но в целом фоновые значения плотности нейтралов продолжают оставаться близкими к результатам спутниковых измерений.

##### 4.2. Критические частоты F2-слоя ионосферы

На рис. 7-9 представлены суточные вариации критических частот F2-слоя, полученные в ходе расчетов по теоретической модели UAM, по эмпирической модели IRI-2001 и по ионозондовым наблюдениям с 3-го по 4-е и 12-го апреля 1979 г. Ионозондовые наблюдения 12.04.1979 г. приведены для сравнения как спокойный уровень (12.04.1979 г. – самый геомагнитно спокойный день месяца).

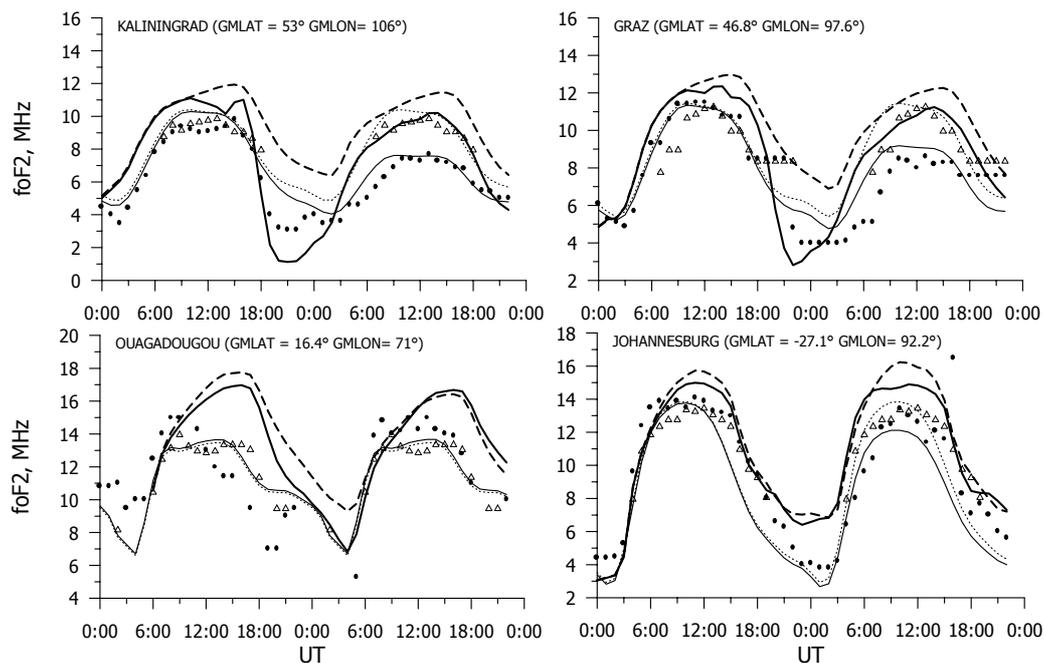


Рис. 7. Суточные вариации критических частот F2-слоя для европейского долготного сектора, полученные в ходе теоретического моделирования для возмущенных (толстая сплошная линия) и спокойных (толстая штриховая линия) условий, по эмпирической модели для возмущенных (тонкая сплошная линия) и спокойных условий (тонкая пунктирная линия), и данные ионозондовых наблюдений в возмущенных условиях (кружки) 03-04.04.1979 г. и спокойных (треугольники) 12.04.1979 г.

Критические частоты, относящиеся к европейскому долготному сектору, изображены на рис. 7. Результаты наблюдений и расчеты по теоретической и эмпирической моделям, за исключением данных низкоширотной станции Ouagadougou, демонстрируют хорошее согласие, как по величине, так и по характеру временной вариации. Для станции Ouagadougou данные эмпирической модели лучше отражают уровень критических частот, но не отражают характер вариации критической частоты, связанный с геомагнитным возмущением. Критические частоты, полученные по теоретической модели, превышают значения ионозондовых наблюдений в среднем примерно на 2 МГц, но лучше согласуются с ними по характеру возмущения.

Согласно ионозондовым наблюдениям эффект геомагнитного возмущения в критических частотах отрицательный, т.е. критические частоты уменьшаются по сравнению со спокойным уровнем, и отчетливей этот эффект заметен в более высоких широтах, что согласуется с характером рассчитанного по модели возмущения  $NmF2$  (см. для сравнения рис. 5а и рис. 5б) и данными эмпирической модели (исключая данные, относящиеся к низким широтам). Максимальное изменение критической частоты и по наблюдениям, и по теоретическим расчетам приходится на конец 03.04.1979 г. и первую половину 04.04.1979 г. К концу вторых суток, эффект магнитной бури в критических частотах уменьшается в высоких, средних широтах, а в низкоширотной области – исчезает.

Критические частоты, для ночных возмущенных условий рассчитанные по теоретической модели для среднеширотных станций (Kaliningrad и Graz), на 1-2 МГц ниже наблюдавшихся, но в то же время результаты теоретических расчетов для станций, расположенных ближе к экватору (Ouagadougou и Johannesburg), на 2-3 МГц выше наблюдавшихся значений. Это говорит о том, что отрицательный термосферный эффект на ночной стороне (см. рис. 4а и рис. 4б) по теоретическим расчетам в данном долготном секторе не проникает так далеко к экватору, как это наблюдалось.

На рис. 8 представлены суточные вариации критических частот F2-слоя, относящиеся к азиатскому долготному сектору. Здесь согласие в значениях критических частот между ионозондовыми наблюдениями, данными эмпирической модели и результатами расчетов немного хуже, хотя характер их изменения в результате геомагнитной бури одинаков. Согласно теоретическим расчетам, уменьшение критической частоты в среднеширотной области после 1800 UT 03.04.1979 г., полученное из расчетов, меньше, по сравнению с наблюдаемыми величинами. Это уменьшение в электронной концентрации также не полностью воспроизводится эмпирической моделью. Согласно теоретическим расчетам отрицательное ионосферное возмущение слегка превышает 1 МГц, по эмпирической модели – 3 МГц, по данным ионозондовых наблюдений – 4 МГц.

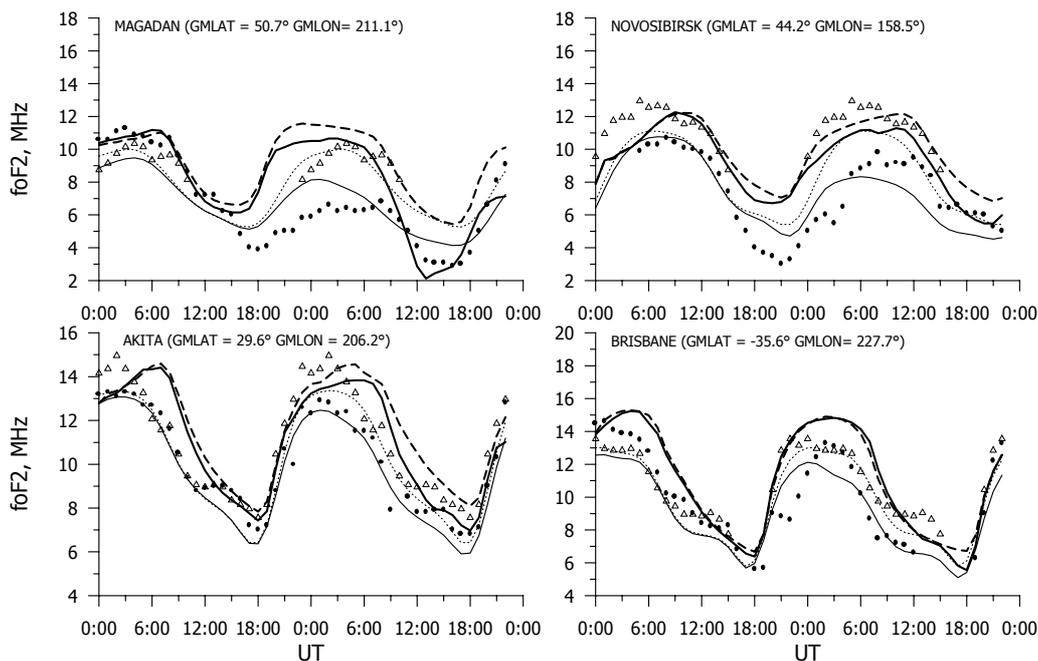


Рис. 8. То же, что на рис. 7, но для азиатского долготного сектора

Суточные вариации критических частот F2-слоя, относящихся к американскому долготному сектору, представлены на рис. 9. В целом, модельные критические частоты, данные эмпирической модели и измеренные ионозондом по величине близки, но есть некоторые заметные различия. Так, для станции Boulder модель дает большое отрицательное возмущение, отсутствующее в наблюдениях, а для станции Christchurch, напротив, модель не воспроизводит большое отрицательное возмущение, наблюдавшееся в дневные часы. При этом "спокойный ход" хорошо воспроизводится моделью на этих станциях.

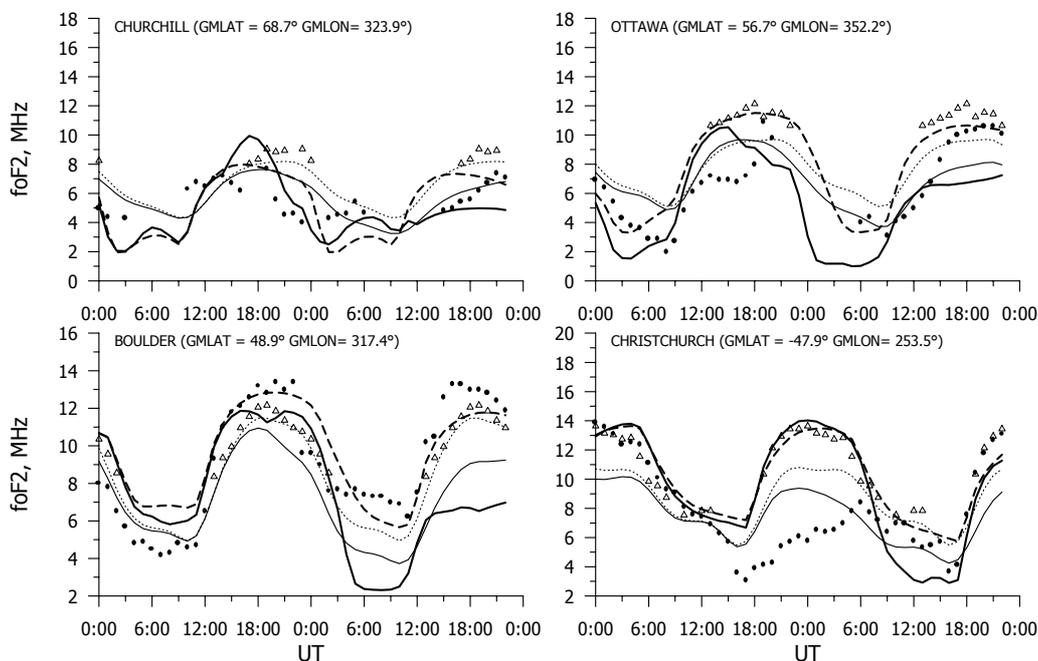


Рис. 9. То же, что на рис. 7, но для американского долготного сектора

#### 4.3. Количественная оценка степени согласия модельных и экспериментальных данных

Ниже в таблице приведены результаты статистического сравнения точности критических частот F2-слоя, рассчитанных теоретической (UAM) и эмпирической (IRI-2001) моделями, для спокойных (*Q*) и возмущенных (*D*) условий для обсерваторий европейского, азиатского и американского долготных секторов (обсерватории сгруппированы по четыре сверху вниз, соответственно). Время, в течение

которого критические частоты, рассчитанные по модели, были ближе к ионозондовым данным, представлены в первой колонке в виде процентов от общего времени измерений ( $T$ , %). В следующей колонке в процентах приведены относительные погрешности результатов расчетов в меньшую (со знаком минус) и в большую (со знаком плюс) сторону.

В европейском долготном секторе, для станции Kaliningrad эмпирическая модель точнее воспроизводит значения ионозондовых данных в течение 90 % возмущенных и 81 % спокойных условий, для станции Graz – 79 % и 80 %, для станции Ouagadougou – 80 % и 84 %, для станции Johannesburg – 58 % и 71 %.

В азиатском долготном сектор, для станции Magadan теоретическая модель лучше воспроизводит возмущенные условия (52 % времени). Спокойные условия для этой обсерватории лучше воспроизводятся эмпирической моделью (69 %). Для станции Novosibirsk: возмущенные условия – эмпирическая модель (76 %), спокойные – теоретическая (60 %). Для станции Akita: возмущенные – эмпирическая (68 %), спокойные – теоретическая (56 %). Для станции Brisbane: возмущенные и спокойные условия лучше воспроизводятся эмпирической моделью (61 % и 56 %, соответственно).

В случае ионозондовых данных наблюдавшихся в обсерватории Churchill, возмущенные условия точнее воспроизводятся теоретической моделью (54 %), спокойные – эмпирической (76 %). Для станции Ottawa: возмущенные – эмпирической (76 %), спокойные – теоретической (100 %). Для станции Boulder и в возмущенных, и в спокойных условиях точнее эмпирическая модель (69 % и 65 %, соответственно). Для станции Christchurch в возмущенных условиях точнее эмпирическая модель (58 %), в спокойных – теоретическая (69 %).

Таблица

Обсерватория	UAM				IRI-2001			
	$Q$		$D$		$Q$		$D$	
	$T$ , %	$\Delta f$ , %	$T$ , %	$\Delta f$ , %	$T$ , %	$\Delta f$ , %	$T$ , %	$\Delta f$ , %
Kaliningrad	19	-1÷+18	10	-9÷+24	81	-5÷+3	90	-1÷+14
Graz	20	-1÷+20	21	-5÷+19	80	-5÷+7	79	-4÷+10
Ouagadougou	16	-3÷+22	20	-13÷+19	84	-2÷+4	80	-8÷+8
Johannesburg	29	-2÷+23	42	-5÷+20	71	-10÷+2	58	-17÷+1
Европейский сектор	21	-2÷+21	24	-7÷+21	79	-6÷+4	76	-7÷+8
Magadan	31	0÷+16	52	-4÷+28	69	-5÷+3	48	-7÷+14
Novosibirsk	60	-5÷+7	24	0÷+34	40	-14÷+0	76	-8÷+11
Akita	56	-2÷+8	32	-1÷+10	44	-9÷+0	68	-6÷+1
Brisbane	44	-2÷+9	39	-1÷+18	56	-6÷+0	61	-7÷+4
Азиатский сектор	48	-2÷+10	37	-2÷+22	52	-9÷+1	63	-7÷+7
Churchill	24	-17÷+5	54	-15÷+8	76	-3÷+7	46	-6÷+16
Ottawa	100	-5÷+0	24	-21÷+13	0	-14÷+0	76	-5÷+24
Boulder	35	-1÷+10	31	-22÷+11	65	-7÷+0	69	-20÷+4
Christchurch	69	-4÷+5	42	-9÷+39	31	-14÷+0	58	-12÷+16
Американский сектор	52	-6÷+6	36	-17÷+19	48	-9÷+2	64	-12÷+14

## 5. Обсуждение и выводы

Проведенное исследование термосферно-ионосферных эффектов геомагнитной бури в условиях высокой солнечной активности и сравнение полученных результатов с результатами проводившихся ранее расчетов для геомагнитной бури в условиях низкой солнечной активности (например, *Namgaladze et al.*, 2000) показали, что вследствие повышенных фоновых нейтральной плотности и температуры нейтралов, обусловленных высокой солнечной активностью, относительное изменение  $O/N_2$  в результате геомагнитной бури меньше по амплитуде по сравнению с изменениями в период низкой солнечной активности. Кроме того, широтный градиент изменения  $O/N_2$  в условиях высокой солнечной активности ниже и область с заметным уменьшением этого отношения проникает дальше в низкие широты по сравнению с результатами, полученными для низкой солнечной активности.

Как и в условиях низкой солнечной активности, при высокой солнечной активности основной причиной уменьшения электронной концентрации в высоких широтах является уменьшение отношения основных термосферных составляющих  $O/N_2$ , но из-за высокой нейтральной плотности меридиональная компонента нейтрального ветра, вызываемая увеличением притока энергии к высоким широтам, не достигает значений, способных привести к образованию положительной ионосферной бури в низких широтах.

Сравнение результатов теоретических расчетов нейтральной плотности со спутниковыми данными показало хорошее согласие, и применимость модели для моделирования поведения термосферы

в геомагнитно возмущенных условиях. Сравнение теоретических расчетов критических частот F2-слоя для разных долготных секторов с эмпирической моделью ионосферы IRI-2001 показало, что для азиатского долготного сектора в возмущенных условиях значения, полученные по теоретической модели, ближе к ионозондовым данным в течение 37 % расчетного времени, а в спокойных условиях – 48 %. Для европейского сектора: в возмущенных условиях – 24 %, в спокойных – 23 %. Для американского: в возмущенных – 35 %, а в спокойных – 52 %. Из таблицы видна тенденция к завышению критических частот в IRI-2001 и их занижение в УАМ.

Хотя в целом образом, видно, что ионозондовые данные точнее воспроизводятся моделью IRI, для отдельных станций, и в частности, для станций расположенных, в американском долготном секторе, результаты расчетов по теоретической модели ближе к ионозондовым наблюдениям.

Работа поддержана грантом РФФИ № 05-05-97511.

## Литература

- Appleton E.V., Piggot W.R.** The morphology of storms in the F2 layer of the ionosphere. I. Some statistical relationships. *J. Atmos. Terr. Phys.*, v.2, p.236-252, 1952.
- Forbes J.M., Roble R.G., Marcos F.A.** Thermosphere dynamics during the March 22, 1979 magnetic storm: 2. Comparisons of model predictions with observations. *J. Geophys. Res.*, v.99, N A6, p.6069-6081, 1987.
- Forster M., Namgaladze A.A., Yurik R.Yu.** Thermospheric composition changes deduced from geomagnetic storm modeling. *Geophys. Res. Lett.*, v.26, N 16, p.2625-2628, 1999.
- Gusenhoven M.S., Hardy D.A., Heinemann N., Burkhardt R.K.** Morphology of the polar rain. *J. Geophys. Res.*, v.89, N A11, p.9785-9800, 1984.
- Hardy D.A., Gussenhoven M.S., Holeman E.** A statistical model of auroral electron precipitation. *J. Geophys. Res.* v.90, p.4229-4248, 1985.
- Hedin A.E.** Extension of the MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere. *J. Geophys. Res.*, v.96, p.1159-1172, 1991.
- Iijima T., Potemra T.A.** The amplitude distribution of field-aligned currents at northern high latitudes observed by Triad. *J. Geophys. Res.*, v.81, p.2165-2174, 1976.
- Marcos F.A., Killeen T.L., Roble R.G.** Thermosphere and ionosphere dynamics during 20-30 March 1979 time period: Comparison of TIGCM calculated densities with observations. *Adv. in Space Res.*, v.12, N 6, p.93, 1991.
- Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Karpov I.V., Surotkin V.A., Naumova N.M.** Numerical modelling of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system. *J. Atmos. Terr. Phys.*, v.53, N 11/12, p.1113-1124, 1991.
- Namgaladze A.A., Martynenko O.V., Namgaladze A.N.** Global model of the upper atmosphere with variable latitudinal integration step. *Geomagnetism and Aeronomy International*, v.1, N 1, p.53-58, 1998.
- Namgaladze A.A., Forster M., Yurik R.Yu.** Analysis of the positive ionospheric response to a moderate geomagnetic storm using a global numerical model. *Ann. Geophys.*, v.18, N 4, p.461-477, 2000.
- Namgaladze A.A., Korenkov Yu.N., Klimenko V.V., Karpov I.V., Bessarab F.S., Surotkin V.A., Glushchenko T.A., Naumova N.M.** Global model of the thermosphere-ionosphere-protonosphere system. *Pure and Appl. Geophys.*, v.127, N 2/3, p.219-254, 1988.
- Schoendorf J., Crowley G., Roble R.G., Marcos F.A.** Neutral density cells in the high latitude thermosphere: 1: Solar maximum cell morphology and data analysis. *J. Atmos. Terr. Phys.*, v.58, p.1751, 1996.
- Seaton M.J.** A possible explanation of the drop in F-region critical densities accompanying major ionospheric storms. *J. Atmos. Terr. Phys.*, v.8, p.122-124, 1956.
- Weimer D.R., Maynard N.C., Burke W.J., Liebrecht C.** Polar cap potentials and the auroral electrojet indices. *Planet. Space Sci.*, v.38, p.1207-1222, 1990.
- Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А.** Физика ионосферы. *М., Наука*, 527 с., 1988.
- Воробьев В.Г., Громова Л.И., Регенов Б.В., Старков Г.В., Фелдштейн Я.И.** Вариация положения границ плазменных вторжений и аврорального вторжения в ночном секторе. *Геомагнетизм и Аэронаука*, т.40, № 3, с.79-85, 2000.
- Иванов-Холодный Г.С., Нусинов А.А.** Коротковолновое излучение Солнца и его воздействие на верхнюю атмосферу и ионосферу. *Исследования космического пространства*, т.26, с.80-148, 1987.
- Мальцев Ю.П.** Лекции по магнитосферно-ионосферной физике. *Апатиты, ПГИ*, 124 с., 1995.
- Намгаладзе А.А., Мартыненко О.В., Волков М.А., Намгаладзе А.Н., Юрик Р.Ю.** Математическое моделирование крупномасштабных возмущений верхней атмосферы Земли. *В сб.: Моделирование процессов в верхней полярной атмосфере. Мурманск, Север*, с.167-249, 1998.
- Намгаладзе А.А., Ферстер М., Юрик Р.Ю.** Математическое моделирование термосферных и ионосферных эффектов геомагнитной бури. *В сб.: "Физика околоземного космического пространства". Мурманск, ПГИ*, с.336-360, 2000.