

УДК 550.385.37:550.388.2

М. В. Ляшенко¹, Л. Ф. Черногор², Ю. В. Черняк¹

¹Інститут іоносфери НАН и МОН України, Харків

²Харківський національний університет імені В. Н. Каразіна

Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период максимума солнечной активности

Надійшла до редакції 20.08.05

Розглянуто добові та сезонні варіації основних параметрів іоносферної плазми (концентрації електронів, температури іонів та електронів, вертикальної складової швидкості переносу плазми) для чотирьох характерних геофізичних періодів (зимового та літнього сонцестоянь, весняного та осіннього рівнодень) поблизу максимуму сонячної активності (2000—2002 рр.) у діапазоні висот 110—1030 км. Проведено теоретичне моделювання динамічних процесів в іоносфері для розглянутих періодів. Виявлено та підтверджено регіональні особливості розподілу основних параметрів іоносфери. Результати, отримані у роботі, будуть використуватись для розробки регіональної моделі іоносфери.

ВВЕДЕНИЕ

Моделирование поведения параметров ионосферы в различных гелиогеофизических условиях является одной из фундаментальных задач исследования околоземного космического пространства.

В настоящее время большое количество публикаций посвящено теории образования ионосферы, интерпретации экспериментальных данных, а также моделированию ионосферы [1, 4, 5, 8, 9, 14, 17—22, 24, 25, 30]. Для практических целей наиболее часто используется Международная справочная модель ионосферы (IRI-2001) [18]. Как показал сравнительный анализ экспериментальных данных и расчетов по модели, модель не вполне корректно отражает региональные особенности пространственно-временного распределения основных параметров ионосферной плазмы над конкретным регионом [7, 29]. Это связано в первую очередь с тем, что в модели IRI-2001 наиболее широко представлен банк экспериментальных данных, полученных различными методами в западном полушарии.

Как известно, вследствие сферической асимметрии ионосферы [12] есть некоторые ограничения при использовании данных, полученных в одном регионе для моделирования ионосферы другого региона в тех же широтах. По этой причине построение региональных моделей ионосферы и усовершенствование уже существующих глобальных моделей является актуальной задачей геофизики.

Модели ионосферы следует строить отдельно для возмущенных и невозмущенных условий. В невозмущенных условиях вариации параметров ионосферы зависят прежде всего от времени суток, сезона и цикла солнечной активности. Хорошо известно, что последняя изменяется циклически с периодом около 11 лет. Характерными интервалами упомянутого цикла есть минимум, максимум, спад и нарастание солнечной активности. Эти интервалы определяют предельные состояния ионосферы и предельные значения ее параметров. Подразумевается, что другие значения параметров ионосферы находятся между ними.

Целью работы является анализ суточных и сезонных вариаций параметров ионосферы в период максимума солнечной активности (2000—2002 гг.) для дат, близких к весеннему и осеннему равноденствиям, а также летнему и зимнему солнцестояниям. Для рассмотренных периодов проведено также теоретическое моделирование динамических процессов в ионосфере. Полученные результаты в дальнейшем будут использованы для построения модели ионосферы центрально-европейского региона.

В нашей работе [11] проводились исследования суточных и сезонных вариаций параметров ионосферной плазмы в период спада солнечной активности. Методы исследования и анализа экспериментальных данных в этих работах аналогичны.

МЕТОДЫ И ИНСТРУМЕНТЫ

Для решения задачи использованы данные радара некогерентного рассеяния (НР) Института ионосферы НАН и МОН Украины [15] для четырех периодов: 12—13 декабря 2000 г., 12—14 марта 2002 г., 9—11 июня 2000 г., 11—12 сентября 2001 г. Сведения о геомагнитной и солнечной активности для этих периодов представлены в табл. 1 и на рис. 1.

Географические координаты радара: 49.6° с.ш., 36.3° в.д.; геомагнитные: $\Phi = 45.4^\circ$, $\Lambda = 117.7^\circ$; наклонение геомагнитного поля 66° , параметр Мак-Илвейна $L \approx 1.9$. Радар имеет крупнейшую в мире зенитную двухзеркальную параболическую антенну диаметром 100 м и предназначен для исследования ионосферы в интервале высот 100—1500 км. Рабочая частота радара — 158 МГц. Импульсная мощность радиопередаточного устройства составляет 2—4 МВт, средняя мощность 100 кВт. Коэффициент усиления антенны 12700, эффективная площадь антенны 3700 м^2 , ширина луча диаграммы направленности — около 1° . Длительность импульса может изменяться примерно от 70 до 800 мкс. Частота повторения импульсов 24.4 Гц. Шумовая температура системы около 1300—1800 К, двухканального приемника — 240 К.

Для указанных выше периодов измерения проводились с применением нескольких режимов работы радара, которые отличаются друг от

Таблица 1. Индексы солнечной и геомагнитной активностей для выбранных четырех периодов

Дата	$F_{10.7}$	w	A_p
12.12.2000 г.	145	89	9
13.12.2000 г.	160	114	7
12.03.2002 г.	176	90	10
13.03.2002 г.	182	92	11
14.03.2002 г.	179	87	5
09.06.2000 г.	174	122	64
10.06.2000 г.	185	119	5
11.06.2000 г.	193	151	21
11.09.2001 г.	253	262	3
12.09.2001 г.	238	149	9

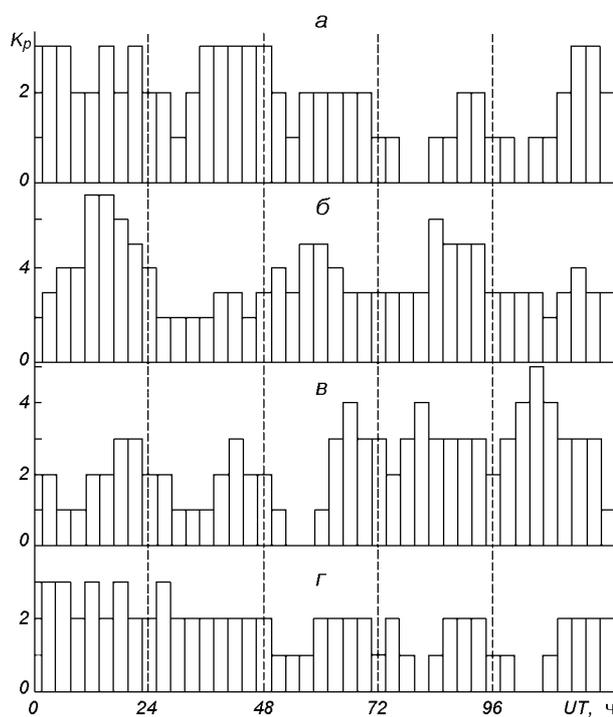


Рис. 1. Геомагнитная обстановка для выбранных периодов: а — 11—13.03.2002 г., б — 08—12.06.2000 г., в — 09—13.09.2001 г., г — 10—14.12.2000 г.

друга длительностями зондирующих импульсов. В первом режиме применялся зондирующий сигнал с длительностью 780 мкс, во втором режиме использовалась последовательность двух импульсов (65 и 130 мкс) с изменяемой задержкой между ними.

Основное влияние на точность измерения параметров ионосферы оказывает статистическая

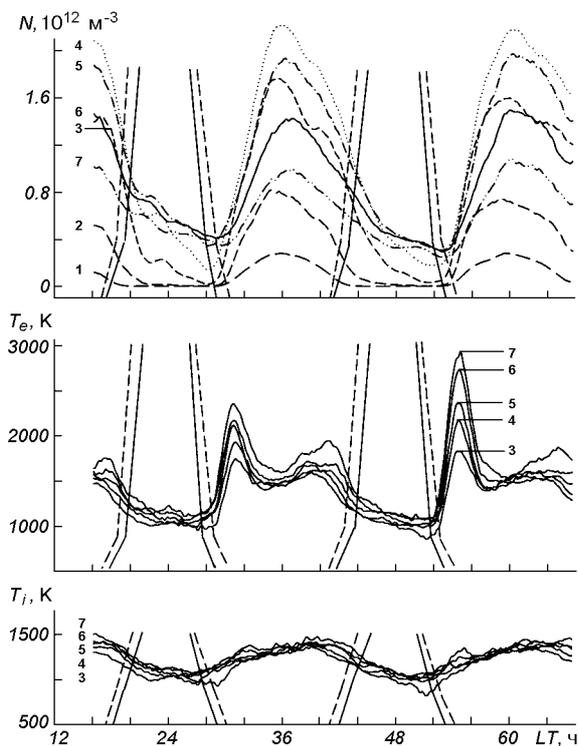


Рис. 2. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период близкий к весеннему равноденствию 12—14 марта 2002 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 160 км, 2 — 210 км, 3 — 260 км, 4 — 310 км, 5 — 360 км, 6 — 410 км, 7 — 460 км. Здесь и далее сплошные и штриховые наклонные линии показывают восход и заход в Харькове и магнитосопряженной точке на разных высотах

погрешность, которая зависит от отношения сигнал/шум и частоты повторения зондирующих радиоимпульсов. При частоте повторения 24.4 Гц и времени накопления 15 мин относительная средняя погрешность определения температуры электронов и ионов составляет 3—5 %, электронной концентрации — 5—7 %, скорости переноса плазмы — 10—25 м/с (на высотах, близких к высоте максимума электронной концентрации области F2 ионосферы в дневное время) [10].

Радар НР в зависимости от режимов работы позволяет получать с высокой точностью и приемлемым разрешением по высоте (10—100 км) следующие параметры ионосферы: концентрацию электронов N , температуры ионов T_i и

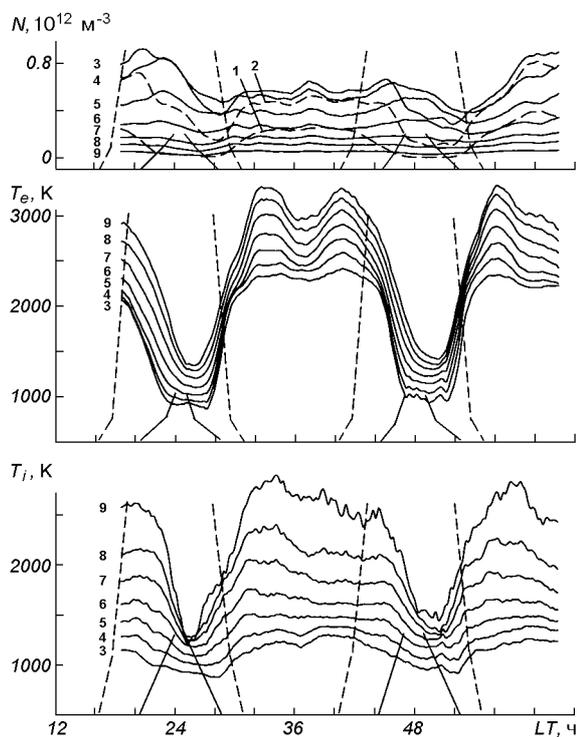


Рис. 3. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период близкий к летнему солнцестоянию 9—11 июня 2000 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 190 км, 2 — 260 км, 3 — 320 км, 4 — 390 км, 5 — 470 км, 6 — 560 км, 7 — 660 км, 8 — 770 км, 9 — 1030 км

электронов T_e , вертикальную составляющую скорости переноса плазмы V_{pz} [15].

РЕЗУЛЬТАТЫ

На рис. 2—5 представлены суточные вариации концентрации электронов, температуры ионов и электронов для четырех характерных геофизических периодов — летнего и зимнего солнцестояний, весеннего и осеннего равноденствий.

Суточные вариации концентрации электронов. Для периода весеннего равноденствия (рис. 2) концентрация электронов N испытывает значительные вариации в течение суток. На высоте $h = 160$ км в суточном ходе N есть один

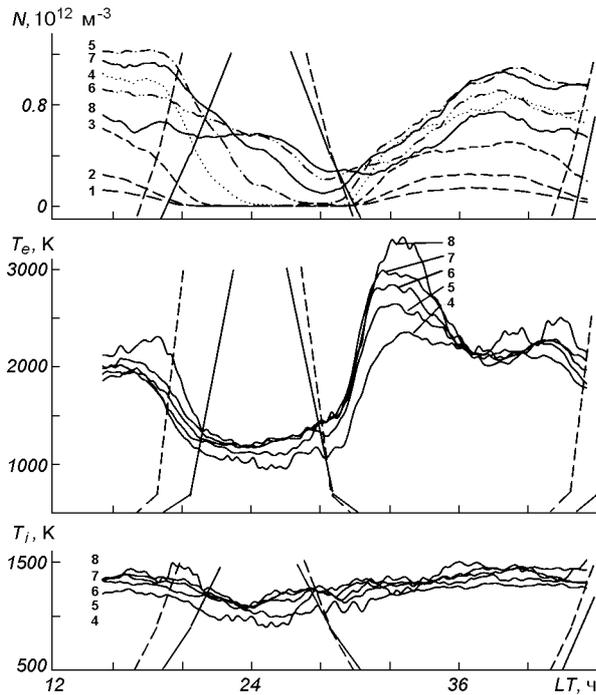


Рис. 4. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период близкий к осеннему равноденствию 11—12 сентября 2001 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 110 км, 2 — 160 км, 3 — 210 км, 4 — 260 км, 5 — 310 км, 6 — 360 км, 7 — 410 км, 8 — 460 км

максимум в околополуденные часы с абсолютным значением $N \approx 0.3 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. С увеличением высоты максимум в суточной зависимости N смещается на более ранние часы и имеется тенденция к появлению локального экстремума около 16 ч местного времени (LT), который хорошо проявляется на высотах в окрестности максимума области F2 ионосферы ($h_m F2 \approx 300$ км в дневные часы). Днем на высоте 260 км в околополуденные часы N достигает значений $2.2 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью — $0.15 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. На высотах $h \geq 360$ км вечерний локальный максимум в суточных вариациях N исчезает, на высотах $h \geq 410$ км в суточном ходе электронной концентрации имеет место только ночное (около 2—4 LT) увеличение N .

Для периода, близкого к летнему солнцестоянию (рис. 3), концентрация электронов также

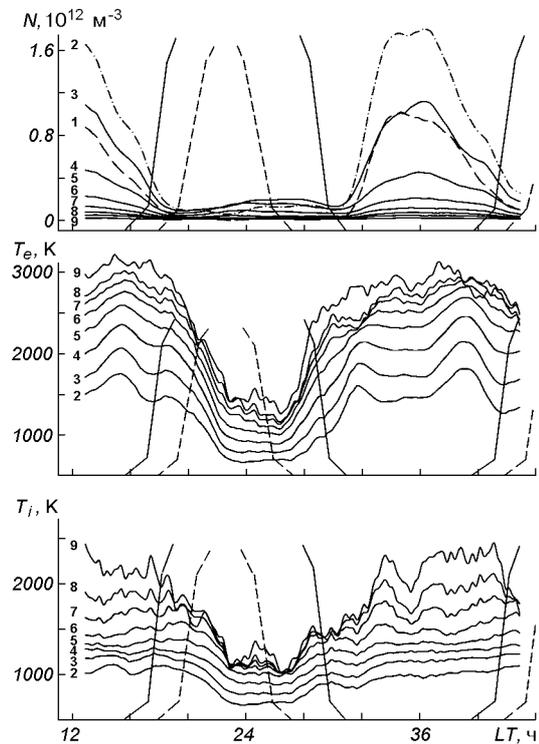


Рис. 5. Суточные вариации электронной концентрации, температуры ионов и электронов в период близкий к зимнему солнцестоянию 12—13 декабря 2000 г. Цифрами на графиках обозначены высоты: 1 — 190 км, 2 — 260 км, 3 — 320 км, 4 — 390 км, 5 — 470 км, 6 — 560 км, 7 — 660 км, 8 — 770 км, 9 — 1030 км

испытывает значительные суточные вариации. На высоте 190 км в суточных зависимостях N имеет место четкий максимум около 12 LT с абсолютным значением $0.25 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. С заходом Солнца в месте наблюдения N медленно уменьшается до минимальных значений ($N \approx 0.02 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$) в ночные часы. Для 10 июня 2000 г. на высотах $h \geq 260$ км суточная зависимость принимает платоподобную форму с максимумами в 10, 13 и 20 LT. С увеличением высоты имеется тенденция к смещению утреннего и вечернего максимумов на более ранние и поздние часы соответственно. Отметим, что величина вечернего максимума на высотах 390—560 км превышает околополуденный примерно на 20%. На высоте, близкой к высоте максимума ионизации F2-области ионосферы ($h_m F2 \approx 325$ км), дневные значения N достигают ве-

личины $0.63 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью ($h_m F2 \approx 390 \text{ км}$) — $N \approx 0.5 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. Следует также обратить внимание на то, что 9 июня величина вечернего максимума (около 20—22 LT) превышает аналогичную величину 10 июня примерно на 20—30 % на высоте 320 км. Подобные различия наблюдаются для околополуденных максимумов 10 и 11 июня. Значение околополуденного максимума 11 июня примерно на 30 % больше, чем 10 июня.

На рис. 4 представлены суточные вариации N для периода, близкого к осеннему равноденствию. Как и для весеннего равноденствия, на высотах 110—160 км в суточном ходе имеет место единственный максимум в околополуденные часы с абсолютными значениями $N \approx 0.12 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ и $0.27 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$ на высотах 110 и 160 км соответственно. Далее N медленно уменьшается до своего минимального значения в ночные часы. Абсолютное значение $N \approx 0.005 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$. С увеличением высоты дневной максимум суточных вариаций N смещается на более поздние часы (около 15—16 LT) и в суточном ходе появляется вечерний максимум (около 19—20 LT), сравнимый по величине с дневным.

Днем на высоте $h = 260 \text{ км}$ значение $N \approx 0.81 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью — $0.01 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$.

Начиная с высот $h > 350 \text{ км}$, наблюдается смещение дневного максимума на околополуденные часы. Также как и для весеннего равноденствия, на больших высотах ($h \approx 410—460 \text{ км}$) в интервале 00—02 LT имеет место локальное увеличение N .

Экспериментальные суточные зависимости для периода, близкого к зимнему солнцестоянию представлены на рис. 5. В суточных вариациях на всех высотах есть явно выраженный максимум в околополуденные часы, а также в интервале высот $h = 300—560 \text{ км}$ в окрестности 16 LT имеет место локальное увеличение N . Абсолютное значение N на высоте 260 км днем составляет $1.8 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$, ночью — $0.11 \cdot 10^{12} \text{ м}^{-3}$.

Суточные вариации температуры ионов и электронов. Температуры электронов и ионов для всех рассмотренных периодов испытывают значительные вариации в течение суток. С увеличением высоты дневные и ночные значения T_e и T_i увеличиваются. Для всех сезонов в суточных вариациях температуры электронов

наблюдается локальный дневной минимум, приходящийся на 12—13 LT.

Для периодов весеннего и осеннего равноденствий (рис. 2 и 4) в суточном ходе T_e наблюдаются два явно выраженных максимума — утренний (около 07 LT) и вечерний (около 16 LT), причем значение утреннего максимума превосходит по величине значение вечернего. Осенью в дневные часы на высоте 260 км максимальное значение $T_e \approx 2400 \text{ К}$, весной — 1750 К. Ночью для осени и весны $T_e \approx 1000—1100 \text{ К}$. На высоте 460 км осенью T_e достигает 3450 К, весной — около 3000 К в дневное время. Ночью — около 1200 К как для осеннего, так и весеннего равноденствий.

Для летнего солнцестояния (рис. 3) на всех высотах в суточных вариациях T_e наблюдались явно выраженные максимумы — утром (около 09 LT) и вечером (около 17 LT). Следует отметить, что в отличие от равноденственных периодов эти максимумы сравнимы по величине. Днем на высоте 320 км максимальное значение T_e составляет примерно 2400—2500 К, ночью — около 950 К. На высоте 1030 км $T_e \approx 3400$ и 1400 К в дневные и ночные часы соответственно. Температура электронов начинает увеличиваться с восходом Солнца в месте наблюдения, достигая описанных максимальных значений утром и вечером. Примерно с 20 LT T_e начинает резко уменьшаться; уменьшение значений T_e продолжается в ночные часы.

Зимой (рис. 5), как и для летнего периода, в суточном ходе T_e наблюдались два основных максимума примерно в то же самое время суток. Следует отметить, что с увеличением высоты утренний и вечерний максимумы смещаются на более ранние и поздние часы соответственно. С восходом Солнца в магнитосопряженной точке T_e начинает увеличиваться. Далее в суточном ходе имеется непродолжительное уменьшение T_e , приходящееся на восход Солнца в месте наблюдения. Потом температура электронов продолжает увеличиваться до своего максимального значения (на высоте 320 и 1030 км T_e достигает значений 1800 и 3100 К соответственно). С заходом Солнца T_e уменьшается до своего минимального значения ночью (на высоте 320 и 1030 км T_e составляет 800 и 1450 К соответственно).

Температура ионов в дневной ионосфере весной и осенью на высоте 260 км примерно равна 1360 и 1320 К соответственно, ночью весной $T_i \approx 910$ К, осенью — 900 К. На высоте $h \approx 500$ км дневные значения T_i осенью и весной не превышает 1500 К, ночью — примерно 1120 К. После восхода Солнца T_i медленно увеличивается, образуя в суточных вариациях протяженный максимум, далее она уменьшается до фоновых ночных значений.

Для летнего и зимнего периодов вариации температуры ионов подобны вариациям T_i весной и осенью. Летом в дневное время на высоте 320 км максимальное значение $T_i \approx 1220$ К, на высоте 1030 км — 2820 К. Ночью T_i не превышает 1220 К на высоте 1030 км и 900 К на высоте 320 км.

В освещенный период суток зимой на высоте 320 км $T_i \approx 1050$ К, на высоте 1030 км — 2480 К. Ночью для этих же высот T_i не превышает 770 и 1200 К соответственно.

Сезонные вариации параметров ионосферы. При анализе полученных результатов выявлены следующие сезонные особенности поведения основных параметров ионосферы. Дневные зимние значения электронной концентрации на высотах, близких к высоте максимума области F2 ионосферы, превышают летние в 2.5—3 раза. Данное явление хорошо изучено и получило название сезонной аномалии. Ночью, напротив, имеет место обратная ситуация — летом значения N на высотах, близких к максимуму ионизации, больше зимних. На высотах, больших высоты максимума F2-области ионосферы, дневные летние значения N сравниваются с зимними. С дальнейшим увеличением высоты летние значения электронной концентрации становятся больше зимних.

Для периодов осеннего и весеннего равноденствий (рис. 2 и 4) видно, что значения N на фиксированных высотах отличаются не более чем на 10—15 % как днем, так и ночью.

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ИСХОДНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Задача моделирования физико-химических процессов в ионосфере, как известно, является мно-

гоплановой. В одних случаях теоретическому моделированию подлежат высотно-временные распределения N , T_e , T_i и других параметров. Затем эти распределения сравниваются с результатами наблюдений.

В других случаях теоретическое моделирование направлено на расчет параметров нейтральной атмосферы и плазмы, которые непосредственно не измеряются методом НР. Такими параметрами являются частоты соударений электронов с ионами, тензоры амбиполярной диффузии и теплопроводности, подвод тепла к электронам, перенос тепла электронами и т. д.

В данной работе основное влияние уделяется второму направлению, так как оно недостаточно представлено в научной литературе.

В формировании высотного профиля электронной концентрации ионосферы в целом и ионосферной F2-области в частности важную роль играют потоки заряженных частиц, контролируемые геомагнитным полем, и термосферные ветры. В настоящей работе проведено теоретическое моделирование динамических процессов с использованием экспериментальных данных радара НР. Также для расчетов привлекалась термосферная модель MSIS [22]. Используя известные соотношения, можно рассчитать параметры среды (частоты соударений электронов с ионами, тензоры амбиполярной диффузии и теплопроводности, а также значения потоков тепла в ионосферу и величину энергии, подводимой к электронному газу).

Диффузионный поток. Полный вертикальный поток ионосферной плазмы можно вычислить, используя данные о вертикальной составляющей скорости переноса плазмы и электронной концентрации. В общем виде выражение для вертикальной составляющей скорости переноса имеет вид [1]

$$V_{pz} = (V_{d||})_z + (V_{n||})_z + (V_{\perp})_z, \quad (1)$$

где $(V_{d||})_z$ — вертикальная составляющая скорости частиц за счет амбиполярной диффузии вдоль силовых линий геомагнитного поля; $(V_{n||})_z$ — вертикальная составляющая скорости ветрового увлечения заряженных частиц; $(V_{\perp})_z$ — вертикальная составляющая скорости увлечения частиц электромагнитным дрейфом. Подставив в выражение (1) значения каждого из слагаемых, получаем

$$V_{pz} = V_{dz} + V_{nx} \sin I \cos I \cos D - V_{ny} \sin I \cos I \sin D + \\ + V_{nz} \sin^2 I + \frac{E_x}{B} \cos I \sin D + \frac{E_y}{B} \cos I \cos D, \quad (2)$$

где

$$V_{dz} = -D_a \sin^2 I \left(\frac{1}{H_p} + \frac{1}{N} \frac{\partial N}{\partial z} + \frac{1}{T_p} \frac{\partial T_p}{\partial z} \right)$$

— скорость переноса частиц за счет амбиполярной диффузии,

$$D_a = kT_p / m_i \sum v_{in}$$

— коэффициент амбиполярной диффузии; v_{in} — частота соударений ионов с нейтралами, $T_p = T_e + T_i$ — плазменная температура, $H_p = kT_p / (m_i g)$ — плазменная приведенная высота, I и D — наклонение и склонение геомагнитного поля; E_x и E_y — компоненты электрического поля, B — модуль индукции магнитного поля Земли, m_i — масса иона.

Полный поток плазмы в вертикальном направлении вычисляется по формуле

$$\Pi_p = V_{pz} N. \quad (3)$$

Скорость эквивалентного нейтрального ветра и меридиональная составляющая скорости нейтрального ветра. Величину скорости эквивалентного нейтрального ветра можно рассчитать, используя выражение (2) и сделав следующие упрощения. Принимая во внимание незначительный вклад среднеширотных электрических полей ($E_{xy} \rightarrow 0$) в спокойных гелиогеофизических условиях и пренебрегая эффектами склонения ($D \rightarrow 0$), получаем скорость эквивалентного нейтрального ветра в виде

$$w \approx V_{pz} - V_{dz}. \quad (4)$$

Величину меридиональной составляющей скорости нейтрального ветра можно рассчитать, используя выражение

$$V_{nx} \approx (V_{pz} - V_{dz}) / (\sin I \cos I). \quad (5)$$

Подвод энергии к электронному газу. Источником тепловой энергии заряженных частиц являются фотоны солнечного ионизирующего излучения. Характер нагрева тепловых электронов фотоэлектронами существенно различается в нижней ($h \leq 250$ км) и верхней ($h > 250$ км)

ионосфере [1, 28]. В областях D и E ионосферы фотоэлектроны термализуются главным образом в месте своего образования из-за относительной малости длин свободного пробега. Такой нагрев электронного газа называется локальным. В верхней части ионосферы частота столкновений электронов с нейтралами становится меньше, чем с ионами. Основными механизмами охлаждения электронного газа здесь являются потеря тепла при столкновениях электронов с ионами, возбуждение тонкой структуры атомов кислорода и теплопроводность электронного газа [28]. В этом случае пренебрегать переносом фотоэлектронов нельзя, и связанный с этим переносом нагрев электронного газа называется нелокальным.

Рассмотрим диапазон высот 260—320 км. На высотах $h \leq 350$ км теплопроводностью электронного газа можно пренебречь, и уравнение баланса энергии электронов в стационарном случае имеет вид [28]

$$Q = L_{ei} + L_e, \quad (6)$$

$$L_{ei} = 8 \cdot 10^{-32} N^2 (T_e - T_i) T_e^{-3/2},$$

$$L_e = 6.4 \cdot 10^{-37} N N(O) (T_e - T_n) T_n^{-1},$$

где Q — энергия, передаваемая тепловым электронам при кулоновских столкновениях с фотоэлектронами; L_{ei} — энергия, теряемая при электрон-ионных столкновениях; L_e — энергия, затрачиваемая на возбуждение тонкой структуры атомов кислорода; N — концентрация электронов в ионосфере; $N(O)$ — концентрация атомов кислорода. Температуру нейтралов T_n и концентрацию $N(O)$ можно рассчитать с привлечением модели MSIS.

Поток тепла, переносимого электронами. В тепловом балансе электронного газа важную роль играет поток тепла из плазмосферы в ионосферу. Накопление тепла в плазмосфере происходит вследствие термализации сверхтепловых электронов, убегающих из места своего образования во внешнюю ионосферу. Часть электронов теряют свою энергию в кулоновских соударениях с тепловыми электронами и ионами. Другая часть электронов попадает в магнитную силовую трубку и разогреваются в ней при многократных отражениях от концов магнитной трубки. Таким образом, в плазмосфере имеет

место накопление тепла, которое затем поступает обратно в ионосферу благодаря высокой теплопроводности электронного газа.

Тепловой поток можно определить из кинетического уравнения с учетом переноса сверхтепловых электронов. Далее рассматривается вертикальная составляющая потока тепла, поступающего из плазмосферы [3]

$$\Pi_T = -\kappa_e \sin^2 I \frac{\partial T_e}{\partial z}, \quad (7)$$

где $\kappa_e = 2.08 \cdot k^2 N T_e / m v_{ei}$ — коэффициент теплопроводности электронного газа, k — постоянная Больцмана, m — масса электрона. Частоту столкновений электронов с ионами O^+ можно найти, используя выражение вида [2]

$$\nu_{ei} = 5.5 \cdot 10^{-6} N T_e^{-3/2} \ln(2.2 \cdot 10^4 T_e N^{-1/3}).$$

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Суточные вариации полного потока плазмы.

На рис. 6 представлены расчетные значения суточных вариаций потока вертикального переноса ионосферной плазмы, полученные по измеряемым профилям N и V_{pz} . Для всех сезонов суточные вариации потока плазмы имеют подобную форму. Как показал расчет, для рассматриваемых сезонов в течение суток величина потока плазмы имеет отрицательные значения. В этом случае поток плазмы направлен вниз. В ночные часы на высотах 320 км поток мал по величине, а днем имеет место значительный по сравнению с ночью поток плазмы вниз. С увеличением высоты ночные потоки становятся существенными, особенно для периодов равноденствий.

Для периода, близкого к весеннему равноденствию, дневное максимальное значение модуля потока плазмы (здесь и далее знак модуля опущен) на высоте 320 км равна $\Pi_p \approx 6.2 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, а ночью $\Pi_p \approx 1.2 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$. На высоте 390 км $\Pi_p \approx 5.8 \cdot 10^{13}$ и $0.8 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ днем и ночью соответственно.

В сентябре величина потока на высоте 320 км достигает $0.5 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ днем и $0.3 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ночью. Днем на высоте 390 км величина потока составляет $3.6 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, в ночные часы $\Pi_p \approx 0.01 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$.

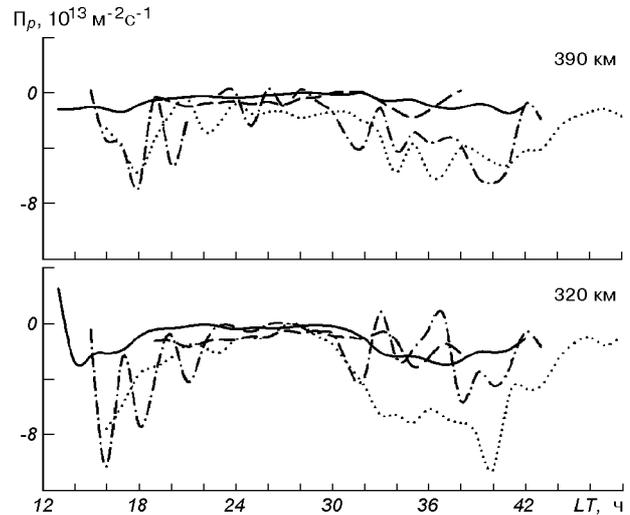


Рис. 6. Суточные вариации полного потока плазмы из плазмосферы. На графиках обозначены кривые: точки — 12—13.03.2002 г., тире — 09—10.06.2000 г., пунктир — 11—12.09.2001 г., сплошная — 12—13.12.2000 г.

Летом величина потока плазмы в дневной ионосфере на высоте 320 км составляет примерно $2.5 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$, а в ночной — $1.2 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$. На высоте 390 км $\Pi_p \approx 1.3 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ в дневные часы и $0.6 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ночью.

Для периода зимнего солнцестояния поток днем на высоте 320 км составляет $2.7 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ и $0.5 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$ ночью. На высоте 390 км дневные значения $\Pi_p \approx 0.9 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$. В ночной ионосфере на данной высоте $\Pi_p \approx 0.4 \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$.

Диффузионный поток. Величина диффузионного потока частиц может быть рассчитана, используя выражения (2) и (3). На рис. 7 приведены результаты теоретических расчетов суточных вариаций потока заряженных частиц за счет диффузии для всех сезонов на фиксированных высотах.

Меридиональная составляющая скорости нейтрального ветра и скорость эквивалентного нейтрального ветра. Скорость эквивалентного нейтрального ветра и меридиональная составляющая скорости нейтрального ветра рассчитывались по выражениям (4) и (5). Результаты расчета w и $V_{пх}$ для разных высот и сезонов представлены на рис. 8, 9.

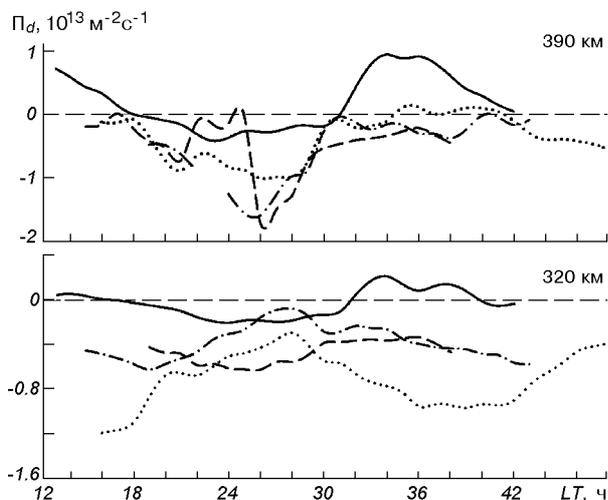


Рис. 7. Суточные вариации потока плазмы за счет амбиполярной диффузии. На графиках обозначены кривые: точки — 12—13.03.2002 г., тире — 09—10.06.2000 г., пунктир — 11—12.09.2001 г., сплошная — 12—13.12.2000 г.

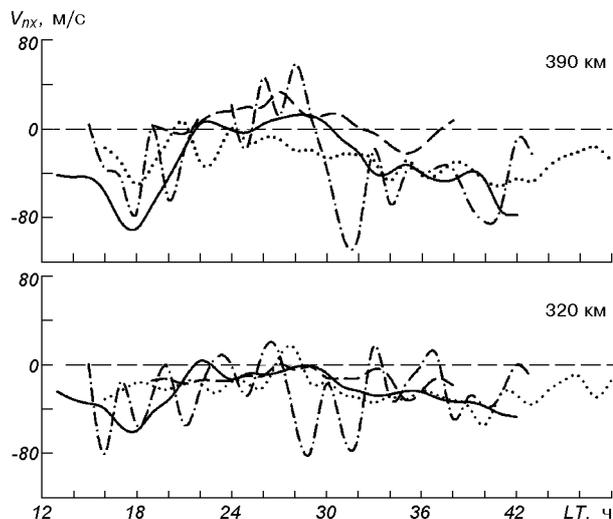


Рис. 9. Суточные вариации меридиональной составляющей скорости нейтрального ветра. На графиках обозначены кривые: точки — 12—13.03.2002 г., тире — 9—10.06.2000 г., пунктир — 11—12.09.2001 г., сплошная — 12—13.12.2000 г.

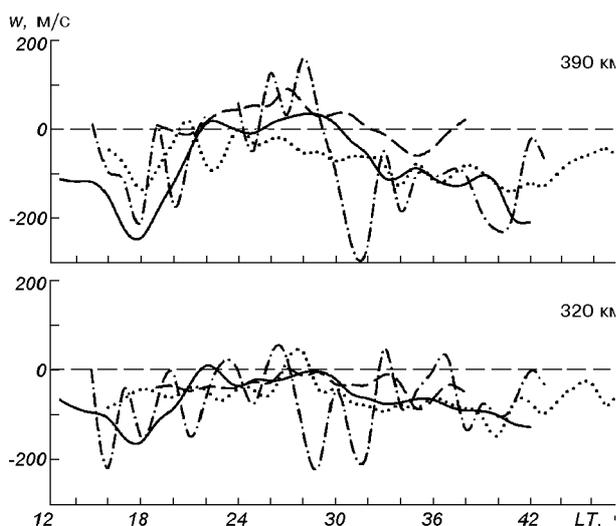


Рис. 8. Суточные вариации скорости эквивалентного нейтрального ветра. На графиках обозначены кривые: точки — 12—13.03.2002 г., тире — 9—10.06.2000 г., пунктир — 11—12.09.2001 г., сплошная — 12—13.12.2000 г.

Для марта и сентября на высоте 320 км $w \approx -64$ и -2 м/с днем, -42 и -0.8 м/с в ночные часы соответственно. На высоте около 390 км весной $w \approx -114$ м/с днем и 0.4 м/с ночью. Осенью дневные значения $w \approx -107$ м/с, ночью $w \approx 58$ м/с.

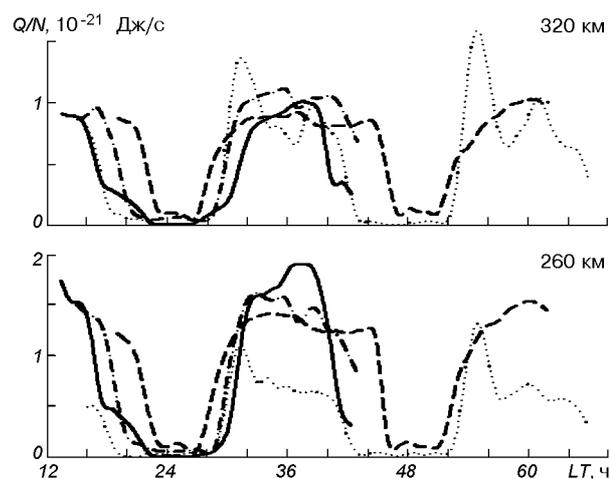


Рис. 10. Суточные вариации значения энергии Q/N , подводимой к электрону в единицу времени. На графиках обозначены кривые: точки — 12—13.03.2002 г., тире — 09—10.06.2000 г., пунктир — 11—12.09.2001 г., сплошная — 12—13.12.2000 г.

Для периодов летнего и зимнего солнцестояния получено, что значения w днем на высоте 320 км составляют -66 и -67 м/с, ночью -40 и -37 м/с соответственно. На высоте 390 км летом $w \approx -60$ и 44 м/с в ночные часы. Зимой днем $w \approx -109$ м/с, ночью $w \approx -3$ м/с.

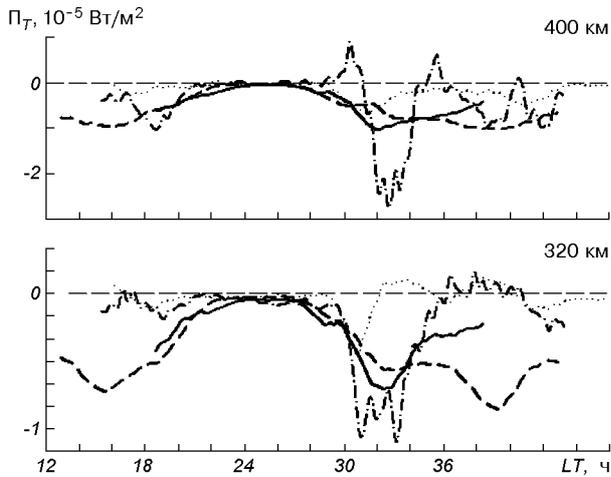


Рис. 11. Суточные вариации потока тепла, переносимого электронами из плазмосферы в ионосферу. На графиках обозначены кривые: точки — 12—13.03.2002 г., тире — 09—10.06.2000 г., пунктир — 11—12.09.2001 г., сплошная — 12—13.12.2000 г.

Подвод энергии к электронному газу. На рис. 10 приведены результаты расчета величины энергии Q/N , подводимой к электрону в единицу времени. Видно, что для всех сезонов в ночные часы энергия, подводимая к электрону, близка к нулю. Днем величина Q/N выявляет два максимума: утренний (около 8 LT) и вечерний (около 16 LT).

Поток тепла, переносимого электронами. На рис. 11 представлены результаты расчета потоков тепла, переносимого электронами из плазмосферы в ионосферу. Видно, что в ночные часы величина потока тепла в ионосферу для всех сезонов на рассмотренных высотах приблизительно равна нулю. Увеличение потока тепла наблюдается около 10—11 LT.

ОБСУЖДЕНИЕ

Ионосфера представляет собой сложную открытую нелинейную систему, состояние которой описывается довольно большим числом параметров [1, 16]. Ионосфера Земли подвержена влиянию множества внешних воздействий, описание и прогноз которых являются достаточно трудной задачей. Характеристики ионизирован-

ной части верхней атмосферы, такие как концентрация электронов, ионный состав, температуры ионов и электронов, потоки частиц и дрейфы, являются основными физическими параметрами ионосферы [1, 8, 9].

Структура ионосферы и процессы, контролирующие ее поведение, достаточно хорошо изучены и описаны [1, 8, 14, 28]. Ионосфера Земли (за исключением ее высокоширотной части) образуется в результате ионизации атомов и молекул верхней атмосферы под действием солнечного излучения, включающего ультрафиолетовую и рентгеновскую части спектра.

Ионосферная плазма на высотах 60—200 км находится в фотохимическом равновесии (равенстве скоростей ионизации и рекомбинации), фотохимические процессы, а также процессы локального нагрева и теплообмена преобладают над процессами переноса заряженных частиц и энергии. Днем на этих высотах скорость ионизации q определяется в основном интенсивностью солнечного ионизирующего излучения и величиной зенитного угла Солнца χ . Концентрация электронов в этом случае

$$N \propto \sqrt{q} \propto \cos^{1/2} \chi.$$

В ночное время фоновый уровень электронной концентрации поддерживается за счет корпускулярного и рассеянного ультрафиолетового излучения.

На высотах $h > 200$ км расположена область главного ионосферного максимума (область F2) в высотном распределении концентрации электронов. Область F2 наиболее простая в фотохимическом и наиболее сложная в динамическом и термодинамическом отношениях. С увеличением высоты роль динамических процессов становится преобладающей, и вариации концентрации электронов со временем имеют более сложную зависимость, учитывающую скорость ветрового увлечения и электромагнитного дрейфа [1]:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-V_{dz} - w)N - \beta N + q,$$

где β — линейный коэффициент потерь.

Формирование максимума высотного профиля концентрации электронов осуществляется посредством амбиполярной диффузии, которая сбрасывает избыток заряженных частиц вниз, в область, где велики потери ионов O^+ , и тем самым препятствует накоплению плазмы на

больших высотах, которое имело бы место за счет только процессов фотохимии. Выше 200 км электроны и ионы являются замагниченными, и поэтому диффузия осуществляется только вдоль силовых линий геомагнитного поля. При столкновениях с нейтральными частицами, движущихся горизонтально, ионы O^+ приобретают импульс вдоль магнитного поля, а значит, и его составляющую вдоль вертикального направления. Это ведет к большому влиянию горизонтальных движений нейтрального газа на вертикальное распределение заряженных частиц в области F2 ионосферы [1].

Еще одним следствием замагниченности ионов в области F2 является дрейф плазмы в скрещенных магнитных и электрических полях. При наличии электромагнитного дрейфа плазмы вверх этот поток противодействует диффузии, т. е. замедляет результирующий снос плазмы вниз. При движении плазмы вниз дрейф и диффузия действуют в одном направлении и переносят заряженные частицы в область быстрых химических потерь.

Как показывают экспериментальные данные [6], в спокойных геомагнитных условиях вариации скорости переноса плазмы над Харьковом в течение суток и во всем высотном диапазоне слабо зависят от сезона. Днем для высот вблизи максимума и ниже вертикальная составляющая скорости переноса плазмы направлена вниз, а выше максимума области F2 ионосферы она направлена вверх. Высота, на которой происходит смена направления потока, увеличивается с увеличением уровня солнечной активности. Ночью поток плазмы преимущественно направлен вниз — из плазмосферы в ионосферу.

Обсудим более подробно основные особенности суточных и сезонных зависимостей параметров ионосферы.

Суточные вариации концентрации электронов. Концентрация электронов для всех рассмотренных периодов испытывает значительные вариации в течение суток. Как описано ранее [8, 23], в периоды равноденствий происходит переход от зимнего к летнему типу суточных вариаций N и наоборот. Данный переход происходит относительно быстро, примерно в течение нескольких недель в окрестности равноденствий. Различия суточных вариаций N объясняются в большей степени сезонными изменениями в ней-

тральном составе верхней атмосферы и термосферных ветров в течение переходного периода [8]. В работе [23] введена классификация суточных вариаций по типам. По этой классификации суточные вариации N для периода 12—14 марта 2002 г. (рис. 2) можно отнести к WW-типу суточных зависимостей. WW-тип является хорошо выраженным зимним типом суточных вариаций, для которого характерны: значительные вариации электронной концентрации $N_m F2$ в максимуме области F2 ионосферы; хорошо развитый максимум $N_m F2$ около 12—13 ч LT и последующее резкое уменьшение $N_m F2$ в вечерние часы; относительно незначительные вариации $N_m F2$ в дневные часы.

Ниже максимума области F2 ионосферы в дневные часы концентрация электронов контролируется величиной зенитного угла Солнца. Появление локальных максимумов в ночные часы связано с действием двух механизмов — влиянием термосферных (нейтральных) ветров, направленных к экватору, и потоков заряженных частиц из плазмосферы в ионосферу. Как показывают результаты теоретического моделирования, значение скорости термосферного ветра составляет в ночные часы примерно 150—200 м/с. Направленный вниз поток плазмы составляет примерно $(1...3) \cdot 10^{13} \text{ м}^{-2} \text{ с}^{-1}$. Вклад этих двух механизмов в поддержание ночной области F2 ионосферы примерно одинаков.

Суточный ход $N_m F2$ для периода осеннего равноденствия 11—12 сентября 2001 г. (рис. 4) можно отнести к S-типу. В этом случае суточный ход относится к нормальному летнему типу суточной зависимости $N_m F2$. Для данного типа характерны: незначительные изменения $N_m F2$ в течение суток; платоподобная форма суточного хода в дневные часы с развитием максимума в вечерние часы и монотонным уменьшением $N_m F2$ ночью [23]. Увеличение N на высотах 410—460 км в околополуденные и послеполуденные часы связано, как показывают расчеты, с действием нейтрального ветра, тогда как поток плазмы из плазмосферы невелик.

Для периода летнего солнцестояния (см. рис. 3) до высот ниже максимума области F2 ионосферы поведение концентрации электронов зависит в основном от значения зенитного угла Солнца. Уменьшение электронной концентра-

ции 10 июня 2000 г. в околополуденные и вечерние часы по сравнению с вариациями электронной концентрации 9 и 11 июня связано, скорее всего, с эффектами магнитной бури, имевшей место 9 июня 2000 г. (см. табл. 1).

Зимой (рис. 5) процесс увеличения концентрации электронов в околополуночные часы, по-видимому, связан с потоками частиц из плазмосферы, а также действием нейтральных ветров [13].

Суточные вариации температур ионов и электронов. Для высот $h < 160$ км в ионосфере сохраняется тепловое равновесие между электронным, ионным и нейтральным газами ($T_e \approx T_i \approx T_n$). Это связано с тем, что из-за высокой плотности нейтрального газа происходит более интенсивное охлаждение электронов и ионов за счет соударений с нейтральными частицами. С высот $h \approx 160$ км значение T_e начинает превышать T_n за счет уменьшения частоты электрон-нейтральных соударений. Температура ионов остается приблизительно равной температуре нейтралов вплоть до высот $h \approx 350\text{--}400$ км. На высотах $h \geq 350\text{--}400$ км соотношение температур имеет вид $T_e > T_i \geq T_n$.

Для периодов весеннего и осеннего равноденствий (рис. 2 и 4) суточные вариации T_e подобны. Появление в суточном ходе двух максимумов в утренние и вечерние часы можно объяснить вариациями потоков тепла из плазмосферы в ионосферу на высотах $h > 300$ км (рис. 11) и величиной энергии, подводимой к электронному газу, для высот 260—300 км (рис. 10). Смещение положения утреннего и вечернего максимумов на более ранние и поздние часы соответственно с увеличением высоты, скорее всего, можно объяснить тем, что на высотах выше максимума ионизации электронный газ характеризуется достаточно большой величиной коэффициента теплопроводности, важную роль играют потоки тепла из плазмосферы наряду с процессами термализации фотоэлектронов.

Суточные вариации T_e для зимнего и летнего периодов (рис. 3 и 5) также подобны между собой и вариациям в равноденственные периоды. Отличие заключается в том, что для периодов солнцестояний оба максимума в суточном ходе примерно одинаковы по величине, тогда как для равноденствий вечерний максимум меньше, чем утренний.

Локальный минимум температуры электронов в суточном ходе в околополуденные часы объясняется тем, что охлаждение электронного газа происходит на фоне увеличения концентрации электронов и увеличения интенсивности передачи тепла от электронов к ионам. В этом случае температура электронов обратно пропорциональна изменениям концентрации электронов, т. е. $T_e \propto N^{-1}$ [2, 3].

Сезонные вариации параметров ионосферы. Из анализа полученных временных зависимостей электронной концентрации подтверждается явление сезонной аномалии, которое заключается в превышении зимних значений N над летними на высотах вблизи максимума области F2 ионосферы. Так, для периода максимума солнечной активности получено, что зимние значения N превышают летние примерно в 2.5—3 раза. С увеличением высоты концентрации электронов зимой сравнивается с летними значениями, а на больших высотах наблюдается превышение летних значений N над зимними. В настоящее время предложен ряд механизмов, объясняющих явление сезонной аномалии. Важную роль в появлении сезонной аномалии играют сезонные вариации нейтрального состава на высотах области F2 ионосферы [23, 26—28].

Вариации нейтрального состава на высоте максимума области F2 ионосферы обусловлены сезонными вариациями параметров термосферной циркуляции. Как известно, газ из разогретой области перемещается вверх и в горизонтальных направлениях к более холодным областям. Под действием градиентов давления легкие компоненты нейтрального газа переносятся в более холодные области [1]. Основным результатом этого процесса является увеличение в более холодном зимнем полушарии относительного содержания легких компонент O и He, а летнее полушарие обогащается молекулярными компонентами N_2 и O_2 .

Известно, что в области максимума ионизации концентрация электронов пропорциональна концентрации атомарного кислорода: $N \propto N(O)$ [1]. Главными реакциями потерь ионов O, доминирующих в области F2 ионосферы, являются реакции с молекулами N_2 и O_2 [1]:

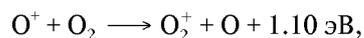


Таблица 2. Сезонные вариации параметров нейтральной атмосферы на высоте 300 км, рассчитанные по модели MSIS

Сезон	00 LT			12 LT		
	$N(O),$ 10^{14} м^{-3}	$N(O_2)+N(N_2),$ 10^{14} м^{-3}	p	$N(O),$ 10^{14} м^{-3}	$N(O_2)+N(N_2),$ 10^{14} м^{-3}	p
март	8.24	2.02	4.09	11.7	2.86	4.09
сентябрь	9.35	2.54	3.68	13.0	4.18	3.11
июнь	6.39	2.40	2.67	9.49	3.91	2.43
декабрь	7.22	1.08	6.71	9.84	1.50	6.55

Поэтому N пропорциональна безразмерному параметру $p = N(O)/(N(N_2) + N(O_2))$, где $N(N_2)$ и $N(O_2)$ — концентрация молекулярного азота и кислорода.

Для рассмотренных периодов летнего и зимнего солнцестояний по модели MSIS проведен расчет параметра p . В табл. 2 приведены результаты расчета $N(O)$, $N(N_2) + N(O_2)$ и p для 0 и 12 ч LT на высоте 300 км.

Как видно из табл. 2, зимним днем значение p в 2.7 раза больше, чем летним днем, и в 2.5 раза — ночью. Концентрация атомарного кислорода в декабре и июне при этом отличается незначительно, а различия в сумме концентраций компонентов N_2 и O_2 составляет 2.6 и 2.2 раза для дня и ночи соответственно.

Из результатов наблюдений следует, что значение N в области максимума ионизации зимой в 2.5—3 раза больше, чем летом. Это объясняется сезонными изменениями параметра p , т. е. концентраций молекул $N(N_2)$ и $N(O_2)$.

В периоды равноденствий концентрация электронов примерно одинакова на всех высотах. Такое поведение обусловлено незначительными сезонными вариациями параметров нейтральной атмосферы — значение p отличается примерно на 10—30 % (табл. 2).

Для температуры электронов сезонные вариации заключаются в следующем. Летние дневные значения T_e на высоте 320 и 1030 км больше зимних на этих высотах на 600 К и 300 К соответственно. Для ночи аналогичная ситуация — летние значения T_e на высоте 320 км превышают зимние на 150 К. Для высоты 1030 км значения T_e зимой и летом примерно равны.

Сезонные вариации температуры ионов подобны сезонным вариациям T_e . Днем на высотах 320 и 1030 км летние значения T_i превышают

зимние на 150 К и 350 К соответственно. Ночью летние значения T_i на высоте 320 км на 230 К больше зимних. На высоте 1030 км зимние и летние значения температуры ионов примерно одинаковы.

Сезонные вариации температуры электронов и ионов ионосферы, полученные в данной работе, подтверждают количественные и качественные различия распределений параметров ионосферы в западном и восточном полушариях. Учитывая все возрастающие требования к адекватности и точности ионосферных моделей, речь идет о необходимости создания более точной или даже новой модели ионосферы в центральном-европейском регионе.

ВЫВОДЫ

1. Подтверждено, что в максимуме солнечной активности основные параметры ионосферной плазмы над Центральной Европой претерпевают значительные суточные и сезонные вариации.

2. Поведение концентрации электронов ниже максимума области F2 ионосферы, как и ожидалось, зависит в основном от зенитного угла Солнца. На больших высотах важную роль в формировании профиля N играют потоки частиц, обусловленные, в частности, амбиполярной диффузией и нейтральными ветрами.

3. Вариации температуры электронов хорошо согласуются с вариациями величины энергии, подводимой к электронному газу (ниже высоты максимума области F2), и потоками тепла из плазмосферы в ионосферу (на высотах выше максимума ионизации). В суточных зависимостях T_e имеют место два максимума в утренние (около 8 LT) и вечерние (около 16 LT) часы.

4. В сезонных вариациях N хорошо проявляется так называемая сезонная аномалия. Зимние значения N днем на высотах вблизи максимума области F2 превышают в 2.5—3 раза летние. Основной механизм, объясняющий сезонную аномалию, связан с сезонными вариациями в нейтральном составе на высотах максимума ионизации. Зимой на высоте 300 км сумма концентраций N_2 и O_2 в 2.6 раза больше, чем летом в дневные часы, и в 2.2 раза — ночью. Концентрация атомарного кислорода зимой и летом примерно одинакова.

5. Сезонные вариации T_e заключаются в том, что дневные зимние значения T_e меньше примерно на 600 К летних на высоте 320 км. В вариациях температуры T_i имеют место подобные сезонные вариации: летом в дневные часы она на 150 К больше, чем зимой на высоте 320 км. Для ночи также сохраняется тенденция к превышению летних значений T_e и T_i над зимними. Данный факт подтверждает количественные и качественные различия в распределении параметров ионосферы в западном и восточном полушариях.

6. Результаты теоретического моделирования динамических процессов, проведенного в настоящей работе, и анализа экспериментальных данных в дальнейшем будут использоваться для разработки элементов модели ионосферы над Центральной Европой.

Авторы благодарят В. И. Тарана, Д. А. Дзюбанова, Е. И. Григоренко за ценные замечания, а также Л. Я. Емельянова, А. Ф. Кононенко, И. Б. Склярова, С. В. Черняева за проведение экспериментов.

1. Брюнелли Б. Е., Намгаладзе А. А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988.—528 с.
2. Гинзбург В. Л. Распространение электромагнитных волн в плазме. — М.: Наука, 1967.—564 с.
3. Григоренко Е. И., Лысенко В. Н., Таран В. И., Черногор Л. Ф. Результаты радиофизических исследований процессов в ионосфере, сопровождавших сильнейшую геомагнитную бурю 25 сентября 1998 г. // Успехи современной радиоэлектроники.—2003.—№ 9.—С. 57—94.
4. Дзюбанов Д. А., Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Моделирование полуденных значений электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы по данным харьковского радара некогерентного рассеяния // Космічна наука і технологія.—2004.—10, № 2/3.—С. 28—35.
5. Дзюбанов Д. А., Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Моделирование электронной концентрации в максимуме области F2 ионосферы по данным радара некогерентного рассеяния в Харькове // Тр. XXI Всероссийской науч. конф. по распространению радиоволн. — Йошкар-Ола, 2005.—С. 190—193.
6. Емельянов Л. Я., Григоренко Е. И., Скляров И. Б. Радиофизические наблюдения вертикального дрейфа плазмы в области F ионосферы на Харьковском радаре некогерентного рассеяния // Радиотехника.—2004.—Вып. 136.—С. 102—108.
7. Захаров И. Г., Ляшенко М. В. Сравнение экспериментальных и модельных значений полного электронного содержания в ионосфере над Восточной Европой // Радиопизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 3.—С. 280—286.
8. Иванов-Холодный Г. С., Михайлов А. В. Прогнозирование состояния ионосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1980.—190 с.
9. Ионосферно-магнитная служба. Современное состояние, задачи и перспективы / Под ред. О. И. Авдюшина, А. Д. Данилова. — Л.: Гидрометеиздат, 1987.—243 с.
10. Лысенко В. Н. Измерение вертикальной составляющей скорости дрейфа плазмы и кинетических температур в ионосфере // Геомагнетизм и аэрномия.—2001.—41, № 3.—С. 365—368.
11. Ляшенко М. В., Скляров И. Б., Черногор Л. Ф., Черняк Ю. В. Суточные и сезонные вариации параметров ионосферной плазмы в период спада солнечной активности // Космічна наука і технологія.—2006.—12, № 2/3.—С. 45—58.
12. Михайлов А. В., Боенкова Н. М. Асимметрия годовых вариаций области F2 северного и южного полушарий // Геомагнетизм и аэрномия.—1980.—10, № 2.—С. 251—254.
13. Михайлов А. В., Островский Г. И. Явление зимнего возрастания электронной концентрации в ночной F2-области и его возможное объяснение // Геомагнетизм и аэрномия.—1980.—20, № 1.—С. 29—32.
14. Ришбет Г., Гарриот О. К. Введение в физику ионосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1975.—304 с.
15. Таран В. И. Исследования ионосферы в естественном и искусственно возмущенном состояниях методом некогерентного рассеяния // Геомагнетизм и аэрномия.—2001.—41, № 5.—С. 659—666.
16. Черногор Л. Ф. Физика Земли, атмосферы и геокосмоса в свете системной парадигмы // Радиопизика и радиоастрономия.—2003.—8, № 1.—С. 56—104.
17. Bhuyan P. K., Chamua M., Subrahmanyam P., Garg S. C. Diurnal, seasonal and latitudinal variations of electron temperature measured by the SROSS C2 satellite at 500 km altitude and comparison with the IRI // Ann. Geophys.—2002.—20.—P. 807—815.
18. Bilitza D. International Reference Ionosphere 2000 // Radio Sci.—2001.—36, N 2.—P. 261—275.
19. Champion K. S. W. Dynamics and structure of the quiet thermosphere // J. Atmos. and Terr. Phys.—1975.—37, N 6/7.—P. 915—926.
20. Evans J. V. Seasonal and sunspot cycle variations of F-region electron temperatures and protonospheric heat fluxes // J. Geophys. Res.—1973.—78, N 13.—P. 2344.
21. Farelo A. F., Herraiz M., Mikhailov A. V. Global morphology of night-time N_m F2 enhancements // Ann. Geophys.—2002.—20.—P. 1795—1806.
22. Hedin A. E. MSIS-86 thermospheric model // J. Geophys. Res.—1987.—92.—P. 4649—4662.
23. Mikhailov A. V., Schlegel K. Equinoctial transitions in the ionosphere and thermosphere // Ann. Geophys.—2001.—19.—P. 783—796.
24. Nisbet J. S. Models of the ionosphere. — The Penn. State Univ., Ionospheric Res. Lab., 1974.—P. 245—258.
25. Richards P. G. Seasonal and solar cycle variations of the ionospheric peak electron density: Comparison of measurement and models // J. Geophys. Res.—2001.—106, N A7.—P. 12803—12819.
26. Rishbeth H., Sedgemore-Schulthess K. J. F., Ulich T.

- Annual and semiannual variations in the ionospheric F2-layer: II. Physical discussion // *Ann. Geophys.*—2000.—18.—P. 945—956.
27. Salah J. E., Evans J., Wand R. N. Seasonal variations in the thermosphere above Millstone Hill // *Radio Sci.*—1974.—9, N 2.—P. 231—238.
28. Schunk R. W., Nagy A. F. *Ionospheres: Physics, plasma physics, and chemistry.* — Cambridge, 2000.—555 p.— (Cambridge Atmospheric and Space Sci. Ser.)
29. Sethi N. K., Dabas R. S., Vohra V. K. Diurnal and seasonal variations of $h_m F2$ deduced from digital ionosonde over New Delhi and its comparison with IRI 2001 // *Ann. Geophys.*—2004.—22.—P. 453—458.
30. Zang S., Holt J. M., Zalucha A. M. Midlatitude ionospheric plasma temperature climatology and empirical model based on Saint Santin incoherent scatter radar data from 1966 to 1987 // *J. Geophys. Res.*—2004.—109, N A11.—P. 311.

**DIURNAL AND SEASONAL VARIATIONS
OF IONOSPHERIC PLASMA PARAMETERS
AT MAXIMUM SOLAR ACTIVITY PERIOD**

M. V. Lyashenko, L. F. Chernogor, Yu. V. Chernyak

We consider diurnal and seasonal variations of the main ionospheric plasma parameters (electron density, ion temperature, electron temperature, vertical component of plasma transfer velocity) for four characteristic geophysical periods (winter and summer solstices, vernal and autumnal equinoxes) near the solar activity maximum in 2000—2002 in the height range of 110 to 1030 km. For the periods under consideration, a theoretical simulation of dynamic processes in the ionosphere is carried out. Some region features of the main ionospheric parameter distribution are revealed and confirmed. Our results will be used for regional ionospheric model development.