

УДК 550.388

ВАРИАЦИИ ФОРМЫ ПРОФИЛЯ ЭЛЕКТРОННОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ВНЕШНЕЙ ИОНОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ИРКУТСКОГО РАДАРА НР

Д.С. Хабитуев, Б.Г. Шпынев

VARIATIONS OF THE SHAPE OF ELECTRON DENSITY PROFILE DERIVED FROM IRKUTSK INCOHERENT SCATTER RADAR

D.S. Habituiev, B.G. Shpynev

На основе данных Иркутского радара НР за 1997–2007 гг. исследованы характеристики профиля электронной концентрации внешней ионосферы. Вариации плазменной шкалы высот и скорость диффузии плазмы в ионосфере Восточно-Сибирского региона исследованы для разных сезонов года и уровней солнечной активности.

Features of topside electron density profiles derived from the Irkutsk Incoherent Scatter Radar in 1997–2007 were investigated. Variations of the plasma scale height and diffusion velocity in the ionosphere over Eastern Siberia were analyzed for different seasons and levels of solar activity.

Введение

При моделировании свойств внешней ионосферы серьезной проблемой являются отличия реального распределения электронной плотности $N_e(h)$ от предсказанного теорией простого слоя Чепмена [4]. Эти отличия связаны со такими факторами, как сезонные аномалии $N_e(h)$, региональные вариации, изменения состава ионосферы, связанные с солнечной и геомагнитной активностью. Наиболее значимыми факторами состояния и динамики $N_e(h)$ являются процессы диффузии и ветровой режим нейтральной атмосферы, изменяющий распределение $N_e(h)$ вследствие «ветрового сдвига» [5]. Исследования ионосферы, проведенные в Восточно-Сибирском регионе в последнее десятилетие разными методами, показывают существенные отклонения в динамике параметров F2-области ионосферы от медианных значений модели IRI [2]. В настоящей работе динамика плазменной шкалы высот исследуется на основе экспериментальных данных, полученных на Иркутском радаре НР в 1997–2007 гг. На основе этих данных исследуются вариации плазменной шкалы высот и скорости диффузионного потока во внешней ионосфере.

Эксперимент

Иркутский радар НР [7] позволяет проводить абсолютные измерения профиля $N_e(h)$ на основе эффекта Фарадея [6], не требующие внешней калибровки с помощью ионозонда, а также измерения профилей температуры электронов и ионов в высотном диапазоне 200–700 км. Используемые данные приходятся на пик 23-го цикла солнечной активности (1998–2001 гг.) и начало 24-го цикла. Ежегодно проводилось от 20 до 50 сут измерений с временным разрешением 5–10 мин. В качестве исходных данных использовались распределения электронной концентрации, температуры электронов и ионов на высотах выше максимума ионизации.

Метод обработки

Основной целью исследования была форма профиля $N_e(h)$ выше максимума ионизации, в качестве модели которого использовалась традиционная аппроксимация профиля с помощью слоя Чепмена:

$$N_e(h) = N_m \exp \left\{ f \left(1 - z - \exp(-z) \right) \right\}, \quad (1)$$

где $z = \frac{h - h_m}{H_m}$, h_m – высота максимума слоя F2, N_m – концентрация в максимуме, H_m – ионосферная шкала высот, $H_m = \frac{kT_n}{m_i g}$, где T_n – температура ней-

трального газа и m_i – масса частиц. Формфактор f используется для учета изменения распределения $N_e(h)$ с высотой.

Для определения плазменной шкалы высот выражение (1) упрощалось путем перехода к логарифмическому представлению для $N_e(h)$ и разложения показателя экспоненты (1) вблизи максимума ионизации до линейного члена. Поскольку область ионосферы вблизи h_m является весьма динамичной вследствие влияния конкурирующих процессов ионизации, рекомбинации и процессов переноса, то при определении H_m мы исключили из рассмотрения динамику h_m , определяя H_m на основе линейной регрессионной модели. Пример аппроксимации экспериментального профиля $\ln N_e(h)$ приведен на рис. 1. По данному алгоритму были обработаны данные 1998–2007 гг., что составило более чем 50 000 профилей $N_e(h)$.

Второй исследуемой величиной была скорость диффузии ионов вдоль геомагнитного поля, которую

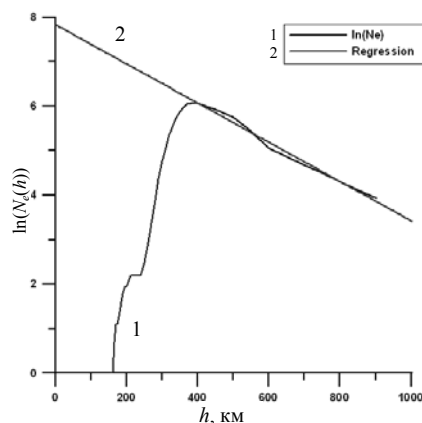


Рис. 1. Аппроксимации экспериментального профиля $\ln N_e(h)$ с помощью линейной регрессии.

при условии гидростатического равновесия в приближении относительной малости влияния нейтрального ветра на общее распределение N_e можно выразить в виде [1]

$$W_{\square} = V_{\square} - U_{\square} = -\frac{\sin I}{m_i v_{in}} \times \left\{ \frac{1}{N_i} \frac{d}{dh} N_i k (T_i + T_e) + m_i g \right\}, \quad (2)$$

где W_{\square} , V_{\square} и U_{\square} – продольные компоненты скорости диффузии, полной скорости ионов и скорости нейтрального ветра, I – магнитное наклонение, m_i и N_i – масса и концентрация ионов, k – постоянная Больцмана, T_e , T_i – температуры электронов и ионов, g – ускорение свободного падения.

К сожалению, измерения полного вектора скорости дрейфа по данным Иркутского радара НР пока не являются надежными, и мы рассматриваем в данной работе только диффузионную составляющую полного дрейфа. Пренебрежем зависимостью g от высоты и будем считать газ на данных высотах состоящим в основном из атомного кислорода. При таких предположениях диффузионная скорость дрейфа ионов вдоль магнитного поля может быть получена из выражения

$$W_{\square} = \frac{\sin I}{m_i v_{in}} \left\{ \frac{k(T_i + T_e)}{H_m} + m_i g \right\}. \quad (3)$$

Частоту соударений атомов и ионов кислорода для высот 300–400 км будем использовать в виде [8]

$$\nu(O^+, O) = 6.5 \cdot 10^{-11} \times \sqrt{T_O} (1 - 0.15 \lg(T_O) + 0.006 \lg^2(T_O)) N_O, \quad (4)$$

где T_O и N_O – температура и концентрация атомного кислорода из модели нейтральной атмосферы NRLMSISE00 [3].

Анализ данных

На рис. 2 представлены типичные суточные вариации H_m для разных сезонов года для высокой и низкой солнечной активности. Общим свойством всех зависимостей является то, что в условиях дневной ионосферы для любого сезона существует некоторое стабильное распределение $N_e(h)$, характеризующееся практически постоянным значением H_m , которое характеризует некоторую равновесную температуру плазмы, подобную температуре экзосферы для нейтрального газа. Величина H_m практически не коррелирует с суточной динамикой N_e и с динамикой температуры электронов и ионов. При низкой активности H_m в среднем ниже на 20–40 км.

Зимней ночью при высокой активности (рис. 3, а) в ~23 LT H_m имеет второй постоянный уровень ~500 км.

Такое поведение H_m является следствием образования зимнего ночного максимума N_e , причиной которого является направленный вниз поток ионизации из сопряженной летней ионосферы. При низкой солнечной активности динамика H_m в периоды солнцестояния является еще более выраженной. Зимой (рис. 3, б)

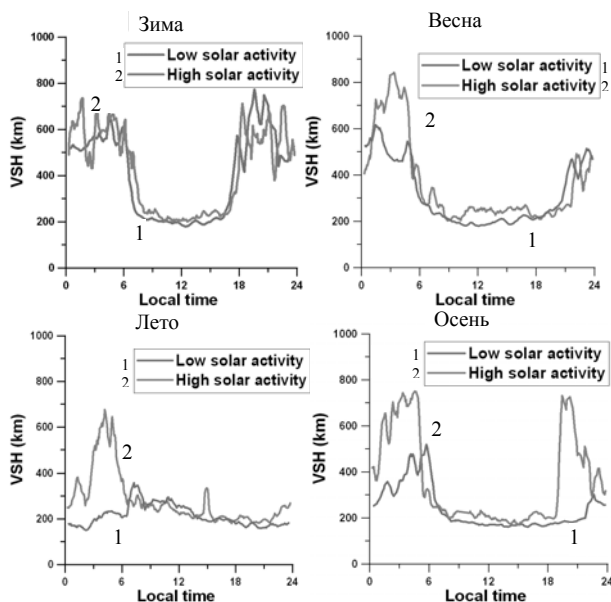


Рис. 2. Сравнение шкалы высот во время высокой и низкой солнечной активности в разные сезоны года.

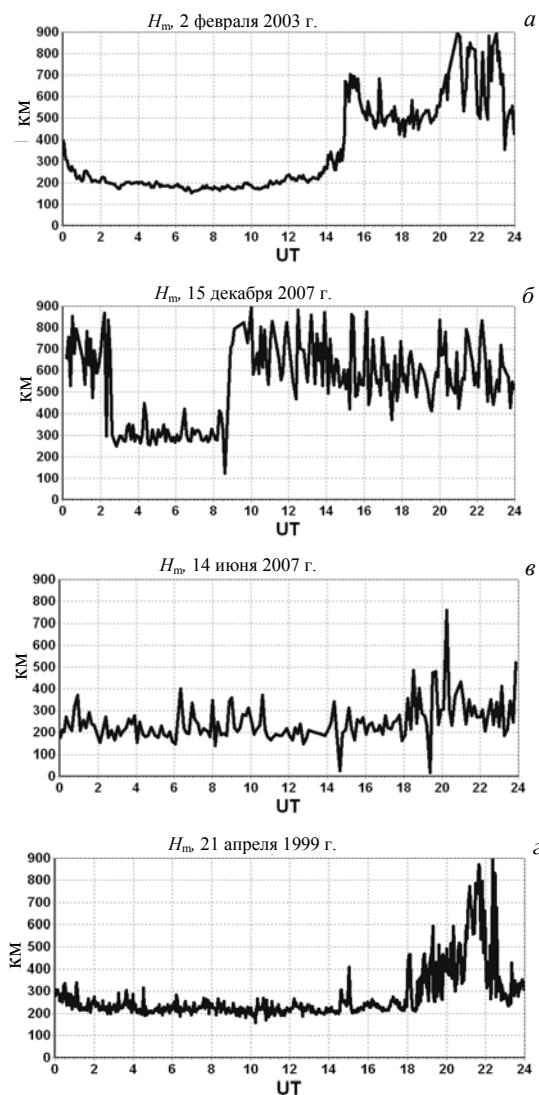


Рис. 3. Примеры поведения шкалы высот. скачкообразное изменение H_m между практически постоянными уровнями 300 и 600 км. Летом H_m остается практически постоянной в течение всех суток

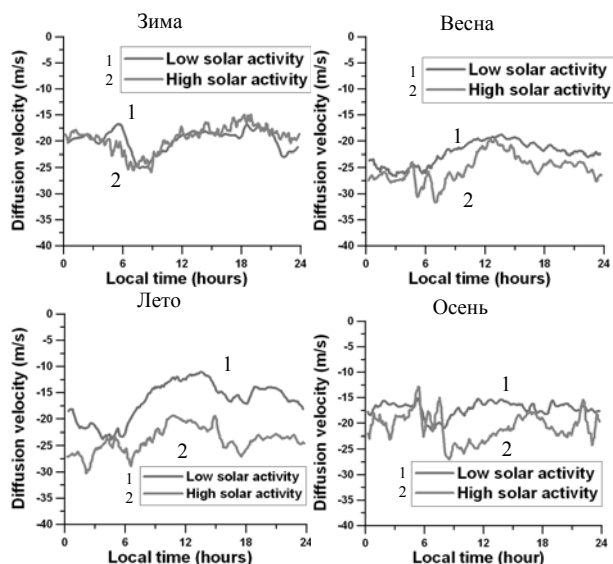


Рис. 4. Сравнение диффузионной скорости во время высокой и низкой солнечной активности в разные сезоны года.

при переходе день–ночь наблюдается (рис. 3, в). Значения скорости диффузии, рассчитанные по формулам (3, 4), представлены на рис. 4 для разных сезонов года и уровней солнечной активности. Скорость диффузии при высокой солнечной активности больше по абсолютной величине, что отражает очевидный факт увеличения скорости образования и потерь электрон-ионных пар при увеличении потока УФ-радиации.

Заключение

Проведенное исследование вариаций плазменной шкалы высот и скорости диффузионного потока выше максимума ионизации показало возможность

использования данных Иркутского радара НР для исследования динамики нейтрального газа на высотах внешней ионосферы. Полученные из экспериментальных данных оценки скорости диффузии дают возможность использовать в дальнейшем эти данные для оценки скорости меридионального ветра на высотах внешней ионосферы.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00618-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Lockwood M., Titheridge J.E. Departures from diffusive equilibrium in the topside F-layer from satellite sounding // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1982. V. 44. P. 425–440.
2. Oinats A.V., Kotovich G.V., Ratovsky K.G. Comparison of the main ionospheric characteristics measured by the Digisonde at Irkutsk in 2003 with IRI 2001 model data // *Adv. Space Res.* 2006. V. 36, N 5. P. 1018–1022.
3. Picone J. M., Hedin A.E., Drob D.P., Aikin A.C. NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107, N A12. P. 1468. doi:10.1029/2002JA009430.
4. Rishbeth H., Garriott O.K. *Introduction to Ionospheric Physics.* New York: Academic Press, 1969. 331 p.
5. Rishbeth H. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2 layer // *JASTP.* 1998. V. 60. P. 1385–1402.
6. Shpynev B.G. Incoherent scatter Faraday rotation measurements on a radar with single linear polarization // *Radio Sci.* 2004. V. 39, N. 3. P. RS3001. doi: 10.1029/2001RS002523.
7. Жеребцов Г.А., Заворин А.В., Медведев А.В. и др. Иркутский радар некогерентного рассеяния // *Радиотехника и электроника.* 2002. Т. 47, № 11. С. 1–7.
8. Кринберг И.А., Тащилин А.В. *Ионосфера и плазмаосфера.* М: Наука, 1984. 192 с.

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск