

С.В. ГРИНЧЕНКО, н.с., Институт ионосферы, Харьков

ПЛАНЕТАРНЫЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ, МАССОВОЙ ПЛОТНОСТИ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ ВЕТРОВ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ

Приведены высотные профили и планетарные распределения параметров нейтральной атмосферы. Рассмотрен алгоритм построения скалярного поля атмосферных параметров средствами языка Фортран. Температура нейтральных частиц, химический состав нейтрального газа, массовая плотность рассчитывались по модели NRLMSISE00. Меридиональные и зональные составляющие векторов горизонтальной скорости нейтрального газа вычислялись по модели HWM93. Выявлены особенности высотного и широтно-долготного распределения атмосферных параметров.

Ключевые слова: нейтральная атмосфера, модель NRLMSISE00, модель HWM93, Фортран, нейтральная температура, химический состав атмосферы, массовая плотность, горизонтальный ветер.

Наведено висотні профілі і планетарні розподіли параметрів нейтральної атмосфери. Розглянуто алгоритм побудови скалярного поля атмосферних параметрів засобами мови Фортран. Температура нейтральних частинок, хімічний склад нейтрального газу, масова густина розраховувалися за моделлю NRLMSISE00. Меридіональні і зональні складові векторів горизонтальної швидкості нейтрального газу обчислювалися за моделлю HWM93. Проаналізовано особливості висотного і широтно-довготного розподілу атмосферних параметрів.

Ключові слова: нейтральна атмосфера, модель NRLMSISE00, модель HWM93, Фортран, нейтральна температура, хімічний склад атмосфери, масова густина, горизонтальний вітер.

Altitude profiles and planetary distributions of neutral atmospheric parameters are presented. The algorithm of atmospheric parameters scalar field construction by means of Fortran language is considered. Temperature of neutral particles, chemical composition of the neutral gas and mass density are calculated from NRLMSISE00 model. Meridional and zonal components of the horizontal neutral gas velocity were calculated from the model HWM93. The features of atmosphere parameter latitude-longitude distributions are revealed.

Keywords: neutral atmosphere, NRLMSISE00 model, HWM93 model, Fortran, neutral temperature, atmosphere chemical composition, mass density, horizontal wind.

Постановка задачи. Изучение нейтральной атмосферы является актуальным для теоретического моделирования ионосферы, так как фотоионизация нейтральных молекул является первопричиной существования ионосферы. Химический состав нейтральной атмосферы, её тепловой и ветровой режим оказывают влияние на ионосферные параметры (температуру ионов и электронов, концентрацию электронов, ионный состав, скорость движения плазмы). Нейтральная атмосфера и ионосфера находятся во взаимосвязи. Состояние ионосферы оказывает обратное влияние на нейтральную атмосферу. Ионосфера передаёт нейтральному газу энергию

© С.В. Гринченко, 2013

солнечного ионизирующего излучения по цепочке “фотоны → фотоэлектроны → тепловые электроны → ионы → нейтральные частицы атмосферы”. Ионосферные токи посредством соударений с нейтральными частицами изменяют атмосферную динамику в области высот термосферы.

Для теоретических расчётов ионосферных параметров необходимо задаваться параметрами нейтральной атмосферы. Основные параметры нейтральной атмосферы – её температура и концентрации компонент (N_2 , O_2 , N, O, He, H, Ar), скорость горизонтальных ветров. Параметры атмосферы изменяются в зависимости от гелиогеофизических условий. На основании регулярных спутниковых измерений, а также при использовании данных некогерентного рассеяния и других радиофизических методов в настоящее время в мире построен ряд эмпирических моделей нейтральной атмосферы.

Основная задача данной работы – используя эмпирические модели нейтральной атмосферы, выявить особенности широтно-долготного распределения её параметров.

Обзор эмпирических моделей расчёта атмосферных параметров.

Для вычисления температуры и химического состава атмосферы широко используется модель MSIS. В 1977 году появилась первая версия этой модели [1, 2]. В результате накопления экспериментальных данных об атмосферных данных были созданы обновлённые версии этой модели: MSIS83 [3], MSIS86 [4], MSIS90 [5], NRLMSISE00 [6]. Подпрограммы MSIS90 и NRLMSISE00 позволяют рассчитывать параметры нейтральной среды при магнитных бурях. Модель NRLMSISE00 даёт возможность вычислять концентрацию возбуждённого атомарного кислорода.

Входными параметрами модели NRLMSISE00 являются номер дня в году, высота, географические широта и долгота, местное или мировое время, усреднённый индекс $F_{10.7}$ солнечной активности, индекс $F_{10.7}$ в день, предшествующий дню моделирования, набор значений магнитного индекса A_p (среднее значения индекса в день моделирования, трёхчасовые значения за 3, 6, 9 часов до времени вычисления модельных значений, а также усреднённые значения индекса от 12 до 33 часов и от 36 до 57 часов до указанного времени).

Horizontal Neutral Wind Model 93 (HWM93) – эмпирическая модель горизонтального нейтрального ветра. Она основана на данных ветра, полученных с помощью спутниковых измерений. Первая версия модели (HWM87), выпущенная в 1987 году [7], описывала ветры выше 220 км. С включением данных ветра, полученных при помощи радара некогерентного рассеяния и оптических интерферометров, модель HWM90 [8] была расширена вниз до 100 км. С использованием метеорных данных версия модели HWM93 [9] была расширена до поверхности Земли. Модель учитывает вариации солнечной активности и магнитного поля Земли для магнитоспокойных условий.

Модель HWM93 позволяет рассчитывать меридиональный ветер

(положительное значение обозначает северное направление) и зональный ветер (положительное значение которого соответствует восточному направлению). Входными параметрами модели являются номер дня в году, высота, географические широта и долгота, местное время, усреднённый индекс $F_{10.7}$ солнечной активности, индекс $F_{10.7}$ в предыдущий день, магнитный индекс A_p в день моделирования.

Модель HWM07 [10] даёт возможность рассчитывать горизонтальный ветер при магнитных бурях.

В программном коде всех версий модели MSIS наблюдается преемственность. Для версий модели HWM этого нет, фортрановский код модели HWM07 написан заново. Так как модель HWM07 не отражает зависимости величины ветров спокойной ионосферы от уровня солнечной активности, то для дальнейших вычислений распределений параметров нейтральной атмосферы будем использовать модели NRLMSISE00 и HWM93

Алгоритм построения скалярного поля нейтральной температуры.

Создание рисунков планетарного распределения параметров нейтральной атмосферы рассмотрим на примере распределения температур нейтральных частиц атмосферы. Так как температура (как и другие параметры атмосферы) рассчитываются по подпрограммам, написанным в фортрановском коде, то и рисунки представляется удобным создавать средствами языка Фортран. Представленные ниже рисунки – это части изображения экрана компьютера.

Экран растрового дисплея представляется в виде прямоугольной сетки с осями x и y . Начало дискретной координатной сетки находится в верхнем левом углу. Ось x направлена вправо, ось y направлена вниз. Такая модель плоскости растрового дисплея называется растровой плоскостью. Массив прямоугольных ячеек растровой плоскости называется растровым массивом. Каждая ячейка растрового массива соответствует одному пикселю экрана. Растровое изображение создаётся путём закраски ячеек растрового массива в тот или иной цвет. Цветное изображение создаётся комбинацией базовых цветов, в качестве которых используются красный, зелёный и синий цвета (система цветов RGB). RGB -значение каждого пикселя изменяется от 000000_{16} до $FFFFFF_{16}$ в шестнадцатеричной системе счисления. Количество цветов равно $16^6 = 256^3 = 16777216$. Для черно-белой печати достаточно использовать серые цвета, представляющие комбинации одинаково насыщенных красного, зелёного и синего цветов. RGB -значения серых цветов равны $AABBCC_{16}$. Чёрный цвет имеет RGB -значение 000000_{16} , белый цвет определяется RGB -значением $FFFFFF_{16}$. Белый цвет является разновидностью серого цвета с максимальным насыщением составляющих его красного, зелёного и синего цветов. Количество серых цветов равно 256.

При описании алгоритмов построения рисунков следует отличать пиксельные координаты, значения которых определяются разрешимостью экрана, и математические координаты, использующие при задании значений

изображаемых элементов. Далее под координатами экрана будем понимать математические координаты.

Координаты точки расчёта значений температуры нейтральных частиц атмосферы – это географические широта φ (для северного полушария $0 \leq \varphi < \frac{\pi}{2}$) и долгота λ ($0 \leq \lambda < 2\pi$). Начало прямоугольных координат x, y экрана находится в верхнем левом углу. Пусть северный полюс имеет прямоугольные координаты x_0, y_0 . Считая координату φ измеряемой в линейных единицах длины (см. рис. 1), получаем соотношения между координатами φ, λ и x, y :

$$\begin{cases} x = x_0 - r \cos \lambda \\ y = y_0 + r \sin \lambda \end{cases}$$

где $r = \frac{\pi}{2} - \varphi$.

$$\text{Отсюда } \cos \lambda = \frac{x - x_0}{r}, \sin \lambda = \frac{y - y_0}{r}, \operatorname{tg} \lambda = \frac{y - y_0}{x - x_0}.$$

Если $\lambda_0 = \operatorname{arctg} \left| \frac{y - y_0}{x - x_0} \right|$, то при $x \leq x_0, y > y_0$ долгота $\lambda = \lambda_0$, при $x > x_0, y > y_0$

долгота $\lambda = \pi - \lambda_0$, при $x > x_0, y \leq y_0 - \lambda = \lambda_0 + \pi$, а при $x \leq x_0, y \leq y_0 - \lambda = 2\pi - \lambda_0$.

Широта $\varphi = \frac{\pi}{2} - r$, где $r = \sqrt{(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2}$.

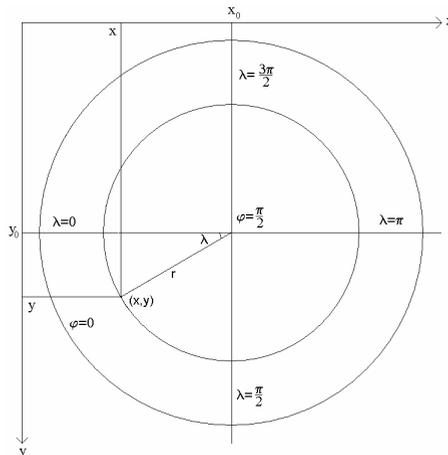


Рис. 1 – Прямоугольные координаты экрана и географические координаты северного полушария Земли

На рис. 2 и 3 представлены результаты расчётов планетарного распределения нейтральной температуры на уровне поверхности Земли и на высоте 300 км.

Температура приземного слоя атмосферы определяется теплом, которое поверхность Земли передаёт воздуху в длинноволновом диапазоне. Источником тепловой энергии для земной поверхности является солнечная радиация. Её величина зависит от широты места, так как от экватора к полюсам угол падения солнечных лучей уменьшается. Чем меньше угол падения солнечных лучей, тем на большую поверхность распределяется пучок солнечных лучей одинакового сечения, а, следовательно, на единицу площади приходится меньше энергии. Степень нагрева поверхности, а значит и воздуха, зависят, прежде всего, от широты местности. В слое атмосферы, прилегающей к земной поверхности, степень нагрева зависит от высоты над уровнем моря: с подъемом вверх температура воздуха уменьшается в среднем на 0.6 К на 100 м.

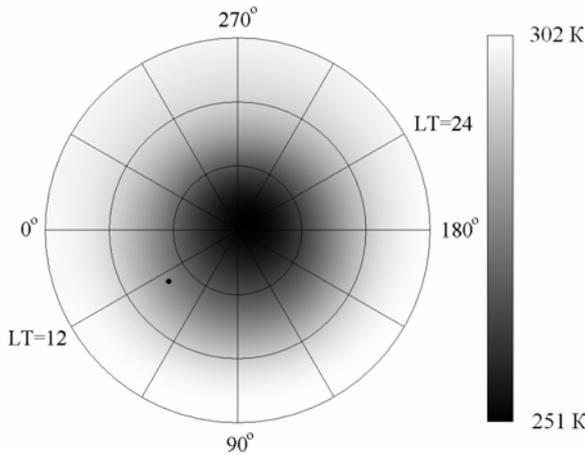


Рис. 2 – Распределение температуры атмосферы у поверхности Земли в равноденствие при $F_{10.7}=100$ и $A_p=2$ (точкой обозначено местоположение радара некогерентного рассеяния Института ионосферы)

Распределение нейтральной температуры на высоте 300 км имеет совершенно иной характер (см. рис. 3). Расчёты по модели NRLMSISE00 показывают, что в спокойных условиях на высотах термпаузы максимум нейтральной температуры T_n находится на дневной стороне в приэкваториальной области в районе меридиана, соответствующего значению местного времени $LT=16$. Это справедливо для всех сезонов.

На рис. 4 приведены высотные профили нейтральной температуры в

точке Харьковского радара некогерентного рассеяния. Как известно, температура нейтральных частиц является основным параметром, по которому производится разделение атмосферы на различные области, поскольку распределение с высотой температуры нейтральных частиц отражает баланс основных энергетических процессов в атмосфере. Баланс учитывает поглощение теплоты различными слоями атмосферы, её потери на излучение и фотохимические реакции, а также отток теплоты к более холодным областям атмосферы вследствие теплопроводности или вертикального перемешивания.

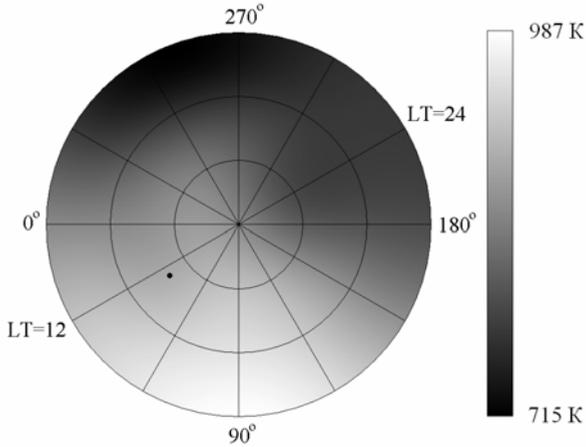


Рис. 3 – Распределение нейтральной температуры атмосферы на высоте 300 км в равноденствие при $F_{10.7}=100$ и $A_p=2$

В тропосфере, приповерхностном слое атмосферы, температура падает с ростом высоты, поскольку здесь роль основного источника нагрева играет поверхность Земли. В стратосфере температура возрастает вследствие появления нового источника тепла – поглощения солнечного УФ-излучения слоем озона и в некоторой степени из-за поглощения молекулами атмосферы инфракрасного излучения. На высотах 50 – 60 км возникает максимум температуры. Выше (в мезосфере) температура вновь уменьшается, так как здесь атмосфера охлаждается за счёт собственного излучения в космос в инфракрасном диапазоне. В термосфере (от 90 до высот около 200 км) происходит быстрый рост температуры с высотой, связанный с поглощением солнечного коротковолнового излучения, а также (в нижней части) теплоты, выделяющейся при объединении (рекомбинации) атомов кислорода в молекулы (при этом в энергию теплового движения частиц превращается энергия солнечного УФ-излучения, поглощённая ранее при диссоциации молекул O_2 на высоте 90 – 120 км). Рост температуры нейтральных частиц,

постепенно замедляясь с высотой, продолжается примерно до 200 – 300 км, причём теплота, выделяющаяся здесь, передаётся вниз вследствие теплопроводности; там она расходуется на различные фотохимические превращения компонентов атмосферы и на ИК-излучение. Выше термосферы нейтральная температура практически постоянна, поскольку в этой области (термопаузе, высотный диапазон которой составляет 300 – 500 км) поглощение солнечного излучения столь незначительно, что его интенсивность практически не меняется с высотой. Ночью температура в термопаузе в годы минимума солнечной активности равна 500 – 700 К, а в годы максимума – 1000-1500 К. Дневная температура примерно на 30 % выше ночной.

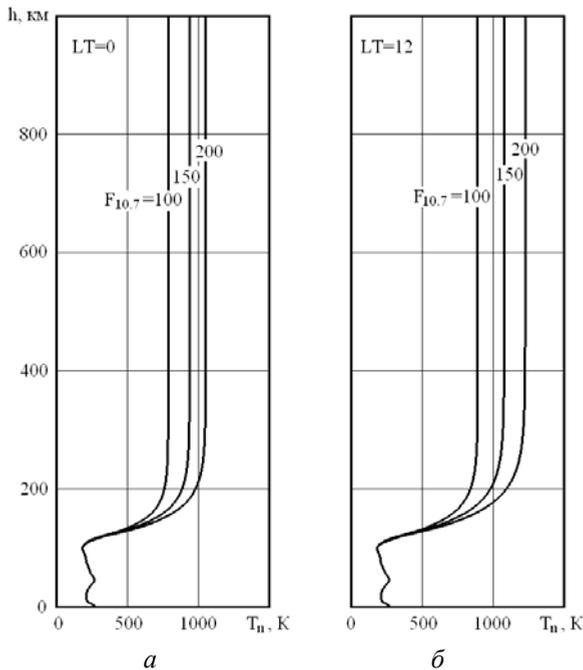


Рис. 4 – Высотные профили нейтральной температуры атмосферы в равноденствие при $F_{10.7}=100, 150, 200$ и $A_p=2$: а – полночь; б – полдень

Распределения массовой плотности нейтральных компонент атмосферы. На рис. 5 и 6 изображены планетарные распределения северного полушария на высоте 300 км плотности нейтрального газа в день равноденствия и в день летнего солнцестояния.

Результаты расчётов показывают, что в распределении плотности нейтрального газа на высоте 300 км в день равноденствия имеется один

максимум, находящийся в экваториальной зоне LT=15. В день летнего солнцестояния максимум планетарного распределения плотности находится в северном полушарии примерно на широте 30° на долготе, соответствующей LT=14.

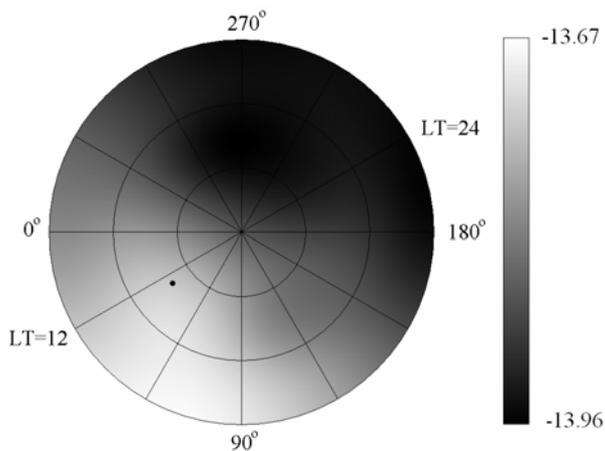


Рис. 5 – Распределение десятичного логарифма массовой плотности на высоте 300 км в равноденствие при $F_{10.7}=100$ и $A_p=2$

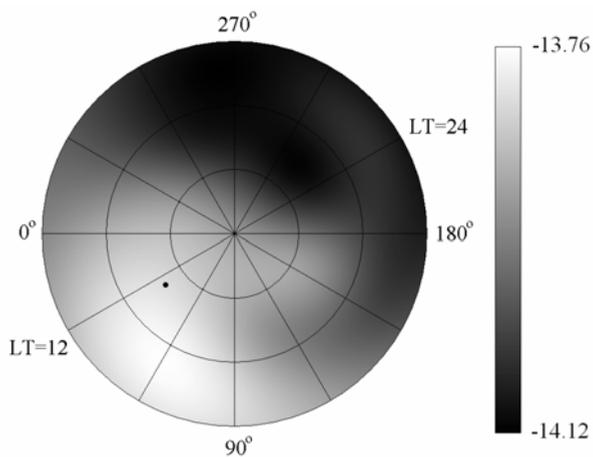


Рис. 6 – Распределение десятичного логарифма массовой плотности на высоте 300 км в день летнего солнцестояния при $F_{10.7}=100$ и $A_p=2$

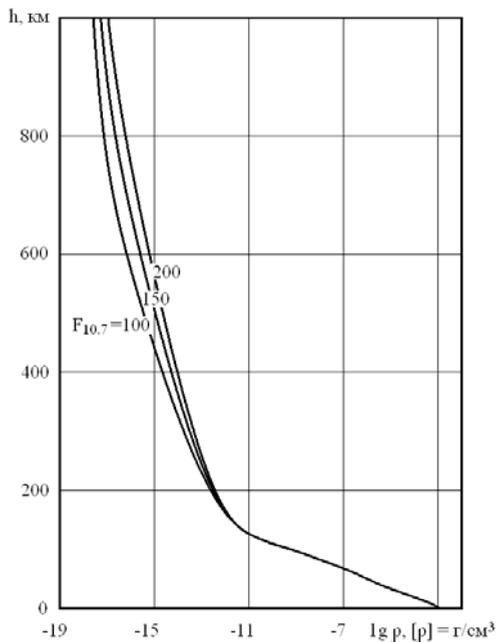


Рис. 7 – Полуденные высотные профили плотности атмосферного газа в равноденствие при $F_{10.7}=100, 150, 200$ и $A_p=2$

Характер высотного распределения плотности атмосферного газа (см. рис. 7) определяет различный режим перемешивания в разных слоях атмосферы. В высотном диапазоне тропосферы, стратосферы и мезосферы основными компонентами являются N_2 и O_2 , которые составляют примерно 80 и 20% общего числа частиц соответственно, поэтому средняя молекулярная масса атмосферы слабо изменяется с высотой. Из-за этой общей особенности три указанных слоя вместе называют гомосферой. До высот 110-120 км турбулентное (конвективное) перемешивание обеспечивает постоянство молекулярной массы, 29 г/моль. Выше 110-120 км (турбопаузы, гомопаузы) нейтральные атомы и молекулы распределяются независимо в соответствии с барометрической формулой $n = n_0 \exp(-h/H)$, где n – концентрация частиц на высоте h , H – характерное для каждого компонента значение высоты однородной атмосферы (см. рис. 8). Концентрация тяжёлых атомов убывает быстрее концентрации лёгких, и верхняя атмосфера становится сначала преимущественно атомарно-кислородной, а в самой верхней части – водородной. Выше 1000 – 2000 км водород – основной компонент верхней атмосферы.

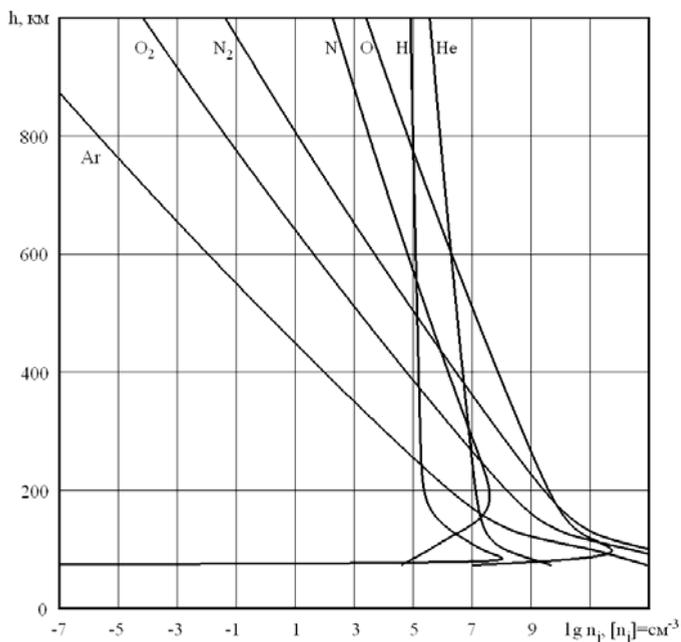


Рис. 8 – Полуденные высотные профили концентрации нейтральных газов атмосферы в равновесии при $F_{10.7}=100$ и $A_p=2$

В гомосфере турбулентное перемешивание атмосферы определяет высотное распределение с некоторым средним значением высоты однородной атмосферы. С высоты 80-90 км в результате воздействия ультрафиолетового излучения значительно возрастает количество атомов O. На высоте около 110 км турбопаузы $[O] \approx (0.1 \div 0.2)[O_2]$. На высоте около 130 км $[O] \approx [O_2]$. Молекулы N_2 не так подвержены диссоциации, как молекулы O_2 .

На высоте 15 – 40 км образуется озон: $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$. Эта реакция является реакцией «трёх тел», в которой частица M служит для отвода избытка энергии. Такая реакция требует относительно высокого давления, поскольку её эффективность существенно зависит от вероятности тройных соударений. Образованный озон может быть вновь диссоциирован: $O_3 + h\nu \rightarrow O_2 + O$ или $O_3 + O \rightarrow O_2 + O_2$.

В гетеросфере на высотах 120 – 180 км доминируют молекулы N_2 , на высотах 180 – 700 км доминируют атомы O, на высотах 700 – 1500 км преобладает гелий He, выше 1500 км доминирует водород H.

Появление значительного количества атомарного кислорода выше

турбопаузы обусловлено не только «всплыванием» O , но и интенсивным образованием его на высотах 90-120 км в результате фотодиссоциации молекулярного кислорода солнечным излучением с длиной волны короче $\lambda_{O_2} = 242.4$ нм, соответствующей порогу диссоциации O_2 , равному 5.11 эВ: $O_2 + h\nu \rightarrow O + O$, причём некоторые атомы O могут оказаться в возбуждённом состоянии (при $\lambda < 175.0$ нм).

Концентрация нейтральных компонент убывает с ростом высоты быстрее для газов с меньшей высотой однородной атмосферы. В гетеросфере концентрация j -ой составляющей нейтральной атмосферы

$$n_j(h) = n_j(h_0) \cdot \frac{T_n(h_0)}{T_n(h)} \exp\left(-\int_{h_0}^h \frac{dh}{H_j(h)}\right), \quad \text{где} \quad H_j(h) = \frac{kT_n(h)}{m_j \cdot g(h)} - \text{высота}$$

однородной атмосферы j -ой нейтральной компоненты. Если считать ускорение свободного падения постоянным по высоте: $g(h)=g$ и пренебречь с некоторой высоты h_0 изменением нейтральной температуры: $T_n(h) \cong T_n(h > h_0)$, то $H_j(h) \cong H_j$, и

$$n_j(h) = n_{j0} \exp\left(-\int_{h_0}^h \frac{dh}{H_j}\right) = n_{j0} \exp\left(-\frac{h}{H_j} \Big|_{h_0}^h\right) = n_{j0} e^{-\frac{h-h_0}{H_j}}.$$

На интервале $[h_0, h]$ значение $n_j(h)$ уменьшается в $e^{\frac{h-h_0}{H_j}}$ раз. На интервале $\Delta h = H_j$ значение $n_j(h)$ уменьшается в e раз.

Число молекул в единичном столбе $[h_0, \infty)$:

$$N_j = \int_{h_0}^{+\infty} n_j(h) dh = \int_{h_0}^{+\infty} n_{j0} e^{-\frac{h-h_0}{H_j}} dh = -n_{j0} H_j e^{-\frac{h-h_0}{H_j}} \Big|_{h_0}^{+\infty} = n_{j0} H_j.$$

Для высот $h \geq h_0 = 250$ км условие $T_n(h) \cong T_n(h_0)$ выполняется, поэтому выше 250 км линии $\lg n_j(h)$ можно считать прямыми. С ростом высоты величина $g(h)$ уменьшается, $H_j(h)$ увеличивается и линии $\lg n_j(h)$ становятся слегка выпуклыми вниз.

Вычислим значения высоты однородной атмосферы для профилей нейтральных компонент, приведенных на рис. 8.

Ускорение свободного падения $g(h) = g(0) \left(\frac{R_3}{R_3 + h}\right)^2$. Ускорение

свободного падения у поверхности Земли $g(0) \approx 980.655 \frac{\text{см}}{\text{с}^2}$. Для широты

49.7° радиус Земли можно считать равным $R_3=6371$ км. Тогда на высоте $h=600$ км ускорение свободного падения

$$g(600 \text{ км}) = 980.655 \cdot \left(\frac{6371}{6371 + 600} \right)^2 = 819.108 \frac{\text{см}}{\text{с}^2}.$$

На высоте 600 км нейтральная температура $T_n=894.26$ К (см. околоравномерный профиль $T_n(h)$ при $F_{10.7}=100$ на рис. 4). При этих данных высота однородной атмосферы имеет следующие значения: для аргона Ar – 22.7 км; для двухатомного кислорода O_2 – 28.4 км; для двухатомного азота N_2 – 32.4 км; для атомарного кислорода O – 56.7 км; для атомарного азота N – 64.8 км; для гелия He – 227 км и для водорода H – 901 км.

Векторное поле горизонтальных нейтральных ветров. Как известно, главным фактором, определяющим циркуляцию атмосферы, является её неравномерный нагрев из-за процессов поглощения атмосферными газами электромагнитного излучения Солнца, излучения земной поверхности и излучения самой атмосферы.

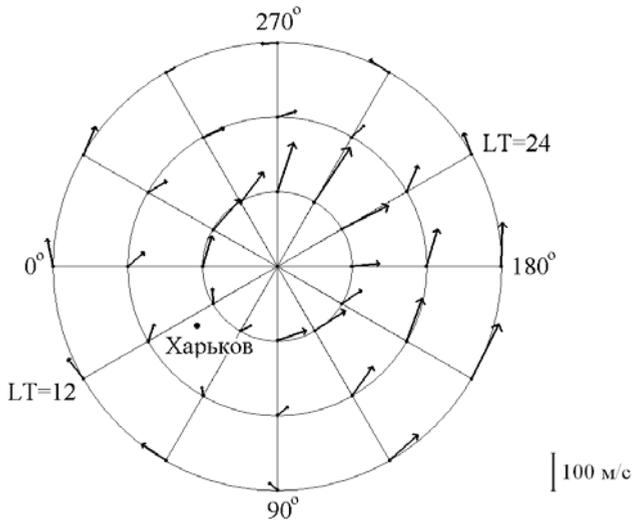


Рис. 9 – Планетарное распределение векторов горизонтальных нейтральных ветров при равноденствии [11]

На рис. 9 показано распределение векторов горизонтального нейтрального ветра при равноденствии на высоте 300 км для спокойных условий магнитного поля ($A_p=2$) и минимума солнечной активности ($F_{10.7}=100$). На рис. 10 приведено распределение абсолютных значений векторов скорости.

Направление и сила горизонтального нейтрального ветра зависят от

геомагнитных условий. В спокойных условиях, когда главную роль в характере нейтральных ветров играет солнечный нагрев, нейтральный газ переносится из дневного полушария от области повышенного давления в ночное. Днём ветер дует преимущественно к полюсам, ночью к – экватору.

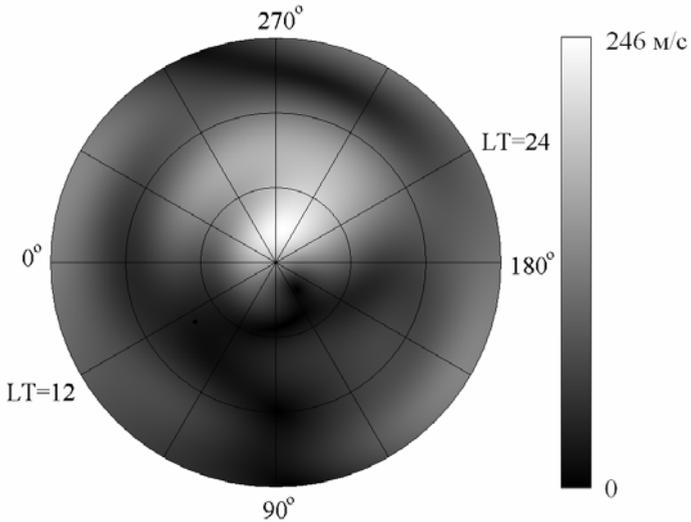


Рис –10. Распределение модулей векторов скорости горизонтальных нейтральных ветров

Горизонтальный нейтральный ветер оказывает влияние на вертикальное движение плазмы. Нейтральный газ атмосферы передаёт горизонтальный импульс заряженным частицам ионосферы (ионам и электронам), в результате чего заряженные частицы движутся по спиралевидным линиям вдоль силовых линий магнитного поля Земли. Ионы и электроны, вращаясь навстречу друг другу, движутся по спиралам различных радиусов в одну сторону вдоль силовой линии магнитного поля. Заряженные частицы движутся в сторону положительной проекции меридионального ветра на направление силовой линии геомагнитного поля. Таким образом, меридиональный горизонтальный ветер (а частично, и зональный, если учитывать расхождение географических и магнитных полюсов) в дневное время определяет составляющую вектора движения заряженных частиц, направленную вниз. В ночное время составляющая вектора движения, обусловленная горизонтальными ветрами нейтральной атмосферы, направлена вверх.

В средней атмосфере компоненты вектора скорости горизонтальных ветров могут существенно изменяться с высотой (см. рис. 11). Известно, что на высотах выше 100 км заряженные частицы ионосферы могут оказывать

влияние на движение нейтральных частиц, т.е. на нейтральный ветер. Это связано с тем, что с увеличением высоты частота ион-нейтральных соударений, пропорциональная плотности нейтралов, убывает и выше некоторого высотного уровня становится меньше гирочастоты ионов. Нейтральный газ при столкновении с ионами испытывает так называемое ионное торможение. При наличии электрического поля возможно движение ионов и увлечение ими нейтральных частиц.

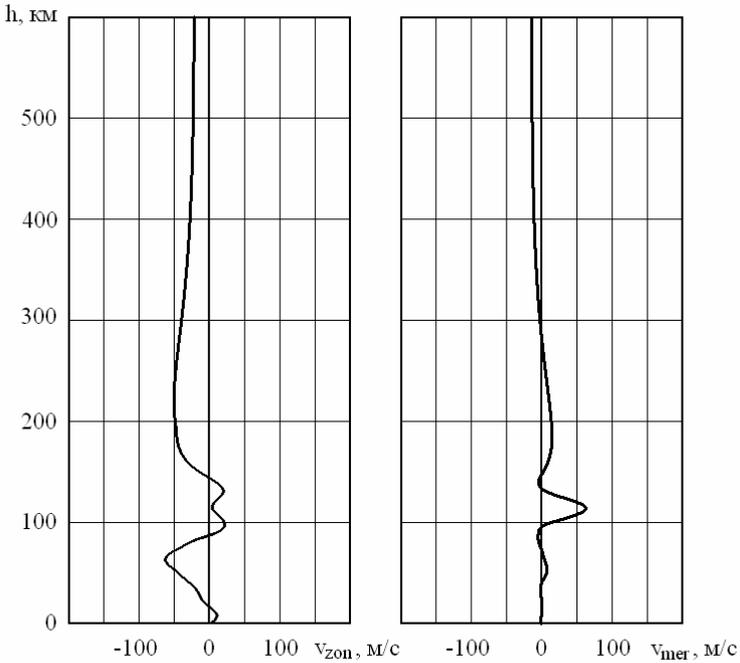


Рис. 11 – Полуденные высотные профили зональных и меридиональных ветров

Выводы. С одной стороны, построенные рисунки планетарных и высотных распределений параметров нейтральной атмосферы соответствуют теоретическим представлениям о физике атмосферы и её взаимосвязи с ионосферой. С другой стороны, широтно-долготные распределения позволяют обнаружить особенности планетарного распределения нейтральных параметров. Так, для всех сезонов в спокойных условиях на высотах термопаузы максимум нейтральной температуры находится на дневной стороне в приэкваториальной области в районе меридиана, соответствующего значению местного времени LT=16. Результаты расчётов показывают, что в распределении плотности нейтрального газа на высоте

300 км в день равноденствия имеется один максимум, находящийся в экваториальной зоне $LT=15$. В день летнего солнцестояния максимум планетарного распределения плотности находится в северном полушарии примерно на широте 30° на долготе, соответствующей $LT=14$. В векторном поле горизонтальных ветров в районе полюсов имеются по одному вихревому образованию.

Список литературы: 1. *Hedin, A.E., et al.* A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 1. N_2 density and temperature // *J. Geophys. Res.* – 1977. – Vol. 82, № 16. – P. 2139-2147. 2. *Hedin, A.E., et al.* A global thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data MSIS. 2. Composition // *J. Geophys. Res.* – 1977. – Vol. 82, № 16. – P. 2148-2156. 3. *Hedin, A.E.* A revised thermospheric model based on mass spectrometer and incoherent scatter data: MSIS-83 // *J. Geophys. Res.* – 1983. – Vol. 88, № A12. – P. 10170-10188. 4. *Hedin, A.E.* MSIS-86 thermospheric model // *J. Geophys. Res.* – 1987. – Vol. 92, № A5. – P. 4649-4662. 5. *Hedin, A.E.* Extension of the MSIS Thermospheric Model into the Middle and Lower Atmosphere // *J. Geophys. Res.* – 1991. – Vol. 96, № A2. – P. 1159-1172. 6. *Picone, J.M., et al.* NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // *J. Geophys. Res.* – 2002. – Vol. 107, № A12. – P. 1468-1483. 7. *Hedin A.E., Spencer N.W., Killeen T.L.* Empirical Global Model of Upper Thermosphere Winds Based on Atmosphere and Dynamics Explorer Satellite Data // *J. Geophys. Res.* – 1988. – Vol. 93. – P. 9959-9978. 8. *Hedin A.E., et al.* Revised Global Model of Thermosphere Winds Using Satellite and Ground-Based Observations // *J. Geophys. Res.* – 1991. – Vol. 96. – P. 7657-7688. 9. *Hedin, A.E., et al.* Empirical Wind Model for the Upper, Middle and Lower Atmosphere // *J. Atmos. Terr. Phys.* – 1996. – Vol. 58. – P. 1421-1447. 10. *Drob, D.P., et al.* An empirical model of the Earth's horizontal wind fields: HWM07 // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113, № A12304, doi:10.1029/2008JA013668. 11. *Гринченко С.В.* Построение векторного поля горизонтальных нейтральных ветров // *Вестник НТУ “ХПИ”*. Тематический выпуск: Радиофизика и ионосфера. – 2011. – № 44. – С. 130-137.

Поступила в редколлегию 30.05.2013