

**О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА  
АТМОСФЕРЫ**  
**ABOUT POSSIBLE MECHANISM OF THERMAL REGIME CHANGE OF ATMOSPHERE**

**А.В. Виницкий, В.В. Казанцева**

Институт космофизических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

*The mechanism of atmospheric temperature change due to vertical convergence and divergence of air streams is proposed. These streams form the meridional cells of global circulation system. On the basis of heat source equation for the case of adiabatic process the numerical estimates of mechanism efficiency are demonstrated. It is shown that at the mesospheric heights this mechanism may create the temperature regime changes with the efficiency of order  $10^{-3}$  °K/c and may explain the existence of warm winter and cold summer mesopause. The experimental data confirming the possibility of this mechanism realization in the atmosphere are presented.*

Основными физическими механизмами, определяющими температурный режим атмосферы, являются изменение радиационного баланса в сочетании с теплообменом между Землёй и атмосферой, а также перенос энергии движениями различного масштаба в атмосфере и океане [1,2]. Существенную роль при этом играет адиабатический нагрев и охлаждение воздушных масс вследствие их опускания и подъёма. Влиянием именно этих процессов объясняется ряд закономерностей пространственно-временных вариаций температуры и, в частности, тёплая зимняя и холодная летняя мезопауза [3]. Однако ряд особенностей изменения термобарических параметров трудно объяснить. Например, в нижней тропосфере максимум температуры наблюдается в районе 20° в летнем полушарии, в верхней тропосфере максимумы температуры формируются на широтах ~30°, причём зимний максимум выражен более отчётливо, [2,4]. С этим связана и большая скорость ветра в субтропическом струйном течении в зимний период. Важной проблемой физики атмосферы является также система меридиональных движений. Она тесно связана с вопросами о механизмах взаимодействия различных атмосферных слоёв, передачи энергии с одних уровней на другие, межширотного обмена веществом и количеством движения. Согласно существующим представлениям, меридиональная циркуляция в тропосфере является частью общей циркуляции, связанной с формированием четырёх широтных поясов атмосферного давления на полушарии и состоит из трёх ячеек меридионального движения воздушных масс [2]. В стратосфере на высотах больше 30 км осуществляется перенос воздуха из летнего полушария в зимнее [3]. Южный стратосферный межполушарный поток в период зимы северного полушария изменяется на северный на высотах ниже 50-70 км [5]. Выше, на высотах 80-90 км, опять происходит смена направления меридионального потока на южный. Обобщение данных о ветре в нижней термосфере, полученных методом некогерентного рассеяния радиоволн, показало, что в ионосфере наблюдается резкая смена направления меридионального переноса, причём скорости ветра достигают 50 м/с [6]. В таких условиях должны формироваться чередующиеся по высоте зоны вертикальной конвергенции и дивергенции воздушных потоков.

Рассмотрим данные комплексного ракетного эксперимента [7]. На рис. 1. представлено обобщённое высотное – временное распределение меридиональной компоненты ветра, полученное из данных 21 пуска метеорологических ракет в Волгограде в июне 1973 г. Видно, что хотя пуски были проведены в различное время в течение месяца, данные представляют картину движений, согласованную с вышеизложенным представлением. В летней стратосфере северного полушария перенос осуществляется с севера. Выше наблюдается структура меняющихся по направлению сравнительно узких (толщиной ~10 – 20 км) слоёв. Скорость меридионального ветра в отдельных случаях может достигать 150 м/с. Видно, что ветровая структура формируется так, что перенос воздушных масс одного направления объединяется по высотам. Южный ветер, наблюдающийся в нижней термосфере в околополуденные часы, смещается через полночь к утру и далее к полудню на высоты 80 – 90 км, где объединяется с потоком такого же направления в районе 13 ч. местного времени. Северный ветер нижней термосферы в околополуночном секторе опускается через полночь к полудню и далее к вечеру, объединяясь с северным ветром стратосферы около 20 ч. В результате образуется пространственно-наклонная слоистая ветровая структура. Аналогичная форма наклонных слоёв в координатах высота - местное время получена в экспериментах [6].

В представленном в [7] ракетном эксперименте одновременно проводилось также измерение температуры атмосферы на различных уровнях. На рис. 2 приведены результаты обобщения температурного поля в координатах высота – местное время.

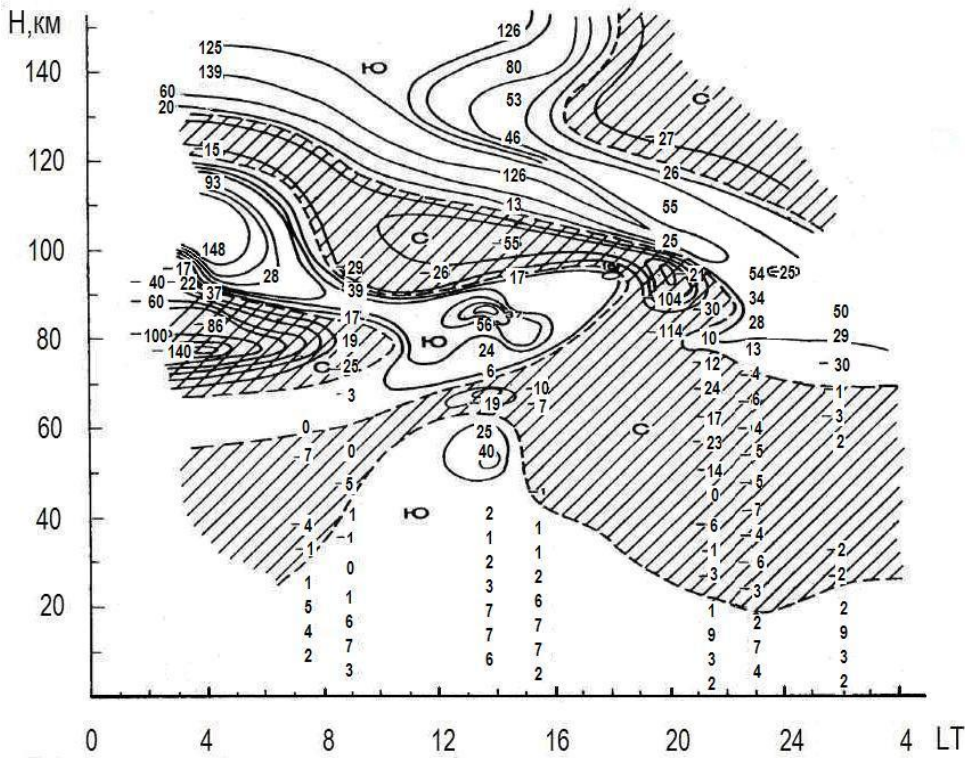


Рис 1. Высотно-временные изменения меридиональной компоненты ветра, м/с. ▨ – с севера, □ – с юга.

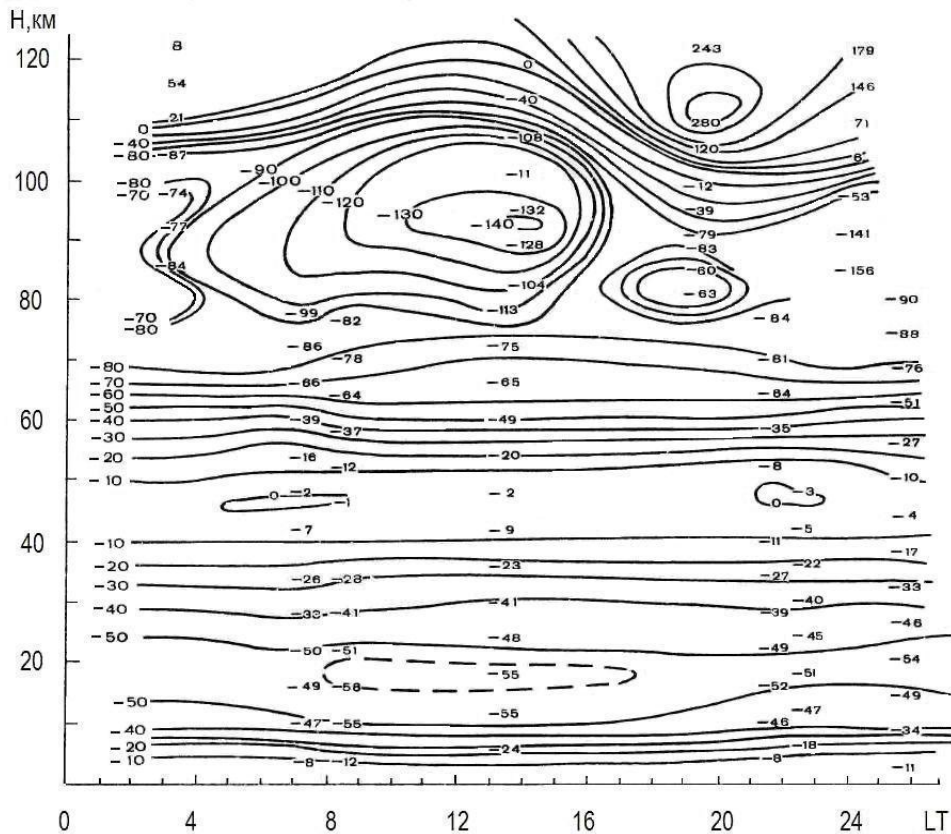


Рис 2. Высотно-временное изменение температуры, °С.

Видно, что в температурном поле на высотах ~ 80 - 90 км формируется четыре зоны с различной температурой. В период 2 - 4 ч наблюдалась область тепла с температурой - 70° С. В 14 ч наблюдалась мощная область холода с температурой до -130° С. В 18 - 20 ч снова регистрировалась область тепла (Т ~ - 60° С), сменившаяся к полуночи областью холода (Т ~ - 150° С). Можно сделать вывод, что эта температурная изменчивость связана со сменой направления меридионального ветра на этих высотах. Областям тепла соответствует северный ветер, а областям холода - южный. Можно предположить, что в такой ветровой структуре с резко меняющимися по направлению и скорости ветрами должно осуществляться взаимодействие между слоями посредством вертикальных движений. Судя по температурному полю существует

вертикальная конвергенция воздушных потоков в струях северного ветра и дивергенция в струях южного. Вследствие этих процессов происходит формирование областей тепла и холода на высотах мезосферы.

Приведём количественные оценки возможного изменения температуры атмосферы вследствие формирования зон конвергенции и дивергенции вертикальных потоков. Оценки можно сделать на основании уравнения притока тепла. При реализации адиабатического процесса для единицы объёма сухого воздуха справедливо выражение:

$$\rho C_v \frac{dT}{dt} = \frac{P}{\rho} \frac{d\rho}{dt}, \quad (1)$$

где  $C_v$  – теплоёмкость сухого воздуха при постоянном объёме,  $T$  – температура,  $P$  – давление,  $\rho$  – плотность,  $t$  – время.

Левая часть уравнения (1) представляет изменение внутренней энергии единичного объёма газа атмосферы вследствие работы внешних сил давления, правая часть – обусловленных глобальной системой меридиональной циркуляции. Воспользовавшись уравнением непрерывности, перепишем уравнение (1) в виде:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{P}{\rho^2 C_v} \left( \frac{d\rho}{dz} w - \rho \frac{dw}{dz} \right), \quad (2)$$

где  $z$  – высота над уровнем моря,  $w$  – вертикальная скорость.

Предположим, например, что конвергенция происходит на уровне 90 км. Для него можно принять  $P = 0,16$  н/м<sup>2</sup>,  $\rho = 3,17 \cdot 10^{-6}$  кг/м<sup>3</sup> [8]. Принимая  $C_v = 727$  Дж/кг·К и допуская, что на границе слоёв вертикальная скорость составляет 10 см/с и уменьшается к середине слоя на протяжении 10 км до нуля, получаем, что второй член в уравнении (2) даёт значение  $dT/dt = 6,3 \cdot 10^{-4}$  К/с. При устойчивости таких систем циркуляции за часы и сутки механизм может приводить к наблюдаемым изменениям температуры. В частности, он может быть эффективным для сезонных изменений температуры мезопаузы, если предположить, что зимой на этих высотах имеет место вертикальная сходимости воздушных потоков.

#### Литература

1. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 751 с.
2. Пальмен Э., Ньютон Ч. Циркуляционные системы атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 398 с.
3. Уэбб В. Структура стратосферы и мезосферы. – М.: Мир, 1969. – 258 с.
4. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 394 с.
5. Groves G.V. Atmospheric structure and its variations in the region from 25 to 120 km //COSPAR International reference atmosphere 1972 (CIRA-72). – Berlin. Akademic – Verlag. 1972. P. 33 – 224.
6. Hedin A.E., Biondi M.A., Burnside R.G., et all. Revised global model of thermosphere wind using Satellite and ground – based observations//J. Geophys. Res. 1991. V.96. N. A5. P. 7657 – 7688.
7. Бутко А.С., Голубев Е.Н., Иванова И.Н. и др. Особенности суточных и полусуточных колебаний температуры и ветра над пунктом Волгоград. В сб.: Суточные и широтные вариации параметров атмосферы и корпускулярные излучения. Л.: Гидрометеиздат, 1976. С. 86 – 104.
8. Хвостиков И.А. Высокие слои атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1964. – 605 с.

#### ОБ ОСОБЕННОСТИ ИССЛЕДОВАНИЙ ТОНКОЙ МУЛЬТИФРАКТАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ ИОНОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ABOUT FEATURE OF RESEARCHES OF THIN MULTIFRACTAL STRUCTURE OF IONOSPHERIC TURBULENCE

**Ф. И. Выборнов, В. А. Алимов, А. В. Рахлин**

Федеральное государственное научное учреждение "Научно-исследовательский радиофизический институт"

*We discuss the particular research thin multifractal structure of developed ionospheric turbulence by methods of multidimensional structure functions and modulus maxima of wavelet transform with the help of remote sensing of ionospheric plasma by orbiting satellites signals. It is shown that diffraction effects during the propagation of radio waves in the ionosphere lead to "blur" quasi-singular structure of ionospheric turbulence and to the inability to diagnose it by these methods during ground receiving satellite signals. It is proposed to study the fractal structure of the ionospheric turbulence apply direct probe measurements of electron density fluctuations with high frequency samples along the trajectory of the spacecraft directly into the ionosphere.*