

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ТЕМПЕРАТУРЫ И НЕСФЕРИЧНОСТИ ЗЕМЛИ НА ГЛОБАЛЬНУЮ ЦИРКУЛЯЦИЮ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ

И.В. Мингалева, О.В. Мингалева, В.С. Мингалева

*Полярный геофизический институт Кольского НЦ
РАН, г. Апатиты*

Работа поддержана Программой №16 Президиума
РАН и грантом РФФИ 10-01-00451

В течение последних нескольких лет в Полярном геофизическом институте (ПГИ) разрабатывалась, усовершенствовалась и использовалась численная глобальная модель горизонтального и вертикального ветра в нижней и средней атмосфере Земли.

Эта модель имеет два существенных отличия от других моделей общей циркуляции атмосферы.

Во-первых, в ней температура воздуха не рассчитывается, а является входным параметром модели и задается по какой-либо эмпирической модели, например MSISE-90 [*Hedin*, 1991], NRLMSISE-00 [*Picone et al.*, 2002].

Во-вторых, модель является негидростатической, в ней вертикальная скорость газа находится не из условия гидростатического равновесия, а путем численного решения полного уравнения движения для вертикальной составляющей скорости без пренебрежения какими-либо членами.

Модель позволяет рассчитывать трехмерные глобальные распределения плотности, зональной, меридиональной и вертикальной компонент скорости нейтрального ветра на уровнях тропосферы, стратосферы, мезосферы и нижней термосферы Земли.

Модель основана на численном решении системы нестационарных трехмерных уравнений переноса, включающей в себя уравнения Навье-Стокса для сжимаемого вязкого газа, а также уравнение неразрывности для него.

В модели используется полярная географическая система координат (r, φ, β) , где r — расстояние от центра Земли, φ — географическая долгота, β — географическая широта.

Искомymi величинами являются плотность воздуха ρ , вертикальная компонента скорости V_r , зональная компонента скорости V_φ , меридиональная компонента скорости V_β .

Моделирующие уравнения имеют следующий вид.

Уравнение для вертикальной компоненты скорости :

$$\begin{aligned} \rho \left(\frac{\partial v_r}{\partial t} + v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} + \frac{v_\beta}{r} \frac{\partial v_r}{\partial \beta} + \frac{v_\varphi}{r \cos \beta} \frac{\partial v_r}{\partial \varphi} - \frac{v_\beta^2 + v_\varphi^2}{r} \right) = - \frac{\partial p}{\partial r} + \\ + \rho \left(\Omega^2 r \cos^2 \beta + 2 v_\varphi \Omega \cos \beta - g_0 \left(\frac{r_0}{r} \right)^2 \right) + \frac{1}{r^2} \frac{\partial (\mathcal{T}_{rr} r^2)}{\partial r} - \\ - \frac{(\mathcal{T}_{\beta\beta} + \mathcal{T}_{\varphi\varphi})}{r} + \frac{1}{r \cos \beta} \left(\frac{\partial (\mathcal{T}_{r\beta} \cos \beta)}{\partial \beta} + \frac{\partial \mathcal{T}_{r\varphi}}{\partial \varphi} \right) + F_r^{ion} . \end{aligned}$$

Уравнение для зональной компоненты скорости :

$$\begin{aligned}
 & \rho \left(\frac{\partial v_\varphi}{\partial t} + \frac{v_r}{r} \frac{\partial (r v_\varphi)}{\partial r} + \frac{1}{r \cos \beta} \left(v_\beta \frac{\partial (v_\varphi \cos \beta)}{\partial \beta} + v_\varphi \frac{\partial v_\varphi}{\partial \varphi} \right) \right) = \\
 & = -\frac{1}{r \cos \beta} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + 2 \rho \Omega (v_\beta \sin \beta - v_r \cos \beta) + \frac{1}{r^3} \frac{\partial (\mathcal{T}_{r\varphi} r^3)}{\partial r} + \\
 & + \frac{1}{r \cos^2 \beta} \frac{\partial (\mathcal{T}_{\varphi\beta} \cos^2 \beta)}{\partial \beta} + \frac{1}{r \cos \beta} \frac{\partial \mathcal{T}_{\varphi\varphi}}{\partial \varphi} + F_\varphi^{ion} .
 \end{aligned}$$

Уравнение для меридиональной компоненты скорости :

$$\begin{aligned}
 & \rho \left(\frac{\partial v_\beta}{\partial t} + \frac{v_r}{r} \frac{\partial (r v_\beta)}{\partial r} + \frac{v_\beta}{r} \frac{\partial v_\beta}{\partial \beta} + \frac{v_\varphi}{r \cos \beta} \frac{\partial v_\beta}{\partial \varphi} + \frac{\operatorname{tg} \beta v_\varphi^2}{r} \right) = \\
 & = -\frac{1}{r} \frac{\partial p}{\partial \beta} - \rho \Omega \sin \beta (\Omega r \cos \beta + 2 v_\varphi) + \frac{1}{r^3} \frac{\partial (\mathcal{T}_{r\beta} r^3)}{\partial r} + \\
 & + \frac{1}{r} \mathcal{T}_{\varphi\varphi} \operatorname{tg} \beta + \frac{1}{r \cos \beta} \left(\frac{\partial (\mathcal{T}_{\beta\beta} \cos \beta)}{\partial \beta} + \frac{\partial \mathcal{T}_{\varphi\beta}}{\partial \varphi} \right) + F_\beta^{ion} .
 \end{aligned}$$

Уравнение неразрывности :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{1}{r^2} \frac{\partial (\rho v_r r^2)}{\partial r} + \frac{1}{r \cos \beta} \left(\frac{\partial (\rho v_\beta \cos \beta)}{\partial \beta} + \frac{\partial (\rho v_\varphi)}{\partial \varphi} \right) = 0$$

Воздух считается однокомпонентным сжимаемым газом, что оправдано для диапазона высот области моделирования.

Давление воздуха в этих уравнениях определяется из уравнения Клапейрона, а его абсолютная температура задается по эмпирической модели.

Для решения уравнений применяется метод конечных разностей. Расчетная сетка является равномерной по долготе и широте и имеет по этим измерениям одинаковый шаг, равный 1 градусу. По высоте расчетная сетка неравномерна, ее шаг не превышает 2 км.

Граничные условия задаются так, чтобы выполнялся закон сохранения массы в области расчетов.

Влияние турбулентности, имеющей масштабы, меньшие шагов расчетной сетки, на среднее течение атмосферного газа принимается во внимание, для параметризации этой турбулентности используется одна из существующих эмпирических моделей.

Коэффициенты турбулентного обмена в направлении местных ортов полярной системы координат вычисляются по формуле Ричардсона:

$$K = C \cdot (0.1 \cdot L)^{4/3}, \quad C = 0.37 \text{ м}^{2/3}/\text{с},$$

где L -масштаб турбулентности в метрах, в качестве которого берется расстояние между узлами сетки вдоль координатных линий. Вводится тензор коэффициентов вязкости

$$\hat{\eta} = \begin{pmatrix} \mu_r & 0 & 0 \\ 0 & \mu_\varphi & 0 \\ 0 & 0 & \mu_\beta \end{pmatrix}, \quad \text{где} \quad \begin{cases} \mu_r = \mu(T) + \rho \cdot C \cdot (0.1 \cdot \Delta h)^{4/3}, \\ \mu_\varphi = \mu(T) + \rho \cdot C \cdot (0.1 \cdot r \cdot \cos \beta \cdot \Delta \varphi)^{4/3}, \\ \mu_\beta = \mu(T) + \rho \cdot C \cdot (0.1 \cdot r \cdot \Delta \beta)^{4/3}, \end{cases}$$

$$\mu(T) = \frac{A \cdot T^{3/2}}{T + 114 \text{ К}}, \quad \text{где} \quad A = 14.65 \cdot 10^{-7} \left(\frac{\text{кг}}{\text{м} \cdot \text{с} \cdot \text{К}^{1/2}} \right).$$

Тензор вязких напряжений $\hat{\mathcal{T}} = \hat{D} - \frac{1}{3} \hat{I} \text{Tr}(\hat{D})$,

$$\hat{D} = \hat{\eta}(\nabla \mathbf{v}) + (\hat{\eta}(\nabla \mathbf{v}))^T = \hat{\eta}(\nabla \mathbf{v}) + (\nabla \mathbf{v})^T \hat{\eta}$$

F_r^{ion} , F_φ^{ion} , F_β^{ion} - физические компоненты вектора объемной плотности силы ионного трения

$$\mathbf{F}^{ion} = \rho^{ion} \nu^{ion} (\mathbf{v}^{ion} - \mathbf{v}), \quad \nu^{ion} = c \cdot \rho,$$

Считалось, что вдоль магнитного поля ионы полностью увлекаются нейтральным газом. Поэтому ν^{ion} считалась равной гидродинамической скорости нейтрального газа вдоль магнитного поля

$$\mathbf{v}^{ion} = \mathbf{B} (\mathbf{B}, \mathbf{v}) / |\mathbf{B}|^2.$$

Магнитное поле считается дипольным

Подробное описание используемой математической модели можно найти в работах:

Мингалева, И.В., В.С. Мингалева, Модель общей циркуляции нижней и средней атмосферы Земли при заданном распределении температуры // *Математическое моделирование*, 17, №5, 24-40, 2005.

Mingalev, I.V., V.S. Mingalev, G.I. Mingaleva, Numerical simulation of the global distributions of the horizontal and vertical wind in the middle atmosphere using a given neutral gas temperature field // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 69, Nos.4/5, 552-568, 2007.

В первоначально разработанном варианте модели областью расчетов являлся шаровой слой, окружающий Землю глобально в пределах высот от 0 до 120 км.

При помощи этого варианта модели было исследовано

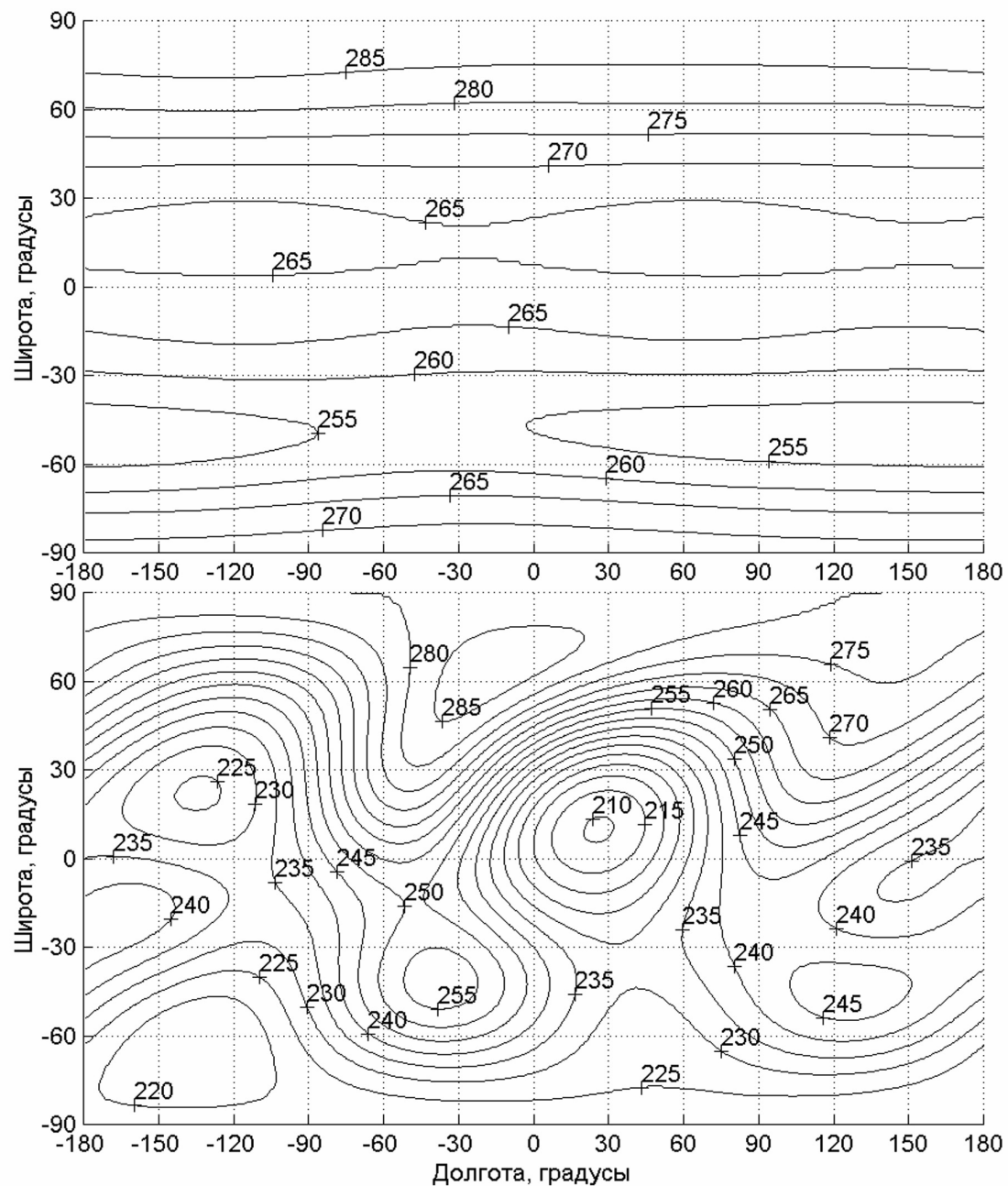
влияние горизонтальной неоднородности температуры на глобальную циркуляцию атмосферы.

Были рассчитаны вариации глобальных распределений плотности, зональной, меридиональной и вертикальной составляющих скорости нейтрального ветра в ходе установления и их установившиеся стационарные глобальные распределения для момента UT=10.30 для 10 июня, когда в северном полушарии лето, а в южном зима, в условиях невысокой солнечной активности ($F_{10.7} = 101$) и низкой магнитной активности ($K_p = 1$).

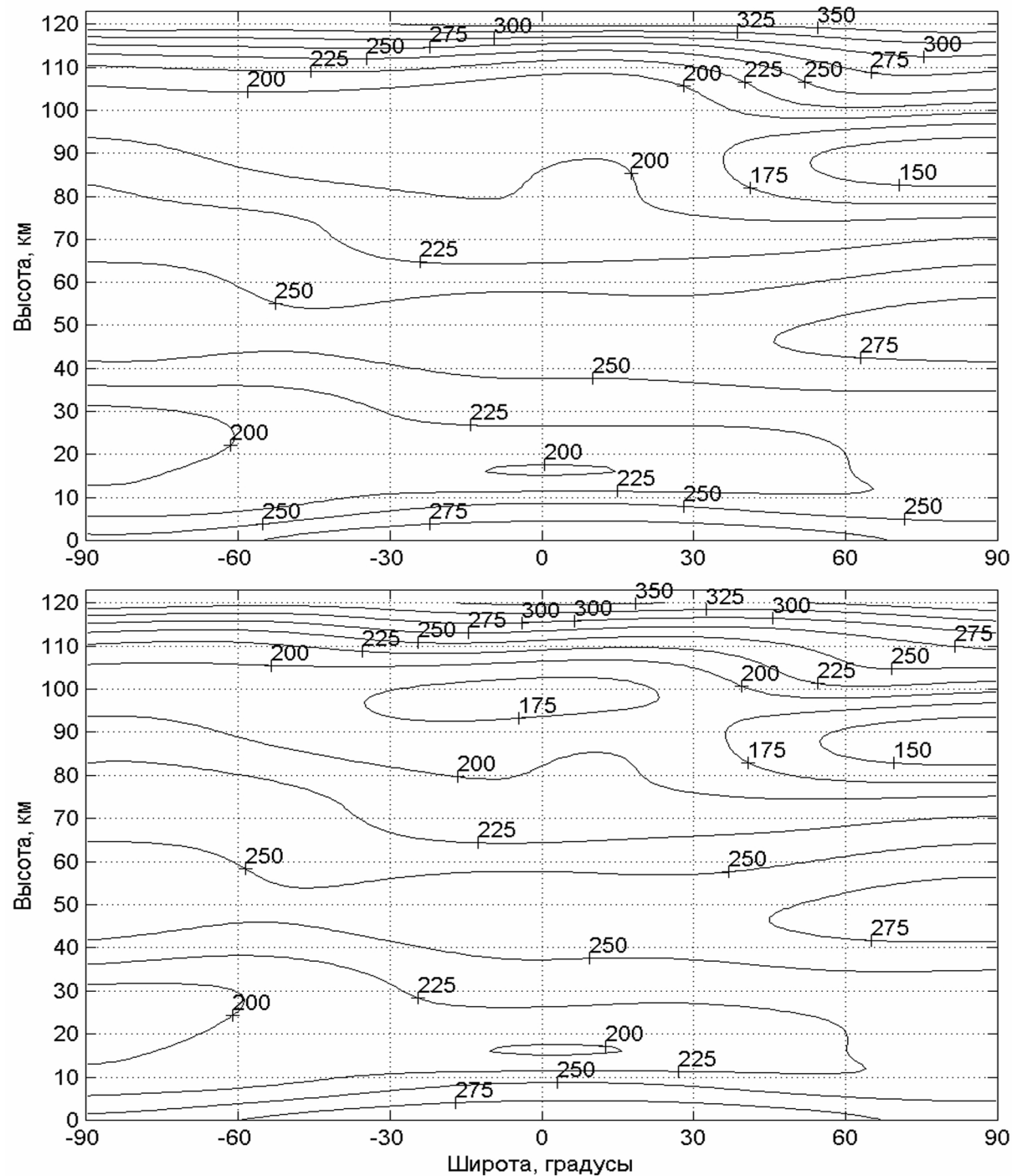
Глобальные распределения отыскиваемых параметров были найдены при двух различных задаваемых распределениях температуры нейтрального газа. Оба задаваемых распределения температуры неоднородны по высоте, однако, одно из них неоднородно в горизонтальных направлениях, а другое - однородно в горизонтальных направлениях.

Неоднородное в горизонтальных направлениях распределение температуры задавалось по эмпирической модели MSISE-90 [*Hedin*, 1991].

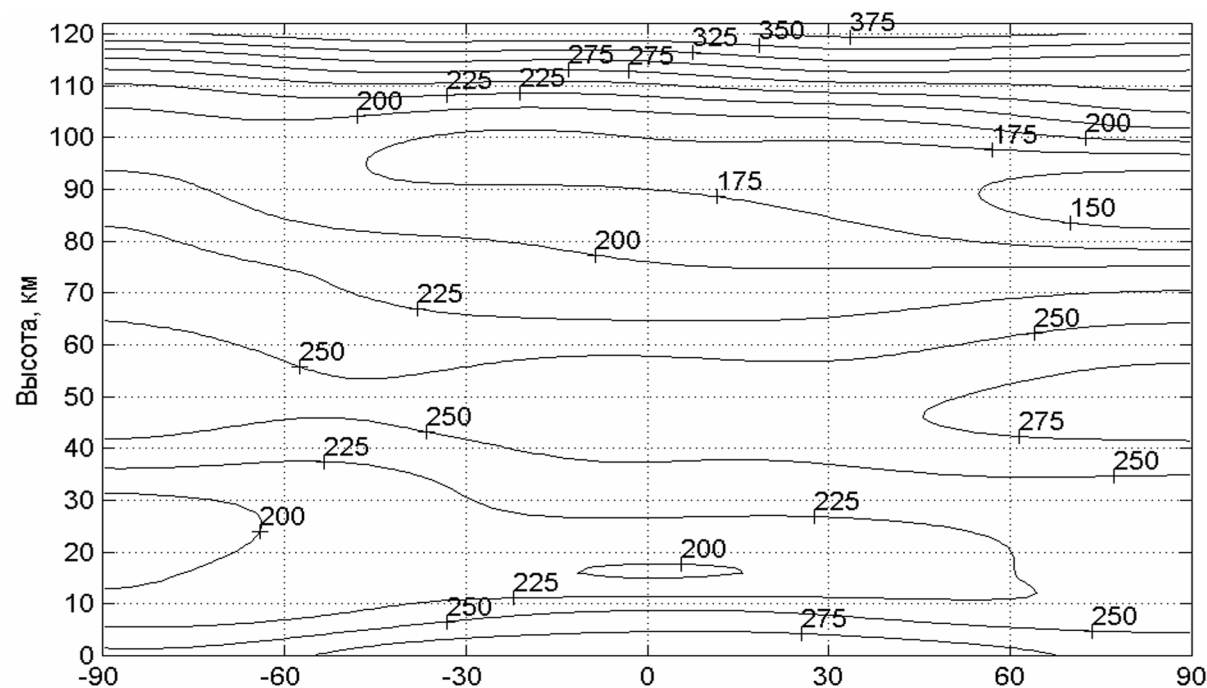
Это распределение температуры, рассчитанное для разных высот, меридианов и одной фиксированной точки, приведено на следующих рисунках.



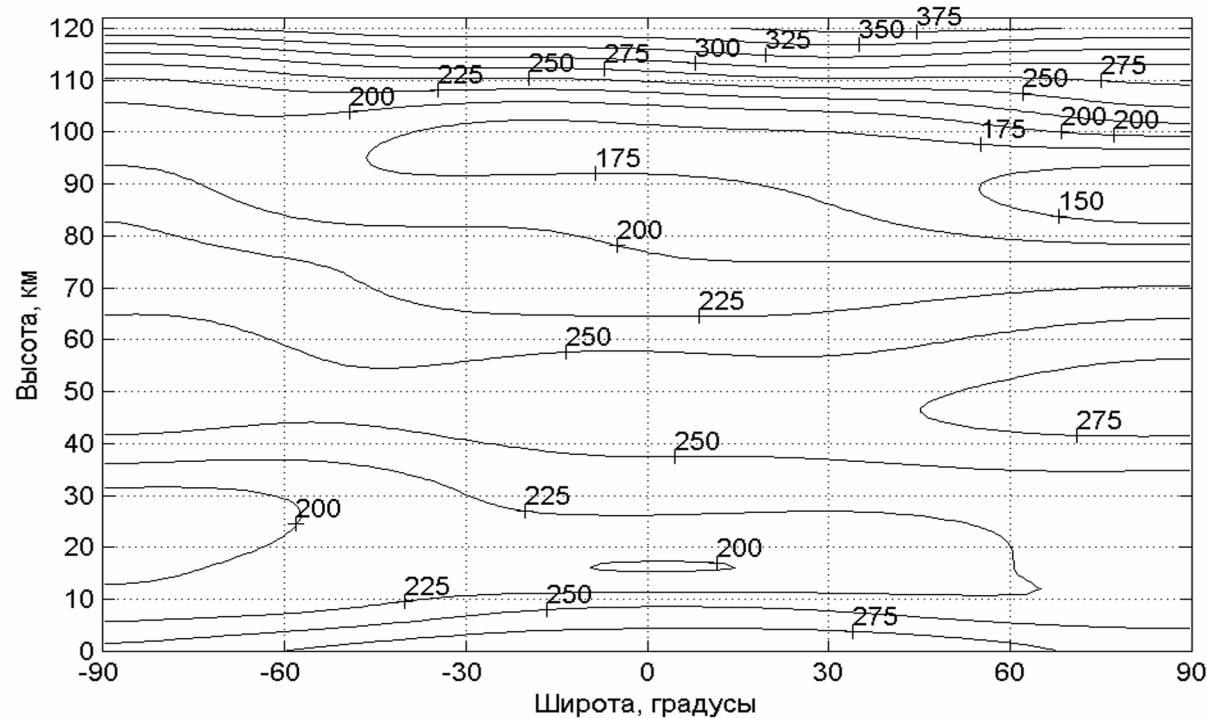
Неоднородные
горизонтальные
распределения температуры
нейтрального газа (К) на
высоте 50 км (вверху) и
110 км (внизу),
рассчитанные по
эмпирической модели
MSISE-90 для 10 июня UT
= 10.30.



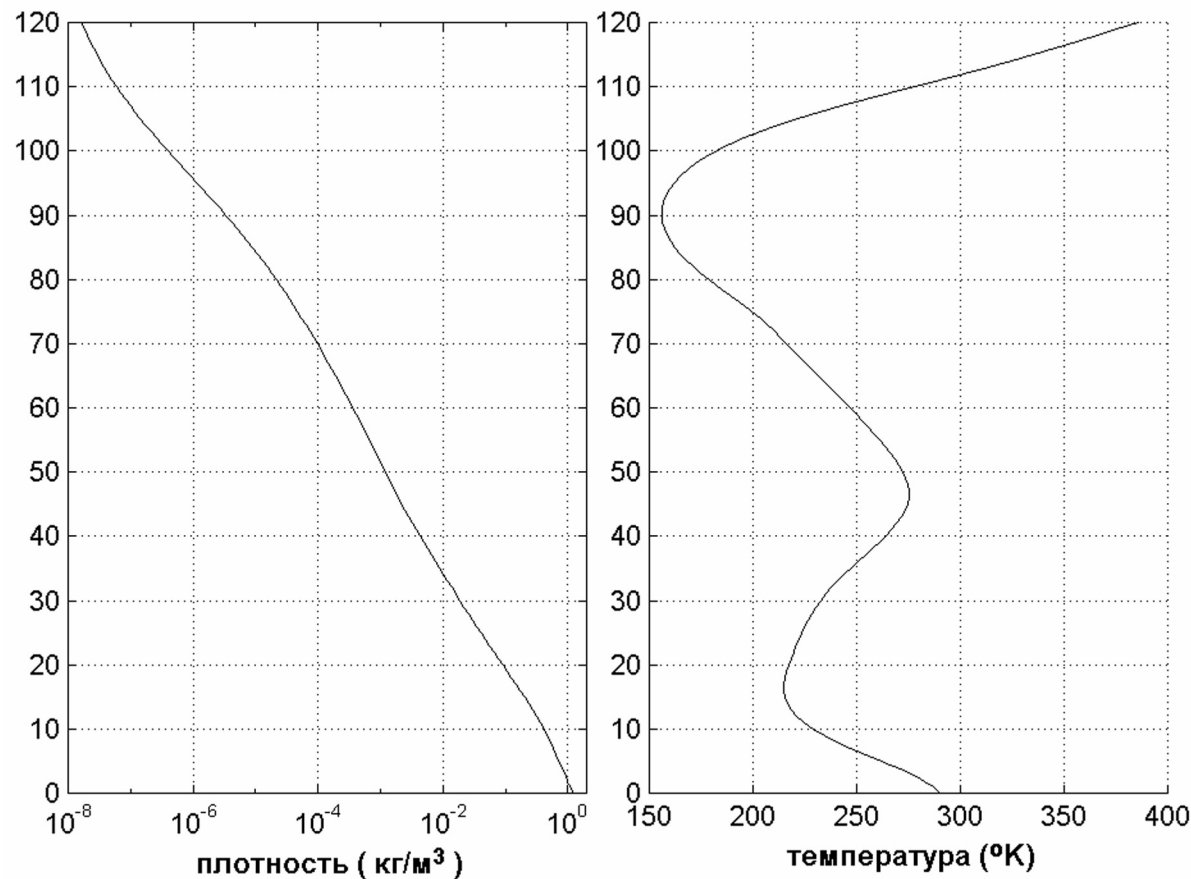
Неоднородные
распределения
температуры
нейтрального газа (K) в
разрезе при долготе 23
град E (вверху) и в
разрезе при долготе 157
град W (внизу),
рассчитанные по
эмпирической модели
MSISE-90 для 10 июня
UT = 10.30.
Верхний разрез близок к
полуденному меридиану
(LT=12 час),
а нижний – к
полуночному (LT=24 час).



Неоднородные распределения температуры нейтрального газа (K) в разрезе при долготе 113 град E (вверху) и в разрезе при долготе 67 град W (внизу), рассчитанные по эмпирической модели MSISE-90 для 10 июня UT = 10.30.



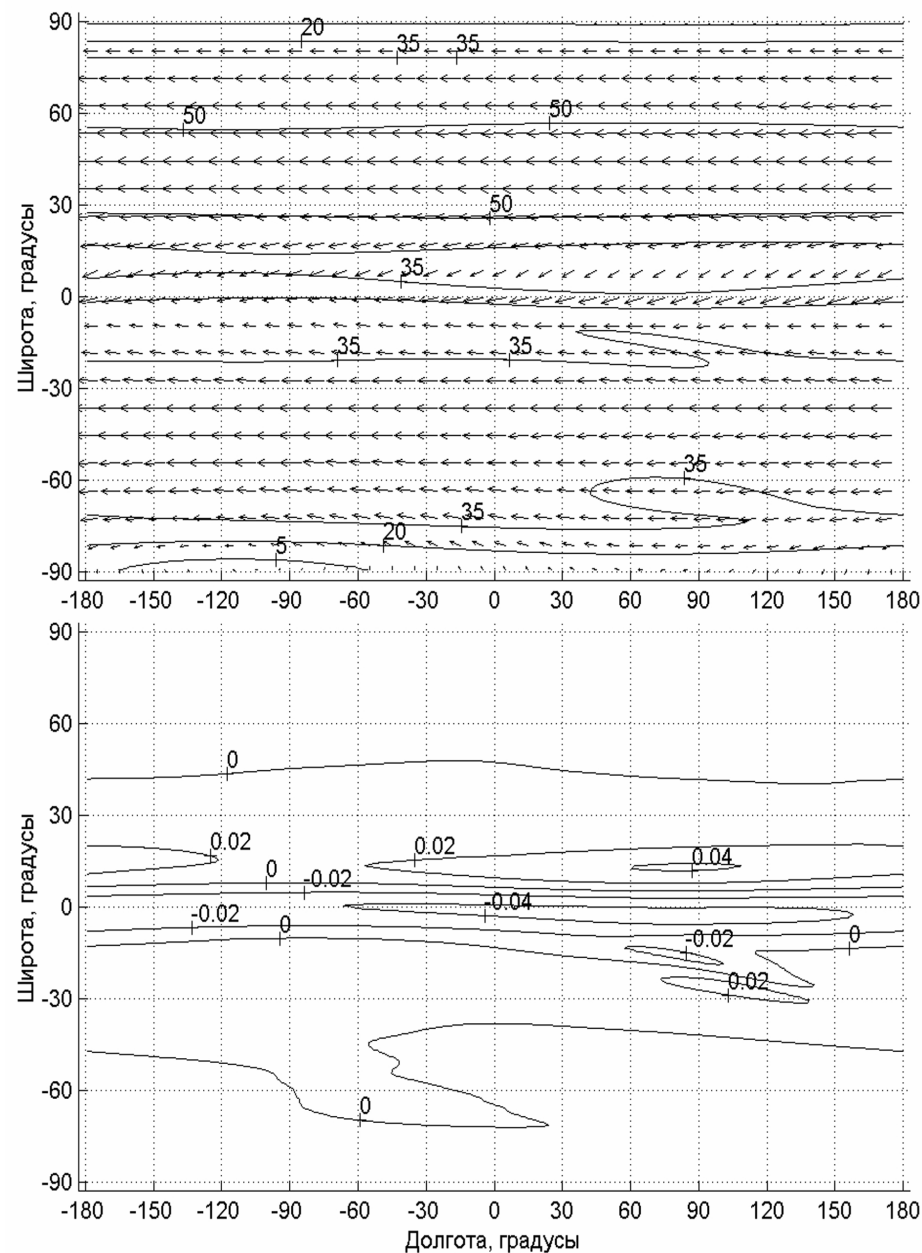
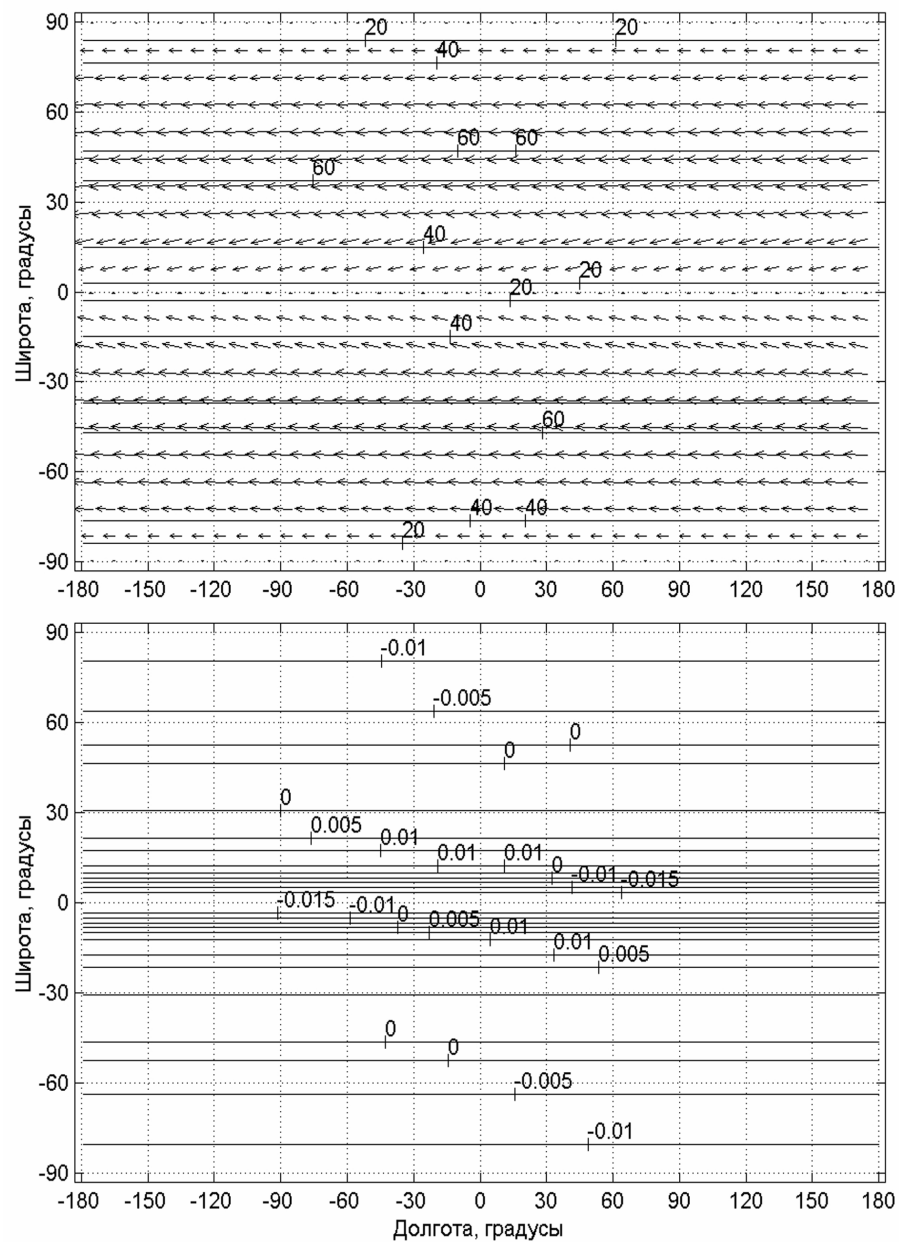
Верхний разрез близок к вечернему меридиану (LT=18 час), а нижний – к утреннему (LT=06 час).



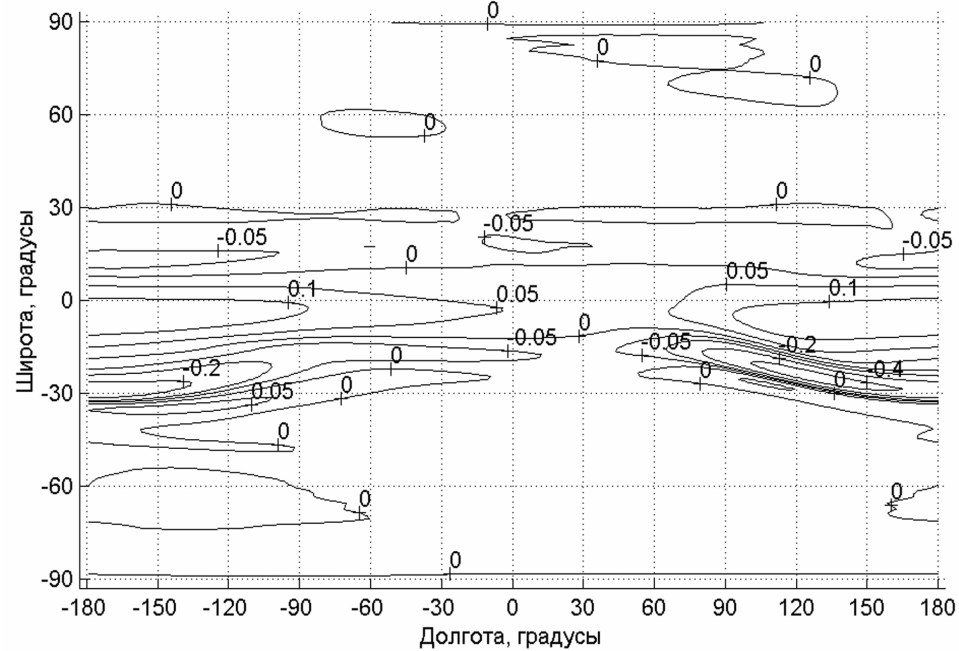
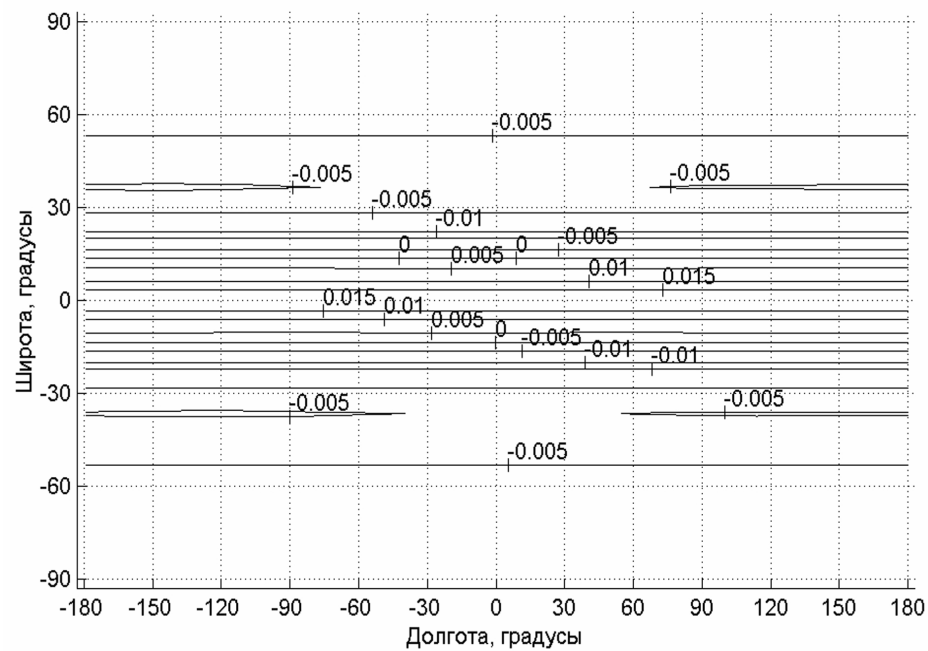
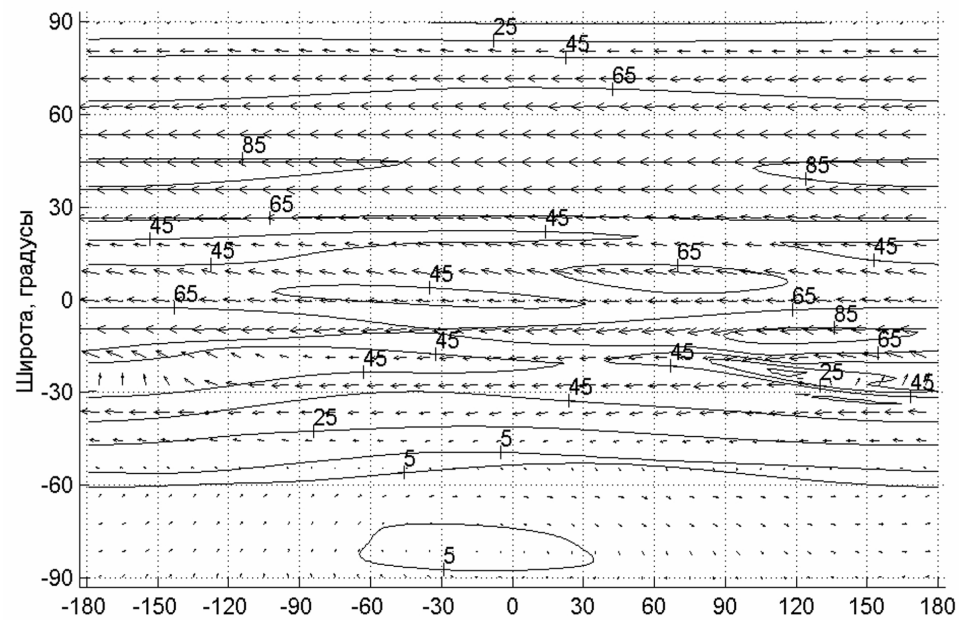
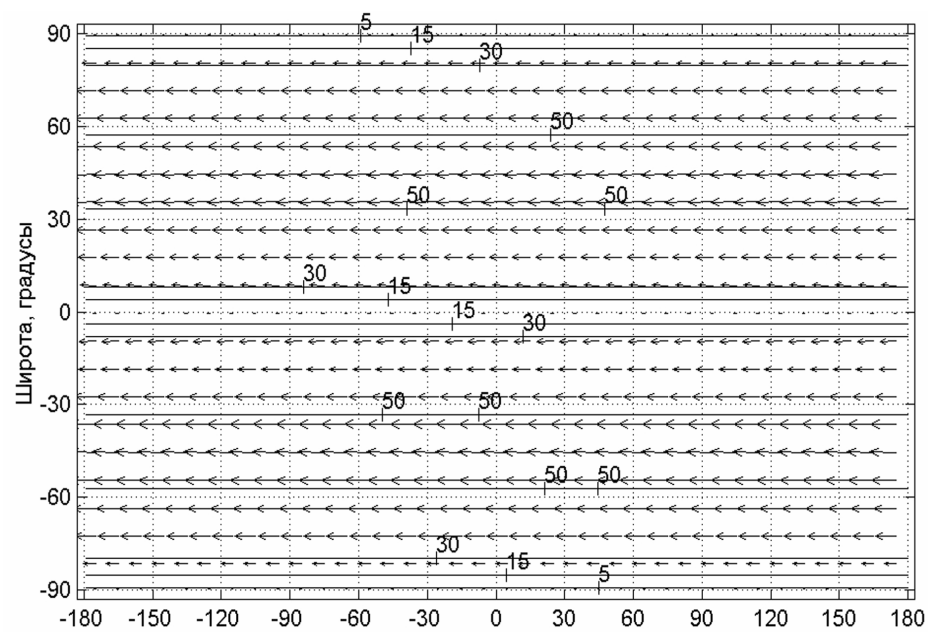
Высотные профили плотности и температуры нейтрального газа для точки с координатами 45,5 град северной широты и 55 град западной долготы, рассчитанные по эмпирической модели MSISE-90 для 10 июня UT=10.30.

Однородное в горизонтальных направлениях распределение температуры задавалось неизменным по широте и долготе и имеющим одинаковую высотную зависимость, такую же как на находящемся выше рисунке.

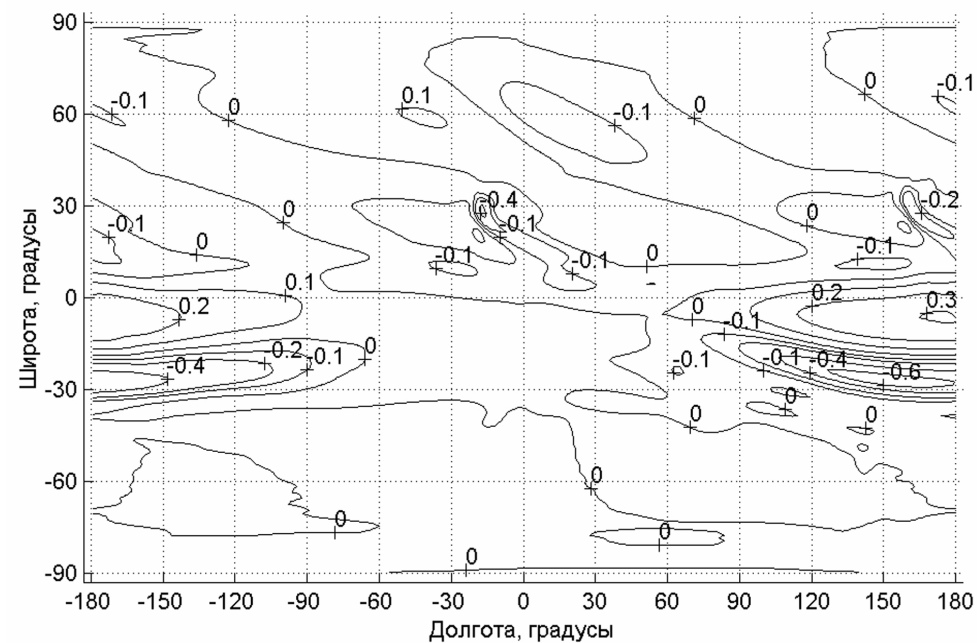
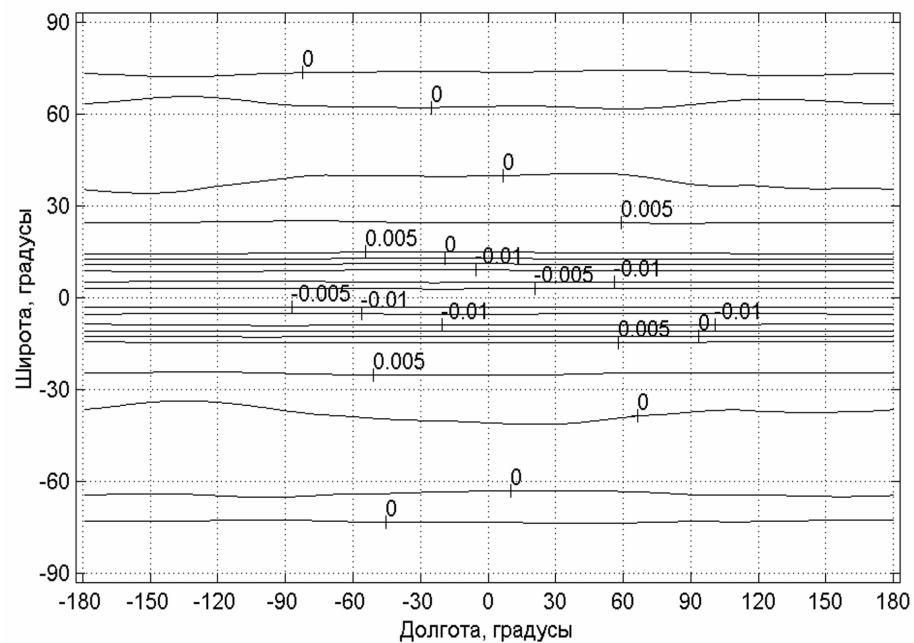
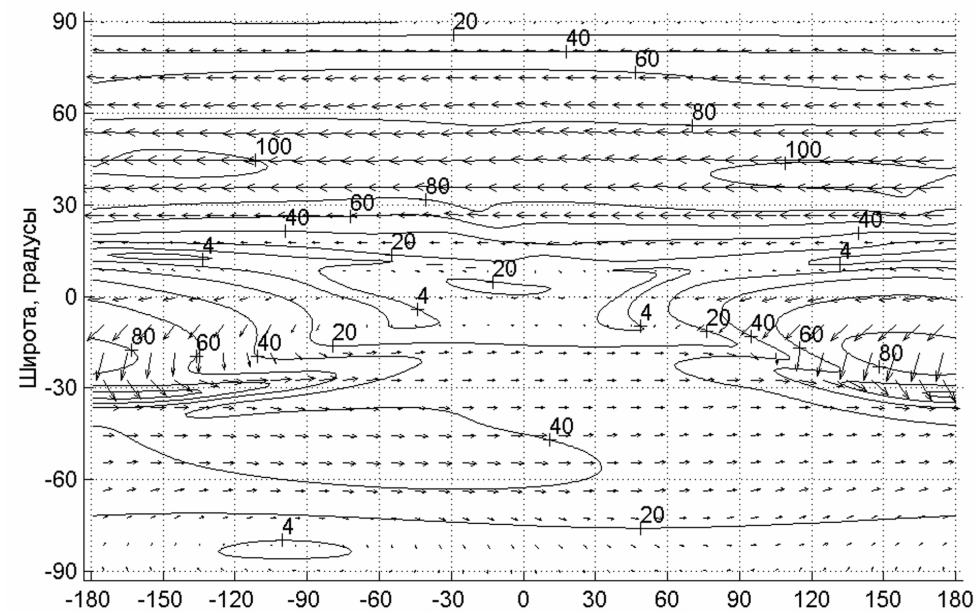
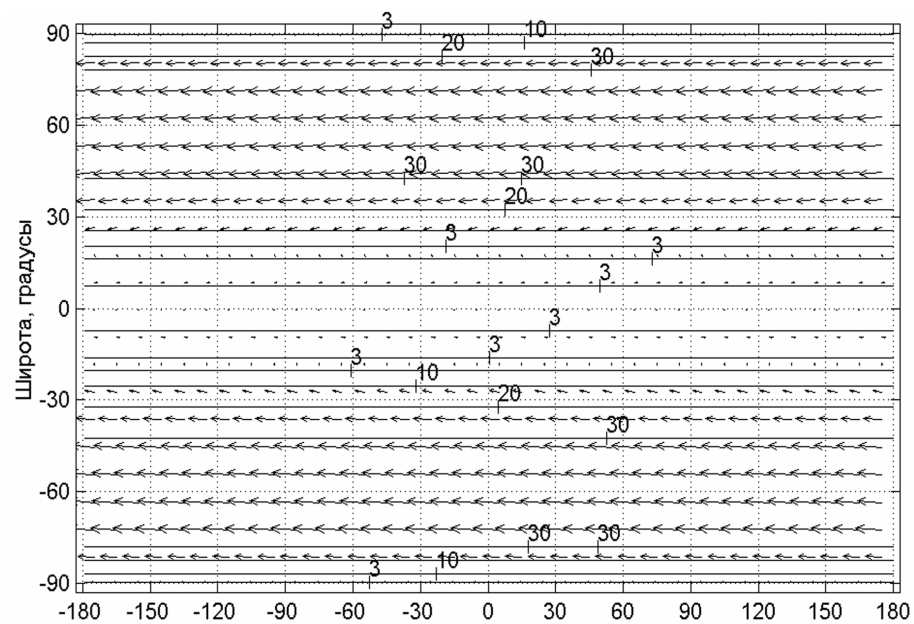
Рассмотрим полученные результаты расчетов.



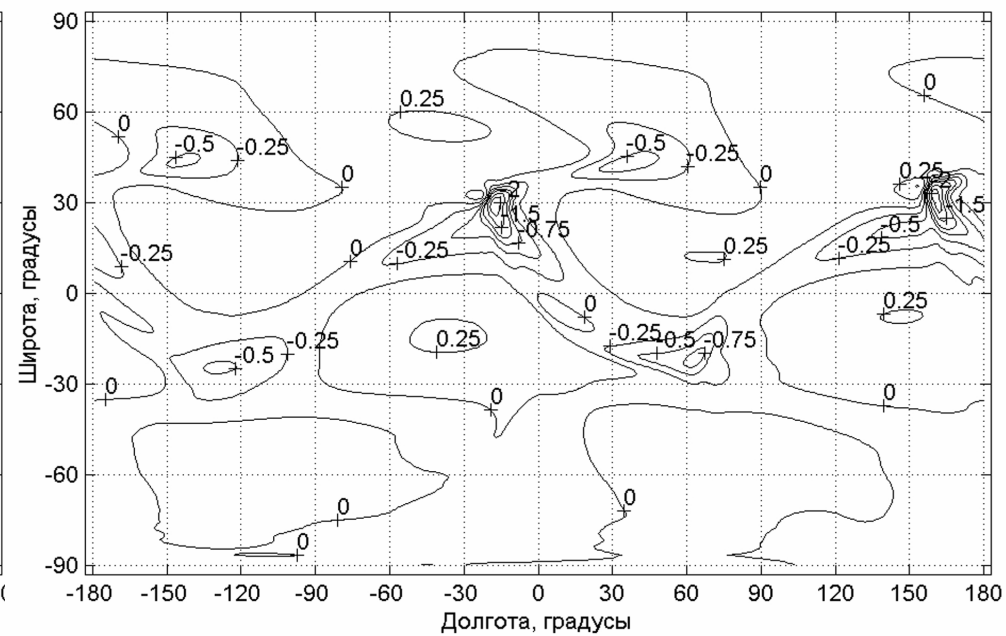
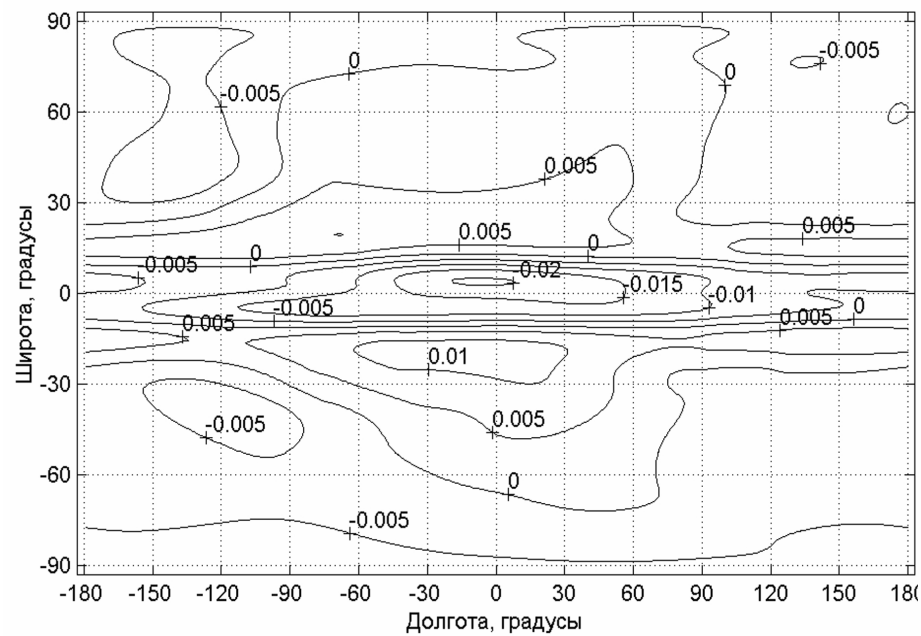
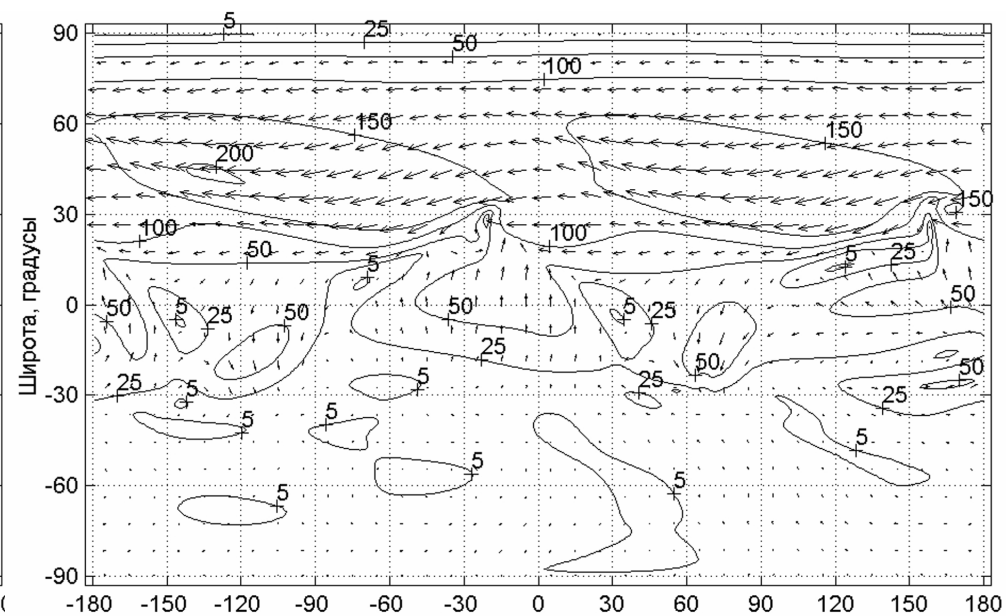
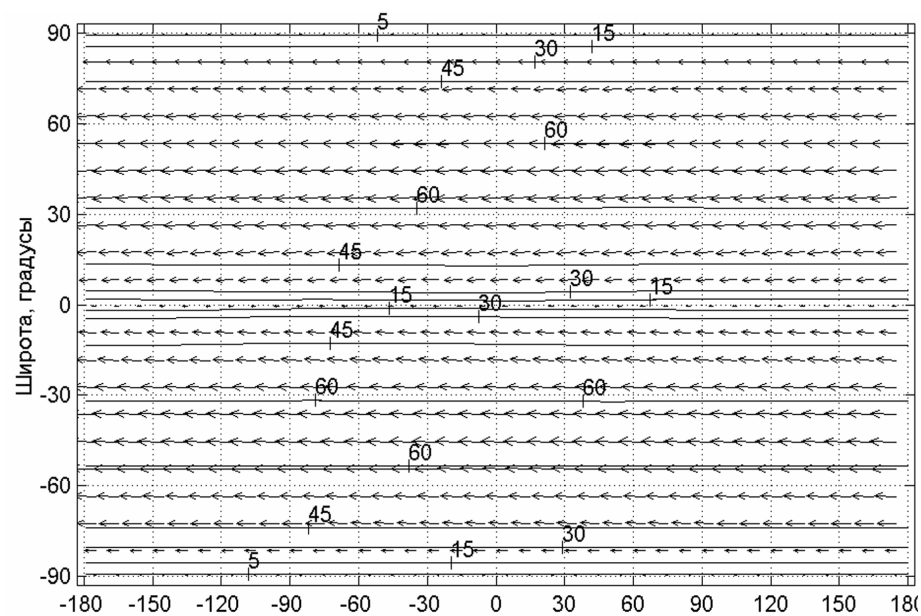
Установившиеся горизонтальная скорость и линии уровня ее величины (м/с) (вверху) и вертикальная скорость (внизу) на высоте 12 км для случая горизонтально однородной (слева) и горизонтально неоднородной (справа) температуры.



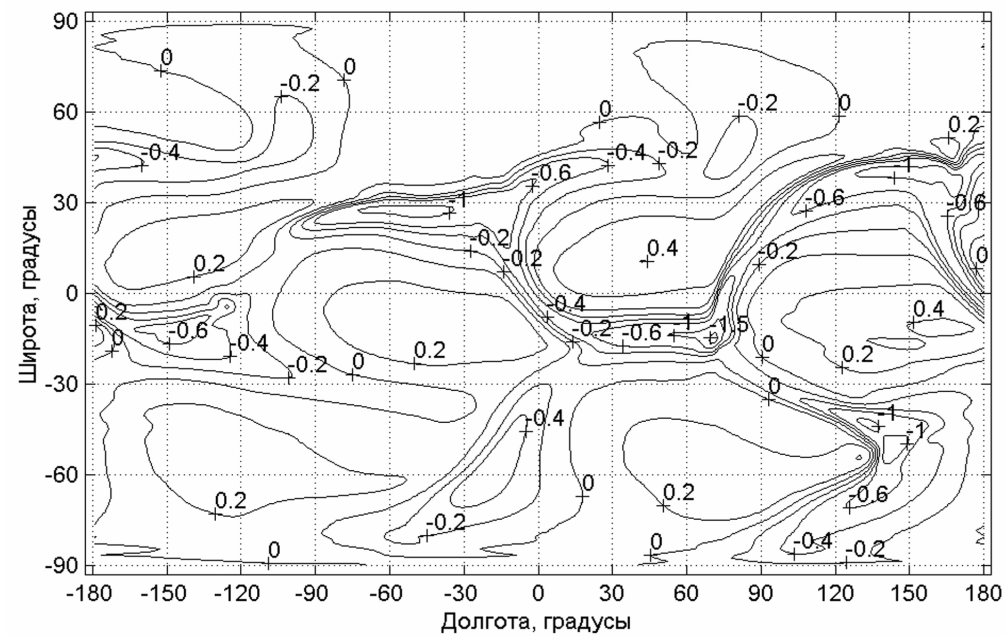
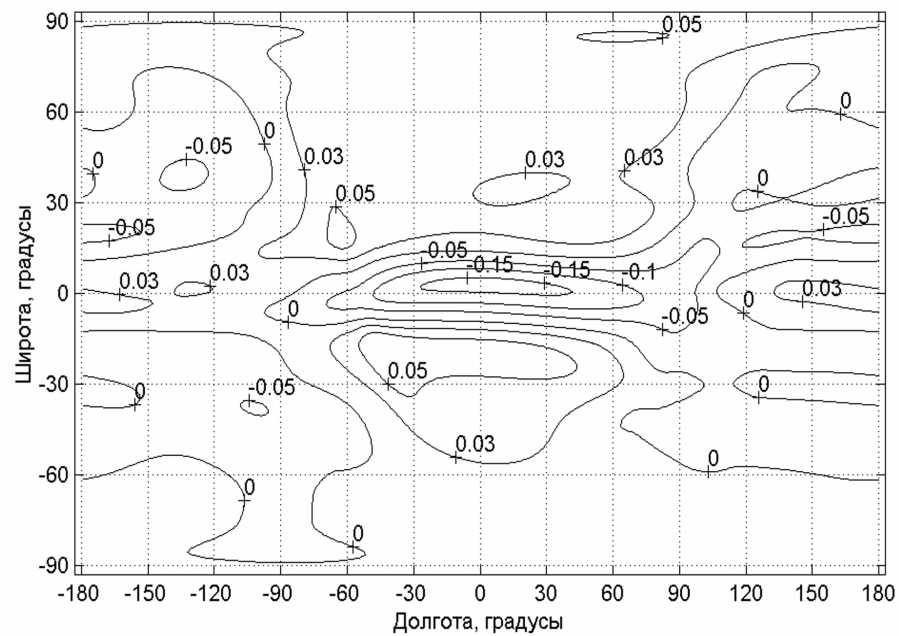
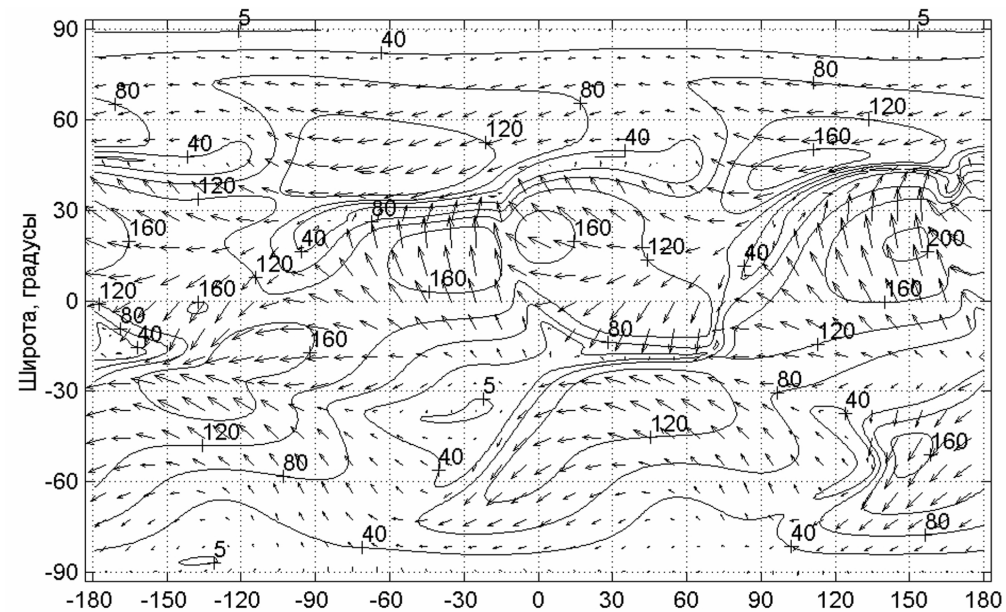
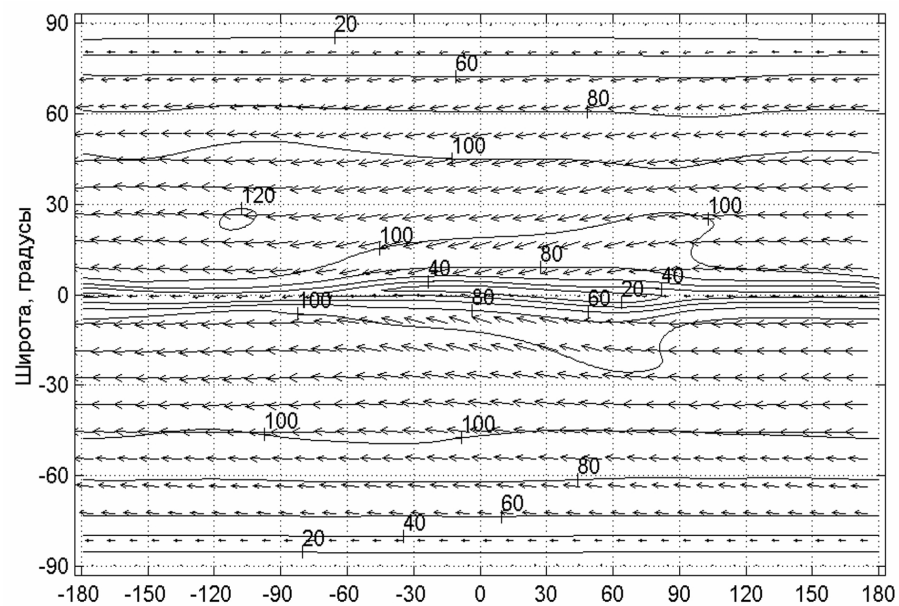
Установившиеся горизонтальная скорость и линии уровня ее величины (м/с) (вверху) и вертикальная скорость (внизу) на высоте 30 км для случая горизонтально однородной (слева) и горизонтально неоднородной (справа) температуры.



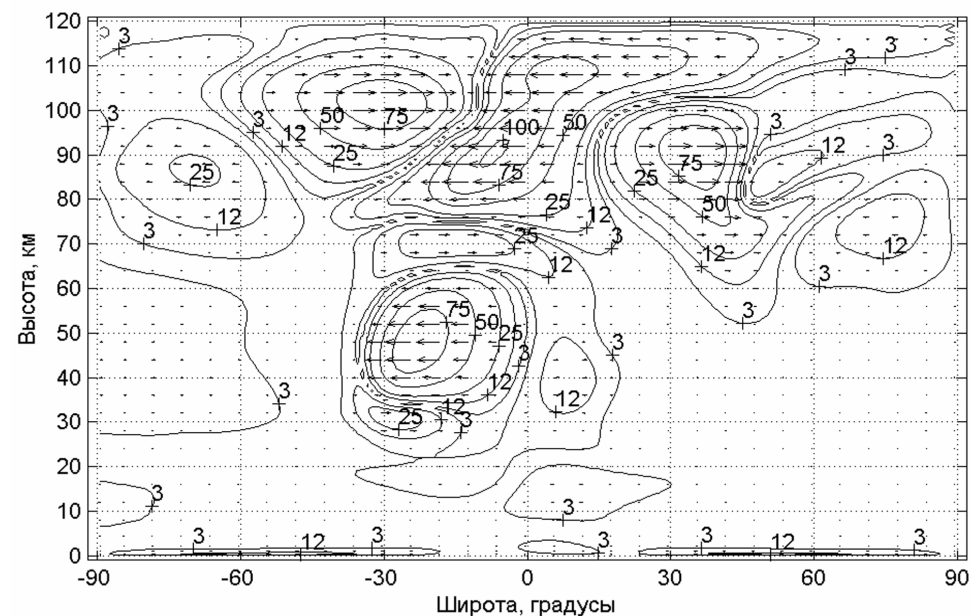
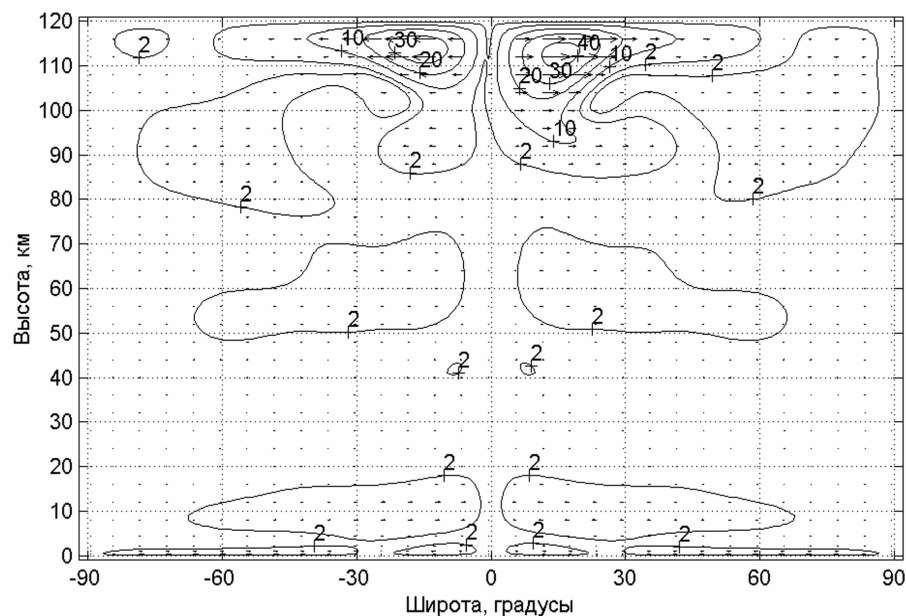
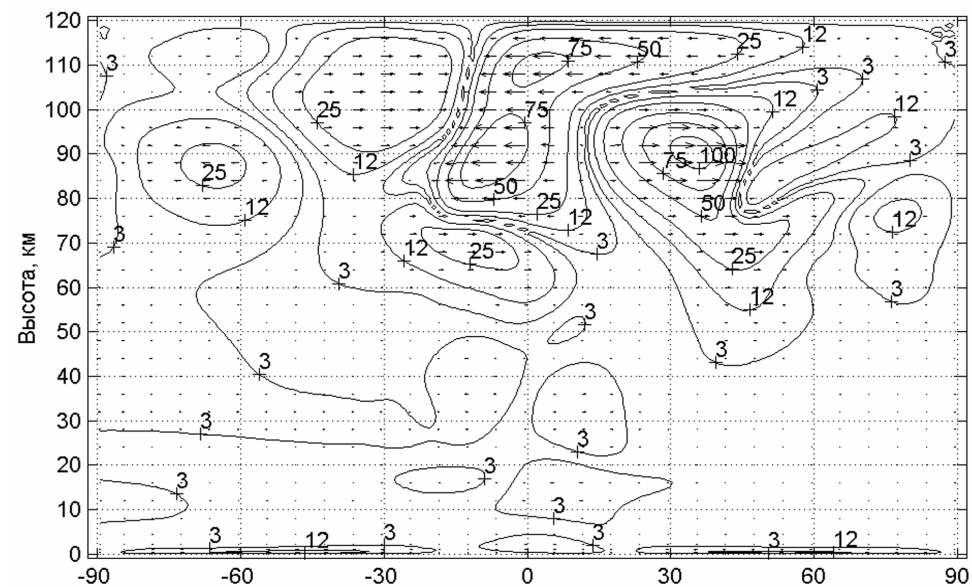
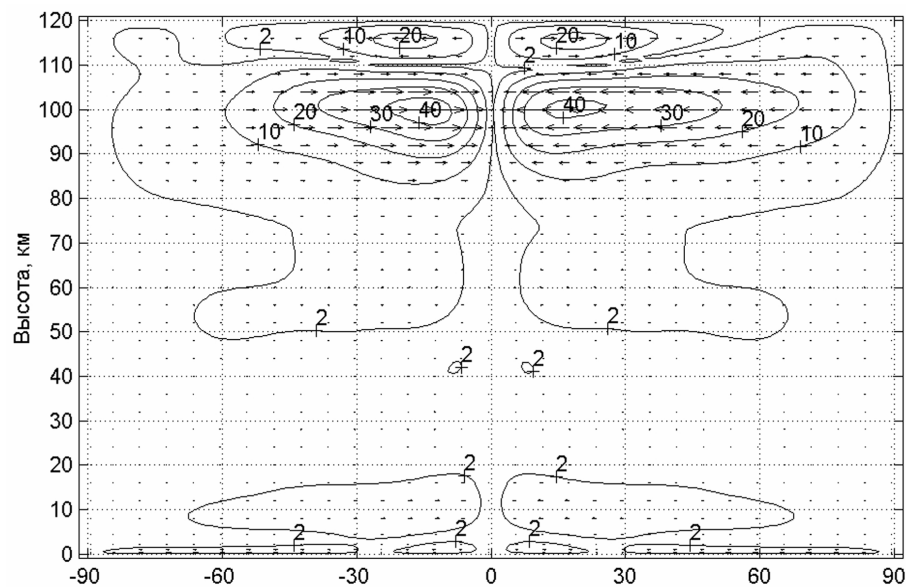
Установившиеся горизонтальная скорость и линии уровня ее величины (м/с) (вверху) и вертикальная скорость (внизу) на высоте 50 км для случая горизонтально однородной (слева) и горизонтально неоднородной (справа) температуры.



Установившиеся горизонтальная скорость и линии уровня ее величины (м/с) (вверху) и вертикальная скорость (внизу) на высоте 70 км для случая горизонтально однородной (слева) и горизонтально неоднородной (справа) температуры.



Установившиеся горизонтальная скорость и линии уровня ее величины (м/с) (вверху) и вертикальная скорость (внизу) на высоте 90 км для случая горизонтально однородной (слева) и горизонтально неоднородной (справа) температуры.



Проекции на вертикальную плоскость установившейся скорости нейтрального газа и линии уровня ее величины (м/с) в разрезе при долготе 23 град E (вверху) и в разрезе при долготе 157 град W (внизу) для случая горизонтально однородной (слева) и горизонтально неоднородной (справа) температуры.

Верхние разрезы близки к полуденному меридиану (LT=12 час), а нижние – к полуночному (LT=24 час).

Результаты расчетов показали следующее.

При горизонтально однородной температуре на всех высотах горизонтальная скорость направлена на запад. На высоте 90 км она может достичь величины 120 м/с.

При горизонтально неоднородной температуре в северном полушарии на всех высотах горизонтальная скорость направлена на запад. Выше 70 км ее значения могут превысить 200 м/с. В южном полушарии на разных высотах она может быть направлена как на запад, так и на восток. В страто-мезосфере она направлена на восток.

Модельные расчеты могут прояснить вопрос о причинах формирования самых крупных объектов планетарной циркуляции – циркумполярных вихрей (ЦПВ) северного и южного полушарий.

На высотах страто–мезосферы (примерно от 30 до 70 км) эти циркумполярные вихри сформировались и отчетливо видны на приведенных рисунках. Причем в случае горизонтально неоднородной температуры в летнем (северном) полушарии сформировался циркумполярный антициклон, а в зимнем (южном) полушарии – циркумполярный циклон. Это полностью соответствует результатам наблюдений.

Результаты расчетов позволяют проверить справедливость широко известной гипотезы о том, что циркумполярные вихревые движения обязаны своим происхождением горизонтальной неоднородности температуры атмосферы, в частности, градиентам температуры воздуха между экватором и полюсами.

Расчеты показали, что в случае горизонтально однородной температуры в летнем (северном) полушарии по-прежнему сформировался циркумполярный антициклон, что соответствует наблюдениям, а в зимнем (южном) полушарии вместо циклонического вихря сформировался циркумполярный антициклон, что не наблюдается в действительности.

Это свидетельствует о важной роли горизонтальной неоднородности температуры атмосферы в формировании только зимнего циркумполярного вихря (в южном полушарии).

Летний циркумполярный вихрь (в северном полушарии) сформировался и при горизонтально однородной температуре. Однако, скорость движения воздуха в нем оказалась значительно меньшей, чем в случае горизонтально неоднородной температуры.

Кроме того, оказывается, что горизонтальная неоднородность температуры атмосферы может вызывать вертикальные конвективные крупномасштабные вихри, в которых вертикальная скорость газа в отдельных областях может достигать 1,5 м/с, в то время как при горизонтально однородной температуре эта скорость не превышает 0,2 м/с.

Выше отмечалось, что при горизонтально однородной температуре на всех высотах горизонтальная скорость направлена на запад. Этому факту может быть дано качественное объяснение.

Рассмотрим уравнение движения воздуха в прямоугольной системе координат

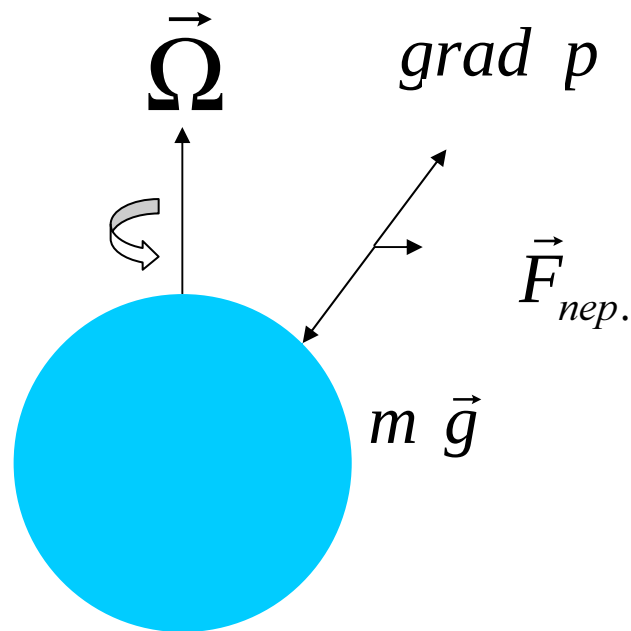
$$\rho \left(\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} + (\vec{V}, \nabla) \vec{V} \right) = \rho \vec{F} + \nabla \cdot \hat{P}$$

Здесь ρ - плотность, $\vec{V}$ - скорость, $\hat{P}$ - тензор напряжений,

$\rho \vec{F}$ - сила, складывающаяся из четырех частей

$$\rho \vec{F} = m \vec{g} - 2 \rho (\vec{\Omega} \times \vec{V}) - \rho [\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r})] + \vec{F}^{ion},$$

где в правой части стоят сила тяжести, кориолисова сила, переносная сила инерции (центробежная сила) и сила трения об ионный газ.



Видно, что сумма 3-х сил (силы тяжести, центробежной силы и силы давления) будет ненулевой и направленной к экватору. Она вызовет появление направленной к экватору скорости, а кориолисова сила породит направленную на запад скорость.

Поэтому при горизонтально однородной температуре на всех высотах горизонтальная скорость направлена на запад.

При горизонтально неоднородной температуре возникают горизонтальные градиенты давления, которые оказывают существенное влияние на общую циркуляцию атмосферы.

Все рассмотренные выше результаты были получены с использованием варианта численной глобальной модели горизонтального и вертикального ветра в атмосфере Земли, в котором земная поверхность считалась сферической.

Хотя отклонение земной поверхности от сферы является весьма незначительным (радиус на полюсах меньше радиуса на экваторе всего на 0,34%), все же реальная форма Земли не является шаром.

Поэтому был разработан такой вариант глобальной математической модели, в котором учитывается несферичность земной поверхности.

В этом варианте модели по-прежнему используются сферические координаты, однако, нижняя граница области расчетов является не сферой, а сплюснутым с полюсов эллипсоидом вращения, чей радиус на экваторе превышает радиус на полюсе. Верхняя граница области моделирования является сферой, проходящей на высоте 126 км над экватором. Расчетная сетка является равномерной по долготе и широте, и имеет по этим измерениям шаг 1 град. Расчетная сетка вдоль радиуса неравномерная и содержит 232 слоя.

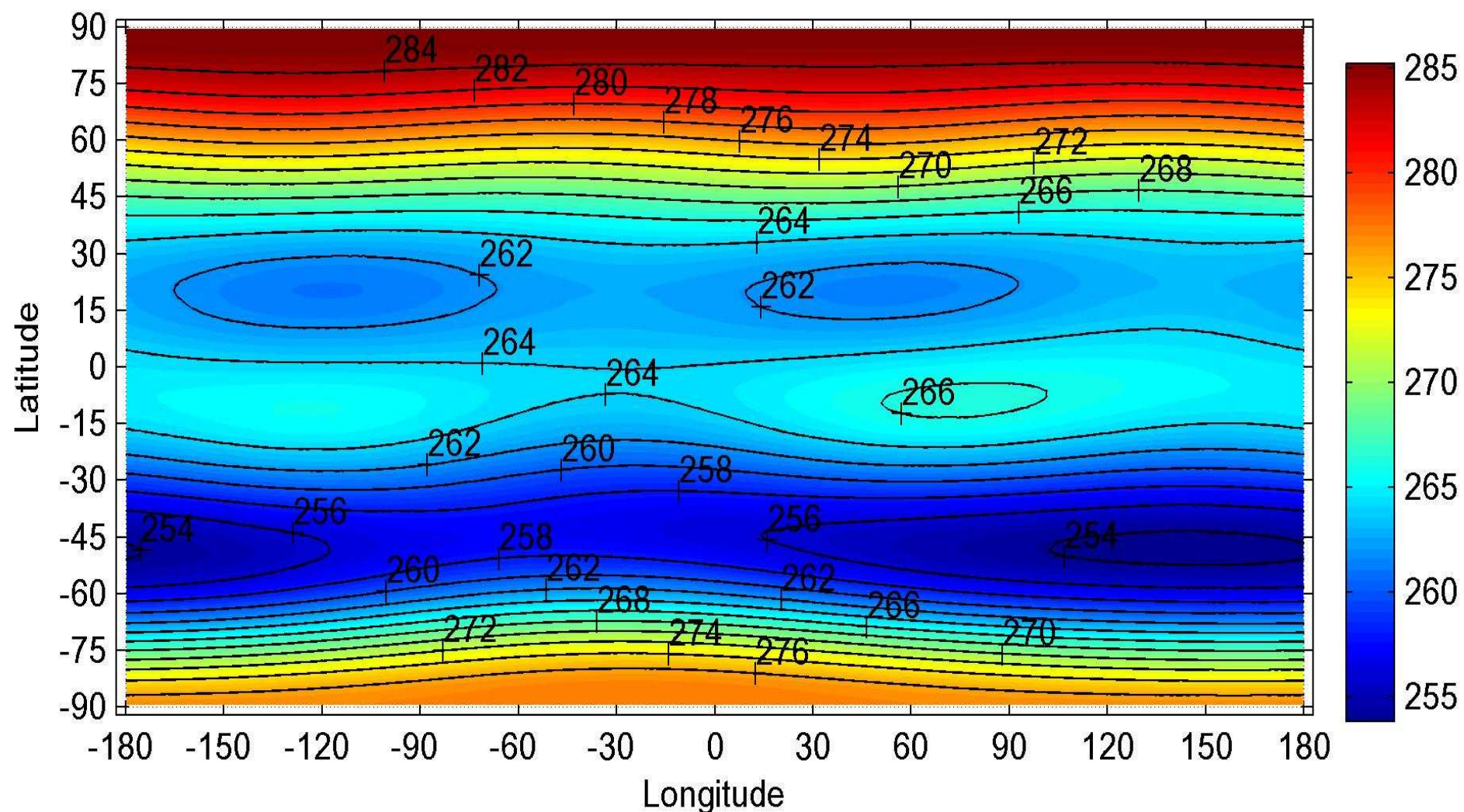
При помощи этого варианта глобальной модели были выполнены численные расчеты установившейся общей циркуляции атмосферы для случая несферической земной поверхности, и проведено их сравнение с аналогичными результатами, полученными в приближении сферической земной поверхности. т.е. проведено

исследование влияния несферичности земли на глобальную циркуляцию атмосферы.

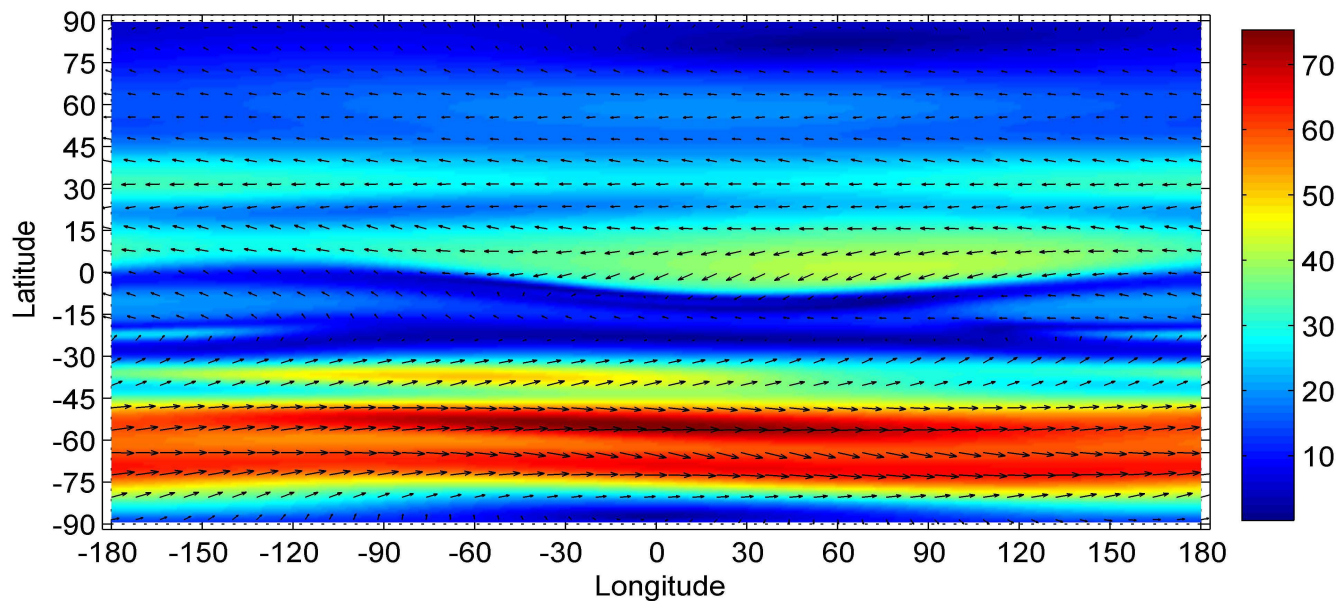
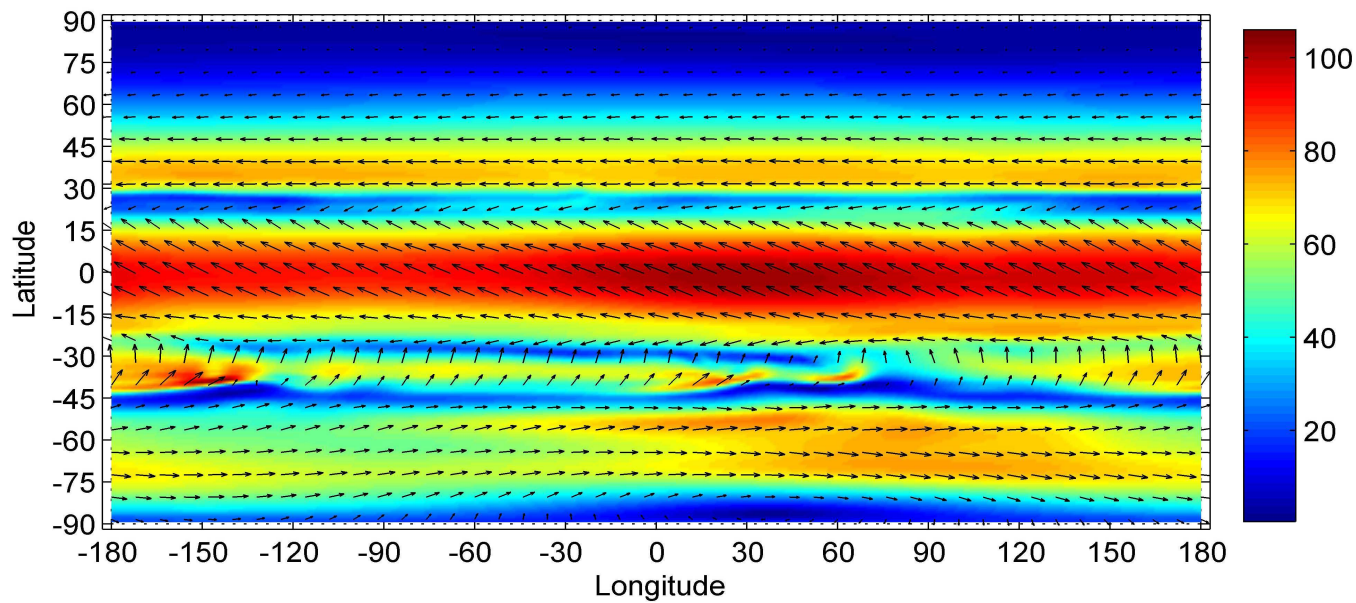
Были рассчитаны установившиеся распределения плотности и скорости воздуха в расчетной области для момента UT=10.30 для 16 июля, когда в северном полушарии было лето, в условиях невысокой солнечной активности ($F_{10.7}=101$) и низкой магнитной активности ($K_p=1$).

При этом неоднородное в горизонтальных направлениях планетарное распределение температуры воздуха задавалось по эмпирической модели NRLMSISE-00 [*Picone et al.*,2002].

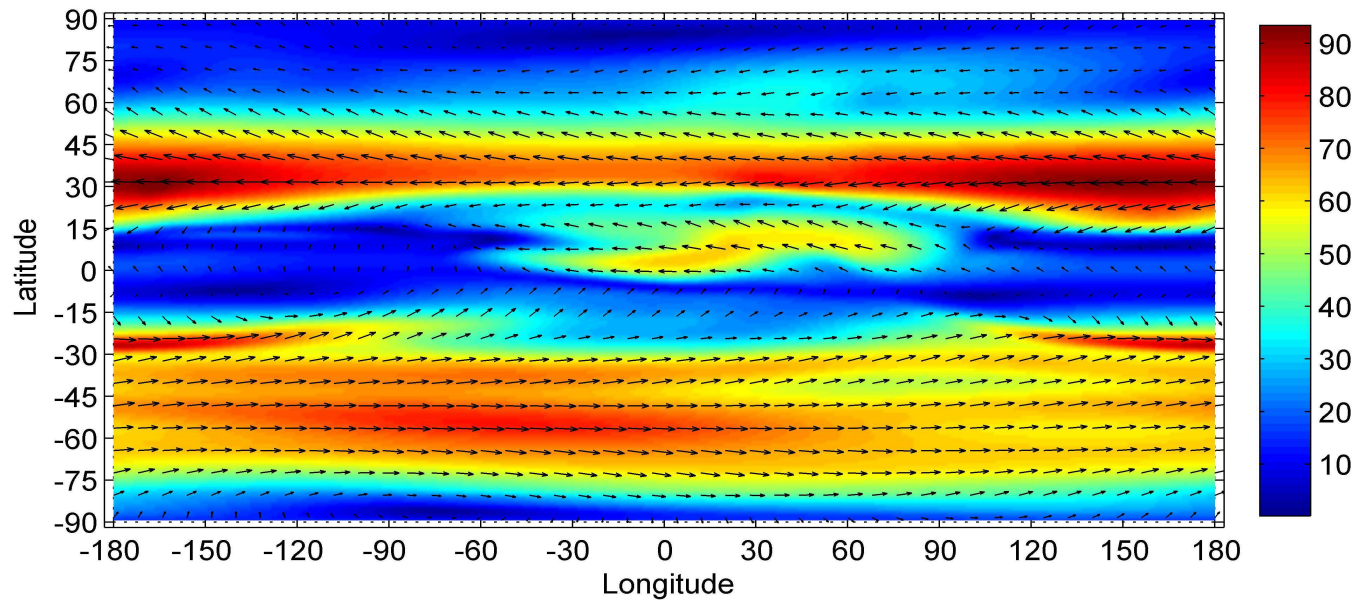
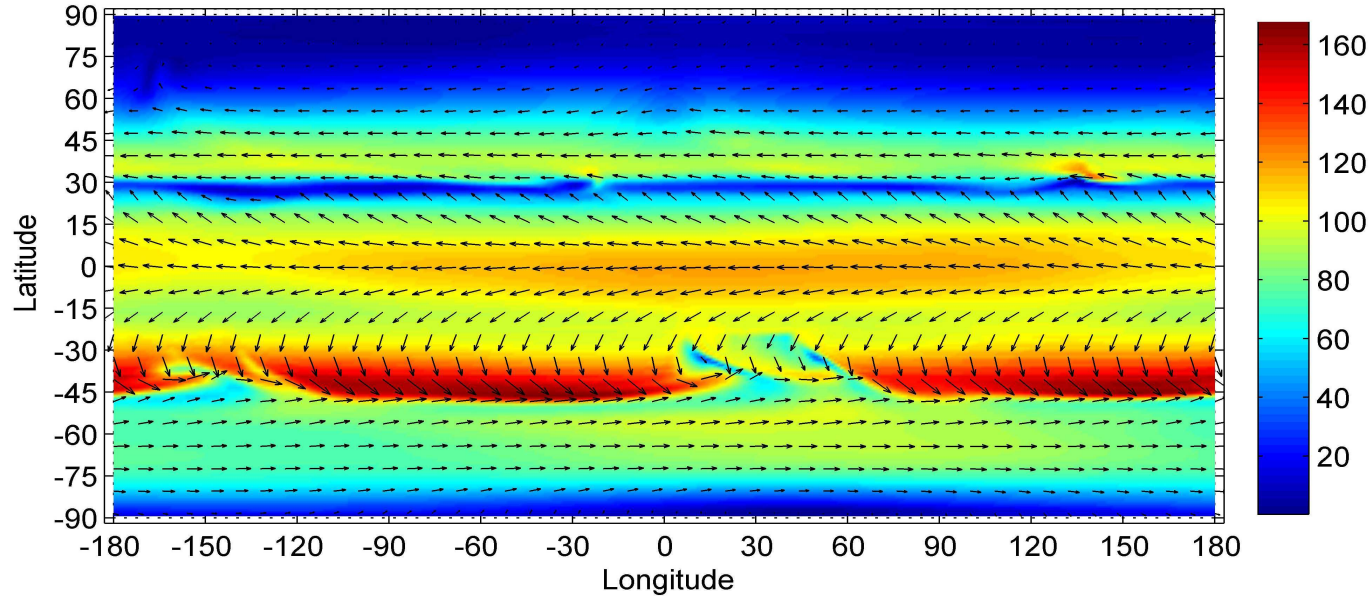
Это распределение температуры, рассчитанное для высоты 50 км, приведено на следующем рисунке, а результаты расчетов – на последующих рисунках.



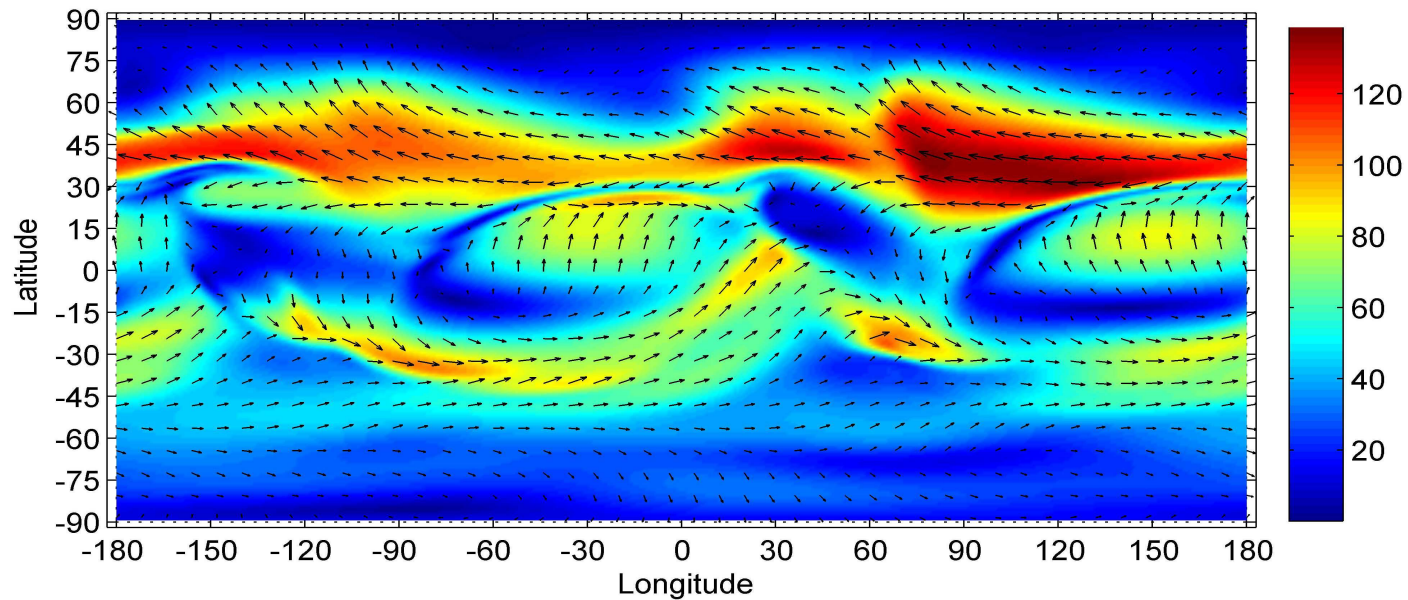
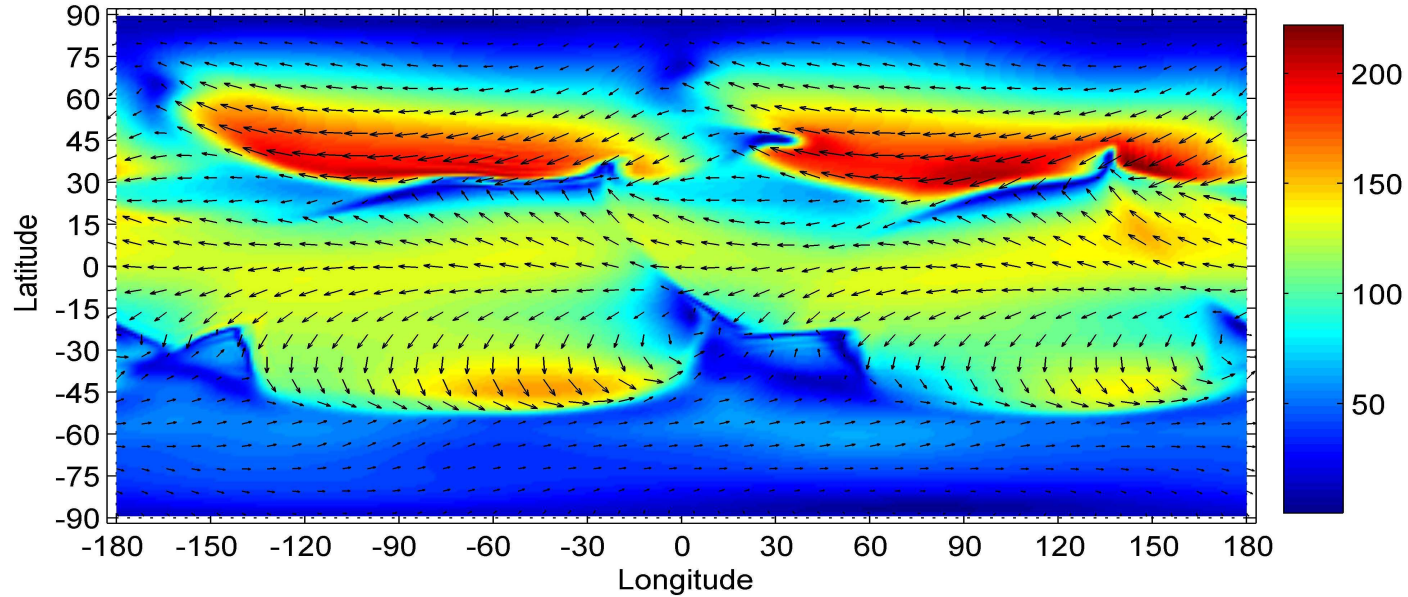
Распределения температуры нейтрального газа (K) на высоте 50 км, рассчитанное по эмпирической модели NRLMSISE-00 для 16 июля UT = 10.30.



The distributions of the vector of the horizontal component of the neutral wind velocity as a function of longitude and latitude at the altitude of 30 km, obtained for spherical (top panel) and non-spherical (bottom panel) forms of the Earth.



The distributions of the vector of the horizontal component of the neutral wind velocity as a function of longitude and latitude at the altitude of 50 km, obtained for spherical (top panel) and non-spherical (bottom panel) forms of the Earth.



The distributions of the vector of the horizontal component of the neutral wind velocity as a function of longitude and latitude at the altitude of 70 km, obtained for spherical (top panel) and non-spherical (bottom panel) forms of the Earth.

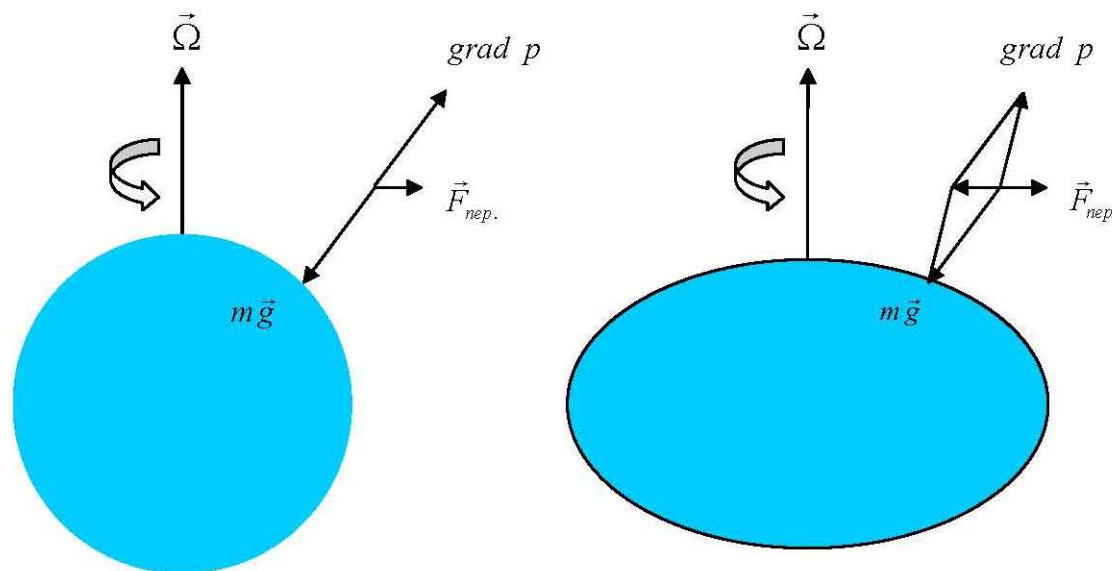
Результаты расчетов показали следующее.

В обоих случаях в северном полушарии формируется циркумполярный антициклон, а в южном полушарии - циркумполярный циклон, аналогичные тем, которые известны из наблюдений.

Однако, при учете несферичности Земли на высотах тропосферы, стратосферы и мезосферы скорость зонального движения в северном циркумполярном вихре оказывается несколько меньшей, а в южном циркумполярном вихре - несколько большей, чем в случае сферической земной поверхности.

Можно сказать, что учет несферичности земной поверхности приводит к появлению на всех широтах обоих полушарий направленной на восток зональной скорости, величина которой может достигать десятков м/с в средних широтах.

Этому факту может быть дано такое качественное объяснение.



Видно, что в случае несферической земной поверхности сумма 2-х сил (силы тяжести и силы давления) будет ненулевой и направленной от экватора в сторону полюса. Она вызовет появление направленной к полюсу скорости, а кориолисова сила породит направленную на восток скорость.

Поэтому при учете несферичности Земли на всех высотах горизонтальная скорость должна получить направленную на восток добавку к скорости.

Кроме того, в случае несферической земной поверхности сумма 2-х сил (силы тяжести и силы давления) будет в точности равна центробежной силе и направлена противоположно ей (в силу построения поверхности сфероида).

Поэтому при горизонтально однородной температуре атмосфера должна находиться в покое, никаких движений не должно быть. А все движения, представленные на предыдущих рисунках, обусловлены горизонтальной неоднородностью температуры в случае несферической земной поверхности.

Скорости этих движений весьма значительны, они превышали 200 м/с на высоте 70 км.

Спасибо за внимание !