



ISSN 1607–2855

Том 7 • № 1 • 2011 С. 42 – 47

УДК 551.510

Изменение температуры верхней атмосферы Земли над ураганами по спутниковым измерениям

Л.В. Козак, С.Г. Пилипенко

Киевский национальный университет имени Тараса Шевченко

В работе проанализировано изменение температуры верхней атмосферы Земли над 6 ураганами, которые имели место в 1993–1994 гг. Для анализа были использованы измерения спутника UARS в диапазоне высот от 80 до 300 км. Полученное увеличение температуры на высотах мезопаузы можно объяснить распространением и затуханием атмосферных гравитационных волн в неизотермической атмосфере с учетом вязкости и теплопроводности. При численном моделировании оказалось, что градиент температуры с высотой — определяющий фактор затухания и распространения волн. От коэффициентов вязкости и теплопроводности амплитуда волн зависит слабо.

ЗМІНА ТЕМПЕРАТУРИ ВЕРХНЬОЇ АТМОСФЕРИ ЗЕМЛІ НАД УРАГАНАМИ ЗА СУПУТНИКОВИМИ ВИМІРЮВАННЯМИ, Козак Л.В., Пилипенко С.Г. — У роботі проаналізовано зміну температури верхньої атмосфери Землі над 6 ураганами, які мали місце в 1993–1994 рр. Для аналізу були використані вимірювання супутника UARS у діапазоні висот від 80 до 300 км. Отримане збільшення температури на висотах мезопаузи можна пояснити поширенням і згасанням атмосферних гравітаційних хвиль у неізотермічній атмосфері з урахуванням в'язкості і теплопровідності. При чисельному моделюванні виявилось, що градієнт температури з висотою — визначальний фактор засання і поширення хвиль. Від коефіцієнтів в'язкості та теплопровідності амплітуда хвиль залежить слабо.

TEMPERATURE CHANGES OF THE EARTH UPPER ATMOSPHERE OVER STORMS FROM SATELLITE MEASUREMENTS, by Kozak L.V., Pylypenko S.G. — In the paper we analyze temperature changes of the earth upper atmosphere over 6 storms, which occurred in 1993–1994 years. The measurements from satellite UARS in altitudinal range from 80 km to 300 km were used. The obtained temperature increasing at the heights of mesopause can be explained by the propagation and dissipation of atmosphere gravity waves in non-isothermal atmosphere with taking into account the viscosity and thermal conductivity. After numerical modeling we found that the temperature gradient along altitude had been the main factor of dissipation and propagation of the waves. At the same time, the amplitude of the waves has low dependence from coefficients of viscosity and thermal conductivity.

Ключевые слова: дистанционные аэрокосмические исследования; гравитационные волны в атмосфере Земли; свойства ураганов.

Key words: remote aerospace sensing; gravitational waves in the Earth's atmosphere; properties of hurricanes.

1. ВВЕДЕНИЕ

Солнечный ветер, взаимодействуя с магнитным полем Земли, формирует в окружающем космосе сложную совокупность физических процессов, которые обуславливают передачу части солнечной энергии в земную атмосферу благодаря диссипации магнитосферных токов, частиц и волн. Это взаимодействие между солнечным ветром, магнитосферой, ионосферой и нейтральной атмосферой вызывает вариации атмосферных параметров, в которых проявляются — 11-летний солнечный цикл, 27-суточные изменения и др. [1, 2]. В последнее время возрос интерес к исследованию состояния верхней атмосферы Земли, поскольку она — связующее звено между Землей и космическим пространством. Этой цели были посвящены спутниковые эксперименты «UARS», «TIMED».

Солнечная активность есть основным, но не единственным фактором, который возмущает состояние околоземной среды. Вместе с солнечной активностью, на состояние верхней атмосферы влияют потоки энергии, которые проникают снизу — от Земли или тропосферы. На сегодняшний день существуют наблюдательные данные о том, что в атмосфере локально проявляются тропосферные явления, антропогенные влияния, а также тектонические процессы [4, 12].

Одним из мощных тропосферных источников энергии есть ураганы. Проблема отождествления возмущений в верхней атмосфере от ураганов на фоне неоднородностей иного происхождения есть актуальной и практически важной. Конечно же для ее решения необходимо не только исследовать атмосферные возмущения, но и хорошо изучить фоновую ситуацию в атмосфере над областями мощных ураганов. Природа тропосферно-ионосферных связей еще недостаточно понятна, поэтому изучение конкретных откликов в атмосфере на мощные ураганы даст возможность разработать адекватные механизмы передачи возмущения из тропосферы в верхнюю атмосферу Земли.

2. АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ НАД УРАГАНАМИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА UARS

2.1. Используемые данные

В данной работе было рассмотрено изменение температуры верхней атмосферы над крупномасштабными погодными образованиями (ураганами). Для исследования были использованы измерения прибора WINDII (Wind Imaging Interferometer), установленного на спутнике UARS [15], за период с декабря 1991 по апрель 1994 года. Высотный профиль температуры (диапазон высот 80–300 км) получали по измерениям ширины доплеровских смещений эмиссионных линий верхней атмосферы в режиме лимбовых наблюдений. Нами анализировались наблюдения над ураганами: Лидия, Кеони, Грег, Фернанда и циклонами №№ 5, 13. Обработка материалов наблюдений проводилась путем исследования отдельных событий. При этом, были отобраны ураганы во время низкого уровня солнечной и геомагнитной активности для того, чтобы по возможности учесть воздействие солнечной и геомагнитной активности.

2.2. Полученные результаты

Результаты исследования представлены на рис. 1, где градиациями серого показано динамику изменения температуры на уровне мезопаузы до, во время и после урагана. Время представлено в сутках от начала года. Анализировались изменения температуры в области высот 80–300 км во время мощнейшей стадии урагана (категории 4 и 5), а также, для этой же области, если позволяло количество наблюдений, до образования урагана, и после его полной диссипации. Поскольку на высотах выше 105 км изменений температуры над областями ураганов не наблюдалось, то на графиках приведен диапазон высот от 80 до 105 км. На рисунках наблюдается повышение температуры над областями урагана на 25–40 К в области мезопаузы.

Поскольку возможным механизмом переноса возмущения снизу вверх являются атмосферно-гравитационные волны (АГВ), то в следующей части работы было проведено численное моделирование распространения атмосферных гравитационных волн, их воздействие на температуру верхней атмосферы Земли и сделано сравнение полученных теоретических и экспериментальных результатов.

3. ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И ЗАТУХАНИЯ АГВ

Спектр гравитационных волн в атмосфере очень широкий. Они могут иметь периоды от нескольких минут до десятка часов.

Распространяясь вверх, в адиабатическом, режиме амплитуда АГВ по мере уменьшения плотности возрастает [3, 6]. При этом, с ростом высоты, условие адиабатичности распространения волны нарушается. Такой эффект чаще всего приводит к диссипации или разрушению волн, в результате которого они опрокидываются и превращаются в систему больших вихрей [4, 5, 9]. Кроме того, в реальной атмосфере распространение АГВ усложняется рефракцией, диссипацией и отражением от земной поверхности. Плотность энергии волн может затухать через геометрическое расхождение, преломление и диссипацию. Диссипация энергии волн обуславливается разными физическими процессами — молекулярная вязкость атмосферы, теплопроводность, ионное торможение, радиационные процессы [11, 14]. При этом, влияние турбулентности на крупномасштабные волновые движения напоминает действие молекулярной вязкости и теплопроводности, и порождает эффективную атмосферную «вихревую» вязкость и теплопроводность, которые на несколько порядков больше соответствующих молекулярных величин [3, 10].

Несмотря на огромное количество работ, до сих пор нет четкой ясности в понимании того, какие механизмы, и на каких высотах преобладают в затухании волн.

При моделировании распространения АГВ в атмосфере был взят за основу метод решения уравнений Навье–Стокса, представленный в работах [7, 8]. Это многослойный метод, который впервые был рассмотрен Майдгли в 1966 г. и Волландом в 1969 г. [13, 16, 17]. В неоднородной атмосфере АГВ теряют энергию или за счет собственного затухания или путем перераспределения энергии с диссипативными процессами (вязкость, теплопроводность и др.). Вычисления Майдгли и Льемона базируются на том, что в нижней атмосфере перераспределение между гравитационными волнами и диссипативными процессами есть настолько малым, что общее поле волн можно представить только гравитационными составляющими. При этом в анализе используется итерационный метод, который базируется на свойстве диссипативных процессов затухать намного быстрее АГВ.

При изучении распространения АГВ электрическим полем пренебрегаем [3, 18].

В данной работе рассматриваются уравнения Навье–Стокса с учетом диссипативных процессов. При этом атмосфера представляется в виде однородных слоев в которых температура (T_0), масса (M), адиабатическая постоянная (γ), ускорение свободного падения (g), отношение коэффициента вязкости к плотности (μ/ρ_0), и отношение коэффициента теплопроводности к плотности (λ/ρ_0) являются постоянными. Исходной для расчетов есть линеаризованная относительно невозмущенного фонового состояния система уравнений:

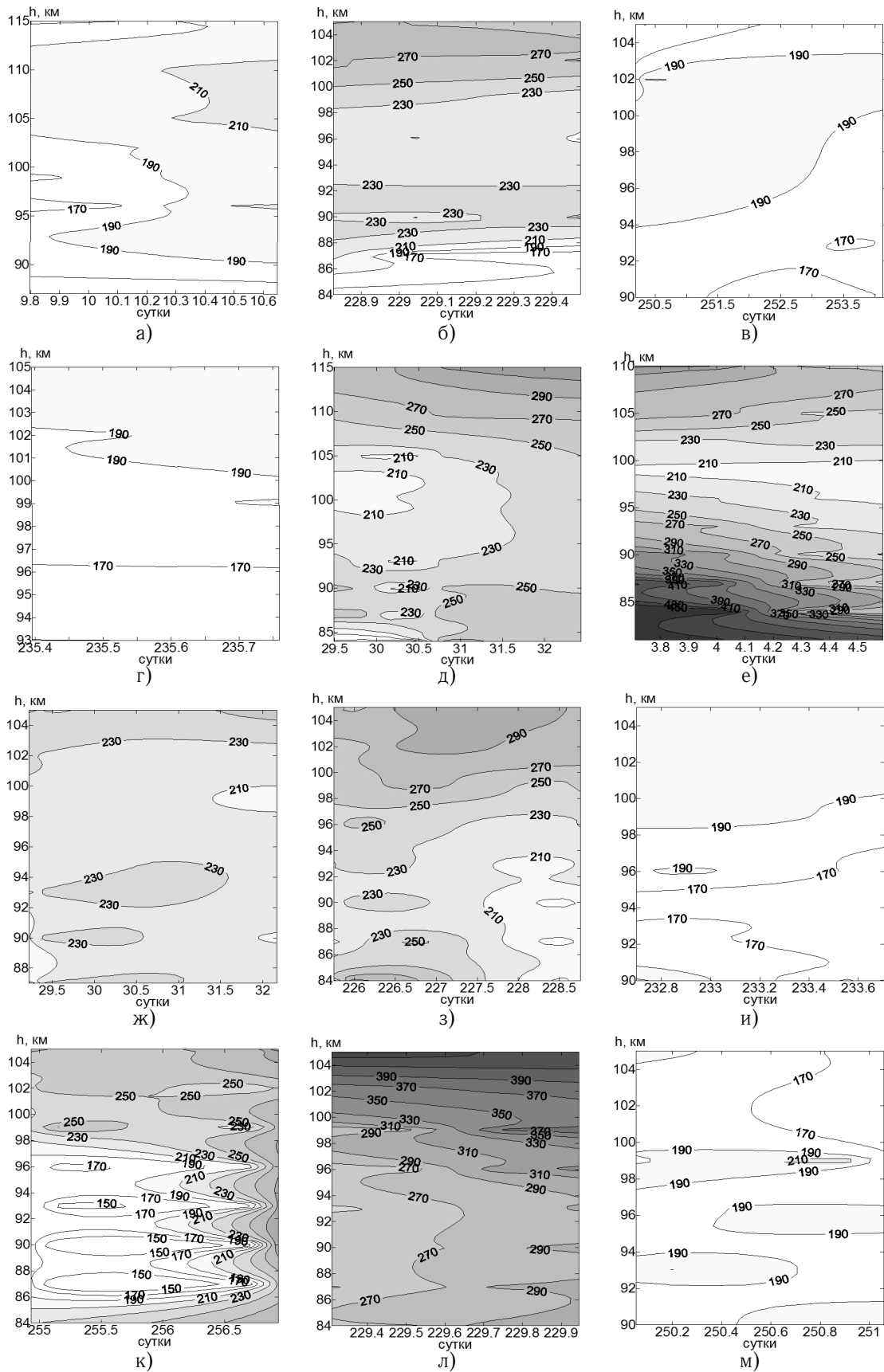


Рис. 1. Значение температуры на разных высотах: а, б — до и во время циклона 13; в, г — во время и после циклона 5; д, е — во время и после урагана Фернанда; ж, з — до и во время урагана Лидия; и, к — во время и после урагана Грег; л, м — во время и после урагана Кеони.

$$\begin{cases} \rho_0 \frac{\partial u'_i}{\partial t} = -\frac{\partial p'}{\partial x_i} + \rho' g_i + \frac{\partial}{\partial x_i} \left[\mu \cdot \left(\frac{\partial u'_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u'_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \delta_{ij} \nabla \cdot \vec{u}' \right) \right] - \sigma_p B^2 \cdot [u'_i - \hat{b}_i (\vec{u}' \cdot \hat{b})], \\ \frac{\partial \rho'}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_0 \vec{u}') = 0, \\ \frac{\rho_0 R}{(\gamma-1)M} \frac{\partial T'}{\partial t} = \nabla \cdot (\lambda \nabla T') - \rho_0 \nabla \cdot \vec{u}', \end{cases} \quad (1)$$

где u' , p' , ρ' — возмущения скорости, давления и плотности, вызванные прохождением волны, σ_p — проводимость, R — универсальная газовая постоянная, B — индукция магнитного поля, а $\hat{b}(b_1, b_2, b_3)$ — единичный вектор индукции магнитного поля. Кроме того $p' = \frac{\rho' R T_0}{M} + \frac{\rho_0 R T'}{M}$.

Решение ищем в виде плоской волны:

$$\frac{p'}{A_p} = \frac{T'}{A_T} = \frac{u'_z}{A_z} = \frac{u'_x}{A_x} \propto \exp[i\omega t - ik_x x - ik_z z + z/2H]. \quad (2)$$

При этом A_p , A_T , A_z и A_x — это коэффициенты пропорциональности, а комплексный горизонтальный волновой вектор k_x и действительная частота ω постоянны вдоль всей атмосферы. Комплексное же вертикальное волновое число k_z изменяется от слоя к слою. При расчетах считаем, что магнитное поле имеет составляющую как по оси z , так и по оси x , т.е. ($\sigma_p \neq 0$). Решение в виде (2) упрощает дифференциальные уравнения (1) к системе алгебраических уравнений:

$$\begin{pmatrix} 1 & k-i\alpha & -1 & 1 \\ 1 & k & 0 & -\frac{1}{\gamma-1} + \nu R \\ 4\eta - \beta - 3i\eta\alpha k + 3\eta k^2 + i\sigma\beta(1-b_1^2) & \eta k - 3i\eta\alpha & 1 & 0 \\ 2i\eta\alpha + \eta k & -\beta - 4i\eta\alpha k + 4\eta k^2 + 3\eta + i\sigma\beta(1-b_3^2) & k & -i\alpha \end{pmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \frac{k_x u'_x}{\omega} \\ \frac{k_z u'_z}{\omega} \\ \frac{p'}{\omega} \\ \frac{T'}{T_0} \end{bmatrix} = 0$$

где использованы следующие безразмерные параметры: $k = \frac{k_z + i/2H}{k_x}$, $R = k^2 - i\alpha k + 1$, $\alpha = 1/k_x H$, $\beta = \omega^2/gk_x^2 H$, $\eta = i\omega\mu/3\rho_0$, $\nu = i\lambda T_0 k_x^2/\omega\rho_0$, $\sigma = \sigma_p B^2/\rho_0\omega$. Коэффициент вязкости μ и коэффициент теплопроводности λ задаются через концентрацию основных параметров атмосферы и пропорциональны температуре $T^{1/2}$, а волны в сопредельных слоях связывают неразрывностью между слоями вертикальной скорости и вертикального потока импульса. Тогда параметры A_z , A_x , A_p и A_T определяются формулами:

$$\begin{aligned} A_z &= b_1 \frac{\omega}{k_x} \left[(1+\eta)k - 2i\eta\alpha + \frac{k-i\alpha}{1/(\gamma-1) - \nu R} \right] - b_3 \frac{\omega}{k_x} \left[1 + \eta - \beta + 3\eta R + \frac{1}{1/(\gamma-1) - \nu R} + i\sigma\beta(1-b_1^2) \right], \\ A_x &= b_3 \frac{\omega}{k_x} \left[(1+\eta)k - i\alpha(1+3\eta) + \frac{k}{1/(\gamma-1) - \nu R} \right] - \\ &\quad - b_1 \frac{\omega}{k_x} \left[(1+4\eta)R - \eta - \beta - 1 + \frac{R-1}{1/(\gamma-1) - \nu R} + i\sigma\beta(1-b_3^2) \right], \\ A_T &= \frac{T_0 k_x}{\omega} \left[\frac{A_x + k A_z}{1/(\gamma-1) - \nu R} \right], \quad A_p = \frac{\rho_0 k_x}{\omega} [A_x + A_z(k-i\alpha)] + \rho_0 \frac{A_T}{T_0}, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\text{и } b_1 = \frac{B_x}{B}, \quad b_3 = \frac{B_z}{B}.$$

Эти соотношения показывают, что если величины u'_x , u'_z , p' и T' удовлетворяют (2), то они также удовлетворяют уравнениям Навье–Стокса.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ И АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для моделирования распространения АГВ использовались профили температуры и концентраций основных составляющих нейтральной атмосферы, взятые из модели нейтральной атмосферы MSIS 90. Модельные значения температуры атмосферы для проанализированных событий показаны на рис. 2.

При расчете коэффициентов, которые входят в соотношение (3), было взято значение горизонтальной составляющей волнового вектора — $k_x = 0.1 \text{ м}^{-1}$ (при уменьшении значения k_x уменьшится амплитуда колебаний, а основные закономерности не изменятся).

Используя данные представленные на рис. 2 и соотношения (3) получено изменение с высотой амплитуды вертикальной составляющей скорости для АГВ с периодом 65 минут (рис. 3–4).

Из графиков хорошо прослеживается, что при выбранных параметрах моделирования волны распространяются до высот 120 км, а максимальное значение их амплитуды отвечает диапазону высот от 90 до 100 км.

Возмущения температуры в результате распространения АГВ накладываются на общий ход температурных изменений (рис. 2). Непосредственные отклонения температуры, вызванные прохождением АГВ (параметры которой описано выше) имеют амплитуду порядка 10–25 К и приведены на рис. 5.

Поскольку оказалось, что в результате модельных расчетов АГВ затухают к высотам 120 км, то изменение магнитного поля с высотой можно не учитывать.

5. ВЫВОДЫ

В ходе выполнения работы было рассмотрено значение температуры верхней атмосферы Земли над мощными погодными образованиями (ураганами категории 4 и 5). Из анализа шести событий получено увеличение температуры (~40 К) на высотах 80–105 км. Данное увеличение температуры можно объяснить распространением и затуханием АГВ. Так при численном моделировании распространения АГВ в неізотермической, стратифицированной по плотности и по концентрации основных составляющих атмосфере с учетом вязкости и теплопроводности при выбранных параметрах можно выделить следующее:

- высота максимальной амплитуды АГВ, после которой идет затухание волн, главным образом зависит от изменения температуры с высотой;
- максимальная амплитуда АГВ отвечает наиболее низкому уровню мезопаузы;
- затухание волн наблюдается выше 100 км от поверхности Земли;

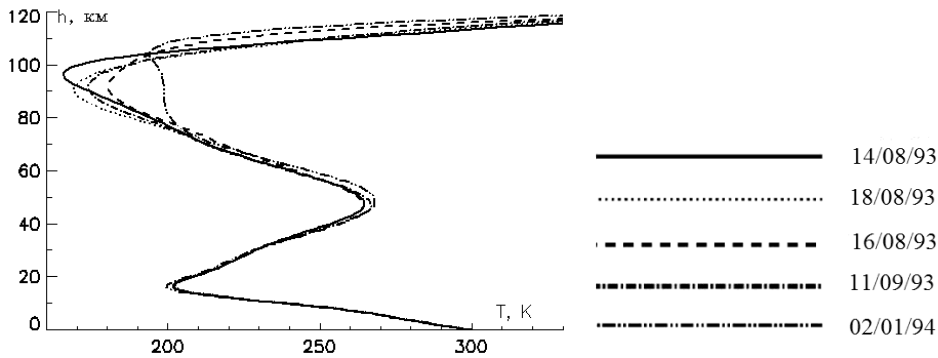


Рис. 2. Значения температуры атмосферы Земли для проанализированных ураганов, рассчитанные по модели MSIS 90

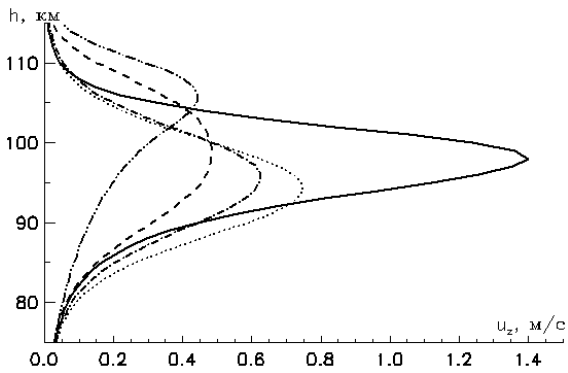


Рис. 3. Изменение с высотой амплитуды вертикальной составляющей скорости для АГВ с периодом 65 минут. Обозначения аналогичны обозначениям на рис. 2

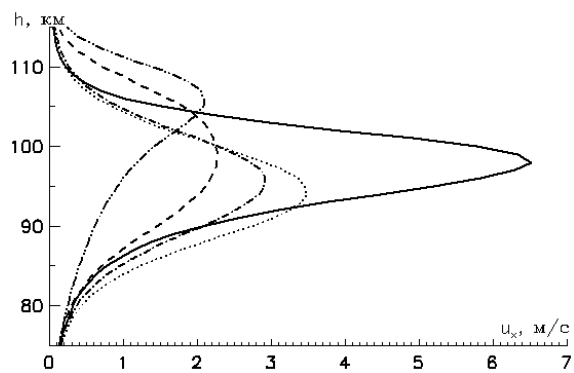


Рис. 4. Изменение с высотой амплитуды горизонтальной составляющей скорости для АГВ с периодом 65 минут. Обозначения аналогичны обозначениям на рис. 2

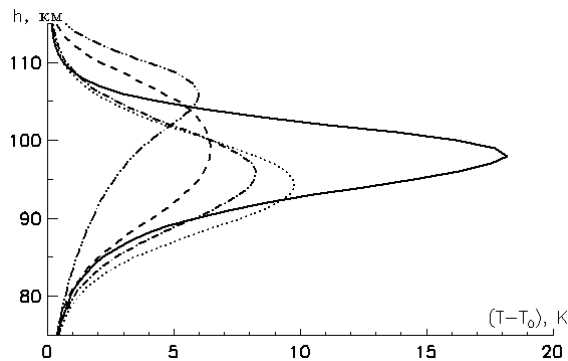


Рис. 5. Непосредственные изменения амплитуды колебаний температуры от ураганов при распространении АГВ с периодом $T = 65$ мин. Обозначения аналогичны обозначениям на рис. 2

- от коэффициентов вязкости и теплопроводности зависит амплитуда АГВ и слабо зависит высота диссипации;
- относительные вариации температуры на высотах мезопаузы в результате распространения АГВ, при выбранных параметрах, составляют 10–25 К.

В результате проведенного анализа можно сделать вывод, что достигая мезосферы, АГВ разрушаются, и это приводит к локальному нагреванию и движению воздуха. Нагретые области, в свою очередь, могут генерировать вторичные АГВ, которые распространяются вверх и вниз из области мезосферы.

Благодарности: Авторы высказывают искреннюю благодарность Ивченко В.Н. за полезные обсуждения изложенных в работе результатов. Работа выполнена при частичной поддержке Международного института космических исследований, Берн, Швейцария (ISSI-team 132) и совместного российско-украинского гранта ДФФД-РФФИ Ф №40.2/053.

1. Антонова Л.А., Иванов-Холодный Г.С. Солнечная активность и ионосфера. — М.: Наука, 1989. — 168 с.
2. Брюнелли Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. — М.: Наука, 1988. — 528 с.
3. Госсард Э., Хук У. Волны в атмосфере. — М.: Мир, 1975. — 532 с.
4. Григорьев Г.И. Акустико-гравитационные волны в атмосфере Земли (обзор) // Изв. ВУЗов Радиофизика. — 1999. — **42**, № 1. — С. 3–25.
5. Козак Л.В. Зміна турбулентних процесів у нижній термосфері при проходженні внутрішніх гравітаційних хвиль // Космічна наука і технологія. — 2002. — **8**, № 5/6. — Р. 86–90.
6. Хайнс К.О. Термосферная циркуляция. — М.: Мир, 1975. — 428 с.
7. Francis S.H. Global propagation of atmospheric gravity waves: a review // J. Atmos. Terr. Phys. — 1975. — **37**. — P. 1011–1054.
8. Francis S.H. Acoustic-Gravity Modes and Large-Scale Traveling Ionospheric Disturbances of a Realistic, Dissipative Atmosphere // J. Geophys. Res. — 1973. — **78**. — P. 2278–2301.
9. Hocking W.K. Turbulence in the altitude region 80–120 km // Advance in Space Research. — 1990. — **10**, № 12. — P. 153–161.
10. Hodges R.R.Jr. Eddy diffusion coefficients due to instabilities in internal gravity waves // J. Geophys. Res. — 1969. — **74**. — P. 4087–4090.
11. Imamura T., Ogawa T. Radiative damping of gravity waves in the terrestrial planetary atmospheres // Geophys. Res. Lett. — 1995. — **22**, № 3. — P. 267–270.
12. Kozak L.V., Dzubenko M.I., Ivchenko V.M. Temperature and thermosphere dynamics behavior analysis over earthquake epicentres from satellite measurements // Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C. — 2004. — **29**, № 4–9. — P. 507–515.
13. Midgley J.E., Liemohn H.B. Gravity waves in a realistic atmosphere // J. Geophys. Res. — 1966. — **71**. — P. 3729–3730.
14. Pitteway M., Hines C. The viscous damping of atmospheric gravity waves // Can. J. Phys. — 1963. — **41**. — P. 1935–1948.
15. Reber C.A., Trevathan C.E., McNeal R.J., Luther M.R. The Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) Mission // J. Geophys. Res. — 1993. — **98**, D6. — P. 10643–10647.
16. Volland H. The upper atmosphere as a multiply refractive medium for neutral air motions // J. Atmos. Terr. Phys. — 1969. — **31**. — P. 491–530.
17. Volland H. Full wave calculations of gravity wave propagation through the thermosphere // J. Geophys. Res. — 1969. — **74**. — P. 1786–1823.
18. Zhang S.D., Yi F. A numerical study of propagation characteristics of gravity wave packets propagating in a dissipative atmosphere // J. Geophys. Res. — 2002. — **107**, D14. — P. 1–9.

Поступила в редакцию 1.08.2011