

УДК 551.596.1

ВАРИАЦИИ ХАРАКТЕРИСТИК АКУСТИКО-ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЛН ПО ДАННЫМ МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2013 г. Н. П. Первалова¹, А. С. Полякова¹, А. И. Погорельцев²

¹Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск

²Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

e-mail: pereval@iszf.irk.ru

Поступила в редакцию 07.06.2011 г.

После доработки 14.12.2011 г.

С использованием численной модели для расчета вертикальной структуры акустико-гравитационных волн (АГВ) в неизотермической атмосфере при наличии зависящего от высоты фонового ветра и учета молекулярной диссипации исследованы характеристики АГВ различных масштабов (длины волн 100–1200 км, периоды 10–50 мин) в различных геофизических условиях. Установлено, что все рассматривавшиеся АГВ эффективно достигают высот термосферы. Характер высотного профиля амплитуды зависит от масштабов АГВ. Сезонные и широтные различия высотной структуры АГВ обусловлены фоновым ветром и температурой. Сильный ветер в термосфере вызывает быстрое затухание среднемасштабных АГВ, распространяющихся по ветру. Волны с большими периодами менее подвержены диссипации в термосфере и могут проникать на большие высоты. Изменение уровня геомагнитной активности влияет на высотное распределение фонового ветра в высоких широтах, что приводит к изменению высотной структуры АГВ.

DOI: 10.7868/S0016794013030164

1. ВВЕДЕНИЕ

В последнее время большое внимание уделяется исследованиям воздействия тропосферных возмущений на параметры ионосферы. Среди источников таких возмущений выделяют землетрясения, тропические циклоны, атмосферные фронты и т.п. Одним из основных механизмов передачи энергии возмущения от тропосферы на ионосферные высоты считаются акустико-гравитационные волны (АГВ). В связи с этим представляет интерес исследование высоты проникновения АГВ, сгенерированных приземными источниками, а также характеристик (период, длина волны, фазовая скорость), которыми должны обладать АГВ для того, чтобы вызывать заметные возмущения ионосферных параметров.

Важную роль в формировании вертикальной структуры АГВ играют фоновый ветер, а также процессы молекулярной вязкости и теплопроводности [Госсард и Хук, 1978; Гаврилов, 1985; Бидлингмайер и др., 1990; Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995; Ахмедов и Куницын, 2004; Куницын и др., 2007]. Учет фонового ветра при построении численных моделей АГВ не вызывает особых затруднений [Гаврилов, 1985; Погорельцев и Перцев, 1995; Ахмедов и Куницын, 2004; Куницын и др., 2007]. В то же время учет в уравнениях гидротермодинамики слагаемых, описывающих диссипацию за счет вязкости и теплопроводности, представляет собой непро-

стую задачу, связанную со сложностью численных реализаций. В связи с этим при численном моделировании генерации и распространения АГВ вязкость и теплопроводность либо не учитываются [Гаврилов, 1985], либо для описания указанных эффектов применяются различные параметризации. Наиболее часто используется представление молекулярной и турбулентной вязкости в форме силы трения Релея $\mathbf{F} = -\alpha \mathbf{v}$ (\mathbf{v} – скорость движения частиц, α – динамическая вязкость [Ландау и Лифшиц, 1978]), а диссипативный член для теплопроводности записывают в виде $Q = k \Delta T$ (T – температура, k – коэффициент теплопроводности воздуха) [Ивановский и Семеновский, 1973; Ахмедов и Куницын, 2004; Куницын и др., 2007]. В публикациях [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995] разработана численная модель для расчета вертикальной структуры АГВ в неизотермической, стратифицированной по плотности атмосфере при наличии зависящего от высоты фонового ветра и учета молекулярной диссипации, обусловленной вязкостью и теплопроводностью. Преимуществом модели является учет диссипативных слагаемых в явном виде без использования параметризаций, что позволяет получить более реальное представление о структуре АГВ на различных высотах. Целью настоящей работы являлось изучение характеристик АГВ различных масштабов в зависимости от сезона, широты, уровня геомагнитной

активности и параметров источника на основе указанной модели.

2. МОДЕЛЬ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ АГВ

Основу численной модели вертикальной структуры АГВ [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995] составляет система уравнений гидродинамики (уравнения движения, непрерывности, сохранения энергии, состояния идеального газа), в которой учтены все члены, описывающие вязкую диссипацию и молекулярную теплопроводность. Исходная система линеаризуется относительно невозмущенного фонового состояния (безветренная, неизотермическая атмосфера). Возмущения гидродинамических параметров (давления p' , температуры T' , зональной u' и меридиональной w' скорости ветра) представляются в виде плоских монохроматических волн, распространяющихся вдоль оси x :

$$\frac{p'}{P(\xi)p_0} = \frac{T'}{T(\xi)T_0} = \frac{u'}{U(\xi)(g/\omega)} = \frac{w'}{W(\xi)(g/\omega)} = \exp(ik_x x - i\omega t), \quad (1)$$

где p_0 , T_0 – фоновые давление и температура; $P(\xi)$, $T(\xi)$, $U(\xi)$, $W(\xi)$ – комплексные безразмерные амплитуды возмущений давления, температуры, зональной и меридиональной скорости ветра соответственно; ω , k_x – частота и горизонтальная проекция волнового вектора АГВ; g – ускорение свободного падения; $\xi = \int_0^z dz'/H_0(z')$ – безразмерная высота; $H_0 = RT_0/Mg$ – высота однородной атмосферы; R – универсальная газовая постоянная; M – молекулярный вес воздуха. Для фоновых характеристик атмосферы используются уравнения гидростатики и состояния: $p_0(\xi) = p_0(0)\exp(-\xi)$; $p_0 = RT_0\rho_0/M$. Коэффициенты молекулярной теплопроводности и сдвиговой вязкости задаются следующим образом [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992]: $k = k_0 T_0^{2/3}/M$; $\mu_1 = 4k/[(9\gamma - 5)c_v]$, где $\gamma = c_p/c_v$; величины T_0 и M выражены в Кельвинах и атомных единицах соответственно; $k_0 = 0.015$ Дж/(К · м · с) – константа, полученная эмпирически. Расчеты проводятся для неизотермической атмосферы с учетом изменения M и γ с высотой. Приземная плотность $\rho_0(z=0)$, а также профиль фоновой температуры $T_0(z)$ до высоты 100 км рассчитываются по модели [Fleming et al., 1988]. M и γ до высоты 100 км считаются постоянными: $M = 28.9$, $\gamma = 1.4$. Выше 100 км высотные профили $T_0(z)$, $M(z)$, $\gamma(z)$ рассчитываются по модели MSIS-90 [Hedin, 1991]. Для получения профиля фонового ветра в нижней и средней атмосфере используется эмпи-

рическая модель [Fleming et al., 1988], в термосфере – модель [Hedin et al., 1991].

Источник, модулирующий возбуждение АГВ, входит в уравнение движения для горизонтальной компоненты скорости ветра и задает возмущение импульса, которое затем передается на все гидродинамические параметры. Выражение для источника имеет вид

$$f' = ig\rho_0 F_0 \exp[-(z - z_i)^2/\Delta z^2] \exp(ik_x x - i\omega t), \quad (2)$$

где F_0 , $2\Delta z$, z_i – амплитуда, вертикальная протяженность, высота расположения источника.

Для численного решения полученной системы уравнений в работах [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995] предложен модифицированный метод прогонки, который позволяет избежать трудностей, связанных с малостью коэффициентов при старших производных на высотах, где диссипация становится пренебрежимо малой. Метод базируется на том факте, что при уменьшении высоты диссипативное решение переходит в классическое для волн без диссипации. Критерием разделения областей с различными решениями выбран параметр $\varepsilon = \mu_1/[\omega\rho_0 H_0^2]$. В нижней атмосфере, где молекулярной диссипацией можно пренебречь, $\varepsilon \ll 1$ (классическая область); в верхней атмосфере, где диссипативные процессы играют определяющую роль, $\varepsilon \gg 1$ (диссипативная область). В процессе вычислений в каждой области строится свое решение, на границах областей производится стыковка полученных решений. Граница, разделяющая классическую и диссипативную области, находится на высотах 80–100 км.

В результате расчетов модель выдает высотные профили амплитуды и фазы для каждой из комплексных величин $P(z)$, $T(z)$, $U(z)$, $W(z)$, характеризующих волновые возмущения гидродинамических параметров с заданной частотой и горизонтальной длиной волны.

3. ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА УСТАНОВИВШИХСЯ АГВ

С целью изучения структуры АГВ в термосфере с помощью модели [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995] были рассчитаны высотные профили амплитуды и фазы колебаний гидродинамических параметров атмосферы с учетом фонового ветра, температуры, молекулярной теплопроводности и вязкости. Расчеты выполнены для 15-го числа каждого месяца 2005 г. на долготе 270° Е в UT = 01:00 (19:00 LT).

При проведении тестовых расчетов для апробации модели в работах [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995] амплитуда источника F_0 выбиралась произвольной,

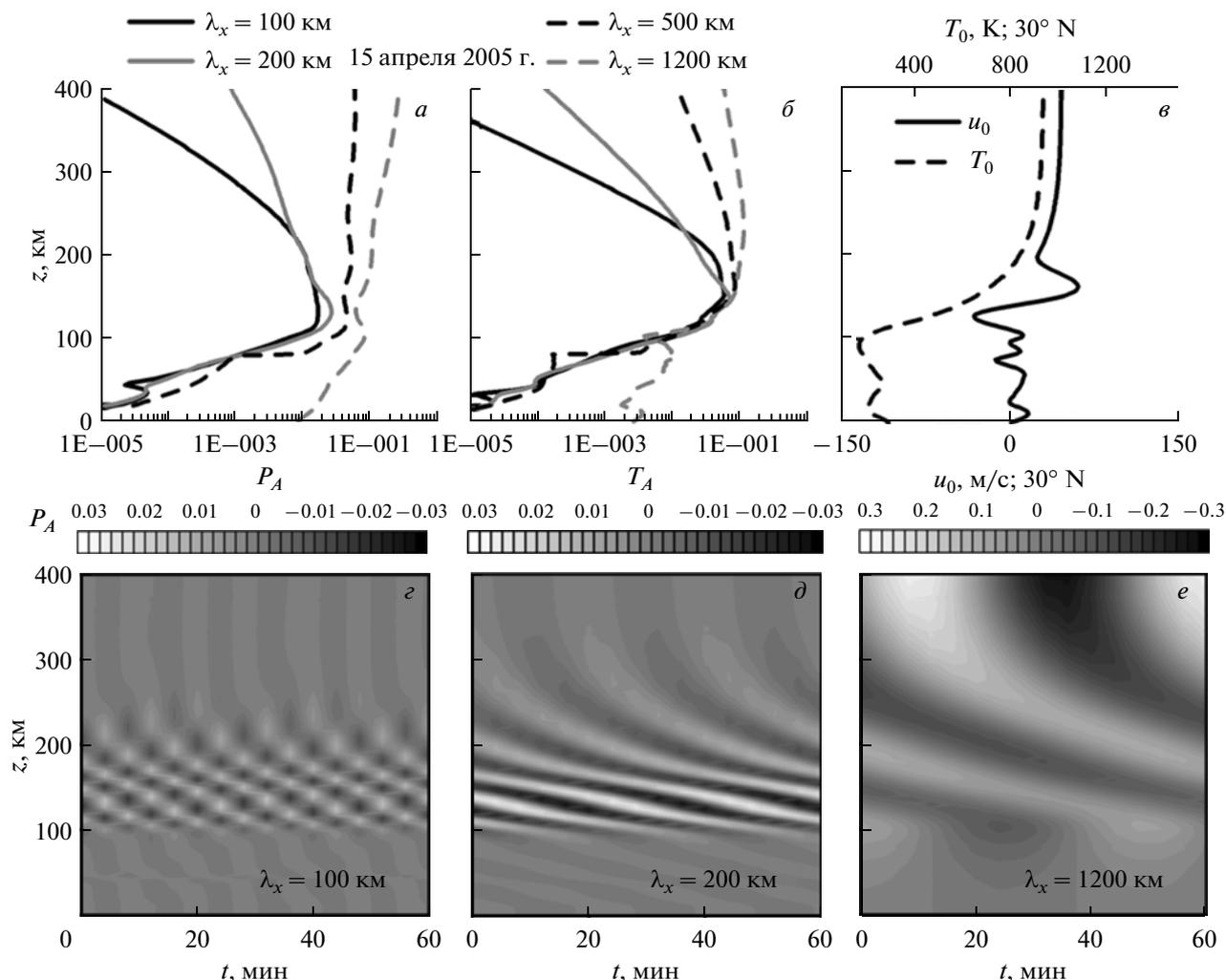


Рис. 1. Высотные профили на широте 30°N для 15 апреля 2005 г.: амплитуды АГВ с длинами волн 100, 200, 500, 1200 км в вариациях давления (а) и температуры (б); скорости u_0 фонового зонального ветра и фоновой температуры T_0 (в). Положительный зональный ветер направлен на восток. Высотно-временные возмущения атмосферного давления для АГВ с длинами волн 100 км (г), 200 км (д), 1200 км (е).

а результаты расчетов нормировались таким образом, чтобы вертикальный поток волнового действия на высоте 100 км составлял $5 \times 10^{-5} \text{ Дж}/(\text{м}^2\text{с})$. Поток волнового действия определен так, чтобы его размерность совпадала с размерностью потока энергии: $S = F/\tilde{\omega}$, где F – поток энергии; $\tilde{\omega} = (\omega - k_x u_0)/\omega$ – безразмерная частота; u_0 – скорость фонового зонального ветра. Результаты, описанные в настоящем разделе, получены с использованием указанного режима. Нами были выбраны следующие параметры источника: $z_i = 10 \text{ км}$, $\Delta z = 4 \text{ км}$, $F_0 = 10^{-4}$.

3.1. Высоты проникновения АГВ различных масштабов

Прежде всего была проанализирована зависимость высоты, до которой распространяется АГВ,

от ее масштабов (горизонтальной длины волны λ_x , периода τ). С этой целью были рассчитаны вертикальные профили четырех АГВ, имевших следующие характеристики: длина волны $\lambda_x = 100 \text{ км}$, период $\tau \approx 10 \text{ мин}$; $\lambda_x = 200 \text{ км}$, $\tau \approx 20 \text{ мин}$; $\lambda_x = 500 \text{ км}$, $\tau \approx 30 \text{ мин}$; $\lambda_x = 1200 \text{ км}$, $\tau \approx 50 \text{ мин}$. Параметры АГВ выбраны на основе экспериментальных данных о средних характеристиках перемежающихся ионосферных возмущений (ПИВ). Считается, что ПИВ являются ионосферным проявлением АГВ. Расчеты выполнены для 15 апреля 2005 г. на широте 30°N . Предполагалось, что АГВ распространяются на восток (горизонтальная фазовая скорость $V_x > 0$). Рассчитанные профили амплитуды волновых возмущений с указанными характеристиками в вариациях давления и температуры показаны на рис. 1а–б. На рисунке 1в приведены профили скорости u_0 фонового вет-

ра и фоновой температуры T_0 для 15 апреля 2005 г. На панелях (e–e) рис. 1 представлены распределения возмущений давления относительно фонового уровня, вызванные волнами с $\lambda_x = 100; 200; 1200$ км. Возмущения давления в соответствии с выражением (1) имеют вид: $p'(t, z)/p_0 = P_A(z)\cos[\omega t - P_\varphi(z)]$, где p'/p_0 – величина отклонений давления от невозмущенного уровня; ω , P_A , P_φ – частота, амплитуда, фаза АГВ.

Как видно из рис. 1a, амплитуды волн с $\lambda_x = 100; 200$ км имеют максимум на высоте ~ 120 км. Выше 120 км указанные волны начинают затухать и практически исчезают на высотах 380–400 км. Отклонения давления от фонового уровня, вызванные этими АГВ на высотах термосферы, не превышают 3%. Амплитуда крупномасштабных волн ($\lambda_x = 500; 1200$ км) также растет до высоты ~ 120 км, однако выше этого уровня данные волны не разрушаются с увеличением высоты. АГВ крупных масштабов могут вызывать возмущения поля давления на высотах термосферы, достигающие 10%. Характер высотных зависимостей амплитуды волновых возмущений температуры с $\lambda_x = 100; 200$ км (рис. 1б) в целом аналогичен профилю амплитуды возмущений давления. Но максимальные амплитуды в температуре несколько выше, чем в давлении, и составляют 5–6%. Максимум температуры достигается на большей высоте (~ 150 км). Крупномасштабные возмущения температуры ($\lambda_x = 500; 1200$ км), в отличие от возмущений давления, затухают в термосфере (хотя и достаточно медленно) и имеют близкие к коротковолновым АГВ значения максимальной амплитуды.

Таким образом, сравнение модельных профилей АГВ показало, что волны с большими периодами и длинами волн имеют большую амплитуду, менее подвержены диссипации и могут проникать на большие высоты. Ниже 50–70 км рассчитанные амплитуды АГВ незначительны. В области высот 70–130 км наблюдается быстрый рост амплитуды. Дальнейшее поведение амплитуды зависит от масштабов АГВ: мелкомасштабные волны имеют максимум амплитуды на высотах 120–130 км, амплитуда крупномасштабных АГВ в интервале 130–400 км мало меняется с высотой. Полученные результаты согласуются как с выводами работ [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995], так и с результатами модельных расчетов [Гаврилов и Юдин, 1986; Ахмедов и Куницын, 2004; Куницын и др., 2007]. В статье [Гаврилов и Юдин, 1986] показано, что ВГВ с горизонтальной фазовой скоростью 150 м/с имеют максимум амплитуды на высоте 125 км. При этом в области максимума получены значения амплитуд $|T/T_0| \sim 4.5\text{--}5\%$. Расчеты, выполненные в работах [Ахмедов и Куницын, 2004; Куницын и др., 2007] для изотермической атмосферы, выявили, что ВГВ, вызванные наземными

Таблица 1. Значения индексов Ap и $F10.7$ в 2005 г.

Дата	Ap	$F10.7$	Дата	Ap	$F10.7$
15.01	18	140.2	15.07	4	90.1
15.02	4	118.7	15.08	6	77.7
15.03	4	107.0	15.09	52	120.6
15.04	13	85.5	15.10	2	79.1
15.05	87	105.2	15.11	4	97.8
15.06	16	97.5	15.12	2	84.2

импульсными источниками, имеют максимальную амплитуду на высотах ~ 150 км (горизонтальные фазовые скорости ВГВ составляли ~ 200 м/с, периоды – до 1000 с).

3.2. Амплитуда среднемасштабных АГВ

Для исследования зависимости параметров АГВ от времени года, широты и фоновых условий были получены высотные профили амплитуды среднемасштабных ($\tau \approx 20$ мин, $\lambda_x = 200$ км, горизонтальная фазовая скорость $V_x \approx 160$ м/с) и крупномасштабных ($\tau \approx 50$ мин, $\lambda_x = 1200$ км, $V_x \approx 400$ м/с) волн на двух широтах (30 и 60° N) для 15-го числа каждого месяца 2005 г. Во всех случаях рассматривались волны, распространяющиеся на восток ($V_x > 0$) и на запад ($V_x < 0$). Геофизические условия при моделировании задавались с помощью индекса Ap и потока радиоизлучения Солнца $F10.7$ (<ftp://ftp.dmi.dk/pub/Data/WDCC1/indices>). Значения этих параметров представлены в Табл. 1.

На рисунке 2 слева представлены высотные профили амплитуды среднемасштабных АГВ в марте, июне, сентябре, декабре 2005 г. на широтах 30° N (сплошные линии) и 60° N (штриховые линии). Черным цветом показаны амплитуды АГВ, распространяющихся на восток ($V_x > 0$), серым – на запад ($V_x < 0$). В центральной и правой колонках рис. 2 (для широт 30 и 60° N соответственно) приведены высотные профили фонового зонального ветра u_0 (сплошные линии) и фоновой температуры T_0 (штриховые линии) в дни, для которых моделировались АГВ. Согласно рис. 2, среднемасштабные АГВ эффективно достигают высот термосферы вне зависимости от скорости и направления ветра в стратосфере и мезосфере. Высотные профили амплитуды АГВ имеют характерный максимум в области высот 100–150 км, выше которого происходит диссипация волн. Независимо от широты и сезона на высотах до ~ 100 км АГВ,двигающиеся на запад и на восток, имеют близкие амплитуды. В то же время экспоненциальный рост амплитуды АГВ в данной области высот часто нарушается локальными максимумами/минимумами, обусловленными, по всей видимости,

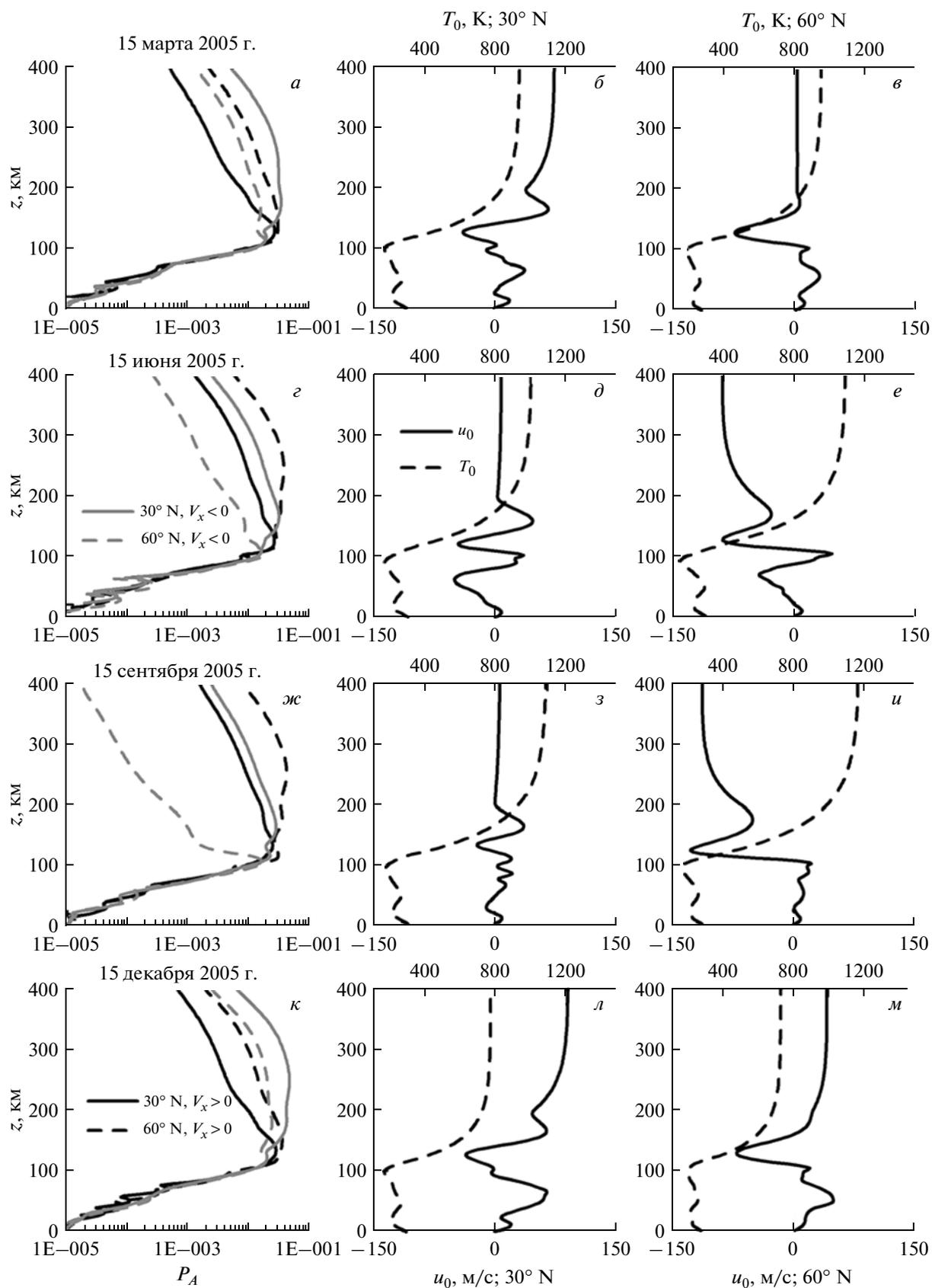


Рис. 2. Высотные профили амплитуды P_A среднемасштабных АГВ, скорости u_0 фоновой зонального ветра и фоновой температуры T_0 в марте (а–в), июне (г–е), сентябре (ж–и), декабре (к–м) 2005 г. на двух широтах: 30° и 60° N. Положительный зональный ветер направлен на восток.

отражением волн от областей с резкими градиентами фонового ветра.

В диссипативной области ($z > 100$ км) сезонные и широтные различия в высотном поведении амплитуды АГВ обусловлены фоновым ветром и температурой. При этом наблюдаются систематические отличия в поведении волн, распространяющихся в направлении ветра и против него.

Наиболее слабый ветер во всей рассматриваемой толще атмосферы наблюдался 15 сентября на широте 30° N (рис. 2з). Скорость ветра в термосфере в этот день была близка к нулю. При этом на данной широте зарегистрировано минимальное различие высотных профилей АГВ, распространяющихся на запад и на восток (рис. 2ж). Похожая картина наблюдалась 15 июня (рис. 2г, д) и 15 мая на широте 30° N, а также 15 февраля, 15 марта (рис. 2а, в), 15 августа, 15 ноября и 15 декабря (рис. 2к, м) на широте 60° N. Однако, скорость фонового ветра в эти дни была несколько выше, чем 15 сентября, что, вероятно, привело к большим различиям высотных профилей АГВ двух типов волн в области $z > 150$ км.

Высокие (более 100 м/с) значения скорости фонового зонального ветра на высоте термосферы регистрировались 15 сентября на широте 60° N (рис. 2и). Ветер был направлен на запад. В этих условиях на широте 60° N наблюдалось быстрое ослабление волны, распространяющейся на запад ($V_x < 0$), на высотах $z > 150$ км (рис. 2ж). Данная АГВ, распространявшаяся по направлению ветра, практически полностью разрушилась на высоте порядка 250 км. Зафиксировано также уменьшение максимальной амплитуды указанной АГВ и высоты, на которой начинается затухание волны. Для АГВ, распространявшейся на восток (против ветра, $V_x > 0$), наблюдалась обратная картина. Амплитуда этой волны возросла и практически не менялась в диапазоне высот 120–250 км. Диссипация волны началась только выше 250 км.

Аналогичная ситуация сложилась 15 мая 2005 г. В этот день скорость западного ветра в термосфере на широте 60° N превысила 150 м/с, что привело к кардинальному искажению профилей АГВ. Волна, распространявшаяся по ветру ($V_x < 0$) практически диссипировала на высоте ~ 170 км. Для волны, распространявшейся против направления ветра ($V_x > 0$), наблюдался рост амплитуды вплоть до высоты ~ 260 км. 15 марта (рис. 2б) и 15 декабря (рис. 2л) на широте 30° N в термосфере наблюдались значительные скорости зонального ветра, направленного на восток. Это привело к ослаблению АГВ, распространявшихся на восток (по ветру), и усилению противоположно направленных волн на высотах $z > 150$ км (рис. 2а, к). Схожие, но менее выраженные из-за меньшей скорости термосферного ветра, эффекты усиления/ослабления высотной диссипации волн, на-

Таблица 2. Экспериментальные и модельные значения амплитуды колебаний температуры с различными периодами в интервале высот 90–100 км

Период τ , мин	Амплитуда $A_{\text{Э}}, \text{K}$	Относит. амплитуда $A'_{\text{Э}}$	Относит. амплитуда $T_{\text{А}}$
10	4.6	0.02	0.003
20	8.2	0.043	0.004
30	8.6	0.043	0.005
40	10.1	0.051	—
50	13.1	0.063	0.005
60	20.3	0.097	0.007
70	15.6	0.077	—
80	19.4	0.103	—
90	25.4	0.118	—
100	26.1	0.123	—
120	26.2	0.14	0.01

правленных на восток/запад, наблюдались для всех рассмотренных случаев. На высотах ~ 200 км колебания давления, вызванные распространяющимися по ветру волнами, не превышают 1% от фонового уровня. АГВ, имеющие противоположное направление, приводят к отклонениям давления от фонового значения, достигающим 5–6%. Большие отклонения сохраняются на высотах от 100 до 300 км. Отметим, что максимальные возмущения поля давления регистрируются на высоте главного максимума ионосферы (250–300 км). Таким образом, зональный ветер в термосфере вызывает уменьшение максимальной амплитуды и снижение высоты максимума АГВ, распространяющихся по ветру, а также быстрое затухание этих волн на высотах $z > 150$ км. Амплитуда волн, распространяющихся против ветра, возрастает, заметно увеличивается высота, с которой начинается затухание таких АГВ, диссипация этих волн с высотой происходит существенно медленнее.

Описанные особенности в поведении волн, распространяющихся в различных направлениях, соответствуют результатам, полученным в работе [Погорельцев и Перцев, 1995]: в приведенном авторами примере АГВ, двигающиеся против ветра, также имеют большую высоту максимума и большую амплитуду на высотах $z > 100$ км. Подробное обсуждение возможных причин наблюдаемых явлений приводится в п. 3.4.

Аномальное высотное распределение фонового ветра и фоновой температуры на широте 60° N, наблюдавшееся 15 января, 15 мая, 15 июня, 15 сентября 2005 г., обусловлено повышенной возмущенностью геомагнитного поля в эти дни. Согласно данным табл. 1, 15 января 2005 г. и 15 июня 2005 г. уровень магнитной активности ($A_p = 16$ –18) был повышен по сравнению со спо-

койным ($Ap = 2-4$). А 15 мая ($Ap = 87$) и 15 сентября ($Ap = 52$) наблюдались умеренные магнитные бури. Таким образом, изменение уровня геомагнитной активности в значительной степени меняет высотное распределение фонового ветра в высоких и близких к ним широтах, и, как следствие, трансформирует структуру АГВ.

3.3. Амплитуда крупномасштабных АГВ

На рисунке 3 в формате, аналогичном рис. 2, представлены результаты расчетов профилей амплитуды крупномасштабных ($\tau \approx 50$ мин, $\lambda_x = 1200$ км, $V_x \approx 400$ м/с) АГВ. Длиннопериодные АГВ, так же, как волны средних масштабов, эффективно проникают до высот термосферы вне зависимости от скорости, направления ветра в стратосфере и мезосфере. Это согласуется с результатами моделирования, которые показали, что АГВ с горизонтальной длиной волны более 50 км и высокой горизонтальной фазовой скоростью практически всегда достигают высот нижней термосферы [Preusse et al., 2008]. Высотные профили крупномасштабных АГВ не имеют выраженного максимума: амплитуда волн в целом возрастает с высотой, что свидетельствует о слабой диссипации данных АГВ в термосфере. В диапазоне высот 100–200 км профили имеют волнистый характер с одним-двумя локальными максимумами, возможно связанными с частичными отражениями от областей сильных неоднородностей фонового ветра и температуры. В нижней атмосфере (высоты 0–50 км) амплитуда крупномасштабных АГВ на три порядка превышает амплитуду волн среднего масштаба. В области 100–150 км, где наблюдается максимум для среднемасштабных волн, амплитуда крупномасштабных АГВ выше в 2–3 раза.

Сезонные и широтные отличия в характере высотных профилей амплитуды длиннопериодных волн выражены очень слабо, что свидетельствует о слабой зависимости от фоновых характеристик атмосферы. Несмотря на существенные различия в высотном распределении ветра и температуры на широтах 30 и 60° N, амплитуда АГВ на данных широтах имеет близкие значения и одинаковый характер поведения с высотой. Заметные отличия в поведении амплитуды на высотах ниже 100 км для АГВ, распространяющихся на запад и восток, зарегистрированы в летние месяцы (май–август), когда в области высот 70–200 км существуют большие значения фонового ветра. При этом наблюдается усиление волн, распространяющихся на восток (рис. 3з, е). Затухание крупномасштабных волн в термосфере слабее зависит от направления распространения, чем у волн среднего масштаба. В дни, когда величина фонового ветра в верхней термосфере не превышает 50 м/с (например, 15 марта (рис. 3а, в) и 15 декабря (рис. 3к, м) на широте 60° N, 15 июня (рис. 3г, д)

на широте 30° N), для высот $z > 150$ км профили амплитуды крупномасштабных АГВ, распространяющихся на запад и на восток, практически совпадают. В периоды геомагнитных возмущений (15 мая, 15 сентября (рис. 3ж, и)), когда в термосфере существует сильный направленный на запад ветер, амплитуды волн,двигающихся на восток ($V_x > 0$), в 1.5–2 раза выше. Однако характер высотного профиля такой же, как для волн противоположного направления. Таким образом, АГВ с большой длиной волны и фазовой скоростью менее подвержены влиянию фоновых характеристик атмосферы. Это соответствует результатам, полученным в работе [Погорельцев и Перцев, 1995], отметившим ослабление зависимости эффективности проникновения АГВ в верхнюю термосферу от направления распространения при увеличении горизонтальной длины волны.

3.4. Факторы, влияющие на вертикальную структуру АГВ

Объяснением усиления АГВ, распространяющихся против ветра, и ослабления волн, попутных ветру, может служить доплеровский сдвиг частоты волны. На рассчитанную вертикальную структуру и величину амплитуды АГВ оказывают влияние три фактора, зависящие от частоты волны: диссипация, отражение, используемая в модели нормировка. Доплеровский сдвиг приводит к увеличению частоты и, как следствие, к росту вертикальной длины волны λ_z АГВ, распространяющихся навстречу ветру. Для волн,двигающихся по ветру, наблюдается уменьшение частоты и уменьшение λ_z . На рисунке 4а штриховыми линиями приведены оценки λ_z для среднемасштабных волн ($\lambda_x = 200$ км, $\tau \approx 20$ мин, $V_x \approx 160$ м/с), распространявшихся на восток ($V_x > 0$) и на запад ($V_x < 0$), 15 сентября 2005 г. на широте 60° N. Высотные профили фонового ветра и температуры в указанный день показаны на рис. 4в. Вертикальная длина волны АГВ, идущей против ветра ($V_x > 0$) на высотах термосферы, существенно больше, чем у волн, направленной по ветру ($V_x < 0$). Этот факт подтверждается и результатами модельных расчетов, выполненных в статьях [Гаврилов и Юдин, 1986; Погорельцев и Перцев, 1995]. Коротковолновые возмущения сильнее подвержены диссипации, чем длинноволновые [Yanowitch, 1967; Ивановский и Семеновский, 1973; Гаврилов и Юдин, 1986; Погорельцев и Перцев, 1995]. Поэтому сильный ветер ослабляет попутные волны. Для проверки полученного результата были выполнены расчеты вертикального профиля амплитуды АГВ, имеющей частоту в 2.5 раза ниже ($\lambda_x = 200$ км, $\tau \approx 50$ мин, $V_x \approx 67$ м/с). Результаты расчетов показаны на рис. 4б. Из рисунка видно, что

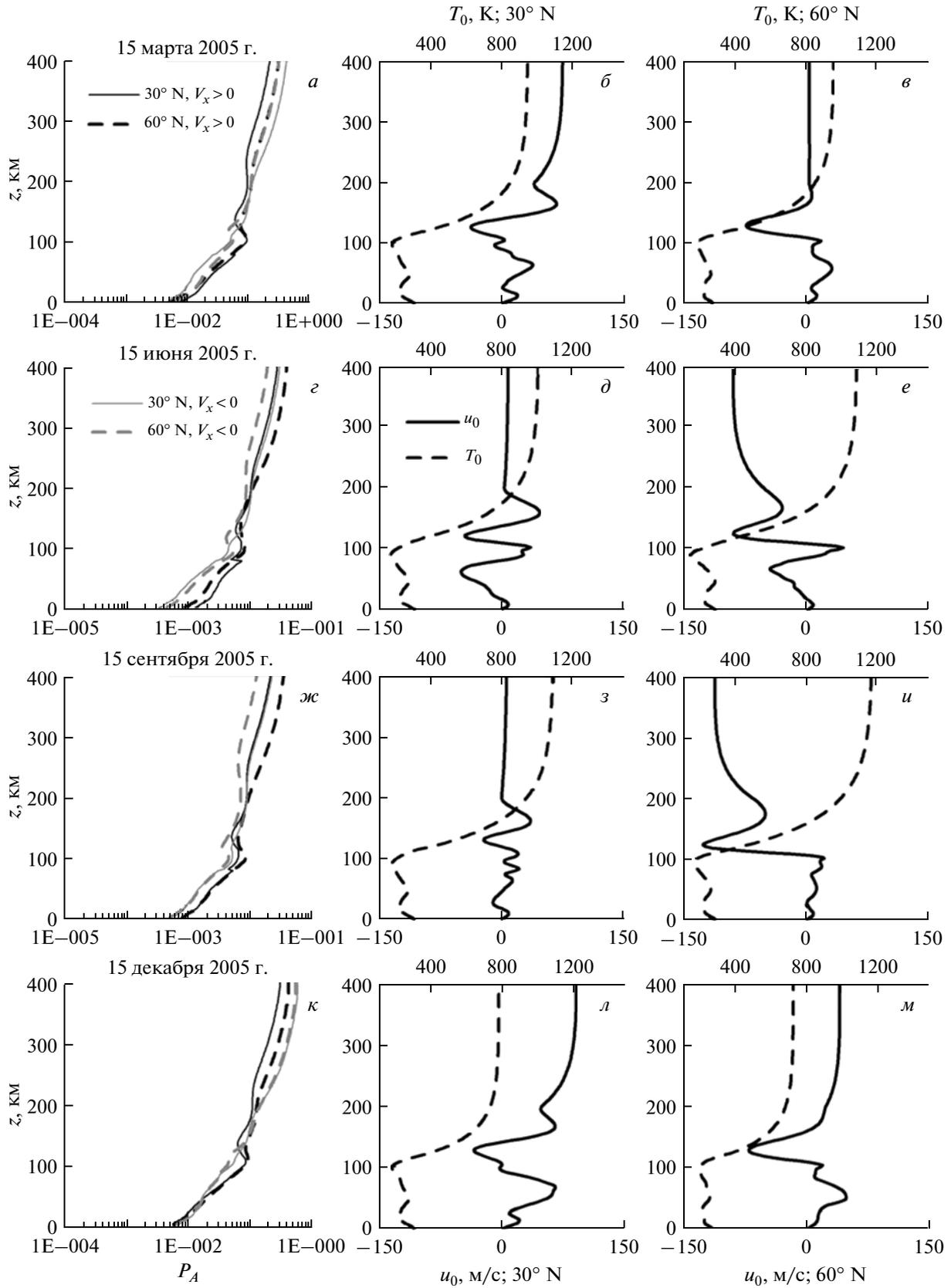


Рис. 3. Высотные профили амплитуды P_A крупномасштабных АГВ, скорости u_0 фонового зонального ветра и фоновой температуры T_0 в марте (а–в), июне (г–е), сентябре (ж–и), декабре (к–м) 2005 г. на двух широтах: 30° и 60° N. Положительный зональный ветер направлен на восток.

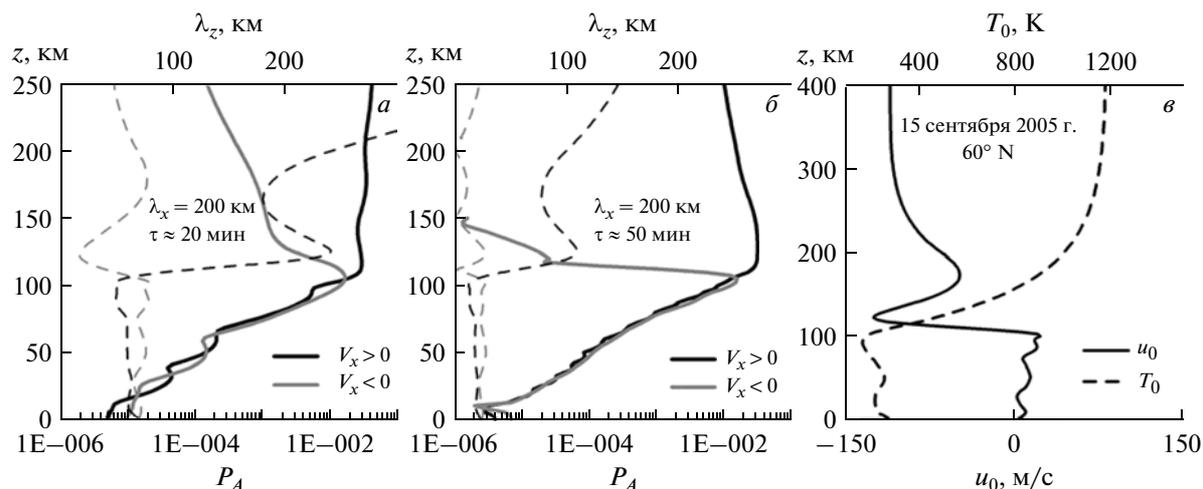


Рис. 4. Высотные профили на широте 60° N для 15 сентября 2005 г. амплитуды АГВ с длиной волны 200 км и периодами $\tau \approx 20$ мин (а); $\tau \approx 50$ мин (б), распространяющихся на восток ($V_x > 0$) и на запад ($V_x < 0$); скорости u_0 зonalного ветра и температуры T_0 (в).

распространяющаяся по ветру волна имела очень низкие значения λ_z и практически полностью диссипировала на высоте ~ 150 км.

С другой стороны, с ростом вертикальной длины волны растет отражение АГВ от термосферы вниз [Yanowitch, 1967; Ивановский и Семеновский, 1973]. О наличии отражений для волны ($\lambda_x = 200$ км, $\tau \approx 20$ мин) свидетельствуют рис. 4а и рис. 2. В отсутствии отражений ниже диссипативной области ($z < 100$ км) амплитуда волны в логарифмической шкале должна меняться с высотой линейно. Такое поведение наблюдается у волны ($\lambda_x = 200$ км, $\tau \approx 50$ мин), имеющей малые λ_z (рис. 4б). Профили амплитуды среднемасштабной АГВ на рис. 4а и рис. 2 в области высот 0–100 км имеют волнообразный характер, что обусловлено частичным отражением волны от диссипативной области, а также от областей с большими градиентами фонового ветра и температуры. В общем случае наличие отражения должно приводить к уменьшению амплитуды волны в термосфере. Однако при используемой в модели нормировке по вертикальному потоку волнового действия нормируется суммарный (вверх и вниз) поток. При наличии отраженной волны это приведет к увеличению амплитуды АГВ, проникающей в термосферу.

Нормировка по вертикальному потоку волнового действия может также оказывать влияние на величину амплитуды АГВ. Для исследования зависимости амплитуды от потока волнового действия проведены расчеты вертикальной структуры среднемасштабной ($\lambda_x = 200$ км, $\tau \approx 20$ мин, $V_x \approx 160$ м/с) и крупномасштабной ($\lambda_x = 1200$ км, $\tau \approx 50$ мин, $V_x \approx 401$ м/с) АГВ, распространявшихся на восток ($V_x > 0$) и на запад ($V_x < 0$). Расчеты вы-

полнены для 15 сентября 2005 г. на широте 60° N (рис. 5). Толстыми линиями на рис. 5а, б показаны профили, рассчитанные с учетом нормировки, тонкими – без нормировки. Для нормировки амплитуд используется коэффициент, пропорциональный потоку волнового действия на высоте 100 км: $F_{osq} = \sqrt{[\omega F_{100}] / [F_{norm}(\omega - k_x u_0)]}$, где F_{100} – поток энергии на высоте 100 км, $F_{norm} = 5 \times 10^{-5}$. Согласно определению, F_{osq} будет больше для волн, распространяющихся по ветру. При расчетах без нормировки полагалось $F_{osq} = 1$.

Для условий 15 сентября 2005 г. скорость фонового ветра на высоте 100 км $u_0 > 0$. В связи с этим коэффициент нормировки для волн, распространявшихся на восток, оказался выше, чем для волн, двигавшихся на запад ($F_{osq+} > F_{osq-}$). Для среднемасштабной АГВ $F_{osq+} = 26.6$, $F_{osq-} = 20.2$. В результате нормировки произошло существенное уменьшение амплитуд среднемасштабных АГВ. При этом амплитуда (P_{A+}) волны, двигавшейся на восток, уменьшилась сильнее. Для крупномасштабной АГВ $F_{osq+} = 0.107$, $F_{osq-} = 0.137$. В связи с этим после нормировки амплитуды крупномасштабных волн возросли. Таким образом, используемая в модели нормировка оказывает заметное влияние на величину амплитуды АГВ, практически не меняя характер поведения амплитуды с высотой.

3.5. Сравнение с экспериментальными данными

Большой экспериментальный материал наблюдений ВГВ различными методами накоплен на станциях ИФА РАН, расположенных вблизи г. Звенигорода Московской области [Красовский и др., 1978; Грачев и др., 1981; Шефов и др., 2006].

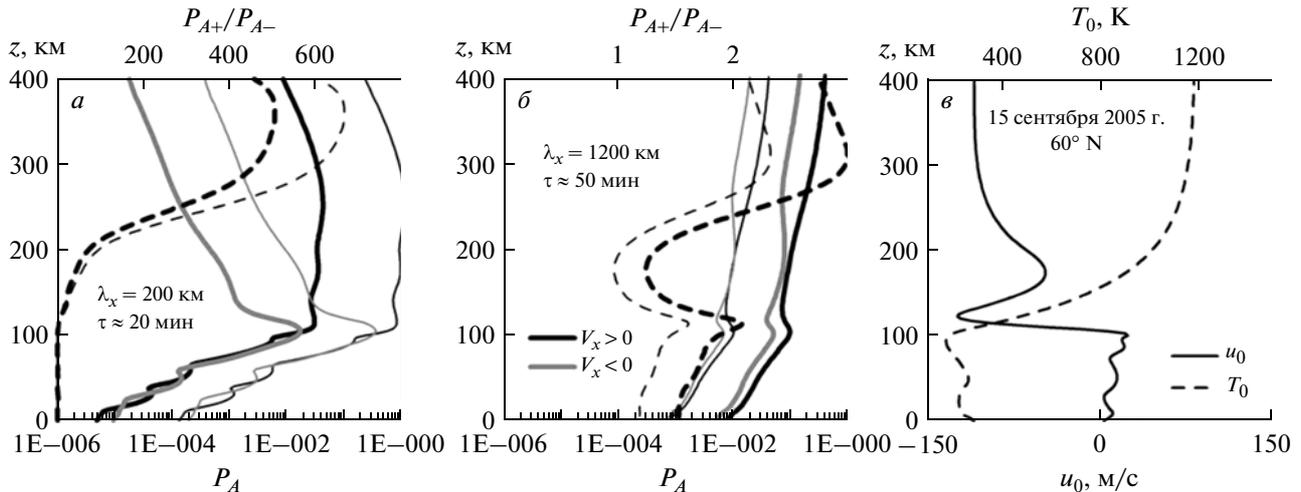


Рис. 5. Высотные профили на широте 60° N для 15 сентября 2005 г. амплитуды АГВ с параметрами: $\lambda_x = 200$ км и $\tau \approx 20$ мин (а); $\lambda_x = 1200$ км и $\tau \approx 50$ мин (б), распространяющихся на восток ($V_x > 0$) и на запад ($V_x < 0$); скорости u_0 фонового зонального ветра и фоновой температуры T_0 (в). Штриховыми линиями на панелях (а, б) показано отношение амплитуд АГВ, распространяющихся на восток (P_{A+}) и на запад (P_{A-}). Профили рассчитаны с нормировкой (толстые кривые) и без нее (тонкие кривые).

Для регистрации ВГВ в вариациях давления использовалась разнесенная сеть микробарографов [Грачев и др., 1981]. Согласно результатам работы [Грачев и др., 1981] в приземном слое амплитуды давления для ВГВ с периодами 5–20 мин могут составлять, в среднем, 10–100 мкбар (1–10 Па). Учитывая, что нормальное давление на уровне земли $p_0 \approx 1$ бар (101.325 кПа), относительная амплитуда волны в давлении должна составлять 10^{-5} – 10^{-4} . Амплитуды АГВ в давлении вблизи поверхности, рассчитанные с помощью модели [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995], несколько ниже: 5×10^{-6} – 10^{-5} .

Для изучения ВГВ в верхней атмосфере на научной ст. Звенигород (географические координаты 55.7° N, 36.8° E) ИФА РАН используются наблюдения эмиссий ночного неба [Красовский и др., 1978; Шефов и др., 2006]. Электрофотометры с интерференционными фильтрами обеспечивают регистрацию интенсивности гидроксильных эмиссий, на основе которых рассчитывается вращательная температура гидроксила. В статьях [Красовский и др., 1978; Шефов и др., 2006] показано, что слой, излучающий гидроксильную эмиссию, расположен на высотах ~90 км и имеет толщину ~10 км. Регистрируемая температура является средней температурой слоя по вертикали. Установлено также, что вращательная температура гидроксила отражает температуру окружающей среды. В работе [Красовский и др., 1978] приведены значения периода и амплитуды температурных вариаций, а также средние значения фоновой температуры T_0 в излучающем слое для большого количества случаев регистрации ВГВ в 1973–1976 гг.

Используя данные [Красовский и др., 1978], мы рассчитали средние амплитуды ВГВ с периодами 10, 20, ..., 120 мин, которые наблюдаются в эксперименте на высотах 90–100 км. Результаты представлены в левой части табл. 2 (τ – период ВГВ, $A_{\text{э}}, A'_{\text{э}} = A_{\text{э}}/T_0$ – средняя и средняя относительная амплитуды ВГВ с периодом, рассчитанные по данным [Красовский и др., 1978]). Значения амплитуды T_A волновых возмущений температуры на высотах 90–100 км, вычисленные по модели [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995] с использованием описанной выше нормировки вертикального потока волнового действия на высоте 100 км, приведены в правой колонке табл. 2. Модельные расчеты выполнены для 15 апреля 2005 г. на широте 55° N и долготе 37° E (03:00 LT). Апрель 2005 г. по уровню магнитной и солнечной активности был наиболее близок периодам экспериментальных наблюдений 1973–1976 гг. Координаты точки соответствуют положению ст. Звенигород. Время LT выбрано с учетом того, что экспериментальные измерения проводились в ночные часы. Сравнение экспериментальных и модельных данных в табл. 2 показывает, что модель дает на порядок заниженные величины амплитуды колебаний температуры на высотах 90–100 км. При этом фоновые температуры в указанном диапазоне высот, полученные в модели, близки к экспериментальным. Проводя сравнение, необходимо учитывать, что в экспериментах наблюдается, как правило, суперпозиция волн. При разложении наблюдаемого волнового пакета на отдельные гармоники, амплитуды этих гармоник могут быть существенно ниже. В то же время занижение в ряде случаев связано с исполь-

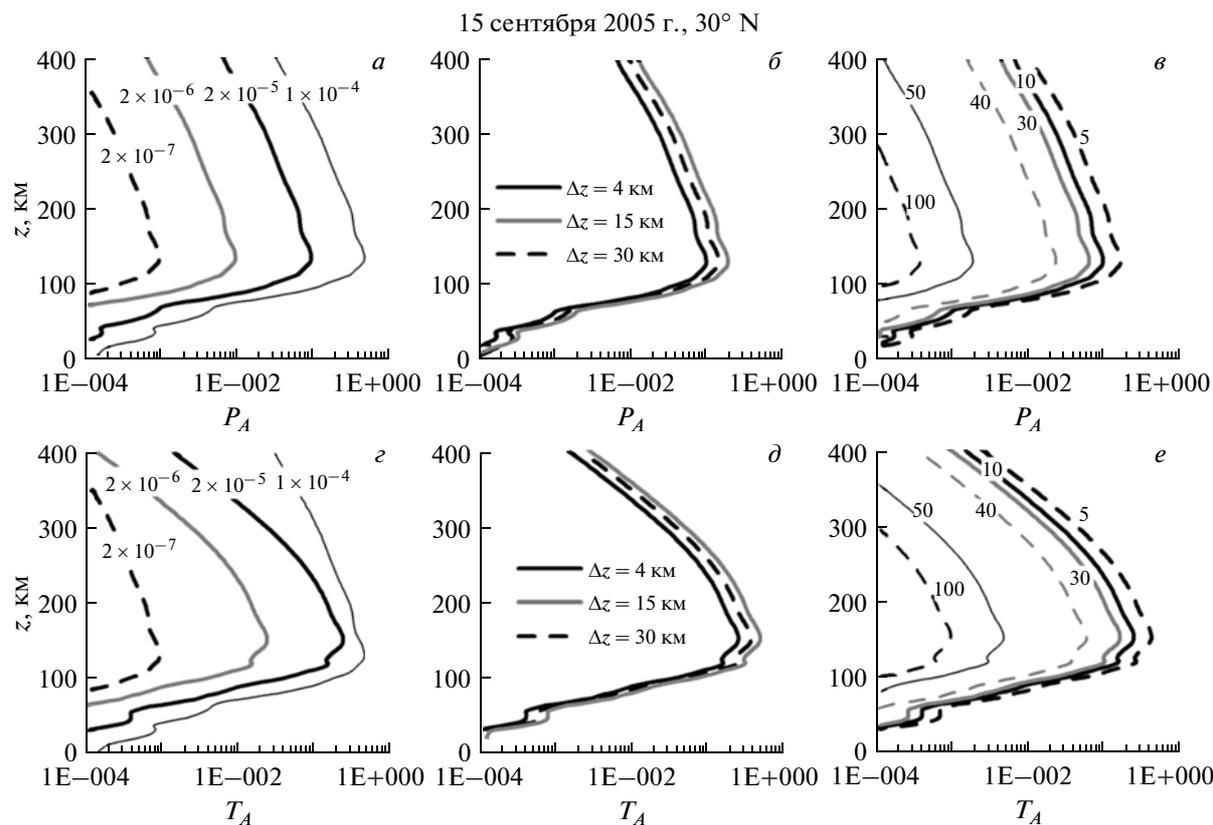


Рис. 6. Высотные профили амплитуды возмущений давления (а–в) и температуры (г–е) среднемасштабной АГВ при различных параметрах источника возмущений: а, г – $z_i = 10$ км, $\Delta z = 4$ км, $F_0 = 1 \times 10^{-4}$, $F_0 = 2 \times 10^{-5}$, $F_0 = 2 \times 10^{-6}$ и $F_0 = 2 \times 10^{-7}$; б, д – $z_i = 10$ км, $\Delta z = 4$ км, $\Delta z = 15$ км, $\Delta z = 30$ км, $F_0 = 2 \times 10^{-5}$; в, е – $z_i = 5, 10, 30, 40, 50, 100$ км, $\Delta z = 4$ км, $F_0 = 5 \times 10^{-5}$ (цифрами у линий указаны значения z_i).

зуемой нормировкой потока волнового действия на высоте 100 км (см. п. 3.4). Изменение величины нормировки F_{norm} приводит к соответствующему изменению амплитуды и может использоваться для согласования модельных и экспериментальных данных. Однако, как показали наши расчеты, при использовании нормировки вертикальная структура установившихся АГВ не зависит от параметров источника. В связи с этим представляется целесообразным в дальнейшем не применять нормировку, а интенсивность источника возмущений выбирать на основе соответствия амплитуды вызванных им колебаний экспериментальным данным.

4. ВЛИЯНИЕ ПАРАМЕТРОВ ИСТОЧНИКА НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ СТРУКТУРУ АГВ

Для выяснения вопроса о влиянии параметров источника возмущений на вертикальную структуру АГВ в модели [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995] убрана нормировка потока волнового действия на высоте 100 км и выполнены расчеты высотных профилей амплитуды и фазы АГВ для различных значе-

ний z_i , Δz , F_0 (см. п. 2). Результаты расчетов для среднемасштабной волны ($\tau \approx 20$ мин, $\lambda_x = 200$ км, $V_x \approx 160$ м/с) на широте 30° N 15 сентября 2005 г. (в этот день на данной широте во всей толще атмосферы наблюдался наиболее слабый зональный ветер) приведены на рис. 6.

Как и следовало ожидать, увеличение амплитуды источника приводит к пропорциональному увеличению амплитуды вызванных им возмущений (рис. 6а, г). Наиболее близкие к экспериментальным данным (табл. 2) значения амплитуды АГВ обеспечивает интенсивность источника $F_0 = 2 \times 10^{-5}$. Средняя амплитуда T_A колебаний температуры на высотах 90–100 км при $F_0 = 2 \times 10^{-5}$ составляет 0.023. АГВ с наибольшей амплитудой генерируются источником, который имеет полутолщину по высоте $\Delta z \sim 15$ км (рис. 6б, д). При уменьшении и увеличении полутолщины источника амплитуда волн несколько уменьшается. При увеличении высоты источника z_i амплитуда возмущений, вызванных этим источником, уменьшается (рис. 6в, е). Источники, располагающиеся на высотах $z_i \sim 5$ –30 км, вызывают образование АГВ с достаточно близкими амплитудами. При $z_i > 30$ км

уменьшение амплитуды с ростом z_i происходит очень быстро.

Таким образом, согласно предварительным результатам моделирования, максимальные возмущения в атмосфере вызывают АГВ, источник которых имеет большую амплитуду, полутолщину по высоте $\Delta z \sim 15$ км и располагается на высотах ниже 30 км.

5. ВЫВОДЫ

С использованием численной модели для расчета вертикальной структуры АГВ в неизотермической, стратифицированной по плотности атмосфере при наличии зависящего от высоты фонового ветра и учета молекулярной диссипации, обусловленной вязкостью и теплопроводностью [Бидлингмайер и Погорельцев, 1992; Погорельцев и Перцев, 1995], исследованы характеристики АГВ различных масштабов в различных геофизических условиях.

Средне- и длиннопериодные АГВ, рассчитанные с помощью указанной модели, одинаково эффективно достигают высот термосферы вне зависимости от скорости и направления фонового ветра. Установлено, что волны с большими периодами и длинами волн имеют большую амплитуду, менее подвержены диссипации и могут проникать на большие высоты. Амплитуда крупномасштабных АГВ растет до высоты ~ 120 км, после чего мало меняется с высотой. Амплитуды среднемасштабных колебаний на высотах ниже 50–70 км незначительны. На высотах 120–130 км наблюдается максимум амплитуды данных АГВ.

Сезонные и широтные различия в поведении высотных распределений амплитуды АГВ обусловлены фоновым ветром и температурой. Имеется зависимость от направления распространения АГВ, наиболее выраженная для волн средних масштабов и связанная с фоновым зональным ветром. Сильный ветер в термосфере вызывает снижение высоты максимума и уменьшение максимальной амплитуды АГВ, распространяющихся по ветру, а также быстрое затухание этих волн на высотах выше 150 км. Рассчитанные амплитуды и высоты максимума для волн, распространяющихся против ветра, существенно больше, диссипация этих волн с высотой происходит медленнее. Сезонные и широтные отличия в вертикальной структуре длиннопериодных волн выражены слабо. Затухание крупномасштабных волн в термосфере менее зависит от направления распространения, чем для волн среднего масштаба. При сильном ветре в термосфере амплитуды волн,двигающихся против ветра, в 1.5–2 раза выше, но характер высотного профиля такой же, как для волн противоположного направления. Таким образом, АГВ с большой длиной вол-

ны менее подвержены влиянию фоновых характеристик атмосферы.

Изменение уровня геомагнитной активности влияет на высотное распределение фонового ветра в высоких широтах, что приводит к изменению высотной структуры АГВ.

По предварительным результатам, максимальные возмущения в атмосфере вызывают АГВ, источник которых имеет большую амплитуду, полутолщину по высоте $\Delta z \sim 15$ км и располагается на высотах ниже 30 км.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента РФ МК-3771.2012.5, гранта РФФИ № 12-05-33032а, а также Министерства образования и науки РФ (Госконтракты № П1152 и № 14.518.11.7065, соглашения № 8699 и № 8388).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ахмедов Р.Р., Куницын В.Е. Моделирование ионосферных возмущений, вызванных землетрясениями и взрывами // Геомагнетизм и аэронавигация. Т.44. № 1. С. 105–112. 2004.
- Бидлингмайер Е.Р., Ивановский А.И., Погорельцев А.И. Формирование вертикальной структуры акустико-гравитационных волн процессами молекулярной вязкости и теплопроводности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 26. № 7. С. 682–692. 1990.
- Бидлингмайер Е.Р., Погорельцев А.И. Численное моделирование трансформации акустико-гравитационных волн в температурные и вязкие волны в термосфере // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 28. № 1. С. 64–73. 1992.
- Гаврилов Н.М. Распространение внутренних гравитационных волн в стратифицированной атмосфере // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 21. № 9. С. 921–927. 1985.
- Гаврилов Н.М., Юдин В.А. Численное исследование вертикальной структуры внутренних гравитационных волн от тропосферных источников // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 22. № 6. С. 563–571. 1986.
- Грачев А.И., Загоруйко С.В., Матвеев А.К., Мордухович М.И., Чунчужов Е.П. О внутренних гравитационных волнах в атмосфере от источника типа струйного течения // Полярные сияния и свечение ночного неба. Ред. Ю.И. Гальперин. М.: Радио и связь. № 29. С. 80–83. 1981.
- Госсард Э.Э., Хук У.Х. Волны в атмосфере. М.: Мир, 532 с. 1978.
- Ивановский А.И., Семеновский Ю.В. К вопросу о верхних граничных условиях теории атмосферных приливов // Тр. ЦАО. Вып. 115. С. 35–53. 1973.
- Красовский В.И., Потапов Б.П., Семенов А.И., Соболев В.Г., Шагаев М.В., Шефов Н.Н. Внутренние гравитационные волны вблизи мезопаузы. I. Результаты исследований гидроксильного излучения / Полярные сияния и свечение ночного неба / Ред. Ю.И. Гальперин. М.: Сов. радио. № 26. С. 5–29. 1978.

- *Куницын В.Е., Сураев С.Н., Ахмедов Р.Р.* Моделирование распространения акустико-гравитационных волн в атмосфере для различных поверхностных источников // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 3. Физика. Астрономия. № 2. С. 59–63. 2007.
- *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Гидродинамика. М.: Наука, 736 с. 1978.
- *Погорельцев А.И., Перцев Н.Н.* Влияние фонового ветра на формирование структуры акустико-гравитационных волн в термосфере // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. Т.31. № 6. С. 755–760. 1995.
- *Шефов Н.Н., Семенов А.И., Хомич В.Ю.* Излучение верхней атмосферы – индикатор ее структуры и динамики. М.: ГЕОС, 741 с. 2006.
- *Fleming E.L., Chandra S., Schoeberl M.R., Barnett J.J.* Monthly mean global climatology of temperature, wind, geopotential height and pressure for 0–120 km / National Aeronautics and Space Administration. Technical memorandum 100697. Washington: D.C. 85 p. 1988.
- *Hedin A.E., Biondi M.A., Burnside R.G. et al.* Revised global model of thermosphere winds using satellite and ground-based observations // J. Geophys. Res. V. A96. № 5. P. 7657–7688. 1991.
- *Hedin A.E.* Extension of MSIS thermosphere model into the middle and lower atmosphere // J. Geophys. Res. V. A96. № 2. P. 1159–1172. 1991.
- *Preusse P., Eckermann S.D., Ern M.* Transparency of the atmosphere to short horizontal wavelength gravity waves // J. Geophys. Res. V.113. D24104. doi:10.1029/2007JD009682. 2008.
- *Yanowitch M.* Effect of viscosity on gravity waves and the upper boundary condition // J. Fluid. Mech. V. 29. Part 2. P. 209–231. 1967.