

## **Метод восстановления характеристик внутренних волн в атмосферах планет на основе анализа радиозатменных данных**

В.Н. Губенко, И.А. Кириллович

*Фрязинский филиал Института радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, Московская область, 141190 Фрязино, пл. Введенского, дом 1, E-mail: [vngubenko@gmail.com](mailto:vngubenko@gmail.com).*

*Разработан оригинальный метод реконструкции характеристик внутренних гравитационных волн (ВГВ) по данным анализа индивидуального вертикального профиля температуры, плотности или частоты Брента-Вайсяля в атмосфере планеты. Сформулирован и обоснован пороговый критерий идентификации внутренних атмосферных волн, в случае выполнения которого анализируемые флуктуации могут рассматриваться как волновые проявления. Проведен статистический анализ активности внутренних гравитационных волн в полярных и приполярных районах атмосферы Земли, расположенных на широтах более 60°. Для этого были использованы радиозатменные данные о температуре миссии FORMOSAT-3/COSMIC, собранные за период измерений с июля 2006 по март 2009 года. Определены и проанализированы географические и сезонные распределения плотности потенциальной энергии ВГВ (индикатор волновой активности) в интервале высот от 15 до 35 км.*

*An original method for reconstruction of internal gravity wave (IGW) characteristics has been developed using the data of an analysis of individual vertical temperature, density or Brunt-Vaisala frequency squared profile in the planetary atmosphere. A threshold criterion of internal atmospheric wave identification is formulated and justified, by which, analyzed fluctuations can be considered as wave manifestations. A statistical analysis of internal gravity wave activity in the polar and near-polar atmospheric regions of the Earth (latitudes > 60°) using radio occultation temperature data of the FORMOSAT-3/COSMIC mission collected from July 2006 to March 2009 has been performed. Geographic and seasonal distributions of the IGW potential energy density (wave activity indicator) in the altitude interval from 15 to 35 km have been determined and analyzed.*

### **Введение**

Волновые процессы оказывают значительное влияние на циркуляцию, химический состав, тепловой режим и изменчивость атмосфер планет. Они также вносят большой вклад в формирование сезонного водяного цикла в атмосфере Земли. В этом контексте можно отметить работы [1–6], в которых были исследованы внутренние атмосферные волны, тепловые приливы и планетарные волны. Важная роль внутренних гравитационных волн (ВГВ), в первую очередь, связана с обеспечением ими эффективного механизма переноса энергии и импульса с нижних уровней атмосферы на верхние. Источником генерации ВГВ в атмосфере могут являться: тепловые контрасты вблизи поверхности, топография, сдвиговая неустойчивость ветра, конвекция и фронтальные процессы. В атмосфере Земли, в отсутствие диссипации энергии, амплитуда волновых возмущений скорости ветра или температуры растет примерно экспоненциально с увеличением высоты и поэтому возмущения с малой амплитудой вблизи поверхности могут производить значительные эффекты на больших высотах, где происходит обрушение волн и передача волновой энергии и импульса в невозмущенный поток. Поскольку ВГВ являются характерной особенностью устойчиво стратифицированной атмосферы, то аналогичные эффекты можно ожидать в атмосферах Венеры и Марса. Полагают, что внутренние волны могут играть более важную роль в формировании циркуляции, теплового режима и структуры атмосферы на Марсе, чем на Земле, так как во многих случаях амплитуды ВГВ в атмосфере Марса оказываются существенно больше своих земных аналогов [2]. Интерпретация наблюдений флуктуаций скорости ветра, температуры или плотности в атмосфере нередко

основывается на модели широкого спектра волн, порождающих эти флуктуации. Спектральное описание подразумевает, что волновое поле флуктуаций состоит из многих компонент с различными масштабами. Во многих случаях экспериментальные спектры флуктуаций температуры, плотности или скорости ветра в атмосфере демонстрируют на фоне гладкого спектра узкие пики, которые указывают на квазипериодическую структуру возмущений в некотором диапазоне высот. Результаты прямых зондовых измерений в стратосфере Земли свидетельствуют о том, что формирование такой структуры может быть обусловлено распространением монохроматической волны, которая находится в состоянии насыщения вследствие сдвиговой неустойчивости в атмосфере [6, 7].

Зондирование ВГВ любыми способами сталкивается с проблемой, суть которой состоит в том, что измеряемыми являются параметры возмущенного состояния атмосферы, например, скорость ветра, температура или плотность, и из этого измерения необходимо определить, какая часть “сигнала” обусловлена ВГВ. Общий подход здесь заключается в том, чтобы отделить мелкомасштабные вариации от медленных изменений невозмущенного состояния и считать эти вариации связанными с волновыми проявлениями. Подходы, использующие какие-либо разделения масштабов, должны учитывать, что не все мелкомасштабные вариации в атмосфере обусловлены ВГВ и не все внутренние волны имеют малые масштабы. Анализируемые вариации могут быть связаны не только с влиянием ВГВ, но также и с влиянием регулярных тонких слоев и/или турбулентности в атмосфере. Для корректной интерпретации результатов измерений необходимо иметь физически обоснованные критерии идентификации каждого фактора, потенциально влияющего на результаты измерений. Преимуществом радиозатменных измерений с целью изучения внутренних волн в атмосфере является широкий географический и временной охват исследуемых районов, позволяющий проводить глобальный мониторинг волновой активности в атмосфере планеты. До недавнего времени исследователи полагали, что с помощью радиозатменных измерений невозможно оценить такие волновые параметры как собственная частота ВГВ или фазовые скорости, которые необходимы для количественного описания волновых эффектов, поскольку ранее считалось, что для этого недостаточно восстанавливаемых вертикальных профилей температуры и плотности в атмосфере. Нами разработан новый метод, который может быть использован для идентификации ВГВ и определения их параметров из данных о вертикальном профиле температуры или плотности в атмосфере планеты, не требующий какой-либо дополнительной информации, которой не содержалось бы в профиле [8–10]. Применение этого метода к радиозатменным данным дает возможность изучить волновую активность в атмосфере планеты в глобальном масштабе и определить ключевые параметры ВГВ, такие как собственная частота, горизонтальная и вертикальная длина волны, амплитуды горизонтальных и вертикальных возмущений скорости ветра, плотности кинетической, потенциальной и полной энергии, вертикальные потоки волновой энергии и импульса. Результаты мониторинга волновой активности могут быть полезными при построении численных моделей циркуляции атмосферы, включающих параметризацию волновых эффектов. Одна из главных проблем параметризации эффектов ВГВ состоит в необходимости задания глобального распределения характеристик волновой активности на нижней границе в области верхней тропосферы – нижней стратосферы. В большинстве численных моделей циркуляции параметры ВГВ на нижней границе считаются равными на всех широтах и долготах. Поэтому, экспериментальное определение и анализ географических и временных распределений характеристик ВГВ является необходимым и важным этапом при построении адекватных моделей общей циркуляции атмосферы.

Целью настоящей работы является формулировка дискриминационного порогового критерия идентификации волновых событий в рассматриваемых данных и представление разработанного метода реконструкции характеристик ВГВ (в случае положительной их идентификации) на основе анализа радиозатменных вертикальных профилей температуры или плотности в атмосферах планет земной группы.

## Метод идентификации волновых событий и определения характеристик внутренних волн на основе анализа вертикальных профилей температуры или плотности в атмосферах планет

При изучении волновой активности предлагается использовать оригинальный метод анализа индивидуальных вертикальных профилей температуры или плотности для идентификации волновых процессов и реконструкции характеристик ВГВ в атмосферах планет земной группы. Этот метод является универсальным в том смысле, что его можно применять для анализа вертикальных профилей, полученных любыми способами, как в атмосфере Земли, так и в атмосферах Венеры или Марса. Ранее мы использовали данный метод для анализа радиозатменных данных о температуре с целью идентификации волновых событий и реконструкции параметров ВГВ в стратосфере Земли [8–10]. Прежде чем перейти к изложению содержания метода, кратко рассмотрим базовые соотношения линейной теории волн в атмосфере планеты. Дисперсионное соотношение для ВГВ, в предположении, что  $f^2 \ll \omega^2 \ll N^2$  и  $k_h^2 \ll m^2$  и  $1/(4H^2) \ll m^2$ , имеет вид [7, 8]:

$$(c - \bar{u})^2 = \omega^2 / k_h^2 = N^2 / m^2 \cdot (1 - f^2 / \omega^2)^{-1}, \quad (1)$$

где  $H$  – приведенная высота однородной атмосферы планеты,  $f$  – инерционная частота (параметр Кориолиса),  $(c - \bar{u})$  – собственная горизонтальная фазовая скорость волны. Инерционная частота  $f$  определяется выражением  $f = 2\Omega \cdot \sin\phi$ , где  $\Omega$  – угловая скорость вращения планеты вокруг своей оси и  $\phi$  – широта. Собственная частота  $\omega$  является той частотой ВГВ, которую регистрирует наблюдатель в системе отсчета, движущейся со скоростью невозмущенного потока. В дальнейшем, термин “собственная” мы будем также относить и к другим волновым характеристикам, определяемым в этой системе отсчета. Дисперсионное соотношение связывает частоту  $\omega$  с пространственными волновыми характеристиками  $m$  и  $k_h$  (вертикальное и горизонтальное волновые числа, соответственно) и с параметром вертикальной устойчивости атмосферы  $N$  (частота плавучести или Брента-Вяйсяля). Для вертикально распространяющихся ВГВ горизонтальное  $k_h$  и вертикальное  $m$  волновые числа являются действительными, а собственная частота  $\omega$  заключена внутри интервала  $N > \omega > |f|$ . Дисперсионному уравнению (1) соответствуют два интервала гидростатического волнового режима. Интервал промежуточных собственных частот определяется как область частот  $\omega$ , для которых  $f^2 \ll \omega^2 \ll N^2$ . В интервале низких собственных частот величина  $\omega^2$  имеет тот же порядок, что и  $f^2$ , но  $\omega^2 > f^2$ .

Поляризационные уравнения для ВГВ имеют следующий вид [8]:

$$v' = -i \cdot f / \omega \cdot u', \quad (2) \quad w' = -k_h / m \cdot u', \quad (3) \quad |u'| = (g/N) \cdot |T'| / \bar{T} \cdot (1 - f^2 / \omega^2)^{-1/2}, \quad (4)$$

где  $u'$  и  $v'$  – комплексные возмущения скорости ветра соответственно вдоль горизонтальной составляющей волнового вектора и в перпендикулярном направлении,  $w'$  – комплексное возмущение скорости в вертикальном направлении,  $i$  – мнимая единица,  $g$  – ускорение свободного падения у поверхности планеты,  $|T'| = |T'| / \bar{T}$  – амплитуда нормированных возмущений температуры,  $|u'|$  – амплитуда возмущений скорости ветра в направлении горизонтальной компоненты волнового вектора. Знак (') и черта сверху обозначают возмущение и усреднение величины, соответственно. Для вычисления частоты Брента-Вяйсяля по данным измерений вертикального профиля температуры мы использовали выражение [8]:

$$N^2 = g/T \left( \partial T / \partial z + g/c_p \right), \quad (5)$$

где  $c_p$  – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении,  $g/c_p$  – абсолютная величина адиабатического градиента температуры в атмосфере планеты,  $z$  – вертикальная координата.

Наблюдения флуктуаций температуры и скорости ветра в средней атмосфере Земли, обусловленных внутренними волнами, показали, что амплитуды возмущений возрастают с увеличением высоты, однако недостаточно быстро, чтобы соответствовать их росту из-за экспоненциального уменьшения плотности с высотой в отсутствие диссипации энергии. Линейная теория ВГВ объясняет это замедление темпа амплитудного роста следующим образом: когда амплитуда внутренней волны достигает порога сдвиговой неустойчивости по мере распространения волны вверх, диссипация волновой энергии происходит таким образом, что амплитуда ВГВ поддерживается на уровне порога атмосферной неустойчивости. Относительная пороговая амплитуда  $a$  определяется как отношение максимально возможной амплитуды вариаций  $|u'_{sat}|$  горизонтальной скорости ветра к величине собственной горизонтальной фазовой скорости волны  $|c - \bar{u}|$ , и она является той амплитудой волнового поля, при которой возникает динамическая (сдвиговая) неустойчивость в атмосфере. Учитывая критические значения локального числа Ричардсона (Ri) для появления динамической (Ri = 1/4) и конвективной (Ri = 0  $\Leftrightarrow$   $N^2 = 0$ ) неустойчивости, можно определить соответствующие величины пороговых амплитуд. Для конвективной неустойчивости, величина пороговой амплитуды  $a$  всегда равна единице и не зависит от собственной частоты ВГВ. Для большинства собственных частот пороговые амплитуды динамической и конвективной неустойчивости примерно одинаковы и только на низких частотах при  $\omega^2 \sim f^2$  наблюдаются их существенные отличия [11, 12]. Для волн с промежуточными или низкими собственными частотами ( $\omega^2 \ll N^2$ ), учитывая критическое условие Ri = 1/4, линейная теория ВГВ дает следующее выражение для пороговой амплитуды сдвиговой неустойчивости [13]:

$$a = |u'_{sat}| / |c - \bar{u}| = 2 \cdot (1 - f^2 / \omega^2)^{1/2} \cdot [1 + (1 - f^2 / \omega^2)^{1/2}]^{-1}. \quad (6)$$

Авторы работ [11–13] предложили и обосновали гипотезу о том, что волновые движения могут быть динамически неустойчивыми при волновых амплитудах существенно меньше единицы для собственных частот ВГВ вблизи инерционной частоты вследствие вертикального сдвига поперечной составляющей скорости таких движений. Как функция отношения  $f/\omega$ , пороговая амплитуда  $a$  монотонно убывает от единицы до нуля по мере того, как отношение  $f/\omega$  изменяется от нуля ( $\omega^2 \gg f^2$ ) до единицы ( $\omega^2 \sim f^2$ ). Таким образом, в диапазоне собственных частот  $f^2 < \omega^2 \ll N^2$  справедливо следующее ограничение, налагаемое линейной теорией ВГВ на пороговую амплитуду  $a$  сдвиговой неустойчивости:

$$1 > a > 0 \quad (7)$$

Выражение “насыщение волновой амплитуды вследствие сдвиговой неустойчивости” означает, что фактическая волновая амплитуда  $a_e$  достигла пороговой величины  $a$ , которая определяется согласно выражению (6). В работах [8–10] предложен метод идентификации волновых событий и реконструкции характеристик ВГВ по данным

анализа вертикального профиля температуры или плотности в предположении насыщения волновой амплитуды из-за сдвиговой неустойчивости в атмосфере планеты. Авторы указанных работ показали, что фактическую волновую амплитуду  $a_e$  можно определить по результатам анализа вертикального профиля температуры или плотности с помощью следующего соотношения:

$$a_e = \left| u' \right| / \left| c - \bar{u} \right| = (g |m| / N_b^2) \cdot |T'| / T_b = 2\pi g / (\lambda_z N_b^2) \cdot |T'| / T_b = 2\pi g / (\lambda_z N_b^2) \cdot |\rho'| / \rho_b, \quad (8)$$

где  $\lambda_z = 2\pi / |m|$  – вертикальная длина волны,  $N_b$ ,  $T_b = \bar{T}$  и  $\rho_b = \bar{\rho}$  – невозмущенные оценки частоты Брента-Вяйсяля, температуры и плотности, соответственно. Метод базируется на экспериментальном определении и анализе относительной волновой амплитуды, а также использует положение линейной теории ВГВ, заключающееся в том, что фактическая волновая амплитуда контролируется процессами сдвиговой неустойчивости в атмосфере планеты. Если при распространении волны вверх ее амплитуда  $a_e$  превысила пороговое значение  $a$ , то это приводит к неустойчивости в атмосфере и к возникновению турбулентности, которая препятствует дальнейшему росту волновой амплитуды и обуславливает насыщение ВГВ. В рамках разработанного метода сформулирован и обоснован дискриминационный критерий идентификации внутренних волн, в случае выполнения которого анализируемые вариации температуры или плотности в атмосфере планеты могут рассматриваться как волновые проявления. Этот пороговый критерий гласит, что экспериментально определяемая волновая амплитуда  $a_e$  должна соответствовать пороговой амплитуде  $a$  сдвиговой неустойчивости в атмосфере. С учетом соотношения (7) получаем, что анализируемые флуктуации могут быть обусловлены ВГВ, если величина  $a_e$  удовлетворяет неравенству:

$$1 > a = a_e > 0 \quad (9)$$

Неравенство (9) является необходимым критерием идентификации внутренних волн. В противном случае, анализируемые вариации температуры или плотности также могут быть связаны с влиянием тонких регулярных слоев или турбулентности в атмосфере. Для апробации метода использовались данные прямых одновременных измерений температуры и скорости ветра в стратосфере Земли [6]. С помощью анализа годографа скорости ветра авторы работы [6] идентифицировали насыщенную ВГВ и определили ее характеристики. Применение разработанного метода к данным о температуре позволило нам, независимым способом, реконструировать найденные характеристики ВГВ с погрешностью не более 30% [8].

Если величина  $a_e$  удовлетворяет критерию идентификации ВГВ и анализируемые вариации температуры или плотности являются волновыми проявлениями, то из соотношений (6) и (9) можно определить значение собственной частоты  $\omega$  насыщенной внутренней волны:

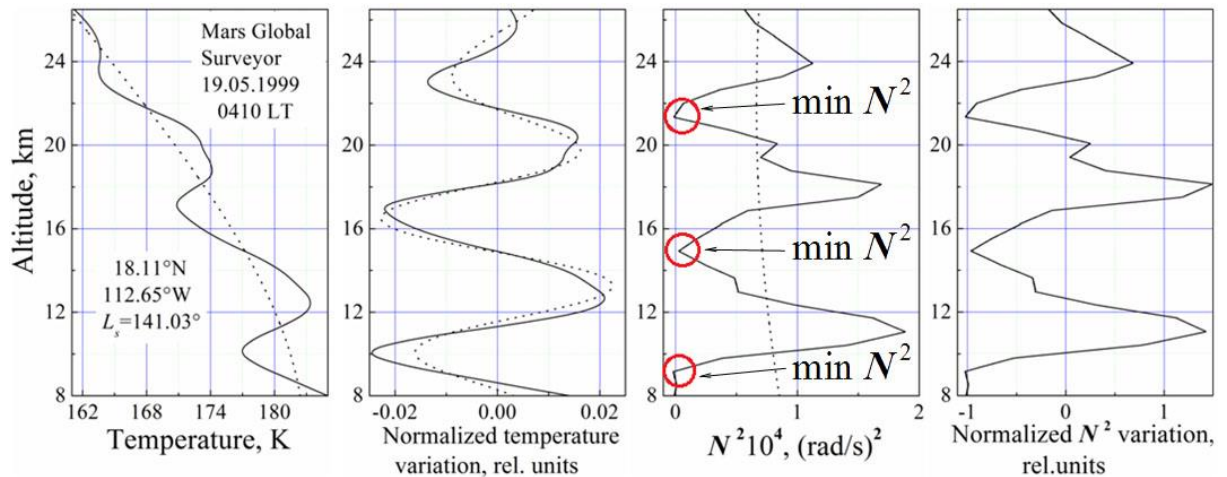
$$\omega = f/2 \cdot (2 - a_e) \cdot (1 - a_e)^{-1/2}. \quad (10)$$

Аналитические выражения для реконструкции других определяемых волновых характеристик, анализ погрешностей их восстановления приведены в работах [8, 10]. Модифицированный вариант разработанного метода дает возможность реконструировать полный набор волновых характеристик, включая такие важные параметры как плотность кинетической, потенциальной и полной энергии ВГВ,

вертикальные потоки волновой энергии и импульса [9]. Анализ высотных вариаций квадрата частоты плавучести позволяет альтернативным способом вычислить относительную волновую амплитуду, идентифицировать ВГВ и реконструировать их характеристики в атмосфере планеты, определить локализацию тонких слоев перемежающейся турбулентности, возникающей при распространении насыщенных ВГВ в атмосфере. В работе [9] показано, что в случае гармонических волновых возмущений амплитуда  $A_{N^2}^{rel}$  относительных флуктуаций квадрата частоты плавучести  $(N^2 - N_b^2) / N_b^2$  совпадает с  $a_e$  и имеет вид:

$$A_{N^2}^{rel} = a_e = |u'| / |c - \bar{u}| = (g|m|/N_b^2) \cdot |T'|/T_b = 1 - N_{min}^2/N_b^2, \quad (11)$$

где  $N_{min}^2 = \min N^2$  – значение локального минимума  $N^2(z)$ . Таким образом, величина относительной волновой амплитуды может быть получена из анализа данных о  $T$  или  $N^2$  и эти две оценки параметров  $a_e$  и  $A_{N^2}^{rel}$  должны согласовываться между собой. Отметим также, что локальная сдвиговая неустойчивость и обусловленная ею турбулентность в атмосфере усиливаются из-за индуцированного волнами вертикального сдвига поперечной компоненты скорости ветра, который достигает максимальных значений на уровнях, где наблюдаются локальные минимумы частоты плавучести [12–14]. Применение разработанного нами метода к анализу вертикальных профилей температуры, восстановленных при проведении радиозатменных миссий, дало возможность идентифицировать ВГВ в атмосферах планет, а также определить величины ключевых волновых характеристик, таких как собственная частота, амплитуды вертикальных и горизонтальных возмущений скорости ветра, вертикальная и горизонтальная длина волны, плотность кинетической и потенциальной энергии, вертикальные потоки волновой энергии и горизонтального импульса [15–18].



**Рис. 1. Следы насыщенной ВГВ (степень насыщения  $\geq 0.95$ ), обнаруженные в вертикальном профиле температуры (19.05.1999 г.) миссии MGS в атмосфере Марса. Параметры внутренней волны:  $\lambda_e=6.6$  км;  $\lambda_n=580$  км;  $E=42,7$  Дж/кг;  $p=E_k/E_p=1.4$ ;  $E_p=17.6$  Дж/кг;  $f/\omega=0.42$ ;  $T^{in}=2\pi/\omega=16.6$  час;  $a_e=0.95$ ;  $|u'|=9.2$  м/с;  $|v'|=3.9$  м/с [15]**

На рис. 1 представлен пример анализа высотных зависимостей вариаций температуры  $T$  и квадрата частоты Брента-Вяйсяля  $N^2$  в интервале 8–26.5 км, восстановленных из радиозатменных измерений миссии *Mars Global Surveyor* (MGS)

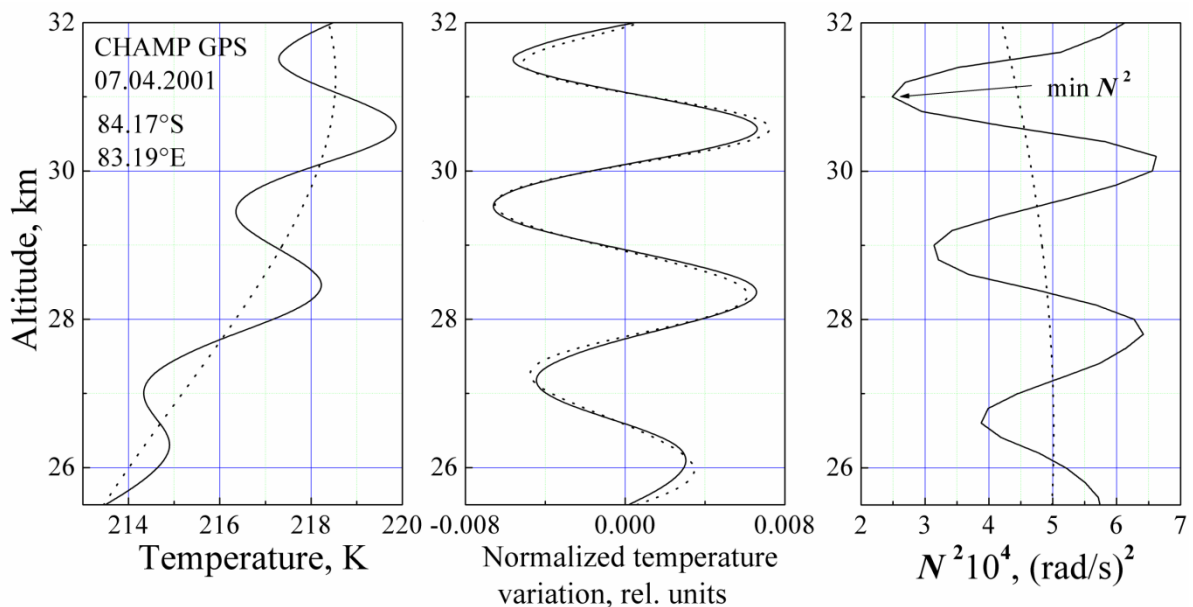
19.05.1999 г. в атмосфере Марса. Эти измерения были проведены марсианским летом (солнечная долгота  $L_s = 141.03^\circ$ ) в 04 ч 10 м местного времени в атмосферном районе с координатами  $18.11^\circ\text{N}$  и  $112.65^\circ\text{W}$ , расположенном над горным вулканическим массивом Фарсиды [1]. Мощные квазипериодические вариации  $T$  и  $N^2$  с вертикальной ( $\lambda_z$ ) и горизонтальной ( $\lambda_h$ ) длиной волны 6.6 и 580 км, соответственно, идентифицируются как проявления насыщенной ВГВ в атмосфере планеты [15]. Две независимые и хорошо согласующиеся между собой оценки волновой амплитуды  $a_e = 0.95$  и  $A_{N^2}^{rel} = 1$  свидетельствуют о том, что степень насыщения волновой амплитуды составляет не менее 95%, поскольку для насыщенной ВГВ с любой собственной частотой ее пороговая амплитуда  $a$  не превышает единицу. Собственная частота  $\omega$  внутренней волны примерно в 2.4 раза больше инерционной частоты  $f$  ( $f/\omega=0.42$ ), а ее кинетическая энергия  $E_k$  в 1.4 раза превосходит потенциальную энергию  $E_p$ . Из рис. 1 следует, что распространение ВГВ приводит к сильной модуляции стабильности атмосферной стратификации. Значения параметра  $N^2$  достигают нулевой отметки около высотных уровней 9, 15 и 21 км, что предполагает здесь не только сдвиговую, но и конвективную неустойчивость, и возникновение тонких слоев перемежающейся турбулентности в атмосфере Марса. Турбулентные слои, индуцированные распространением насыщенной внутренней волны в атмосфере планеты, располагаются вблизи локальных минимумов  $N^2$  и показаны на рис. 1 кружками. Эти тонкие слои турбулентности, имеющие толщину существенно меньше  $\lambda_z$  и горизонтальную протяженность порядка  $\lambda_h$ , не разрушают структуру волнового поля [15].

### **Мониторинг активности ВГВ в приполярной и полярной атмосфере Земли**

Внутренние волны играют большую роль в формировании динамики, теплового режима и климата атмосферы Земли. Эта роль проявляется в глобальном перераспределении энергии и импульса, которая осуществляется атмосферными волнами в процессе их генерации, распространения и обрушения. В полярной атмосфере ВГВ оказывают влияние на формирование полярных стратосферных облаков, которые являются важной составляющей процесса истощения озона в атмосфере Арктики и Антарктики. При исследовании волновых процессов в нижней и средней атмосфере Земли используются различные способы зондирования с помощью радаров, лидаров, ракет, радиозондов и других средств. Однако только спутниковые наблюдения могут обеспечить глобальный географический и временной охват зондируемых районов и радиозатменный мониторинг атмосферы является одним из эффективных способов таких наблюдений. На рис. 2 и 3 показаны высотные зависимости температуры  $T$  и квадрата частоты Брента-Вяйсяля  $N^2$ , восстановленные из радиозатменных измерений миссии CHAMP (Challenging Minisatellite Payload) в полярной атмосфере Антарктики (рис. 2) и приполярной атмосфере Арктики (рис. 3). На панелях последовательно представлены вертикальные профили температуры (слева), нормированных вариаций температуры (средняя панель) и квадрата частоты Брента-Вяйсяля (справа). Сплошными и пунктирными линиями показаны исходные и средние профили, соответственно. Анализ данных о высотных зависимостях температуры в атмосфере Земли позволил нам идентифицировать волновые события и реконструировать характеристики соответствующих ВГВ. Их значения для двух зондируемых районов атмосферы над Арктикой и Антарктикой указаны в подписях к рис. 2 и 3.

Совместная американо-тайваньская спутниковая миссия FORMOSAT-3/COSMIC состоит из группировки шести малых спутников, каждый из которых имеет четыре GPS-антенны и вращается вокруг Земли по низкой орбите с высотой  $\sim 800$  км. Главная цель миссии, стартовавшей в апреле 2006 года, заключалась в демонстрации важности радиозатменных измерений при решении задачи улучшения оперативного численного

прогноза погоды (NWP). Улучшение прогноза погоды может быть достигнуто путем усвоения в имеющихся NWP-моделях данных об атмосферных характеристиках, полученных в режиме практически реального времени. Этими данными являются поля плотности, температуры, давления и относительной влажности в атмосфере. Анализ географических и сезонных распределений атмосферных параметров необходим для понимания процессов переноса энергии и импульса, а также для выяснения реакции полярной атмосферы в ответ на глобальное потепление. Последняя задача представляется особенно важной, поскольку полярные регионы очень чувствительны к изменениям глобальной температуры и это может быть главной причиной поднятия уровня Мирового океана. Мы провели статистический анализ активности ВГВ в полярных и приполярных районах атмосферы Земли, расположенных на широтах более 60°. Для этого были использованы радиозатменные данные о температуре (Level 2) миссии FORMOSAT-3/COSMIC, собранные за период с июля 2006 по март 2009 года (сайт <http://tacc.cwb.gov.tw>). Ежедневное проведение около 2000 радиозатменных экспериментов, что на порядок больше их числа для предыдущих миссий, обеспечило такую плотность данных, которая дает возможность исследовать с высоким пространственным разрешением глобальную морфологию активности ВГВ в полярной и приполярной стратосфере Земли.



**Рис. 2. Волновые возмущения, наблюдаемые из вертикального профиля температуры (7 апреля 2001 года) радиозатменной миссии CHAMP в полярной атмосфере над Антарктикой. Параметры внутренней волны:  $\lambda_z=2.2$  км;  $\lambda_h=1230$  км;  $E=70$  Дж/кг;  $p=E_k/E_p=30$ ;  $E_p=2.3$  Дж/кг;  $f/\omega=0.97$ ;  $T^m=2\pi/\omega=11.6$  час;  $a_e=0.41$ ;  $|u'|=11.8$  м/с;  $|v'|=11.5$  м/с**

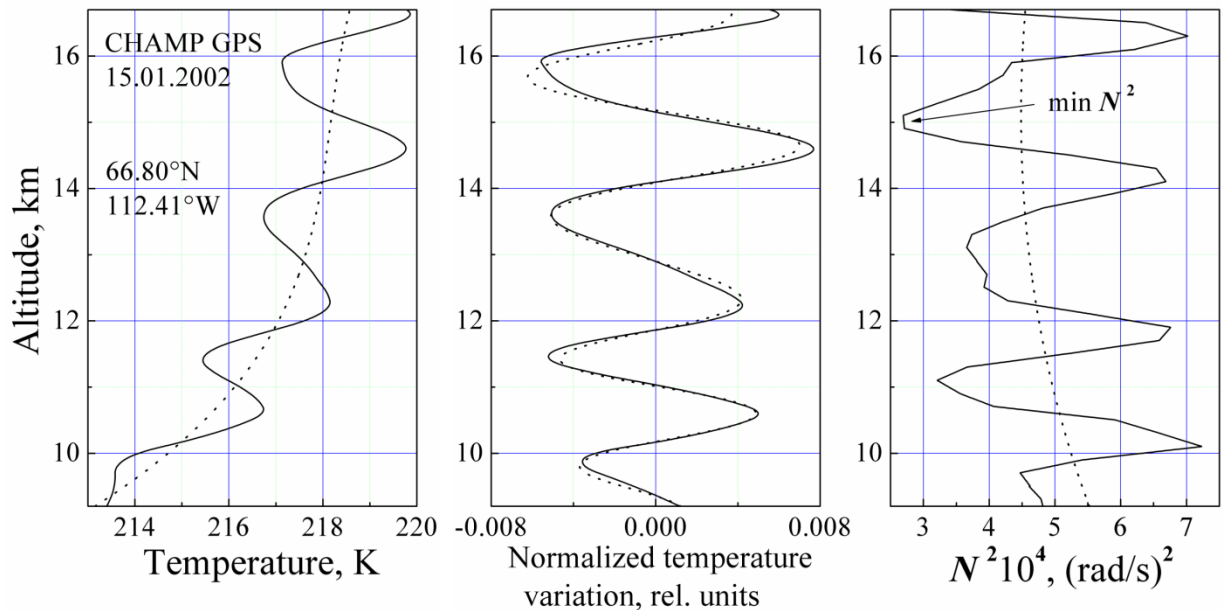
Потенциальная энергия ВГВ на единицу массы  $E_p$ , выбранная нами в качестве индикатора волновой активности, определяется следующим образом [9]:

$$E_p = \frac{1}{2} \frac{g^2}{N_b^2} \left( \frac{T'}{T_b} \right)^2 = \frac{1}{4} \frac{g^2}{N_b^2} \left| \frac{T'}{T_b} \right|^2, \quad (12)$$

где  $g$  – ускорение свободного падения,  $T_b$  – невозмущенная (средняя) температура,  $T'$  – возмущение температуры,  $|T'/T_b|$  – амплитуда нормированных возмущений температуры,  $N_b$  – средняя величина частоты Брента-Вяйсяля. Черта сверху в выражении



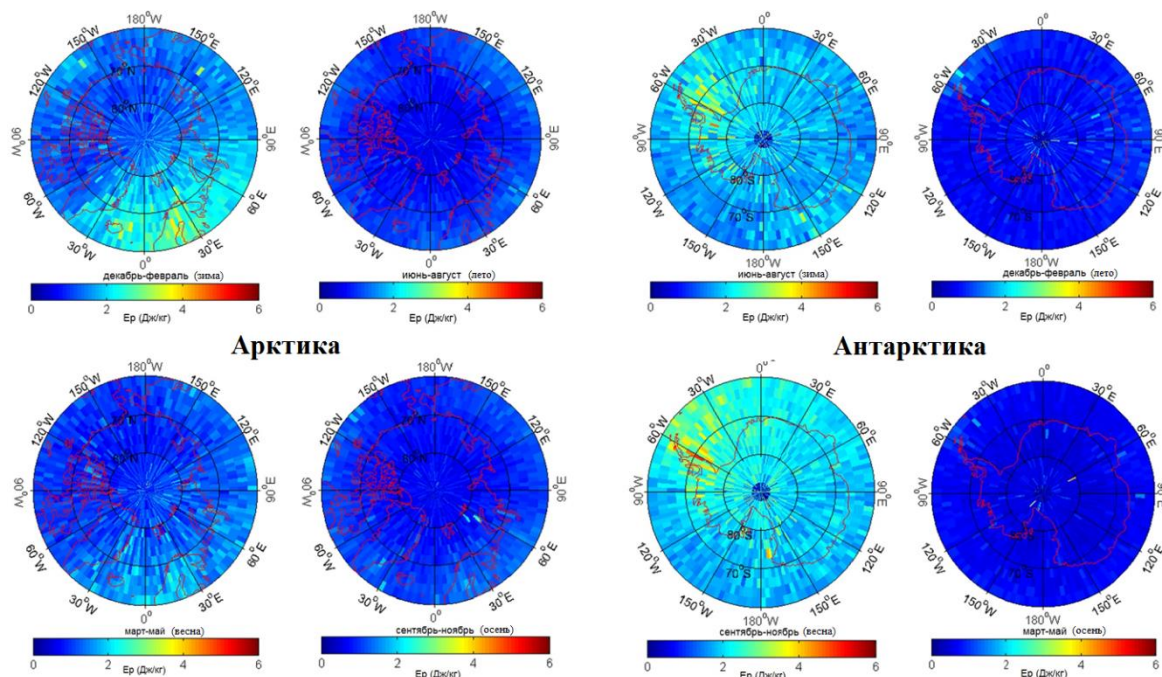
(12) обозначает усреднение соответствующей величины по анализируемому интервалу высот. В данном исследовании мы используем радиозатменные результаты миссии FORMOSAT-3/COSMIC о температуре (Level 2), приведенные на сайте (<http://tacc.cwb.gov.tw>). Эти данные, имеющие очень хорошее разрешение по высоте, обеспечивают уникальную возможность изучения глобальной морфологии ВГВ в полярной стратосфере Земли. Точность восстановления показателя преломления составляет  $< 0.2\%$  в интервале от 10 до 20 км и понижается до значения  $0.7\%$  на высоте 30 км, а погрешность определения температуры лучше  $0.5\text{ K}$  [19]. В полярных регионах Земли мы анализируем атмосферу в интервале высот от 15 до 35 км. На этих высотах влияние ионосферных шумов пренебрежимо мало и, можно ожидать, что флуктуации температуры, определяемые из радиозатменных профилей выше уровня тропопаузы ( $\sim 10\text{ км}$ ), дают надежную информацию об активности ВГВ в полярной атмосфере [9]. На первом этапе для каждого оригинального профиля температуры проводилась высотная интерполяция данных через  $0.2\text{ км}$ , а затем определялся средний профиль температуры путем аппроксимации полиномом 3-ей степени оригинального профиля внутри анализируемого интервала волновых наблюдений. Вычитая значения температуры среднего профиля из соответствующих значений оригинального профиля, мы получали профиль флуктуаций температуры. Мы полагали, что флуктуации с вертикальными длинами волн от 2 до 10 км обусловлены ВГВ. Поэтому, для выделения индуцированных волнами флуктуаций температуры, к вертикальным профилям применялась полосовая фильтрация с отсечкой на 2 и 10 км.



**Рис. 3. Волновые возмущения, наблюдаемые из вертикального профиля температуры (15 января 2002 года) радиозатменной миссии CHAMP в приполярной атмосфере над Арктикой. Параметры внутренней волны:  $\lambda_z=2.1\text{ км}$ ;  $\lambda_h=1450\text{ км}$ ;  $E=65\text{ Дж/кг}$ ;  $p=E_k/E_p=41$ ;  $E_p=1.5\text{ Дж/кг}$ ;  $f/\omega=0.98$ ;  $T^m=2\pi/\omega=13\text{ час}$ ;  $a_e=0.36$ ;  $|u'|=11.4\text{ м/с}$ ;  $|v'|=11.1\text{ м/с}$**

Пороговое ограничение для плотности потенциальной энергии внутренних волн  $E_p$ , которое следует из соотношений (8) и (12) и неравенства (9), имеет вид:

$$E_p = \frac{1}{2} \frac{g^2}{N_b^2} \overline{\left(\frac{T'}{T_b}\right)^2} = \frac{1}{4} \frac{g^2}{N_b^2} \left|\frac{T'}{T_b}\right|^2 = \frac{N_b^2}{4m^2} \cdot \frac{g^2 m^2}{N_b^4} \cdot \left|\frac{T'}{T_b}\right|^2 = \frac{N_b^2}{4m^2} \cdot a_e^2 < \frac{N_b^2}{4m^2} . \quad (13)$$



**Рис. 4. Географические распределения месячных средних значений  $E_p$  для различных сезонов в 2006–2009 году, усредненных по интервалу 20–25 км в атмосфере Арктики (слева) и Антарктики (справа) [17]**

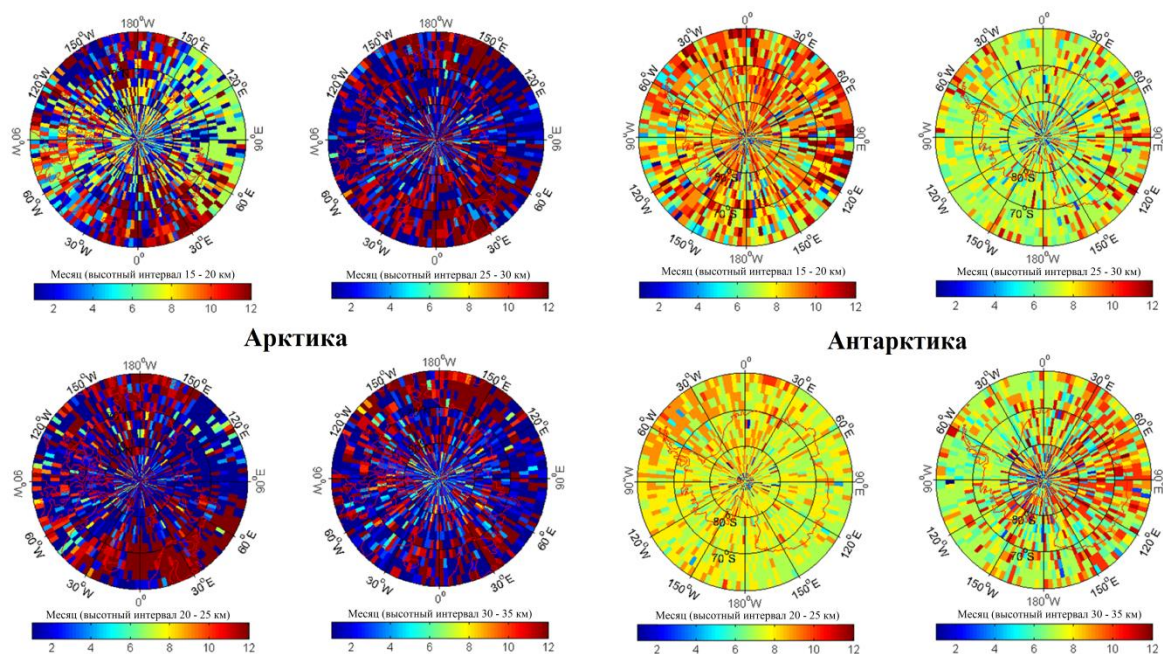
Если анализируемые флуктуации температуры идентифицировались как волновые проявления, то плотность потенциальной энергии  $E_p$  вычислялась из соотношения (12). Исследуемый диапазон высот 15 – 35 км в полярной атмосфере Земли был разделен нами на 4 одинаковых интервала по 5 км каждый. Усредненная по интервалу в 5 км величина  $E_p$  бралась в качестве характеристики  $E_p$  этого интервала для места зондирования и времени проведения измерений. Для каждого месяца измерений, определяемые таким образом величины  $E_p$  распределялись по горизонтальным ячейкам с размерами  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  по широте и по долготе. Усреднение данных, накопившихся в ячейке за конкретный месяц или сезон, давало возможность получить соответственно месячные и сезонные средние оценки  $E_p$  для выбранной ячейки.

Для определения глобальной морфологии плотности потенциальной энергии внутренних волн  $E_p$  в атмосфере Арктики и Антарктики нами была использована большая база данных, охватывающая радиозатменные измерения за почти трехлетний период, которые с хорошей плотностью распределены по широте и по долготе. Поэтому месячные и сезонные средние характеристики имеют высокую статистическую значимость. Географические распределения усредненной по интервалу 20–25 км плотности потенциальной энергии ВГВ в атмосфере Арктики и Антарктики для различных сезонов представлены на рис. 4. Видно, что активность ВГВ является сильной в зимний и весенний периоды и слабой летом и осенью. Однако, максимальные значения плотности потенциальной энергии внутренних волн в атмосфере Арктики достигаются в зимний период. Кластер значительной волновой активности охватывает атмосферу, расположенную на широтах  $60^\circ$ – $70^\circ$ N и долготах  $30^\circ$ W– $90^\circ$ E. В Арктическом регионе, повышенная волновая активность наблюдается, главным образом, над северной Атлантикой (Исландия) и над Скандинавией.

Полученные результаты демонстрируют высокую волновую активность в Антарктический зимний и весенний периоды и слабую активность ВГВ летом и осенью. Потенциальная энергия внутренних волн достигает своего максимума весной и опускается до минимальных значений в осенний период. Волны с большой

потенциальной энергией обнаруживаются зимой в атмосферных районах с долготой  $30^{\circ}$ – $90^{\circ}$ W, окружающих Антарктический полуостров. Часть указанных районов атмосферы ( $30^{\circ}$ – $60^{\circ}$ W) расположена над морем, а другая часть атмосферного кластера высокой активности ВГВ ( $60^{\circ}$ – $90^{\circ}$ W) находится над сушей. Расположение кластера высокой волновой активности в весенний период практически такое же, что и зимой, однако его размеры становятся больше.

На рис. 5 показаны географические распределения месяцев наибольшей активности ВГВ для различных высотных интервалов в 2006–2009 году в атмосфере над Арктикой и Антарктикой. В Арктике на высотах от 15 до 35 км в атмосфере максимальная активность ВГВ наблюдается в период с ноября по февраль. В Антарктике для интервала 15–20 км трудно выделить какой-либо месяц повышенной волновой активности. Здесь на высотах от 20 до 25 км наибольшая активность ВГВ имеет место в июле, августе и сентябре, но август охватывает, пожалуй, большую часть территории Антарктики. Доминирующими месяцами в интервале высот 25–30 км являются июль и август, однако июль – преобладающий месяц активности ВГВ.



**Рис. 5. Географические распределения месяцев наибольшей активности ВГВ для различных высотных интервалов в 2006–2009 году в атмосфере над Арктикой (слева) и Антарктикой (справа) [17]**

Таким образом, мы исследовали активность атмосферных ВГВ на высотах 15–35 км, как в Арктическом, так и Антарктическом регионах на широтах  $> 60^{\circ}$  используя базу данных FORMOSAT-3/COSMIC с июля 2006 по март 2009 года. С помощью температурных профилей радиозатменной миссии COSMIC мы вычисляли вертикальные профили средней температуры, квадрата частоты Брента-Вяйсяля и флуктуаций температуры с длиной волны от 2 до 10 км. Затем определялась плотность потенциальной энергии волн  $E_p$  в интервалах высот 15–20 км, 20–25 км, 25–30 км, 30–35 км. Величины  $E_p$  были усреднены для каждого месяца и для каждого сезона в горизонтальных ячейках с размерами  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  по широте и по долготе. Плотность потенциальной энергии ВГВ увеличивается с высотой, вплоть до 35 км как в северном, так и в южном полушариях. Найдено, что существенное увеличение  $E_p$  зимой и весной обнаруживается над некоторыми горными массивами, такими как Скандинавия,

Исландия, Гренландия, Антарктический полуостров и Трансантарктические горы (рис. 4). Поэтому орографические эффекты являются, по-видимому, одним из основных механизмов генерации ВГВ в полярных регионах. Однако линия визирования радиозатменных наблюдений COSMIC во всех районах была ориентирована преимущественно вдоль оси север-юг, что дает орографическим волнам преимущество при их регистрации [19]. Это обстоятельство предполагает несколько завышенную оценку активности орографических волн в данном случае по сравнению со случаем изотропного источника внутренних волн.

### **Заключение**

Разработан новый метод реконструкции характеристик внутренних гравитационных волн по данным анализа индивидуального вертикального профиля температуры, плотности или частоты Брента-Вайсяля в атмосфере планеты. Сформулирован и обоснован дискриминационный пороговый критерий идентификации внутренних атмосферных волн, в случае выполнения которого анализируемые флуктуации могут рассматриваться как волновые проявления. Применение метода к анализу радиозатменных данных позволило впервые идентифицировать волновые события в атмосфере Земли и Марса, реконструировать ключевые характеристики для обнаруженных волн, включая собственную частоту ВГВ, вертикальную и горизонтальную длину волны, кинетическую и потенциальную энергию ВГВ на единицу массы, которые важны при параметризации волновых эффектов в моделях циркуляции атмосферы.

Проведен статистический анализ активности внутренних атмосферных волн в полярных и приполярных районах стратосферы Земли, расположенных на широтах более 60°. Для этого были использованы радиозатменные данные о температуре (Level 2) миссии FORMOSAT-3/COSMIC, собранные за период измерений с июля 2006 по март 2009 года (сайт <http://tacc.cwb.gov.tw>). Определены и проанализированы географические и сезонные распределения плотности потенциальной энергии ВГВ (индикатор волновой активности) в интервале высот от 15 до 35 км.

*Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Программы 28 Президиума РАН и гранта РФФИ № 19-02-00083А.*

### **Литература**

1. Creasey J.E., Forbes J.M., Hinson D.P. Global and seasonal distribution of gravity wave activity in Mars' lower atmosphere derived from MGS radio occultation data. *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L01803, doi: 10.1029/2005GL024037.
2. Fritts D.C., Wang L., Tolson R.H. Mean and gravity wave structures and variability in the Mars upper atmosphere inferred from Mars Global Surveyor and Mars Odyssey aerobraking densities. *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. A12304, doi: 10.1029/2006JA011897.
3. Hinson D.P., Tyler G.L., Hollingsworth J.L., Wilson R.J. Radio occultation measurements of forced atmospheric waves on Mars. *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. E1. P. 1463–1480.
4. Wilson R.J. Evidence for nonmigrating thermal tides in the Mars upper atmosphere from the Mars Global Surveyor Accelerometer Experiment. *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 7, doi: 10.1029/2001GL013975.
5. Withers P. Mars Global Surveyor and Mars Odyssey accelerometer observations of the Martian upper atmosphere during aerobraking. *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. L02201, doi: 10.1029/2005GL024447.
6. Cot C., Barat J. Wave-turbulence interaction in the stratosphere: a case study. *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. D2. P. 2749–2756.
7. Fritts D.C., Alexander M.J. Gravity wave dynamics and effects in the middle atmosphere. *Rev. Geophys.* 2003. V. 41. № 1. 1003, doi:10.1029/2001RG000106.

8. Gubenko V.N., Pavelyev A.G., Andreev V.E. Determination of the intrinsic frequency and other wave parameters from a single vertical temperature or density profile measurement. *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D08109, doi:10.1029/2007JD008920.
9. Gubenko V.N., Pavelyev A.G., Salimzyanov R.R., Pavelyev A.A. Reconstruction of internal gravity wave parameters from radio occultation retrievals of vertical temperature profiles in the Earth's atmosphere. *Atmos. Meas. Tech.* 2011. V. 4. № 10. P. 2153–2162, doi:10.5194/amt-4-2153-2011.
10. Губенко В.Н., Павельев А.Г., Салимзянов Р.Р., Андреев В.Е. Методика определения параметров внутренней гравитационной волны по измерению вертикального профиля температуры или плотности в атмосфере Земли. *Космич. исслед.* 2012. Т. 50. № 1. С. 23–34.
11. Dunkerton T.J. Inertia-gravity waves in the stratosphere. *J. Atmos. Sci.* 1984. V. 41. P. 3396–3404.
12. Fritts D.C., Rastogi P.K. Convective and dynamical instabilities due to gravity motions in the lower and middle atmosphere: Theory and observations. *Radio Sci.* 1985. V. 20. № 6. P. 1247–1277.
13. Fritts D.C. A review of gravity wave saturation processes, effects, and variability in the middle atmosphere. *Pure Appl. Geophys.* 1989. V.130. P. 343–371.
14. Dunkerton T.J. Theory of internal gravity wave saturation. *Pure Appl. Geophys.* 1989. V.130. P. 373–397.
15. Губенко В.Н., Кириллович И.А., Павельев А.Г. Характеристики внутренних волн в атмосфере Марса, полученные на основе анализа вертикальных профилей температуры миссии Mars Global Surveyor. *Космич. исслед.* 2015. Т. 53. № 2. С. 141–151, doi: 10.7868/S0023420615020028.
16. Губенко В.Н., Павельев А.Г., Андреев В.Е., Кириллович И.А., Салимзянов Р.Р. Радиозатменные исследования внутренних волн и слоистых структур в атмосферах Земли, Марса и Венеры. Монография: Современные достижения в плазменной гелиогеофизике / Под ред. Л.М. Зеленого, А.А. Петруковича, И.С. Веселовского. – М.: ИКИ РАН, 2016. – 672 с. – ISBN 978-5-00015-011-5, Часть IV – «Ионосфера и верхняя атмосфера», Глава IV.6, С. 548–554, <http://iki.cosmos.ru/books/2016petrukovich-2.pdf>.
17. Губенко В.Н., Кириллович И.А., Лиу Й.-А., Павельев А.Г. Мониторинг активности внутренних гравитационных волн в атмосфере Арктики и Антарктики. *Известия ВУЗов. Физика.* 2016. Т. 59. №12-3. С. 80–85.
18. Губенко В.Н., Кириллович И.А., Павельев А.Г., Андреев В.Е. Обнаружение насыщенных внутренних гравитационных волн и реконструкция их характеристик в атмосфере Марса. *Известия ВУЗов. Физика.* 2016. Т. 59. №12-2. С. 46–49, ISSN 0021-3411.
19. Alexander S. P., Klekociuk A. R., and Tsuda T. Gravity wave and orographic wave activity observed around the Antarctic and Arctic stratospheric vortices by the COSMIC GPS-RO satellite constellation. *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. D17103, doi: 10.1029/2009JD011851.