

МЕТОД ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК РАСПРОСТРАНЕНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН, НАБЛЮДАВШИХСЯ ВО ВРЕМЯ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ

А.В. Медведев, К.Г. Ратовский, М.В. Толстикова, С.С. Алсаткин

METHOD OF DETERMINING CHARACTERISTICS OF PROPAGATION OF PLANETARY WAVES OBSERVED DURING STRATOSPHERIC WARMINGS

A.V. Medvedev, K.G. Ratovsky, M.V. Tolstikov, S.S. Alsatkin

Данная работа посвящена временному подходу к изучению характеристик распространения волнообразных возмущений температуры во время стратосферных потеплений. Работа основана на данных, полученных спутником AURA. Показано, что температурные возмущения во время стратосферных потеплений являются интерференцией, как минимум, двух волн. Создана двухволновая интерференционная модель стратосферных потеплений. В рамках модели определены характеристики планетарных волн для потеплений 2007–2008, 2008–2009 и 2012–2013 гг. Периоды возмущений варьируют от 5 до 40 дней, вертикальные длины волн – от 20 до 150 км. Горизонтальные волновые числа соседних точек хорошо согласованы друг с другом и плавно меняются по пространству и времени, образуя вихреобразные структуры. Отмечается хорошая корреляция между количеством ПИВ и температурой на 80 км в периоды стратосферных потеплений.

Динамика атмосферы во многом определяется планетарными и внутренними гравитационными волнами (ВГВ), обеспечивающими связь между нижней, средней и верхней атмосферой. Во время стратосферных потеплений усиливается генерация и распространение вверх волновых возмущений различного масштаба. В частности, нами обнаружена корреляция между количеством перемещающихся ионосферных возмущений и температурой на 80 км в периоды стратосферных потеплений для Иркутска (рис. 1).

Количество ПИВ определялось по данным иркутского ионозонда с помощью методики, описанной в работах [Tolstikov et al., 2011a]. Впервые стратосферные потепления были обнаружены Ричардом Шерхагом в 1952 г. Однако механизм возникновения потеплений окончательно не ясен до сих пор. Одной из основных гипотез возникновения стратосферных

потеплений считают волновую теорию, в которой главным механизмом являются волновые возмущения планетарного масштаба. В данной работе исследование динамических характеристик атмосферных планетарных волн, наблюдавшихся в период сильных стратосферных потеплений, производится на основе спутниковых данных по температуре атмосферы, полученных зондом MLS (Microwave Limb Sounder), установленным на борту космического аппарата EOS AURA. Первоначально мы пытались оценить скорость и направление распространения волновых возмущений с помощью кросскорреляционного метода, разработанного нами для ионосферных волновых возмущений [Ratovsky et al., 2008; Медведев и др., 2009]. Однако азимут и модуль скорости распространения, вычисленные данным методом, показали сильную вариативность как по времени, так и по пространству [Tolstikov et al., 2011b; 2012]. К тому же оказалось, что температурные возмущения имеют крайне низкий межвысотный и высокий межширотный и междолготный коэффициенты корреляции. Анализ картины возмущений показал, что в широком диапазоне широт и долгот в период стратосферных потеплений наблюдаются устойчивые ромбообразные высотно-временные структуры. На рис. 2 представлены возмущения температуры в Иркутске для трех потеплений с использованием контрастной шкалы.

Простейшей моделью, которая может приводить к образованию ромбоподобной структуры, является модель интерференции падающей и отраженной волн:

$$A \sin(\omega t - k_z z + \phi_1) + B \sin(\omega t + k_z z + \phi_2). \quad (1)$$

С помощью метода наименьших средних квадратов мы для каждой точки пространства и ее ближайших соседей находили оптимальные коэффициенты в модели (1). Частоты и вертикальные числа выбирались общими для всех девяти точек, фазы и амплитуды – собственные для каждой точки. Ниже представлен минимизируемый функционал:

$$\sum_{n=0}^N \sum_{i=-L}^L \sum_{j=-2}^2 \sum_{k=-2}^2 (T(\text{day} + l, \text{longitude} + ih_x, \text{latitude} + jh_y - A_{ij} \sin(w*(\text{day} + l) + k_z * z_n + \phi_{1ij}) - B_{ij} \sin(w*(\text{day} + l) - k_z * z_n + \phi_{2ij}))^2 \rightarrow \min$$

Суммирование по n проводится по всем значимым высотам. Суммирование по l – это суммирование по времени, диапазон определяется размерами ромба. В частности, для 2008 г. характерный размер составляет 19 дней ($L=9$). Суммирование по i и j прово-

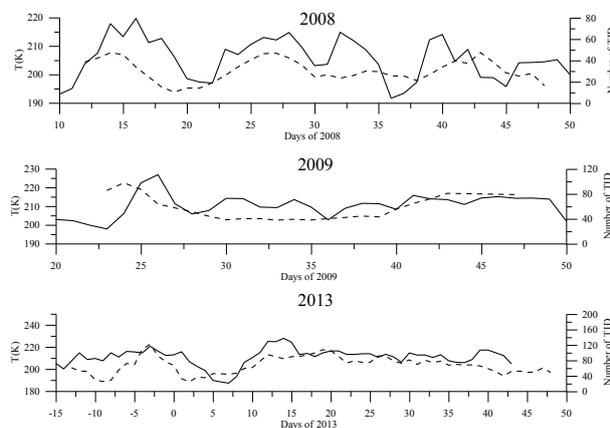


Рис. 1. Количество ПИВ (штриховая линия) и температура на 80 км.

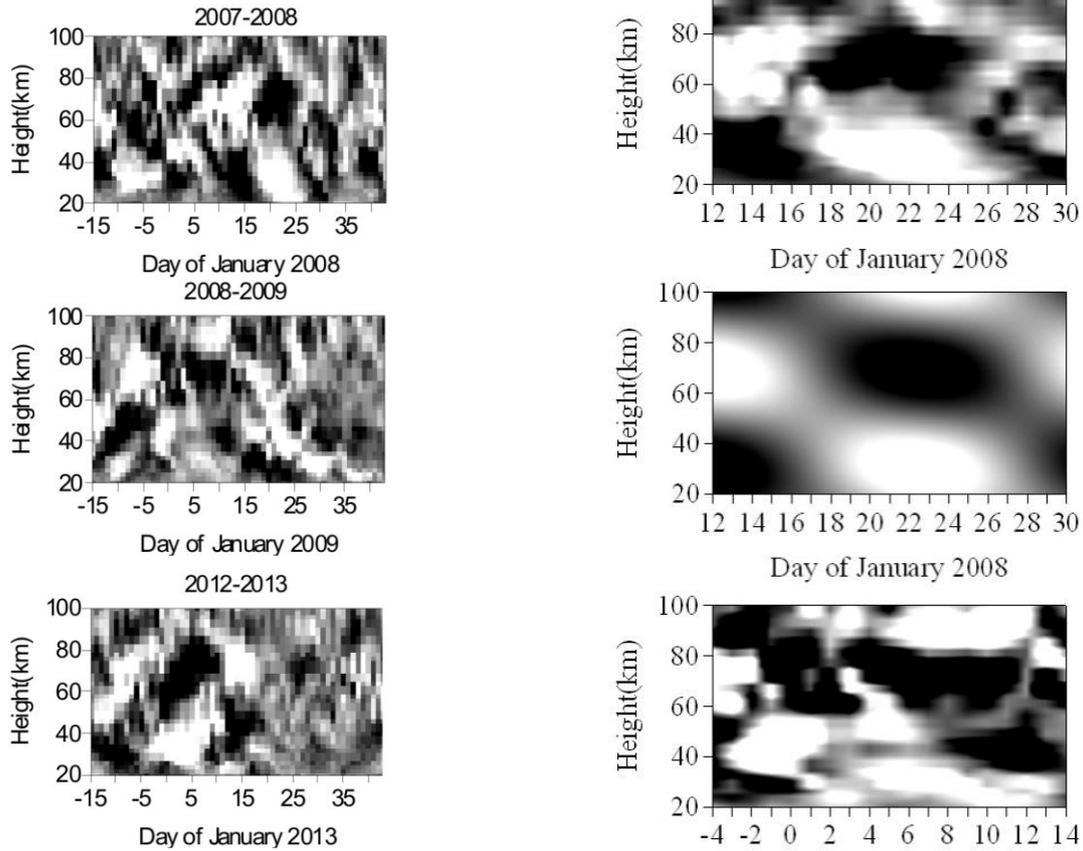


Рис. 2. Возмущения температуры в Иркутске для трех потеплений с использованием контрастной шкалы.

дится по соседним точкам по долготе и широте. Для упрощения процедуры минимизации, необходимо переписать модель в квадратурах:

$$A_1 \sin(\omega t + k_z z) + A_2 \cos(\omega t + k_z z) + B_1 \sin(\omega t - k_z z) + B_2 \cos(\omega t - k_z z) \quad (2)$$

Тогда задача сведется к нахождению частот и вертикальных волновых чисел, остальные параметры (различные для каждой из девяти точек) найдутся из решения линейной системы:

$$M * \begin{pmatrix} A_1 \\ A_2 \\ B_1 \\ B_2 \end{pmatrix} = \left(\sum_{l=-L}^{L} \sum_{n=0}^N T_{ln} * X_{lin} \right), \quad (3)$$

где

$$X = \begin{pmatrix} \sin(\omega t + k_z z) \\ \cos(\omega t + k_z z) \\ \sin(\omega t - k_z z) \\ \cos(\omega t - k_z z) \end{pmatrix}. \quad (4)$$

Продолжение формулы на сл. стр.

На рис. 3 представлено сравнение модели и эксперимента для Иркутска.

Оказалось, что зависимость фазы от долготы и широты с достаточной точностью является линейной. Таким образом, мы можем определить долготные и широтные волновые числа. Результаты расчетов для 2013 г. иллюстрируют рис. 4, 5.

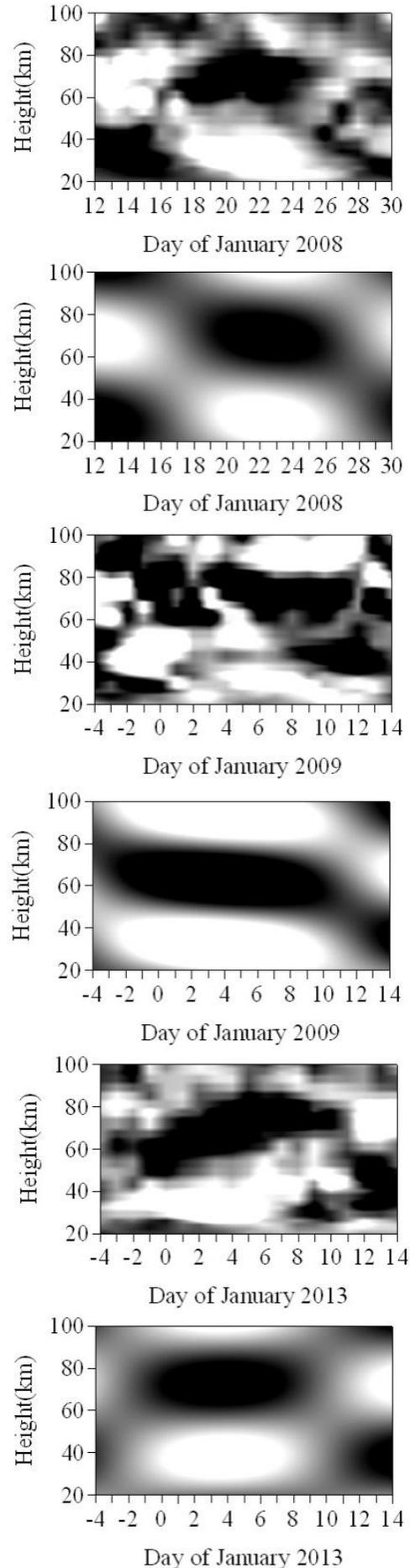


Рис. 3. Сравнение модели и эксперимента.

$$M = \begin{pmatrix} \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{1ln} * X_{1ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{1ln} * X_{2ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{1ln} * X_{3ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{1ln} * X_{4ln} \\ \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{2ln} * X_{1ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{2ln} * X_{2ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{2ln} * X_{3ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{2ln} * X_{4ln} \\ \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{3ln} * X_{1ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{3ln} * X_{2ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{3ln} * X_{3ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{3ln} * X_{4ln} \\ \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{4ln} * X_{1ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{4ln} * X_{2ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{4ln} * X_{3ln} & \sum_{l=-L}^L \sum_{n=0}^N X_{4ln} * X_{4ln} \end{pmatrix} \quad (5)$$

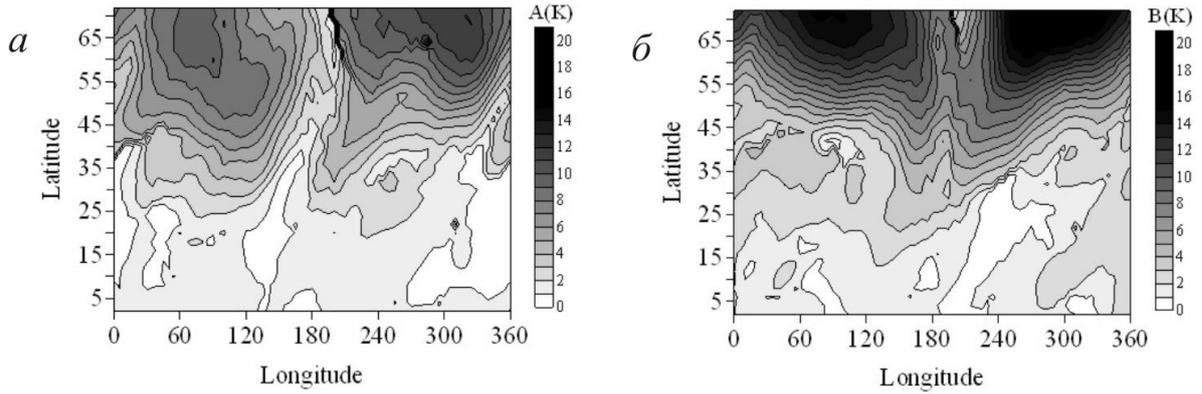


Рис. 4. Амплитуды волн с фазовой скоростью, направленной вверх (а) и вниз (б).

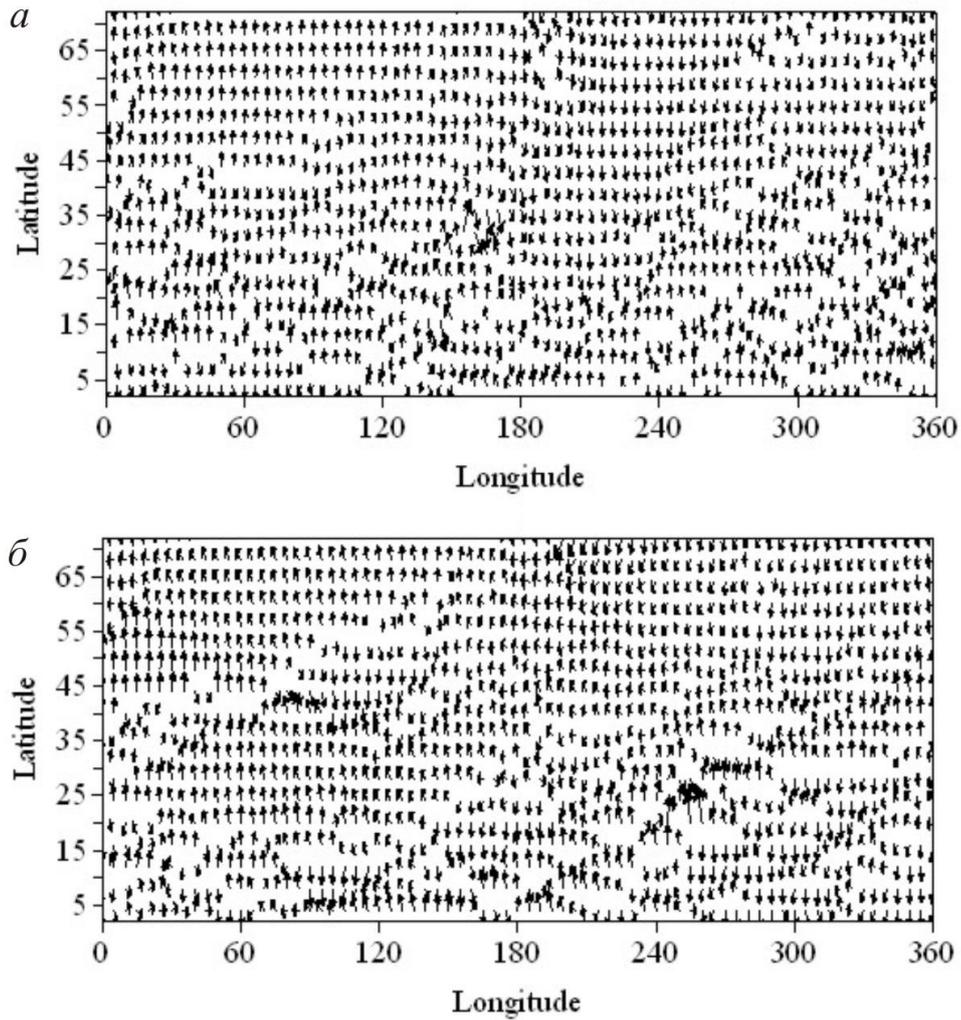


Рис. 5. Горизонтальные волновые числа для волн с фазовой скоростью, направленной вверх (а) и вниз (б).

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, гранты № 12-05-31147 и № 13-05-00153.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Медведев А.В., Ратовский К.Г., Толстиков М.В., Кушнарев Д.С. Метод исследования пространственно-временной структуры волновых возмущений в ионосфере // Геомагнетизм и аэронавигация. 2009. Т. 49, № 6. С. 812–823.

Tolstikov M.V., Medvedev A.V., Ratovsky K.G. Statistical analysis of ionospheric activity in the period of low solar activity using DPS-4 ionosonde data // Proc. XXXth URSI General Assembly. Istanbul, August 2011, G02.6 (CD-ROM published).

Ratovsky K.G., Medvedev A.V., Tolstikov M.V., Kushnarev D.S. Case studies of height structure of TID propagation characteristics using cross-correlation analysis of incoherent scatter radar and DPS-4 ionosonde data // Adv. Space Res. 2008. V. 41, Iss. 9. P. 1453–1458.

Tolstikov M.V., Medvedev A.V., Ratovsky K.G. Case studies of dynamic characteristics of atmospheric planetary waves during stratospheric warmings in winter 2008 // Proc. XXXth URSI General Assembly. Istanbul, August 2011, F07.10 (CD-ROM published).

Tolstikov M.V., Medvedev A.V., Ratovsky K.G. Time approach to the study of temperature disturbances during strong stratospheric warming in winter 2008 // Proc. MMET 2012 (CD-ROM published).

Институт солнечно-земной физики СО РАН, Иркутск