УДК [551.513:551.510:551.57].001.572

Трехмерная полуэмпирическая климатическая модель распределения водяного пара и ее использование в радиационном блоке модели средней и верхней атмосферы

Т. С. Ермакова*, И. А. Статная*, И. Н. Федулина**,
Е. В. Суворова*, А. И. Погорельцев*

Для более корректного моделирования стационарных планетарных волн и атмосферных приливов с помощью модели средней и верхней атмосферы (МСВА) была создана трехмерная (долгота — широта — высота) полуэмпирическая климатическая модель распределения водяного пара в тропосфере, которая учитывает сезонные изменения. Радиационные блоки нагрева и выхолаживания в МСВА были модифицированы с учетом зависимости концентрации водяного пара от долготы. Расчеты, выполненные с использованием модифицированной версии МСВА, показали, что учет неоднородностей содержания водяного пара вдоль широтного круга приводит к существенной зависимости солнечного нагрева от долготы, что влияет на амплитуды стационарных планетарных волн в стратосфере.

Ключевые слова: водяной пар, трехмерная модель средней и верхней атмосферы, радиационный нагрев, динамический и тепловой режимы средней атмосферы.

Введение

Поглощение солнечной радиации водяным паром в тропосфере ведет к нагреву атмосферы в низких широтах, что в значительной степени определяет положение и интенсивность тропосферных струйных течений, которые воздействуют на распространение стационарных планетарных волн (СПВ) в стратосферу [10, 14]. Учет вариаций нагрева вследствие поглощения солнечного излучения водяным паром вдоль широтного круга можно рассматривать как дополнительные источники СПВ в тропосфере, которые влияют на процессы тропосферно-стратосферного взаимодействия [17, 18]. Суточные вариации нагрева приводят к возбуждению колебаний метеорологических параметров с частотами, кратными частоте вращения Земли, т. е. к генерации атмосферных приливов [1, 5]. Зависимость суточных вариаций нагрева атмосферы от долготы будет приводить к генерации так называемых немигрирующих приливов, т. е. приливов, зональная фазовая скорость которых не совпадает со скоростью движения Солнца [13].

Модель средней и верхней атмосферы (МСВА) представляет собой трехмерную нелинейную модель общей циркуляции атмосферы от уровня 1000 *гПа* до высоты ионосферного слоя F2 [2]. В ней задаются климатические среднезональ-

** Российский государственный гидрометеорологический университет; e-mail: taalika@mail.ru, apogor@rshu.ru*
*** Алмаатинский университет энергетики и связи.*

ные распределения водяного пара в тропосфере, которые были получены на основе данных реанализа NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction — National Center for Atmospheric Research, США) за период 1991—2002 гг. [11, 12]. Учет суточных вариаций нагрева атмосферы вследствие поглощения солнечной радиации позволил правильно моделировать мигрирующие атмосферные приливы [7] (следует отметить, что модель МСВА была разработана на основе оригинальной модели COMMA-LIM). Недавно с помощью МСВА была создана эмпирическая трехмерная модель распределения озона в средней атмосфере [3], использование которой при моделировании циркуляции средней атмосферы показало, что учет вариаций озона вдоль широтного круга существенно влияет на генерацию немигрирующих приливов, а также на динамику стратосферы в целом [4]. Целью настоящей работы является построение полуэмпирической климатической трехмерной модели распределения водяного пара в тропосфере для ее дальнейшего использования в МСВА с целью изучения генерации СПВ и немигрирующих атмосферных приливов вследствие возникающих неоднородностей солнечного нагрева атмосферы. В статье описаны принципы построения трехмерной эмпирической модели распределения водяного пара, представлена используемая в МСВА параметризация нагрева атмосферы в результате поглощения солнечной радиации водяным паром и кратко рассмотрены результаты моделирования.

Полуэмпирическая климатическая модель распределения водяного пара

Для учета в МСВА сезонного хода водяного пара были взяты суточные значения удельной влажности из реанализа NCEP/NCAR за 1991—2002 гг. для изобарических поверхностей 1000 и 300 *гПа*:

$$SH = \frac{m_{\mathrm{H_2O}}}{m_{\mathrm{H_2O}} + m_{\mathrm{dry\,air}}}, \tag{1}$$

где SH — удельная влажность (*кг/кг*); $m_{\mathrm{H_2O}}$ — масса водяного пара, $m_{\mathrm{dry\ air}}$ — масса сухого воздуха.

Удельная влажность была осреднена за период 1991—2002 гг. и затем разложена в ряд Фурье по долготе на четыре гармоники:

$$SH(\varphi, \lambda, t) = a_0(\varphi, t) + \sum_{m=1}^{4} [a_m(\varphi, t)\cos(m\lambda/360) + b_m(\varphi, t)\sin(m\lambda/360)], \tag{2}$$

где φ — широта; λ — долгота; t — время (*сут*), a_0 — среднезональное значение, a_m, b_m — коэффициенты разложения; m — зональное волновое число.

Далее среднезональное значение a_0 и каждый коэффициент разложения a_m, b_m были отдельно разложены в ряд Фурье по времени:

$$a_m(\varphi, t) = c_m^0(\varphi) + \sum_{n=1}^{4} [c_m^n(\varphi)\cos(nt/365) + d_m^n(\varphi)\sin(nt/365)], \tag{3}$$

$$b_m(\varphi, t) = e_m^0(\varphi) + \sum_{n=1}^{4} [f_m^n(\varphi)\cos(nt/365) + g_m^n(\varphi)\sin(nt/365)], \tag{4}$$

где $c_m^0(\varphi)$ и $e_m^0(\varphi)$ — среднегодовые значения; $c_m^n(\varphi)$, $d_m^n(\varphi)$, $f_m^n(\varphi)$, $g_m^n(\varphi)$ — коэффициенты разложения; n — номер гармоники по времени; m = 0—4 для a_m и m = 1—4 для b_m.

Концентрация водяного пара уменьшается с высотой экспоненциально, и для ее учета в радиационном блоке модели в тропосфере была введена так называемая шкала высот:

$$S = \frac{7\ln\left(\frac{p_0}{p_1}\right)}{\ln(SH_0) - \ln(SH_1)}, \qquad (5)$$

где S — шкала высот в километрах, p_0, p_1 — соответственно давление 1000 и 300 *гПа*; SH_0, SH_1 — удельная влажность на изобарических поверхностях 1000 и 300 *гПа* соответственно.

К полученным таким образом распределениям шкалы высот для водяного пара применялись те же процедуры разложения в ряды Фурье по долготе и затем по времени, что и для значений удельной влажности. В модели задаются среднегодовые значения $c_m^0(\varphi)$, $e_m^0(\varphi)$ и коэффициенты разложения в ряды Фурье по времени $c_m^n(\varphi)$, $d_m^n(\varphi)$, $f_m^n(\varphi)$, $g_m^n(\varphi)$ для удельной влажности и шкалы высот. Для восстановления значений в рассматриваемый сезон необходимо задать лишь номер дня года. Широтно-долготные распределения удельной влажности с фактором 1000 на изобарических поверхностях 1000 и 300 *гПа* для января по данным NCEP/NCAR и восстановленные с использованием эмпирической модели, а также абсолютные ошибки аппроксимации представлены на рис. 1.

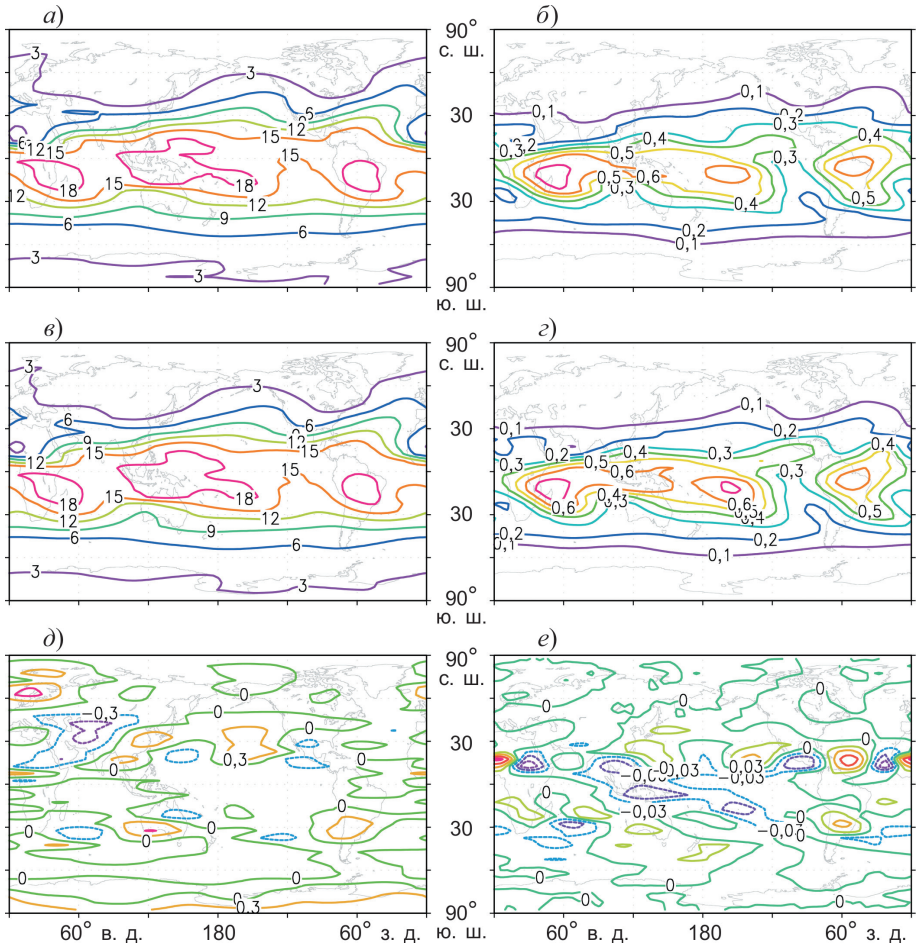

Рис. 1. Климатические широтно-долготные распределения удельной влажности с фактором 1000 для января на изобарической поверхности 1000 (*а*, *в*, *д*) и 300 *гПа* (*б*, *г*, *е*). *а*, *б* — распределения по данным NCEP/NCAR, *в*, *г* — аппроксимация в модели МСВА; *д*, *е* — абсолютные ошибки аппроксимации.

Очевидно, что структура неоднородностей водяного пара вдоль широтных кругов схожа на обеих изобарических поверхностях. Стоит отметить, что изменчивость относительной влажности по долготе не проявляется в отдельных слоях, но охватывает всю тропосферу, что, в свою очередь, должно влиять на нагрев атмосферы вследствие поглощения солнечной радиации молекулами водяного пара. Отметим, что максимальная изменчивость по долготе в распределении удельной влажности наблюдается в широтном поясе 30° ю. ш. — 30° с. ш.

Параметризация нагрева атмосферы вследствие поглощения солнечной радиации водяным паром

Коэффициенты поглощения солнечной радиации водяным паром для отдельных спектральных полос известны из экспериментов, проведенных в лаборатории [9]. Основываясь на этих данных, авторы [16] вывели эмпирическое уравнение для спектрального поглощения:

$$A_i = \frac{1}{\Delta v_1}[C_i + D_i \lg(up^{\eta_i} + \chi_{0i})], \tag{6}$$

где Δv_1 — полоса пропускания; u — количество поглощающего вещества (H_2O) по пути луча, *см*^{3}; $\chi_{0i} = 10^{-C_i/D_i}$; $\eta_i = K_i/D_i$; C_i, K_i и D_i — эмпирические константы.

При $u \to \infty$ значения $A_i(u)$ определяются экспериментально. При $u \to 0$ $A_i(u) \to 0$. Нижний индекс i = 1—6 обозначает спектральную полосу. В таблице представлены значения констант.

Рассчитанные с использованием климатического распределения водяного пара в январе и описанной выше параметризации среднесуточные широтно-высотные распределения нагрева атмосферы для зональных волновых чисел $m = 0$ (среднезональные значения нагрева) и m = 1—3 (амплитуды тепловых источников стационарных планетарных волн) представлены на рис. 2.

Для расчета радиационного выхолаживания в полосе водяного пара 6,3 *мкм* использована параметризация, предложенная в статье [6].

Результаты модельных расчетов с использованием МСВА

Для изучения влияния учета вариаций вдоль широтного круга нагрева вследствие поглощения солнечной радиации водяным паром в тропосфере на динамику средней атмосферы было выполнено моделирование общей циркуляции атмосферы с использованием МСВА при учете двух- и трехмерных рас-

Эмпирические константы для спектральных полос поглощения солнечной радиации водяным паром [15]

λ(μ*m*)	*i*	C_i	D_i	K_i	Δv_i, *см*
0,72	1a	16	31	7	1375
0,82	1b	9	20	5	1525
0,94	1	–135	230	125	1400
1,1	2	–292	345	180	1000
1,38	3	202	460	198	1500
1,87	4	127	232	144	1100
2,7	5	337	246	150	1000
3,2	6	–144	295	151	540

Примечание. i — спектральная полоса.

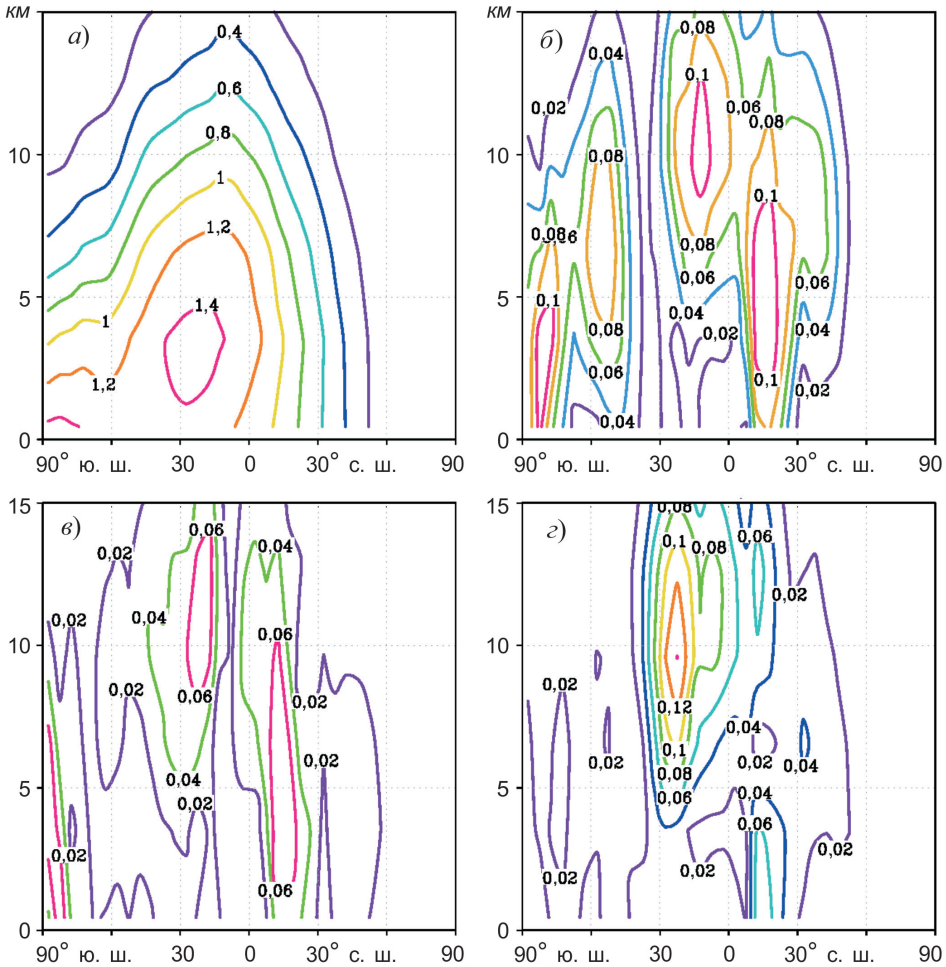

Рис. 2. Среднесуточные широтно-высотные распределения нагрева атмосферы для среднезональных значений (*а*) и амплитуды зональных гармоник в нагреве с волновыми числами $m = 1$ (*б*), $m = 2$ (*в*) и $m = 3$ (*г*).

Здесь и на последующих рисунках на оси ординат указана лог-изобарическая высота $z = H \ln\left(\frac{p}{p_0}\right)$, где $H = 7$ *км*, $p_0 = 1000$ *гПа*.

пределений водяного пара. Полученные в результате моделирования для обоих случаев широтно-высотные среднемесячные распределения зонального потока для января представлены на рис. 3. Как видно на рисунке, учет трехмерного распределения водяного пара приводит к усилению зонального потока в стратосфере. Были рассмотрены также стационарные планетарные волны с волновыми числами $m = 1$ и 2 (СПВ1, СПВ2), рассчитанные с учетом двухмерных и трехмерных полей водяного пара. Соответствующие распределения амплитуд этих волн для января показаны на рис. 4. Сопоставление результатов расчетов показывает, что реакции СПВ1 и СПВ2 различны. Учет неоднородностей водяного пара вдоль широтного круга приводит к ослаблению СПВ1 и усилению СПВ2 в стратосфере Северного полушария. Кроме этого, изменяется структура СПВ2 (при двухмерном распределении наблюдается два максимума, тогда как при учете зависимости содержания водяного пара от долготы — только один максимум СПВ2 на высоте 50—60 *км*).

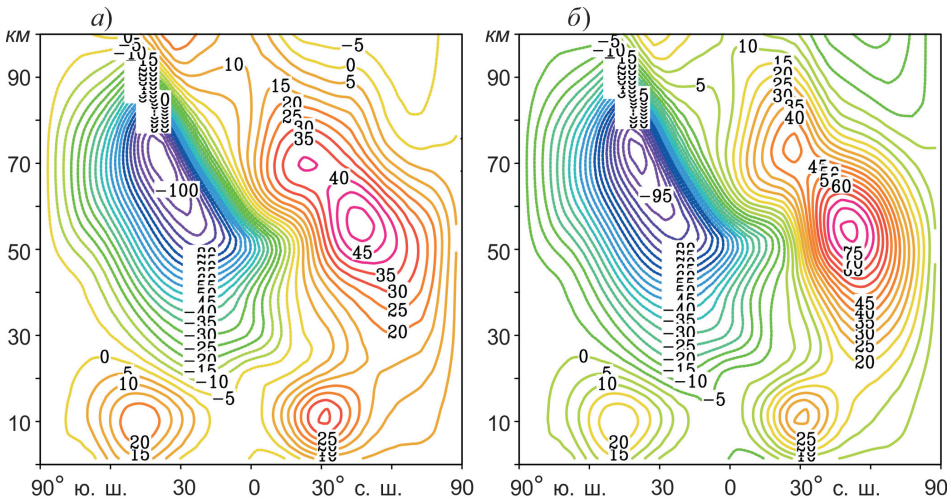

Рис. 3. Широтно-высотные среднемесячные распределения зонального потока (*м/с*) для января, рассчитанные с учетом двухмерных (*а*) и трехмерных распределений водяного пара (*б*).

Таким образом, учет в модели средней и верхней атмосферы вариаций вдоль широтного круга нагрева в тропосфере вследствие поглощения солнечной радиации водяным паром приводит к изменениям в динамическом режиме системы тропосфера — стратосфера. Расчеты с использованием модифицированной версии МСВА показали наличие существенной зависимости величины солнечного нагрева от долготы, что влияет на амплитуды СПВ в стратосфере. Учет трехмерного распределения водяного пара приводит к уменьшению амплитуды СПВ1 в бореальной стратосфере, тогда как амплитуда СПВ2 увеличивается. Следует отметить, что в тропосфере изменения в амплитудах и структуре СПВ незначительны. Однако даже незначительные изменения в тропосфере влекут за собой существенную перестройку динамики стратосферы. Причиной этого является сильная чувствительность условий распространения СПВ из тропосферы в стратосферу к малым изменениям фонового зонального потока в тропосфере и нижней стратосфере, которая проявляется даже в линейной постановке задачи [10]. В данном случае система (модель МСВА) нелинейная и отмечается также эффект нелинейного насыщения СПВ [8], т. е. малые изменения в структуре и амплитуде СПВ влекут за собой изменения в среднем потоке, изменяются условия распространения этих волн. В результате после достаточно длительного интегрирования по времени стратосферная динамика может проявляться совершенно иным образом. В таких случаях для исследования влияния тех или иных процессов в тропосфере на динамический режим стратосферы необходимы ансамблевые расчеты, которые в настоящий момент проведены, но уже с версией модели, которая учитывает тепловые источники вследствие конденсации водяного пара. Цель настоящей работы — показать, что учет этих неоднородностей необходим для правильного моделирования динамики средней атмосферы. Все дальнейшие исследования с использованием МСВА будут проводиться с учетом новой эмпирической трехмерной модели распределения водяного пара.

В заключение отметим также, что учет вариаций содержания водяного пара вдоль широтного круга будет приводить к дополнительным термическим источ-

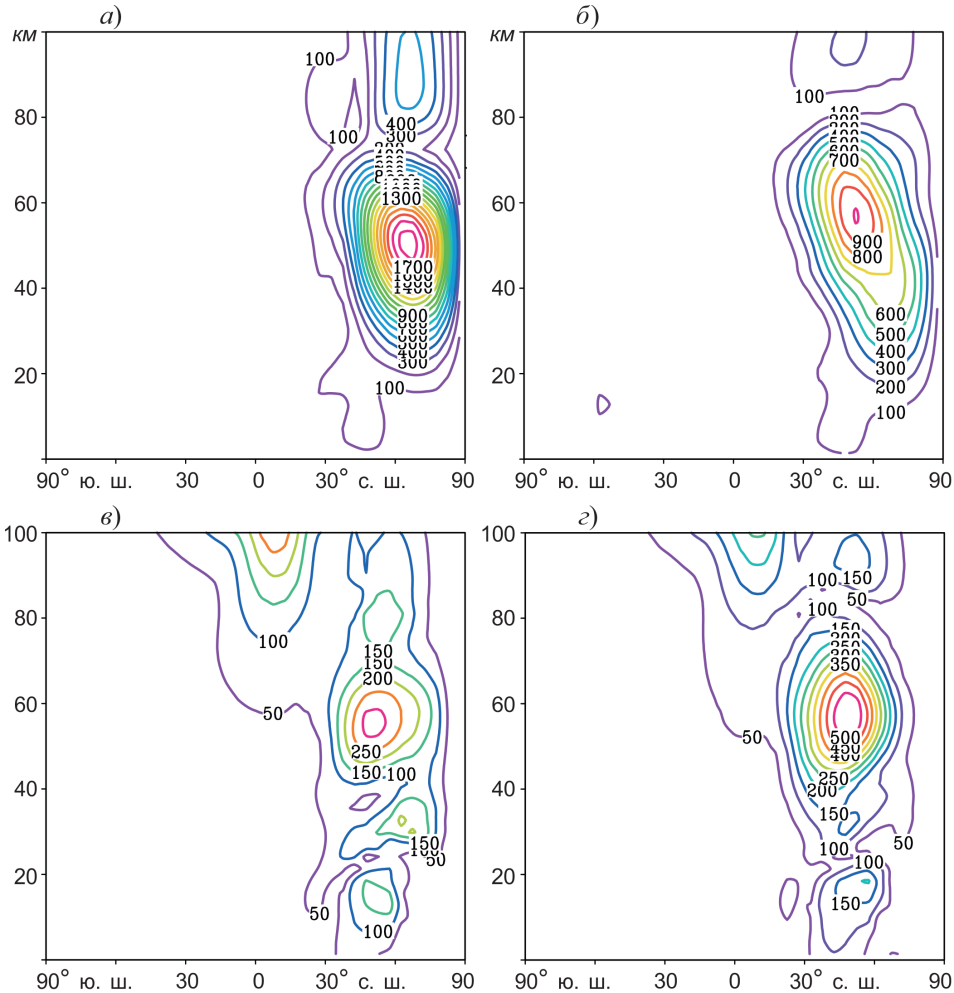

Рис. 4. Амплитуды стационарных планетарных волн с зональным волновым числом $m = 1$ (*а*, *б*), $m = 2$ (*в*, *г*) в поле геопотенциальной высоты, рассчитанные с учетом трехмерных (*а*, *в*) и двухмерных распределений водяного пара (*б*, *г*).

никам немигрирующих приливов в атмосфере. Рассмотрение этого вопроса выходит за рамки настоящей статьи. Вопросы генерации немигрирующих приливов будут обсуждаться отдельно, также будут рассмотрены источники СПВ и немигрирующих приливов вследствие выделения скрытого тепла при конденсации водяного пара в тропосфере.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант № 14-17-00685).

Литература

1. Дикий Л. А. Теория колебаний земной атмосферы. — Л., Гидрометеоиздат, 1969, 200 с.

2. Погорельцев А. И. Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными васцилляциями. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2007, т. 43, № 4, с. 463—475.

3. Погорельцев А. И., Суворова Е. В., Федулина И. Н., Ханна Э. Трехмерная кли-

матическая модель распределения озона в средней атмосфере. — Ученые записки РГГМУ, 2009, № 10, с. 43—52.

4. Суворова Е. В., Погорельцев А. И. Моделирование немигрирующих приливов в средней атмосфере. — Геомагнетизм и аэрономия, 2011, т. 51, № 1, с. 107—118.

5. Chapman S. and Lindzen R. S. Atmospheric Tides: Thermal and Gravitational. — New York, Gordon and Breach, 1970, 200 p.

6. Chou M.-D., Ridgway W., and Yan M.-H. One-parameter scaling and exponential-sum fitting for water vapor and CO_2 infrared transmission functions. — J. Atmos. Sci., 1993, vol. 50, pp. 2294—2303.

7. Fröhlich K., Pogoreltsev A., and Jacobi Ch. Numerical simulation of tides, Rossby and Kelvin waves with the COMMA-LIM Model. — Adv. Space Res., 2003, vol. 32, No. 5, pp. 863—868.

8. Giannitsis C. and Lindzen R. S. Nonlinear saturation of vertically propagating Rossby waves. — J. Atmos. Sci., 2009, vol. 66, pp. 915—934.

9. Howard J. N., Burch D. L., and Williams D. Near-infrared transmission through synthetic atmosphere. — J. Opt. Soc. Amer., 1955, vol. 46, pp. 186—190.

10. Jacqmin D. and Lindzen R. S. The causation and sensitivity of the northern winter planetary waves. — J. Atmos. Sci., 1985, vol. 42, pp. 724—745.

11. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR Reanalysis Project. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 1996, vol. 77, pp. 437—471.

12. Kistler R. et al. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-rom and documentation. — Bull. Amer. Meteorol. Soc., 2001, vol. 82, No. 2, pp. 247—267.

13. Lindzen R. S. Atmospheric tides. — Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1979, vol. 7, pp. 199—225.

14. Lindzen R. S., Aso T., and Jacqmin D. Linearized calculations of stationary waves in the atmosphere. — J. Meteorol. Soc. Japan, 1982, vol. 60, pp. 66—77.

15. Liou K. N. Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere. Theory, Observation, and Modeling. — New York, Oxford University Press, 1992.

16. Liou K. N. and Sasamori T. On the transfer of solar radiation in aerosol atmospheres. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, pp. 2166—2177.

17. Pogoreltsev A. I., Savenkova E. N., Aniskina O. G., et al. Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere-troposphere coupling during northern winter. — J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 2015, vol. 136, Part B, pp. 187—200; http://dx.doi.org/10.1016/j.jastp.2015.08.008.

18. Pogoreltsev A. I., Vlasov A. A., Fröhlich K., and Jacobi Ch. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere. — J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 2007, vol. 69, pp. 2083—2101; doi: 10.1016/j.jastp.2007.05.014.

Поступила в редакцию 2 II 2016 г., после доработки 23 V 2016 г.

THREE-DIMENSIONAL SEMI-EMPIRICAL CLIMATE MODEL OF WATER VAPOR DISTRIBUTION AND ITS IMPLEMENTATION TO THE RADIATION MODULE OF THE MIDDLE AND UPPER ATMOSPHERE MODEL

T. S. Ermakova, I. A. Statnaya, I. N. Fedulina, E. V. Suvorova, and A. I. Pogorel'tsev

To provide the more accurate simulation of stationary planetary waves and atmospheric tides using the middle and upper atmosphere model (MUAM), the three-dimensional (longitude–latitude–height) semi-empirical climate model of water vapor distribution in the troposphere was developed which takes into account seasonal variations. The modules of radiation heating and cooling in the MUAM model were modified taking into consideration the dependence of water vapor concentration on longitude. The simulations performed using the modified version of MUAM revealed that the consideration of water vapor concentration variability along the circle of latitude leads to the substantial dependence of solar heating on longitude that affects the amplitudes of stationary planetary waves in the stratosphere.