

## Об учете континуального поглощения водяного пара в расчетах потоков теплового излучения

И.А. Горчакова, Г.В. Членова, А.А. Вигасин\*

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН  
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3*

Поступила в редакцию 6.02.2009 г.

Рассчитаны вертикальные профили потоков теплового излучения  $F_{\uparrow}(z)$  в диапазоне 800–1200  $\text{см}^{-1}$  с учетом двух различных моделей континуума водяного пара, и проведено их сравнение. В расчетах была использована проведенная нами параметризация спектральной и температурной зависимости полученных Барановым и др. значений коэффициента континуального поглощения на основе данных недавних лабораторных измерений в чистом водяном паре. Также использовалась полученная Roberts et al. эмпирическая формула коэффициента поглощения в континууме водяного пара. Расчеты показали, что применение указанных выше разных моделей континуального поглощения в чистом водяном паре в окне прозрачности 8–12 мкм, играющем важную роль в поглощении теплового излучения, не приводит к существенным различиям в величинах радиационных потоков.

*Ключевые слова:* континуальное поглощение водяного пара в окне прозрачности, потоки тепловой радиации.

### Введение

Континуальное поглощение водяного пара представляет собой относительно слабое фоновое поглощение, возникающее при парном взаимодействии молекул воды между собой и с другими молекулярными составляющими атмосферы. По вопросу о молекулярном механизме и свойствах континуального поглощения водяного пара или так называемом континууме воды до сих пор нет у исследователей единого мнения. Одна из гипотез связывает континуум водяного пара с влиянием далеких крыльев сильных линий поглощения водяного пара [1–5].

В качестве альтернативной гипотезы обычно рассматривается предположение о том, что континуальное поглощение определяется димерами воды, т.е. комплексами из двух молекул воды, связанных водородной связью [6–13]. Введение в рассмотрение димеров водяного пара, как отмечалось в ранних работах (см., например, [8, 12]), позволяет легко интерпретировать наблюдаемые зависимости континуального поглощения водяного пара от температуры. Впрочем, целый ряд моделей далеких крыльев линий поглощения водяного пара (см., например, [2–5]) также позволяет в основных чертах воспроизвести эти зависимости. Были предложены полуэмпирические модели континуума [15–18], наиболее удобные для использования в прикладных задачах.

Корректный учет континуального поглощения водяного пара играет важную роль в ослаблении

тепловой радиации в окне прозрачности 8–12 мкм из-за отсутствия сильных линий поглощения водяного пара в этом диапазоне. Благодаря этому до сих пор наблюдается большой интерес специалистов в области атмосферной спектроскопии к исследованию ослабления тепловой радиации именно в этом окне прозрачности.

В настоящей статье оценивается влияние погрешностей в определении величины континуального поглощения в диапазоне 800–1200  $\text{см}^{-1}$  на результаты расчетов потоков теплового излучения в окне прозрачности. Стимулом для выполнения этих расчетов явились результаты недавних лабораторных измерений спектров поглощения в чистом водяном паре [19], которые продемонстрировали заметное превышение восстановленных значений коэффициентов континуального поглощения ( $C_s$ ) в ряде спектральных интервалов по сравнению, например, с широко используемой моделью СКД (Clough, Kneizys, Davies) [18].

Измерения проводились при шести различных температурах в диапазоне 310,8–363,6 К. Отличия от модели СКД оказались наиболее заметными при температурах выше 340 К. Кроме того, выполненный в [19] анализ температурной зависимости  $C_s$  в окне прозрачности 8–12 мкм показал, что она имеет достаточно сильно выраженный спектральный ход. Вопрос о том, как на точность расчетов радиационных потоков повлияет замена одной модели континуума на другую модель, представляет несомненный практический интерес.

В работе Мицеля [20] анализируется для атмосферы лета средних широт влияние пяти моделей континуального поглощения водяного пара в окне прозрачности 8–12 мкм на результаты расчетов

\* Ираида Александровна Горчакова (Gorchakova@ifaran.ru); Галина Васильевна Членова (Chlenova@yandex.ru); Андрей Алексеевич Вигасин (avigasi@rambler.ru).

длинноволновых потоков для тепловой области спектра. В работах [21, 22] приводятся радиационные потоки для теплового диапазона  $30\text{--}3500\text{ см}^{-1}$ , рассчитанные для условий тропиков и лета средних широт с использованием как модели непрерывного поглощения водяного пара в окне прозрачности СКД, так и модели RSB [15].

В данной статье приведены результаты расчетов длинноволновых потоков в диапазоне  $800\text{--}1200\text{ см}^{-1}$ , обусловленные вкладом непрерывного поглощения чистого водяного пара в окне прозрачности для стандартной тропической атмосферы. Метод расчета интегральных радиационных потоков в длинноволновой области спектра  $25\text{--}2975\text{ см}^{-1}$  с использованием интегральной функции пропускания атмосферы описан в работах [23–25]. Для оценки точности расчетной схемы потоки в облачной атмосфере неба, полученные с помощью интегральной функции пропускания, сравнивались с полинейными расчетными потоками [22, 23] для 55 случаев состояния атмосферы для пяти климатических моделей атмосферы [22], которые охватывают практически весь диапазон изменчивости влажности и температуры в земных условиях. До высот  $4\text{--}6\text{ км}$  значения восходящих потоков превосходят значения потоков, полученных полинейным методом, не более чем на 3%. Максимальное значение разности восходящих потоков в зависимости от модели атмосферы изменяется от 8 до  $14\text{ Вт/м}^2$ . На уровне подстилающей поверхности погрешность нисходящих потоков для всех моделей атмосферы не превосходит  $2\text{--}3\%$ . Абсолютная погрешность нисходящих тепловых потоков убывает с уменьшением степени влажности в модели атмосферы. Интегральные потоки теплового излучения, рассчитанные по нашей методике, сравнивались также для облачной ситуации с соответствующими полинейными интегральными потоками и данными натурных измерений нисходящих на поверхность потоков [24].

Для расчета тепловых потоков в окне прозрачности использовались два варианта функции пропускания  $D(m)$ , где  $m$  – поглощающая масса водяного пара. Функция пропускания имеет вид

$$D(m) = \int_{800}^{1200} B_\nu D_\nu(m) d\nu \bigg/ \int_{25}^{2975} B_\nu d\nu, \quad (1)$$

где  $B_\nu$  – функция Планка, осредненная в соответствующем интервале  $\nu_i - \nu_{i+1} = \Delta\nu_i$ , причем все  $\Delta\nu_i$  равны  $25\text{ см}^{-1}$ ;  $D_\nu(m)$  – спектральная функция пропускания в континууме водяного пара. Для того чтобы учесть зависимость функции пропускания от давления, используется «приведенная» (эффективная) масса водяного пара

$$m(z) = \int_0^z \rho(z') \left( \frac{P(z')}{P(0)} \right)^n dz', \quad (2)$$

где  $\rho(z)$  – содержание водяного пара в единице объема;  $P(z)$  – давление на высоте  $z$ ;  $n = 1$ . В первом

случае значения коэффициента поглощения в континууме водяного пара  $C_s$  рассчитывались по аппроксимационной формуле Roberts et al. (RSB) [15], полученной по данным измерений Burch'a [14]. В соответствии с результатами анализа, проведенного этими авторами, спектральная функция пропускания в области окна прозрачности  $800\text{--}1200\text{ см}^{-1}$  имеет следующий вид:

$$D_\nu(z) = \exp\left(-\int_0^z C_s(\nu, T) \rho_{\text{H}_2\text{O}}(z') P_{\text{H}_2\text{O}}(z') dz'\right), \quad (3)$$

где  $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$  в  $\text{г/см}^3$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  – парциальное давление водяного пара, атм;  $C_s(\nu, T)$  – в  $\text{см}^2/(\text{атм}\cdot\text{г})$ ;  $C_s(\nu, T)$  – коэффициент поглощения в области  $800\text{--}1200\text{ см}^{-1}$  описывается соотношением:

$$C_s(\nu, T) = [a + b \exp(-\beta\nu)] \exp\left[T_0 \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{296}\right)\right]. \quad (4)$$

При этом наилучшее эмпирически найденное значение  $T_0$  составляет  $1800\text{ К}$ .

В другом случае были использованы построенная нами параметризация спектральной и температурной зависимости полученных в [19] значений  $C_s(\nu, T)$  и последующая их экстраполяция в область температур, характерных для земной климатической системы.

В соответствии с предположением о димерной природе  $C_s$  его температурная зависимость практически полностью определяется константой равновесия реакции димеризации. Ее можно выразить следующей формулой (см., например, [11, 24]):

$$C_s(\nu, T) = C_s(\nu, T_0) (T/T_0)^S \times [\exp(D_0/T) - 1 - D_0/T] / [\exp(D_0/T_0) - 1 - D_0/T_0], \quad (5)$$

где  $D_0$  – энергия диссоциации димера воды, выраженная в кельвинах.

Температурная зависимость  $C_s$  анализировалась независимо в отдельных частотных интервалах, отстоящих друг от друга не более чем на  $20\text{ см}^{-1}$ . Значение  $D_0$  было зафиксировано, как это было сделано при анализе температурной зависимости в [26], и по данным расчета *ab initio* [27] равнялось  $1888\text{ К}$ .

На каждой частоте подгонялся с помощью метода наименьших квадратов только показатель степени  $S$ . Полученные значения  $S$  изменялись в следующих пределах:

$$\begin{aligned} \min S &= S(1000\text{ см}^{-1}) = 0,53 \pm 0,09, \\ \max S &= S(1200\text{ см}^{-1}) = 1,82 \pm 0,16. \end{aligned} \quad (6)$$

Для аппроксимации всего набора значений  $S$  в зависимости от частоты была выбрана степенная функция в виде

$$S(\nu) = A|\nu - \nu_0|^P + S_0. \quad (7)$$

Получены следующие значения параметров:

$$A = 0,00085, P = 1,36, \nu_0 = 1021 \text{ см}^{-1}, S_0 = 0,524. \quad (8)$$

Для аппроксимации спектральной зависимости континуального поглощения в основу были положены значения  $C_s$ , полученные в [19] для наиболее низкой температуры измерений  $T_0 = 310,8 \text{ К}$ . Оказалось, что в интервале  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$  они хорошо аппроксимируются квадратичной функцией

$$C_s(\nu, T_0) = Q [(\nu - 1155)/160]^2 + Q_0. \quad (9)$$

Определенные в результате подгонки значения параметров составляют:

$$Q = (0,4737 \pm 0,0034) \cdot 10^{-22} \text{ см}^{-1} (\text{мол}/\text{см}^3)^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}, \\ Q_0 = (0,940 \pm 0,007) \cdot 10^{-22} \text{ см}^{-1} (\text{мол}/\text{см}^3)^{-1} \cdot \text{атм}^{-1}. \quad (10)$$

Спектральная функция пропускания в интервале  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$  в данном случае имеет вид

$$D_\nu(z) = \exp \left\{ - \int_0^z C_s(\nu, T) \rho_{\text{H}_2\text{O}} P_{\text{H}_2\text{O}}(z') \frac{296}{T} dz' \right\}. \quad (11)$$

На рис. 1 показан спектральный ход в диапазоне  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$  коэффициентов континуального поглощения водяного пара, рассчитанных с использованием полумпирических моделей континуума СКД, RSB и аппроксимации данных Баранова и др., выполненной в настоящей статье. На рис. 1 представлены также данные измерений коэффициента континуального поглощения чистого водяного пара, полученные в [19] при  $T = 310,8 \text{ К}$ . Видно, что наша экстраполяция к температуре  $293 \text{ К}$  данных Баранова и др., полученных при  $310 \text{ К}$ , в целом согласуется с данными эмпирических моделей.

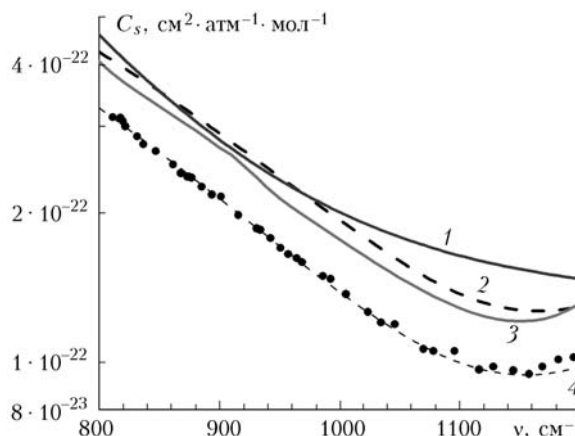


Рис. 1. Спектральный ход коэффициента континуального поглощения водяного пара в диапазоне  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$ , рассчитанного при  $T = 293 \text{ К}$  для моделей континуума RSB (кривая 1), СКД (2), экстраполяции данных [19] (3). Точки – данные измерений [19] при  $T = 310,8 \text{ К}$ , штриховая кривая 4 – результат аппроксимации этих данных

В табл. 1, 2 приведены значения восходящих  $F_\uparrow(z)$  и нисходящих  $F_\downarrow(z)$  потоков теплового излучения в тропосфере и на верхней границе атмосферы, рассчитанные по спектру в области  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$  для стандартной тропической атмосферы с использованием двух моделей континуального поглощения, а также вертикальные профили потоков  $F_\uparrow(z)$  и  $F_\downarrow(z)$ , нормированные на величину теплового излучения вблизи земной поверхности.

На рис. 2, а показан вклад каждого слоя  $\Delta F_\uparrow(z_i)/F_\uparrow(0)$  (толщина каждого слоя в тропосфере в расчетах была принята равной  $1 \text{ км}$ ) в нормированные на  $F_\uparrow(0)$  восходящие потоки теплового излучения  $F_\uparrow(z)/F_\uparrow(0)$ , рассчитанные с использованием двух вышеуказанных моделей континуума воды, определенных в диапазоне  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$ , где

$$\Delta F_\uparrow(z_i)/F_\uparrow(0) = F_\uparrow(z_i)/F_\uparrow(0) - F_\uparrow(z_{i+1})/F_\uparrow(0).$$

Таблица 1

Потоки теплового излучения в окне прозрачности. Модель атмосферы: тропики [20]. Аппроксимация континуального поглощения по данным Баранова и др. [19]

$z$ , км	$F_\uparrow(z)$ , Вт/м <sup>2</sup>	$F_\downarrow(z)$ , Вт/м <sup>2</sup>	$F_\uparrow(z)/F_\uparrow(0)$	$F_\downarrow(z)/F_\downarrow(0)$	$F_\downarrow(z)/F_\uparrow(0)$
0	121,534255981	65,723129272	1,000000000	1,000000000	0,540778636
1	119,853706359	35,663394928	0,986172199	0,542630791	0,293443143
2	117,342773437	15,0842609406	0,9655119181	0,2295122147	0,1241153032
3	115,604553222	4,7242722511	0,9512096047	0,0718814284	0,0388719402
4	114,875953674	1,5871067047	0,9452146292	0,0241483748	0,0130589250
5	114,520164489	0,5265403390	0,9422871470	0,0080114920	0,0043324437
6	114,352973938	0,1655554175	0,9409114718	0,0025189826	0,0013622120
7	114,281799316	0,0490321070	0,9403257966	0,0007460404	0,0004034427
8	114,253807067	0,0131480452	0,9400954843	0,0002000520	0,0001081839
9	114,243820190	0,0029052943	0,9400133491	0,0000442051	0,0000239051
10	114,240928649	0,0004909206	0,9399895072	0,0000074695	0,0000040394
11	114,240310668	0,0000658335	0,9399844408	0,0000010017	0,0000005417
12	114,240211486	0,0000085060	0,9399836063	0,0000001294	0,0000000700
13	114,240203857	0,0000000000	0,9399835467	0,0000000000	0,0000000000
17	114,240203857	0,0000000000	0,9399835467	0,0000000000	0,0000000000
100	110,150203358	0,0000000000	0,9063305030	0,0000000000	0,0000000000

Потоки теплового излучения. Модель атмосферы: тропики.  
 Аппроксимация непрерывного поглощения Roberts et al. [15]

$z$ , км	$F_{\uparrow}(z)$ (Вт/м <sup>2</sup> )	$F_{\downarrow}(z)$ (Вт/м <sup>2</sup> )	$F_{\uparrow}(z)/F_{\uparrow}(0)$	$F_{\downarrow}(z)/F_{\downarrow}(0)$	$F_{\downarrow}(z)/F_{\uparrow}(0)$
0	121,534255981	64,120880127	1,000000000	1,000000000	0,527595102
1	119,908699035	34,626186370	0,9866247177	0,5400142074	0,2849088609
2	117,467811584	14,646174430	0,9665407538	0,2284150571	0,1205106676
3	115,771408081	4,6076021194	0,9525825381	0,0718580633	0,0379119627
4	115,058197021	1,5572046041	0,9467141032	0,0242854524	0,0128128864
5	114,708587646	0,5197342634	0,9438375235	0,0081055388	0,0042764423
6	114,543518066	0,1643597037	0,9424792528	0,0025632789	0,0013523735
7	114,472900390	0,0489424355	0,9418982267	0,0007632839	0,0004027049
8	114,444984436	0,0131859975	0,9416685104	0,0002056428	0,0001084961
9	114,434982299	0,0029274828	0,9415862560	0,0000456557	0,0000240877
10	114,432075500	0,0004957630	0,9415622950	0,0000077317	0,0000040792
11	114,431449890	0,0000700865	0,9415571690	0,0000010930	0,0000005767
12	114,431350708	0,0000127589	0,9415563345	0,0000001990	0,0000001050
13	114,431335449	0,0000000000	0,9415562153	0,0000000000	0,0000000000
17	114,431335449	0,0000000000	0,9415562153	0,0000000000	0,0000000000
100	112,061542478	0,0000000000	0,9220549500	0,0000000000	0,0000000000

На рис. 2, б показаны аналогичные данные только для нормированных на  $F_{\uparrow}(0)$  нисходящих потоков теплового излучения:  $\Delta F_{\downarrow}(z_i)/F_{\uparrow}(0) = F_{\downarrow}(z_i)/F_{\uparrow}(0) - F_{\downarrow}(z_{i+1})/F_{\uparrow}(0)$ .

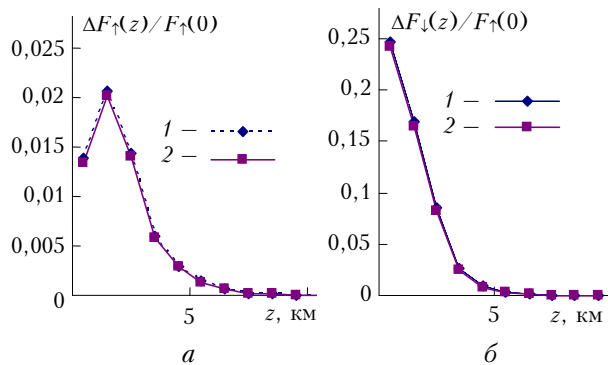


Рис. 2. Высотный профиль вкладов каждого слоя атмосферы (толщина слоя  $\Delta z = 1$  км) в нормированные на  $F_{\uparrow}(0)$  потоки теплового излучения, рассчитанные в окне прозрачности для двух моделей непрерывного поглощения: 1 – аппроксимация по данным [19]; 2 – аппроксимация RSB [15]; а – вклад  $\Delta F_{\uparrow}(z_i)/F_{\uparrow}(0)$  в восходящие потоки  $F_{\uparrow}(z)/F_{\uparrow}(0)$ ; б – вклад  $\Delta F_{\downarrow}(z_i)/F_{\uparrow}(0)$  в нисходящие потоки  $F_{\downarrow}(z)/F_{\uparrow}(0)$

Как и предполагалось, использование двух разных моделей непрерывного поглощения водяного пара в расчетах длинноволновых потоков приводит к более заметному изменению нисходящих тепловых потоков в нижних слоях атмосферы, что связано с быстрым ростом температуры и парциального давления водяного пара по мере приближения к поверхности. На высотах более 5 км континуум воды вносит в потоки тепловой радиации несущественный вклад. На рис. 3 показано, что потоки теплового излучения для окна прозрачности в зависимости от выбора представленных в работе двух моделей континуума водяного пара изменяют-

ся незначительно и в тропосфере, и на верхней границе атмосферы.

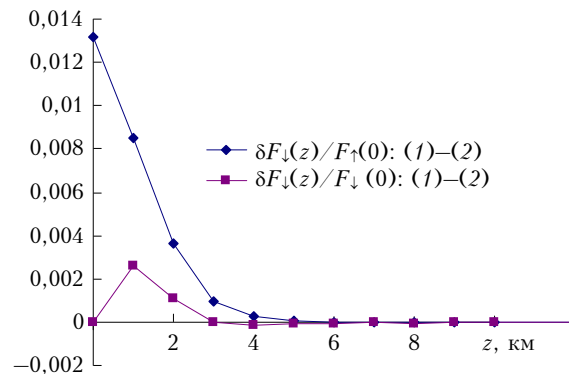


Рис. 3. Высотный профиль разности величин нормированных нисходящих потоков теплового излучения в окне прозрачности  $\delta F_{\downarrow}(z)/F_{\uparrow}(0)$  и  $\delta F_{\downarrow}(z)/F_{\downarrow}(0)$ , рассчитанных с использованием двух моделей непрерывного поглощения: 1 – аппроксимация по данным [19]; 2 – аппроксимация RSB [15]

Высотные профили скоростей радиационного выхолаживания (рис. 4) получены по результатам расчета тепловых потоков в области  $800-1200 \text{ см}^{-1}$  с использованием аппроксимации данных непрерывного поглощения водяного пара Баранова и др. [19] и полуэмпирической формулы Roberts et al. для континуума воды [15]. Разница между ними, на наш взгляд, несущественна. Столь малые отличия можно объяснить близостью коэффициентов непрерывного поглощения водяного пара в спектральном диапазоне  $800-1200 \text{ см}^{-1}$  для этих моделей.

Как видно из табл. 1 и 2, использование двух разных моделей непрерывного поглощения чистого водяного пара не приводит к существенным различиям в величинах потоков тепловой радиации, интегральных в диапазоне  $800-1200 \text{ см}^{-1}$ . Величина нисходящих на поверхность потоков теплового

излучения в окне прозрачности равна  $64,1 \text{ Вт/м}^2$  при использовании модели континуума RSB [формулы (3), (4)] и  $65,7 \text{ Вт/м}^2$  при аппроксимации экстраполированных нами данных [19] [формулы (9)–(11)]. Учет континуального поглощения наиболее важен в расчетах теплового излучения в пограничном слое атмосферы, где содержание водяного пара достаточно велико, тем более в тропической атмосфере.

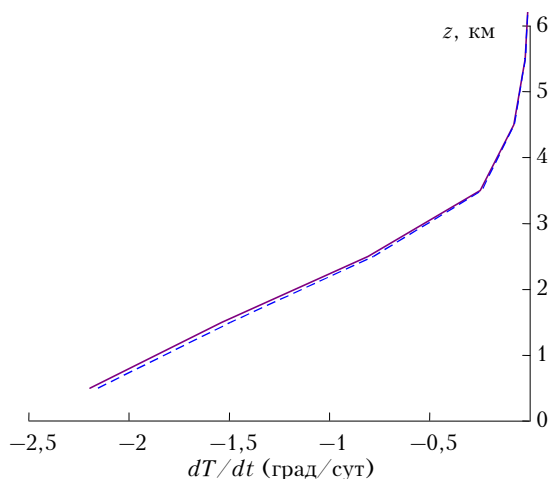


Рис. 4. Вертикальные профили скорости радиационного выхолаживания  $dT/dt$  (град/сут), рассчитанные для двух моделей континуального поглощения водяного пара в окне прозрачности: сплошная линия – аппроксимация по данным измерений Баранова и др. [19]; штриховая – аппроксимация Roberts et al. [15]

### Заключение

Анализ данных лабораторных измерений Баранова и др. [19] позволил построить параметризацию коэффициентов континуального поглощения в зависимости от частоты и температуры. Рассчитаны потоки теплового излучения в диапазоне  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$  для модели континуума Roberts et al. [15] и для модели, полученной по данным Баранова и др. [19]. Коэффициенты континуального поглощения водяного пара в указанных моделях заданы в интервале  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$ . Разность нисходящих на поверхность тепловых потоков, рассчитанных для диапазона  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$  с использованием рассмотренных в статье двух моделей континуума, составляет  $1,6 \text{ Вт/м}^2$ . Использование двух вышеуказанных моделей континуума  $\text{H}_2\text{O}$  не приводит к значимым изменениям длинноволновых потоков, рассчитанных в окне прозрачности  $800\text{--}1200 \text{ см}^{-1}$ .

Авторы выражают признательность Ю.И. Баранову за полезные замечания и предоставление экспериментальных данных.

Работа поддержана РФФИ, проект 08-05-00140.

1. *Elsasser W.M.* Mean absorption and equivalent absorption coefficient of a band spectrum // *Phys. Rev.* 1938. V. 54. N 2. P. 126–129.

2. *Несмелова Л.И., Творогов С.Д., Фомин В.В.* Спектроскопия крыльев линий. Новосибирск: Наука, 1977. 141 с.

3. *Несмелова Л.И., Родимова О.Б., Творогов С.Д.* Контур спектральной линии и межмолекулярное взаимодействие. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.

4. *Ma Q., Tipping R.H.* A far wing line shape theory and its application to the water vibrational bands. II // *J. Chem. Phys.* 1992. V. 96. N 12. P. 8655–8663.

5. *Tipping R.H., Ma Q.* Theory of the water vapor continuum and validations // *Atmos. Res.* 1995. V. 36. P. 69–94.

6. *Penner S.S., Varanasi P.* Spectral absorption coefficient in pure rotational spectrum of water vapor // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer.* 1967. V. 6. N 4. P. 687–690.

7. *Викторова А.А., Жевакин С.Ф.* Димеры воды и их спектр // Докл. АН СССР. 1966. Т. 171. № 4. С. 833.

8. *Арефьев В.Н., Дианов-Клоков В.И.* Ослабление излучения  $10,6 \text{ мкм}$  водяным паром и роль димеров // *Оптика и спектроскопия.* 1977. Т. 42. Вып. 5. С. 849–855.

9. *Montgomery G.P.* Temperature dependence of infrared absorption by the water vapor continuum near  $1200 \text{ см}^{-1}$  // *Appl. Opt.* 1978. V. 17. N 15. P. 2299–2303.

10. *Вигасин А.А.* Колебательный спектр димеров воды // *Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана.* 1983. Т. 19. № 5. С. 542–545.

11. *Vigasin A.A.* Water vapor continuous absorption in various mixtures: possible role of weakly bound complexes // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer.* 2000. V. 64. P. 24–40.

12. *Varanasi P.* On the nature of the infrared spectrum of water vapor between  $8$  and  $14 \text{ мкм}$  // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer.* 1988. V. 40. P. 169–175.

13. *Paynter D.J., Ptashnik I.V., Shine K.P., Smith K.M., McPheat R., Williams R.G.* Laboratory measurements of the water vapor continuum in the  $1200 \text{ см}^{-1} - 800 \text{ см}^{-1}$  region between  $293 \text{ K}$  and  $351 \text{ K}$  // *J. Geophys. Res.* 2009 (in press).

14. *Burch D.E.* Investigation of the absorption of infrared radiation by atmospheric gases // *Semi-Annual Technical Report.* Philco-Ford Corporation, Aeronutronic Division, Newport Beach, CA, Rept. U-4784. 1970.

15. *Roberts E., Selby J.E., Biberman I.M.* Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the  $8\text{--}12 \text{ мкм}$  window // *Appl. Opt.* 1976. V. 15. N 9. P. 2085–2090.

16. *Thomas M.E., Nordstrom R.J.* Line shape model for describing infrared absorption by water vapor // *Appl. Opt.* 1985. V. 24. P. 3526–3530.

17. *Фомин В.В.* Молекулярное поглощение в инфракрасных окнах прозрачности. Новосибирск: Наука, 1986.

18. *Clough S.A., Kneizys F.A., Davies R.W.* Line shape and water vapor continuum // *Atmos. Res.* 1989. V. 23. P. 229–241.

19. *Baranov Yu.I., Lafferty W.J., Ma Q., Tipping R.H.* Water vapor continuum absorption in the  $800 - 1250 \text{ см}^{-1}$  spectral region at temperatures from  $311$  to  $363 \text{ K}$  // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer.* 2008. V. 109. P. 2291–2302.

20. *Мицель А.А., Фирсов К.М.* Развитие моделей молекулярного поглощения в задачах переноса излучения в атмосфере Земли // *Оптика атмосфер. и океана.* 2000. Т. 13. № 2. С. 179–197.

21. *Fomin B.A., Gershonov Yu.V.* Tables of the benchmark calculations of atmospheric fluxes for the ICRCCM test cases. Part I: Long-wave clear-sky results. Preprint // Russian Research Centre «Kurchatov Institute» (M.). 1996. P. 1–51.

22. *Ellingson R.G., Ellis J., Fels S.* The intercomparison of radiation codes used in climate models: long wave results // *J. Geophys. Res. D.* 1991. V. 96. N 5. P. 8929–8953.
23. *Feigelson E.M., Fomin B.A., Gorchakova I.A., Rozanov E.V., Timofeev Yu.M., Trotsenko A.N., Schwarzkopf M.D.* Calculation of longwave radiation fluxes in atmospheres // *J. Geophys. Res. D.* 1991. V. 96. N 5. P. 8985–9001.
24. *Gorchakova I.A., Mokhov I.I., Tarasova T.A., Fomin B.A.* Effect of clouds on radiative transfer in the atmosphere from the data of the 1999 winter Zvenigorod experiment // *Izvestiya RAS. Atmos. and Ocean. Phys. Suppl. 1.* 2001. V. 37. P. S134–S141.
25. *Горчакова И.А., Мануйлова Н.И., Петухов В.К.* Отклик климатических параметров термодинамической модели климата океан–суша–атмосфера на изменение параметризации длинноволнового радиационного блока // *Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана.* 1994. Т. 30. № 2. С. 165–171.
26. *Cormier J.G., Hodges J.T., Drummond J.R.* Infrared water vapor continuum absorption at atmospheric temperatures // *J. Chem. Phys.* 2005. V. 122. 114309.
27. *Goldman N., Leforestier C., Saykally R.J.* Water dimmers in the Atmosphere II: Results from the VRT (ASP-W) III Potential Surface // *J. Phys. Chem. A.* 2004. V. 108. N 5. P. 787–794.

*I.A. Gorchakova, G.V. Chlenova, A.A. Vigasin.* **On accounting for continual absorption of water vapor in calculation of thermal radiation fluxes.**

The vertical profiles of thermal radiation fluxes  $F_{\uparrow}(z)$  are calculated in the spectral range from 800 to 1200  $\text{cm}^{-1}$  using two essentially different models for the water vapor continuum. One of these is constructed from our current parameterization of the spectral and temperature variations in the continuum absorption coefficient, which was determined recently by Baranov and associates after their laboratory measurements in pure water vapor. As a reference model we adopted an empirical representation for the continuum absorption coefficient, which has been suggested about three decades ago by Roberts et al. The results of both calculations are then confronted with each other. It is shown that the use of above mentioned continuum models, which are applicable for atmospheric window, the most important as thermal radiation is concerned, does not give rise to any appreciable difference in the values of radiation fluxes.