

УДК 535; 504.32

## Роль континуального поглощения паров воды в длинноволновых радиационных процессах приземного слоя атмосферы в регионе Нижнего Поволжья

К.М. Фирсов<sup>1</sup>, Т.Ю. Чеснокова<sup>2</sup>, Е.В. Бобров<sup>1\*</sup>

<sup>1</sup>Волгоградский государственный университет  
400062, г. Волгоград, пр. Университетский, 100

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 24.01.2014 г.

Получены аналитические формулы для оценки чувствительности длинноволновых потоков нисходящего излучения к вариациям общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы в полосах поглощения и в окнах прозрачности атмосферы. Для региона Нижнего Поволжья рассчитана регрессионная зависимость радиационного форсинга  $\text{CO}_2$  от общего влагосодержания. Исследована роль континуального поглощения  $\text{H}_2\text{O}$ , и показано, что форсинг  $\text{CO}_2$  в значительной степени зависит от величины континуума. Определены атмосферные условия, когда вклад континуума  $\text{H}_2\text{O}$ , обусловленного взаимодействием молекул водяного пара с молекулами воздуха, в нисходящие потоки излучения является максимальным.

*Ключевые слова:* континуальное поглощение, перенос излучения, радиационный форсинг; continual absorption, transfer of radiation, radiative forcing.

### Введение

В настоящее время в задачах моделирования климата значительные неопределенности вносят водяной пар и аэрозоль, которые играют ключевую роль как в радиационных процессах, так и при фазовых переходах и в процессах образования облаков. Вклад водяного пара в парниковый эффект является определяющим и влияющим на микроклимат отдельного региона и на глобальный климат. Тем не менее рост содержания в атмосфере углекислого газа рассматривается сейчас как главный фактор происходящего потепления климата [1], так как вклад водяного пара в потепление климата может проявиться лишь через его обратные связи. Так, например, при увеличении температуры океана увеличивается и испарение воды, что вносит свой вклад в разогрев поверхности Земли. Согласно современным климатическим данным [2], относительная влажность является консервативной величиной, и вследствие этого при росте средней температуры поверхности Земли на  $1^\circ\text{C}$  абсолютная влажность возрастает экспоненциально (по закону Клапейрона–Клаузиуса) примерно на 7%, что приводит к дополнительному нагреву атмосферы и поверхности.

До недавнего времени основное внимание уделялось изучению потоков радиации, уходящих в космос. А поскольку положительная обратная связь приводит не только к увеличению концентрации паров воды, но и к изменению облачности и осадков, то проходили широкие дебаты о величине и даже знаке этой обратной связи [3, 4]. Что касается нисходящих потоков, то для безоблачного неба они тесно коррелированы с содержанием паров воды в нижней атмосфере и вследствие этого обратная связь всегда положительна. Континуальное поглощение паров воды в области 8–12 мкм в отличие от полос поглощения не насыщено, поэтому чувствительность нисходящих потоков излучения к континуальному поглощению должна быть высокой. Согласно результатам, полученным в работе [3], нисходящие длинноволновые потоки в тропических широтах в условиях плотной облачности наиболее чувствительны к вариациям температуры, а при более низком содержании воды в вертикальном столбе атмосферы [ $W \sim 1\text{--}2$  ос. см (осажденные сантиметры)], характерном для высоких широт и малой облачности, чувствительны к вариациям влагосодержания  $W$ . Проведенное нами моделирование показало, что для зимних условий Нижнего Поволжья нисходящие потоки хорошо коррелируют с общим влагосодержанием, а для летних условий эта корреляция становится малой.

При возрастании концентрации паров воды степень перекрытия полос поглощения паров воды и углекислого газа увеличивается, что приводит

\* Константин Михайлович Фирсов (fkm.volsu@mail.ru); Татьяна Юрьевна Чеснокова (ches@iao.ru); Евгений Владимирович Бобров (bobrov-volsu@mail.ru).

к уменьшению вклада  $\text{CO}_2$  в общий поток излучения, причем экранизация полос  $\text{CO}_2$  происходит в значительной степени именно за счет континуального поглощения. Согласно вышесказанному роль континуального поглощения при переносе излучения в атмосфере Земли велика, поэтому его экспериментальному исследованию и совершенствованию моделей уделяется значительное внимание. Исторический обзор исследований континуального поглощения водяного пара представлен в работе [5].

В настоящее время наиболее популярна модель континуального поглощения MT\_CKD, которая используется во многих атмосферных приложениях. Достоинством ее является то, что она реализована в виде компьютерных кодов, доступных научному сообществу (<http://rtweb.aer.com>) и постоянно корректируется по мере появления новых экспериментальных данных. Однако имеется ряд работ [6–10], где отмечается, что эта модель недостаточно точно описывает экспериментальные данные. Так, например, в [8] показано, что модель континуума MT\_CKD в коротковолновой области спектра занижает нисходящий поток солнечного излучения для безоблачного неба на  $2\text{--}4 \text{ Вт/м}^2$  в зависимости от условий наблюдения. В длинноволновом диапазоне спектра в окне прозрачности атмосферы в модели MT\_CKD коэффициенты континуального поглощения, обусловленные взаимодействием молекул водяного пара с молекулами воздуха (foreign-континуум), согласно данным [7], значительно занижены, что может приводить к занижению нисходящих потоков излучения. Поскольку потоки нисходящего излучения зависят от многих факторов, таких как вертикальные профили температуры и концентрации газов, которые могут сильно варьировать в атмосфере, то моделирование с использованием лишь среднезональных моделей не может дать полного описания. В связи с этим представляет интерес провести моделирование для реальных метеорологических условий, реализующихся в атмосфере Земли.

В настоящей статье дана оценка чувствительности потоков нисходящего излучения к континуальному поглощению в длинноволновом диапазоне и приведены результаты исследования вариаций потоков для региона Нижнего Поволжья.

## 1. Чувствительность нисходящих потоков к вариациям концентрации газов, поглощающих излучение в длинноволновом диапазоне спектра

В случае длинноволнового излучения нисходящий поток определяется соотношением

$$F \sim \int_{z_1}^{z_2} B(z) \frac{dT}{dz} dz = \int_{z_1}^{z_2} B(z) \frac{d(\exp(-\tau))}{dz} dz, \quad (1)$$

где  $B(z)$  – функция Планка, определяющая излучение черного тела на высоте  $z$ ;  $T$  – функция пропускания;  $dT/dz$  – весовая функция;  $\tau$  – оптиче-

ская толщина. Весовая функция для восходящего излучения имеет выраженный максимум на высоте  $z$ , для которой оптическая толщина  $\tau(z_1, z) \sim 1$ , где  $z_1$  – точка наблюдения,  $z_2$  – верхняя граница атмосферы, а для нисходящего излучения монотонно убывает с высотой. Введем обозначение  $\tau(z_1, z_2) = \tau_\infty$ . Если применить теорему о среднем и вынести  $B$  из под знака интеграла, тогда

$$F \sim B(\bar{z}) [1 - \exp(-\tau_\infty)]. \quad (2)$$

В центрах полос  $\tau_\infty \gg 1$  и, следовательно,  $F \sim B(\bar{z})$ , причем  $\bar{z}$  можно определить из условия  $\tau(z_1, \bar{z}) \sim 1$ . При сильном поглощении ( $\tau_\infty \gg 1$ ) поток излучения будет определяться приземным слоем, а при слабом ( $\tau_\infty \ll 1$ ) – всей толщей атмосферы. Для того чтобы получить количественную характеристику чувствительности нисходящего потока к концентрации газа, оценим следующую величину:

$$\Delta F \sim \frac{\partial F}{\partial W} \Delta W \sim \frac{\partial B}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\partial z}{\partial W} \Delta W. \quad (3)$$

Для широкополосного излучения  $B \sim \sigma \theta^4$  ( $\theta$  – температура на высоте  $\bar{z}$ ;  $\sigma$  – постоянная Стефана–Больцмана);  $\partial \theta / \partial z$  – вертикальный градиент температуры. Для тропосферы сухоадиабатический градиент температуры  $\lambda_a = 10 \text{ К/км}$ , а влажноадиабатический градиент для умеренных широт соответственно  $\lambda_a \sim 6,5 \text{ К/км}$  [11]. Вертикальные профили давления и концентрации поглощающих газов зададим в виде [11]:

$$\rho(z) = \rho_0 e^{-mz},$$

где  $n$  – параметр, характеризующий распределение концентрации газа с высотой. Для  $\text{CO}_2$  (равномерно перемешанный газ)  $n = 1$ , а для  $\text{H}_2\text{O}$   $n = 3$ ,  $\eta = 0,125 \text{ км}^{-1}$ . Величина  $1/\eta = H_0$  – высота однородной атмосферы, равная 8 км. Согласно сделанным приближениям легко получить выражение для поглощающей массы:

$$W(\bar{z}) = \int_0^{\bar{z}} \rho(z) dz = \frac{\rho_0}{m} [1 - e^{-m\bar{z}}].$$

С учетом полученных соотношений можно получить оценку

$$\Delta F \sim 4B(1 - e^{-\tau_\infty}) \frac{\lambda_a}{\theta} \frac{1}{m\eta} (e^{m\bar{z}} - 1) \frac{\Delta W}{W}. \quad (4)$$

С учетом (2) получим

$$\frac{\Delta F}{F} \sim \frac{\lambda_a}{\theta} \frac{1}{m\eta} (e^{m\bar{z}} - 1) \frac{\Delta W}{W}. \quad (5)$$

Из формулы (5) следует, что чувствительность нисходящего потока зависит от температуры на высоте  $\bar{z}$ , вертикального градиента температуры и вертикального градиента концентрации. В частности, при  $\bar{z} \rightarrow 0$  ( $\tau_\infty \gg 1$ ), разлагая экспоненту в ряд и ограничиваясь первым линейным членом, можно получить

$$\frac{\Delta F}{F} \sim \varepsilon \frac{\Delta W}{W}, \quad (6)$$

где  $\varepsilon = \lambda_a \bar{z} / \theta$ . Для условий умеренных широт величина  $\lambda_a / \theta \sim 0,02-0,04 \text{ км}^{-1}$ . В сильных полосах поглощения атмосферных газов  $\bar{z} \rightarrow 0$ . Например, типичные значения  $\tau_\infty$  в полосе поглощения 15 мкм  $\text{CO}_2$  составляют  $10^2-10^4$ , поэтому условие  $\tau(z_1, \bar{z}) \sim 1$  будет выполняться при  $\bar{z} \ll 1 \text{ км}$ . Отсюда следует, что  $\varepsilon \ll 1$  и, следовательно, согласно формуле (6) нисходящие потоки излучения в полосах поглощения становятся нечувствительными к вариациям  $W$ .

Согласно приведенным выше оценкам становится понятным, что только в крыльях полос чувствительность потока к общему содержанию газа будет существенной. Именно поэтому увеличение парникового эффекта за счет роста концентрации  $\text{CO}_2$  часто интерпретируют как увеличение ширины 15-мкм полосы.

Из приведенных соотношений легко понять, почему в тропических широтах нисходящий поток хорошо коррелирует с температурой приземного слоя. При высоком содержании паров воды в тропосфере поглощение в окнах прозрачности насыщается ( $\tau_\infty > 1$ ), зависимость от общего содержания газа в вертикальном столбе атмосферы становится более слабой и величина нисходящего потока пропорциональна излучению черного тела  $B = \sigma \theta^4$  ( $\theta$  – температура приземного слоя воздуха).

Если же рассматривать крылья полос, где  $\tau_\infty \leq 1$ , то  $\bar{z} \gg 1 \text{ км}$ . В этом случае в формуле (5) можно пренебречь единицей в сравнении с экспонентой и

$$\varepsilon \sim \frac{\lambda_a e^{m\bar{z}}}{\theta m\eta}. \quad (7)$$

При этом с ростом  $\bar{z}$  величина  $\varepsilon$  начнет экспоненциально возрастать и уже не будет малой величиной. Росту  $\varepsilon$  способствует также то, что температура в тропосфере падает с высотой.

Из приведенных выше качественных оценок следует, что в умеренных и высоких широтах, когда нисходящий поток излучения коррелирует с общим влагосодержанием, необходимо более аккуратно учитывать континуальное поглощение паров воды. Ниже будут приведены количественные оценки сопоставления потоков излучения, рассчитанных с разными моделями континуального поглощения (модель MT\_SKD и модель, полученная на основе данных [6, 7]).

## 2. Численная модель для расчета нисходящих потоков

Основным исходным материалом для исследования влияния изменчивости потоков радиации послужили данные реанализа с сайта [www.noaa.gov](http://www.noaa.gov), рассчитанные по результатам многолетних радиозондовых наблюдений мировой сетью аэрологических станций. Была получена выборка для г. Волгогра-

да, которая включала вертикальные профили температуры для диапазона высот 0–30 км и удельной влажности для высот 0–8 км. Для расчета потоков радиации были необходимы вертикальные профили температуры, давления и концентраций поглощающих газов в диапазоне высот 0–100 км. Поэтому для формирования полного профиля реальные данные дополнялись модельными среднезональными профилями AFGL [12], причем модельные значения температуры брались для высот более 50 км, а влажности для высот более 10 км. Это делалось для того, чтобы получить гладкий вертикальный профиль температуры в диапазоне высот 30–50 км и влажности в диапазоне 8–10 км. Для расчета температуры и влажности в этих высотных диапазонах использовалась процедура интерполяции. Вертикальные профили концентраций газов  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2\text{O}$  задавались модельными, согласно данным, представленным в отчете [1].

Для проведения расчетов использовалась модель, описывающая перенос тепловой радиации в безоблачной атмосфере, основанная на разложении функций пропускания, обусловленных молекулярным поглощением, в ряд экспонент, детально описанная в нашей работе [13]. Такая аппроксимация, получившая название *метод рядов экспонент* (метод  $k$ -распределения – в западной литературе), позволяет разрешить целый ряд проблем, возникающих при численных расчетах. Она описывает функцию пропускания с высокой точностью (отличие от прямого счета в среднем составляет величину, не превышающую 1%), является малопараметрической (число членов ряда не превышает 5–10) и имеет экспоненциальную функциональную зависимость, что обеспечивает удобство ее применения в различных вычислительных схемах.

Метод рядов экспонент позволяет сделать переход из пространства волновых чисел  $\nu$ , где оптическая толщина является быстроосциллирующей функцией от  $\nu$  (причем число осцилляций пропорционально числу линий в спектральном интервале  $[\nu_1, \nu_2]$ ), в пространство кумулятивных чисел  $g$ , где оптическая толщина является монотонной функцией  $g$ . После чего, применяя квадратурные формулы для численного интегрирования, получают короткий ряд экспонент:

$$T = \frac{1}{\nu_2 - \nu_1} \int_{\nu_1}^{\nu_2} \exp(-\tau(\nu, z_1, z_2)) d\nu = \int_0^1 \exp(-\tau(g, z_1, z_2)) dg \approx \sum_{i=1}^n C_i \exp(-\tau(g_i, z_1, z_2)), \quad (8)$$

где  $C_i$  и  $g_i$  – коэффициенты и узлы квадратур Гаусса. При расчетах использовалось 10 квадратур, что гарантировало погрешность расчета не более 1%. Однако формула (8) позволяет только сжать спектроскопическую информацию, но полностью не решает задачу параметризации, так как при изменении термодинамических параметров атмосферы

необходимо по-новому проводить расчеты  $\tau(v)$  методом *line-by-line*, а затем вычислять  $\tau(g)$ . В этом смысле нет никакого выигрыша по сравнению с традиционным методом *line-by-line*, поскольку основные затраты компьютерного времени приходятся не на интегрирование по волновым числам, а на расчет  $\tau(v)$ . Для того чтобы осуществить параметризацию характеристик молекулярного поглощения, был использован метод *k*-корреляции [13, 15]:

$$\tau_m(g_i, z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} k_m(g_i, p(h), \theta(h)) \rho_m(h) dh, \quad (9)$$

где  $k_m(g_i, p(h), \theta(h))$  – массовый коэффициент поглощения на частоте  $g_i$  и высоте  $h$ ;  $p(h)$ ,  $\theta(h)$  – давление и температура на высоте  $h$ ;  $\rho_m$  – концентрация  $m$ -го газа. Согласно [13–16] погрешность расчета функции пропускания для одного газа при использовании приближения *k*-корреляции, как правило, не превышала 1%. Исключения могут составлять ситуации, когда наблюдаются большие температурные градиенты (например, в пламени).

Из формулы (9) следует, что коэффициент поглощения является функцией давления и температуры, поэтому была заранее рассчитана база данных коэффициентов поглощения. Для этого в диапазоне высот 0–100 км были выделены 36 уровней по давлению (от  $10^{-3}$  до  $10^4$  мбар) и 18 уровней по температуре, которые перекрывали диапазон температур от 160 до 330 К. Спектральный диапазон от 0 до  $3000 \text{ см}^{-1}$  разбивался на подынтервалы по  $20 \text{ см}^{-1}$ . Для каждого газа, поглощающего в заданном спектральном подынтервале, проводился расчет методом *line-by-line* на основе спектроскопической базы данных HITRAN-2008 [17], затем осуществлялось преобразование Лапласа и рассчитывались коэффициенты поглощения для заданных значений  $g_i$ , температуры  $\theta_k$  и давления  $p_j$  для  $m$ -го газа. Учитывалось поглощение основными атмосферными газами  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_3$ ,  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ , а также континуальное поглощение  $\text{H}_2\text{O}$ .

При моделировании потоков излучения коэффициенты поглощения рассчитывались посредством линейной интерполяции коэффициентов  $k(g_i, p_j, \theta_k)$  из базы данных коэффициентов поглощения. Перекрывание полос поглощения учитывалось наиболее простым и традиционным способом в виде произведения функций пропускания. Согласно нашим оценкам [16] погрешность такого приближения составляет обычно около 1%. Особенности численного интегрирования уравнения переноса описаны в работе [16].

При моделировании потоков использовались две модели континуального поглощения: модель MT\_CKD и модель, полученная нами на основе экспериментальных данных [6, 7]. Первая модель использовалась при проведении расчетов интегральных потоков, а вторая – для расчета потоков нисходящего излучения в узких спектральных интервалах диапазона 8–12 мкм, для которого имелись экспериментальные данные.

### 3. Моделирование потоков нисходящей радиации для региона Нижнего Поволжья

На основе описанной выше модели были проведены расчеты нисходящих потоков длинноволновой радиации и общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы для Нижнего Поволжья. Были рассчитаны среднемесячные значения вышеуказанных величин при усреднении за год и за 10 лет. Кроме того, на основе полученной региональной метеомодели были рассчитаны потоки нисходящей длинноволновой радиации в спектральном диапазоне 0– $3000 \text{ см}^{-1}$  за десятилетний период (1999–2008 гг.) для небольшого набора различных метеорологических ситуаций: при средней, максимальной и минимальной приземной температуре, а также при среднем, максимальном и минимальном общем содержании влажности в атмосфере (таблица). В расчетах использовалась модель континуального поглощения водяного пара MT\_CKD.

**Нисходящие потоки радиации ( $F$ ) при типичных и экстремальных значениях влажности для летних условий Нижнего Поволжья. Спектральный диапазон 0– $3000 \text{ см}^{-1}$**

Содержание воды в вертикальном столбе атмосферы, ос. см	0,976	2,12	2,81	4,71
Поверхностная температура, К	286	312	296	296
$F$ , Вт/м <sup>2</sup>	275,7	404,3	352,3	381,4
Вклад $\text{H}_2\text{O}$ в $F$ , Вт/м <sup>2</sup>	194	291,4	257,2	286,9
Вклад континуума $\text{H}_2\text{O}$ в $F$ , Вт/м <sup>2</sup>	13,2	25,1	34,3	56,9
Вклад $\text{CO}_2$ в $F$ , Вт/м <sup>2</sup>	25,6	20,9	10,1	4

Анализируя результаты, представленные в таблице, можно сделать некоторые выводы. Вклад континуального поглощения в нисходящий поток радиации коррелирует с общим содержанием паров воды в вертикальном столбе атмосферы и сопоставим с вкладом  $\text{CO}_2$  при среднем содержании паров воды в атмосфере, а при повышенном содержании значительно его превосходит.

Для того чтобы получить более представительные статистические выводы, была сформирована выборка метеопараметров за 2009 г. Зима была умеренно холодной и влажной, погода определялась чередованием барических ложбин, связанных с северными циклонами. Лето было средним по продолжительности, сухим и жарким, преобладал антициклонный тип погоды, осадки в основном выпадали в виде ливней и носили локальный характер [18].

Для рассматриваемого года среднее значение влагосодержания  $W$  в вертикальном столбе атмосферы для летних условий составляло 2,33 ос. см., со среднеквадратическим отклонением 0,58 ос. см, а для зимних условий 0,95 и 0,36 ос. см. соответственно. Объем выборки включал 360 профилей для летнего и столько же для зимнего сезона (90 дней для каждого сезона года и 4 профиля для каждого дня).

На рис. 1 представлены результаты расчета нисходящих потоков излучения для зимних и летних условий Нижнего Поволжья, а также вклад в поток непрерывного поглощения и  $\text{CO}_2$ . Были рассчитаны коэффициенты корреляции между нисходящим потоком излучения и общим влагосодержанием. Для зимних условий коэффициент корреляции  $R = -0,82$ , а для летних по абсолютной величине уменьшился до  $R = -0,63$ . Следовательно, коэффициент детерминации (доля объясненной дисперсии) составляет для зимних условий 0,67, а для летних — лишь 0,39. Таким образом, для Нижнего Поволжья в летние месяцы корреляция между нисходящим потоком и общим влагосодержанием слабо выражена, а для зимних условий — высокая.

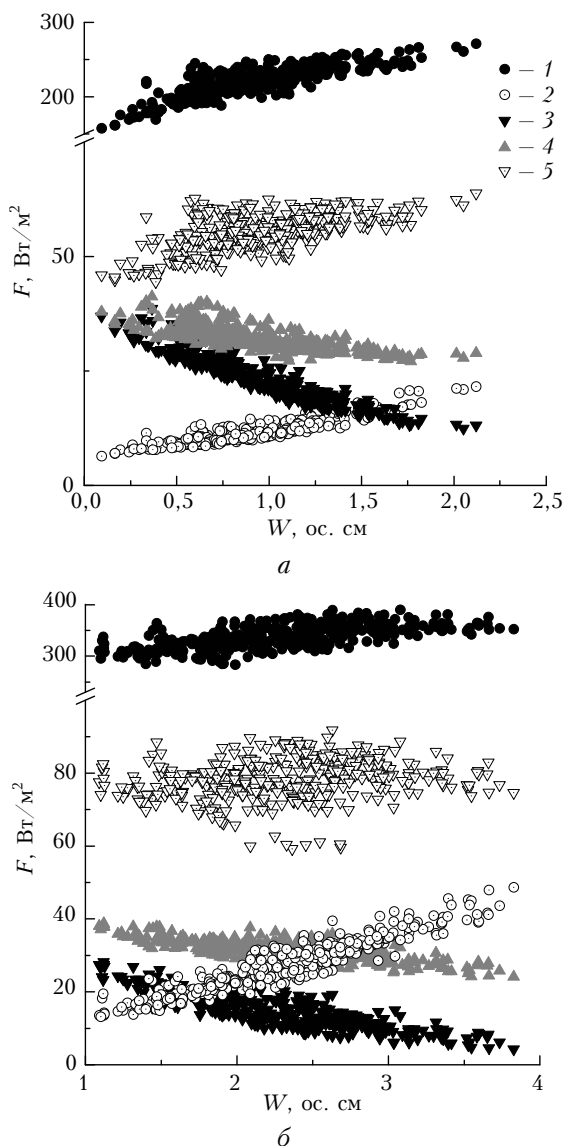


Рис. 1. Нисходящие длинноволновые потоки излучения для региона Нижнего Поволжья в спектральном диапазоне  $0-3000 \text{ см}^{-1}$ : *a* — зимние условия, *б* — летние условия; 1 — суммарный поток; 2 — вклад континуума  $\text{H}_2\text{O}$  (MT\_CKD) в поток; 3 — вклад  $\text{CO}_2$ ; 4 — вклад  $\text{CO}_2$  (из модели исключен континуум  $\text{H}_2\text{O}$ ); 5 — нисходящий поток при учете только  $\text{CO}_2$

Чтобы оценить степень экранирования полос  $\text{CO}_2$  полосами поглощения других парниковых газов и непрерывным поглощением, были сделаны три типа расчетов: оценен вклад  $\text{CO}_2$  в нисходящий поток, вклад в  $\text{CO}_2$  без учета континуума и вклад  $\text{CO}_2$  без учета всех остальных газов. Для определения вклада непрерывного поглощения в общий поток излучения расчет проводился с учетом и без учета непрерывного поглощения. Разница между этими расчетами определяла вклад континуума. Аналогично проводились расчеты и для оценки вкладов в поток других составляющих.

Из рис. 1 видно, что при малых значениях общего влагосодержания ( $W < 0,7$ , зимние условия) вклад  $\text{CO}_2$  в нисходящий поток излучения ( $\Delta F_{\text{CO}_2}$ ) одинаков при учете и неучете континуума, причем  $\Delta F_{\text{CO}_2}$  близок к потокам, вычисленным для модельной атмосферы, состоящей только из  $\text{CO}_2$ . Это означает, что полосы поглощения других газов слабо перекрывают (экранируют) полосы поглощения  $\text{CO}_2$ .

С возрастанием влагосодержания массивы точек 3 и 4 на рис. 1 начинают расходиться, причем разница между этими расчетными данными обусловлена селективным поглощением  $\text{H}_2\text{O}$ . Непрерывное поглощение  $\text{H}_2\text{O}$  усиливает этот эффект (массив точек 2 на рис. 1). Для летних условий вышеуказанные тенденции продолжают, но с меньшей скоростью.

На рис. 2 приведен относительный вклад в нисходящий поток излучения непрерывного поглощения и  $\text{CO}_2$ , построенный в логарифмическом масштабе.

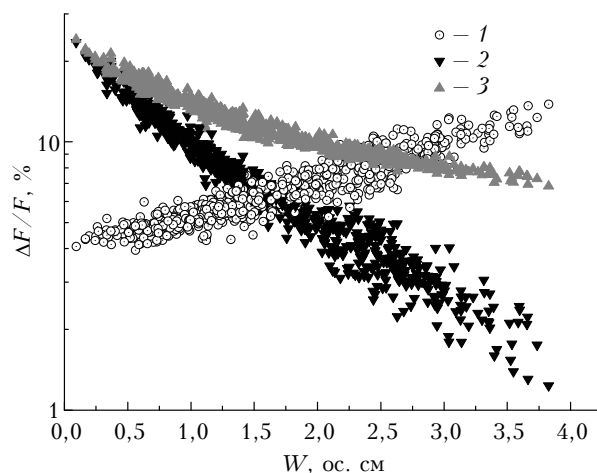


Рис. 2. Вклад в нисходящий поток излучения в спектральном диапазоне  $0-3000 \text{ см}^{-1}$ : 1 — континуум  $\text{H}_2\text{O}$  (MT\_CKD); 2 —  $\text{CO}_2$ ; 3 —  $\text{CO}_2$  (из модели исключен континуум  $\text{H}_2\text{O}$ )

Видно, что для условий Нижнего Поволжья относительный вклад  $\text{CO}_2$  в нисходящий поток излучения меняется от 24% для зимних условий до 1% для летних условий. А если из модели исключить непрерывное поглощение парами воды, то вклад  $\text{CO}_2$  меняется от 24 до 7%, т.е. с ростом влагосодержания роль непрерывного поглощения как

экранирующего фактора  $\text{CO}_2$  сильно возрастает. Причем для летних условий при большом влагосодержании вклад  $\text{CO}_2$  для нисходящих потоков становится пренебрежимо малым.

Для летних и зимних условий была проанализирована регрессионная зависимость вида

$$\ln\left(\frac{\Delta F_{\text{CO}_2}}{F}\right) = a + bW. \quad (10)$$

Оказалось, что радиационный форсинг  $\text{CO}_2$  имеет высокую корреляцию с общим влагосодержанием. Для зимних условий  $a = 3,11 \pm 0,01$ ,  $b = -0,80 \pm 0,01$ , коэффициент корреляции  $R = -0,97$ , а для летних  $a = 2,75 \pm 0,03$ ,  $b = -0,58 \pm 0,01$ ,  $R = -0,92$ . Параметр  $b$  для зимы в 1,4 раза больше, чем для лета. Это означает, что для зимних условий вклад  $\text{CO}_2$  в нисходящий поток излучения более чувствителен к вариациям  $W$ .

Представленные выше результаты были получены с использованием модели континуума MT\_SKD. Так как новые экспериментальные данные [7] свидетельствуют, что коэффициенты foreign-континуума в модели MT\_SKD в окне прозрачности 8–12 мкм занижены, то вклад континуума может быть также занижен. Поэтому представляет интерес оценить, при каких метеорологических условиях это может проявиться.

Для аппроксимации экспериментальных данных [6, 7] использовалась следующая формула:

$$k = (C_s \exp(-\theta_s/\theta) n_{\text{H}_2\text{O}} + C_f n_{\text{air}}) p_{\text{H}_2\text{O}}, \quad (11)$$

где  $n_{\text{H}_2\text{O}}$  – концентрация паров воды,  $n_{\text{air}}$  – концентрация молекул воздуха;  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  – парциальное давление паров воды; параметр  $C_s$  был заимствован из работы [6],  $C_f$  – из работы [7], а  $\theta_s$  определялся на основе температурной зависимости коэффициентов континуального поглощения, зарегистрированной в работе [6]. Поскольку измерения в [6] проводились при повышенных температурах, то данная формула при температуре ниже 311 К является аппроксимационной. (Далее эту модель для краткости обозначим аббревиатурой VL по начальным буквам авторов статьи [7].)

Первоначально была рассчитана температурная зависимость коэффициентов континуального поглощения для нескольких моделей при фиксированной относительной влажности (рис. 3). Это позволило сравнить различные модели континуального поглощения для широкого диапазона температур, реализующихся в атмосфере Земли для зимних и летних условий. На рис. 3 приведены температурные зависимости коэффициентов континуального поглощения, рассчитанные по полученной аппроксимации (11), а также по модели MT\_SKD и модели Арефьева [19]. Значения коэффициентов  $C_f$ , измеренных в [7], в целом лежат в промежутке между таковыми для модели MT\_SKD и модели Арефьева. И мы, следуя работе [7], также привели для сравнения расчет по модели MT\_SKD и модели Арефьева.

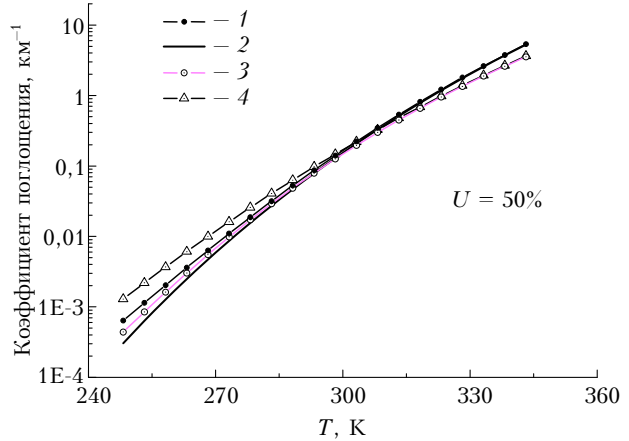


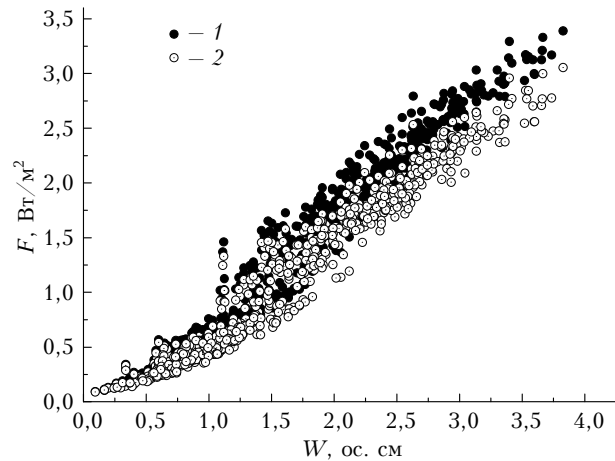
Рис. 3. Температурная зависимость коэффициента континуального поглощения при постоянной относительной влажности  $U = 50\%$  на частоте  $950 \text{ см}^{-1}$ : 1 – расчет по модели VL; 2 – расчет по модели VL при  $C_f = 0$ ; 3 – модель MT\_SKD; 4 – модель Арефьева [19]

Из рис. 3 видно, что при температурах вблизи 300 К все модели дают близкие результаты, а при более низких температурах проявляются отличия в коэффициентах поглощения. Из сопоставления кривых 1 и 2 на рис. 3, рассчитанных при разных  $C_f$ , следует: основная причина отличий кроется в том, что в модели MT\_SKD коэффициент  $C_f$  принимает меньшее значение, чем в [7]. Поэтому следует ожидать, что вклад континуума, обусловленный взаимодействием молекул водяного пара с молекулами воздуха, в потоки нисходящего излучения будет более существенным, чем это дает модель MT\_SKD. При расчете потоков нисходящего излучения для летних условий мы ожидали, что модель MT\_SKD для данной длины волны должна давать вполне удовлетворительный результат, а для условий зимы умеренных широт приводить к заниженным значениям.

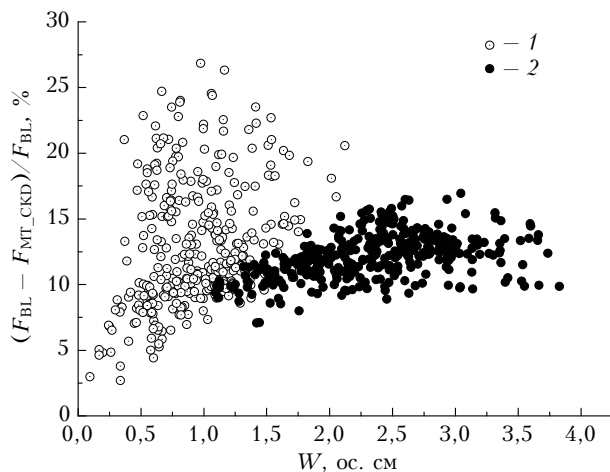
Были проведены расчеты нисходящих потоков для узкого спектрального интервала шириной  $20 \text{ см}^{-1}$  с центром  $950 \text{ см}^{-1}$ . На рис. 4 приведены результаты сопоставления для двух моделей – VL и MT\_SKD. Видно, что расчет по модели VL превышает расчет по модели MT\_SKD, причем для зимних условий относительные расхождения между данными варьируются в широких пределах от 3 до 27%, а для летних от 7 до 17%. Максимальный разброс наблюдается для диапазона изменения общего влагосодержания от 0,5 до 1,5 ос. см, а функциональная зависимость разброса данных от поглощающей массы паров воды имеет колоколообразный вид.

Несколько неожиданным оказался большой разброс относительных расхождений в потоках (рис. 4) для летних условий, хотя, казалось бы, при температуре, соответствующей летним условиям ( $T \sim 280\text{--}310 \text{ К}$ ), коэффициенты континуального поглощения, рассчитанные по разным моделям, дают близкие значения (см. рис. 3). Причина того, что модель MT\_SKD дала заниженные значения,

состоит в том, что в окне прозрачности, где поглощение не насыщено, вклад в нисходящее излучение дают высоколежащие слои атмосферы с низкой температурой, а не только приземные слои, как в полосах поглощения. Поэтому величина вышеуказанных расхождений определяется вертикальными профилями влажности и вертикальными градиентами температуры.



a



б

Рис. 4. Нисходящий поток излучения в спектральном диапазоне  $940\text{--}960\text{ см}^{-1}$ , рассчитанный с использованием моделей континуума (1 – BL, 2 – MT\_CKD) (a); относительное отклонение расчета с моделью MT\_CKD от модели BL (1 – зимние условия; 2 – летние условия Нижнего Поволжья) (б)

Континуальное поглощение, обусловленное взаимодействием молекул водяного пара с молекулами воздуха, дает максимальный относительный вклад в нисходящий поток излучения при общем влагосодержании  $W \sim 0,5\text{--}1$  ос. см (рис. 5) для обеих моделей. Однако для модели MT\_CKD вклад континуума мал, тогда как для модели BL достигает 10%. Такую величину уже можно зарегистрировать экспериментально.

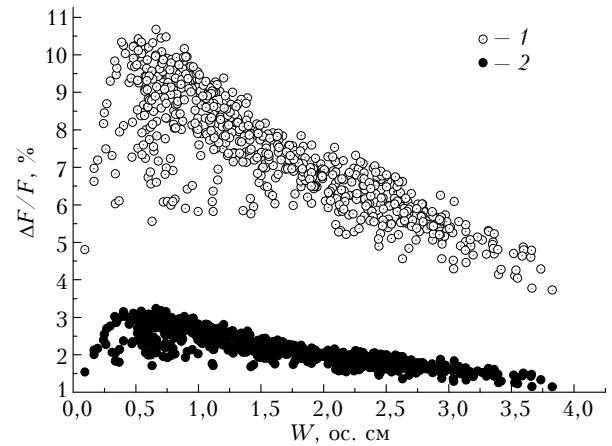


Рис. 5. Вклад в нисходящий поток излучения континуума, обусловленного взаимодействием молекул водяного пара с молекулами воздуха, для моделей: 1 – BL; 2 – MT\_CKD. Спектральный диапазон  $940\text{--}960\text{ см}^{-1}$

### Заключение

При оценке радиационного форсинга  $\text{CO}_2$  существенным является водяной пар, так как он, с одной стороны, усиливает парниковый эффект за счет обратных связей, а с другой – при возрастании концентрации паров воды за счет перекрытия полос поглощения паров воды и углекислого газа вклад  $\text{CO}_2$  в нисходящие потоки радиации уменьшается. В частности, для некоторых ситуаций, характерных для летних условий Нижнего Поволжья, вклад  $\text{CO}_2$  в нисходящие потоки снижался до 1%, а прямой форсинг за счет возрастания концентрации  $\text{CO}_2$  оказывался пренебрежимо малым. Результаты моделирования показывают, что необходимо уточнение моделей континуума при пониженных температурах.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ № 13-05-97065 и 13-07-97056.

1. Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Bernsten T., Betts R., Fahey D.W., Haywood J., Lean J., Lowe D.C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., Van Dorland R. «IPCC, 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing» in Climate Change; 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change // Ed. by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller. Cambridge Univ., Cambridge, UK, USA, 2007.
2. Held I.M., Soden B.J. Robust Responses of the Hydrological Cycle to Global Warming // J. Climate. 2006. V. 19, N 21. P. 5686–5699.
3. Stephens G.L., Wild M., Stackhouse P.W., Ecuver T.L., Kato S., Henderson D.S. The Global Character of the Flux of Downward Longwave Radiation // J. Climate. 2012. V. 25, N 7. P. 2329–2340. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00262.1.
4. Белан Б.Д., Креков Г.М. Влияние антропогенного фактора на содержание парниковых газов в тропосфере. 1. Метан // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25, № 4. С. 361–373.
5. Shine K.P., Ptashnik I.V., Radel G. The Water Vapour Continuum: Brief History and Recent Developments // Surv. Geophys. 2012. V. 33, N 3–4. P. 535–555.
6. Baranov Yu.I., Lafferty W.J., Ma Q., Tipping R.H. Water-vapor continuum absorption in the  $800\text{--}1250\text{ см}^{-1}$

- spectral region at temperatures from 311 to 363 K // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2008. V. 109, N 12–13. P. 2291–2302.
7. *Baranov Yu.I., Lafferty W.J.* The water vapour self- and water-nitrogen continuum absorption in the 1000 and 2500  $\text{cm}^{-1}$  atmospheric windows // *Phil. Trans. Roy. Soc. A.* 2012. V. 370, N 1968. P. 2578–2589.
  8. *Чеснокова Т.Ю., Журавлева Т.Б., Пташник И.В., Ченцов А.В.* Моделирование потоков солнечного излучения в атмосфере с использованием различных моделей континуального поглощения водяного пара в типичных условиях Западной Сибири // *Оптика атмосфер. и океана.* 2013. Т. 26, № 2. С. 100–107.
  9. *Ptashnik I.V., McPheat R.A., Shine K.P., Smith K.M., Williams R.G.* Water vapor self-continuum absorption in near-infrared windows derived from laboratory measurements // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. D16305.
  10. *Ptashnik I.V., McPheat R.A., Shine K.P., Smith K.M., Williams R.G.* Water vapour foreign continuum absorption in near-infrared windows from laboratory measurements // *Phil. Trans. Roy. Soc.* 2012. V. 370, N 1968. С. 2557–2577.
  11. *Зуев В.Е., Комаров В.С.* Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 264 с.
  12. *Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., Shettle E.* AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km) // *Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-86-0110.* Environ. Res. Paper. N 954. P. 25.
  13. *Мицель А.А., Фирсов К.М., Фомин Б.А.* Перенос оптического излучения в молекулярной атмосфере. Томск: STT, 2001. 444 с.
  14. *Goody R., West R., Chen L., Crisp D.* The correlated-k method for radiation calculations in nonhomogeneous atmospheres // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 1989. V. 42, N 6. P. 539–550.
  15. *Lacis A.A., Oinas V.* A description of the K-distribution methods for modelling nongray gaseous absorption, thermal emission, and multiple scattering in vertically inhomogeneous atmospheres // *J. Geophys. Res. D.* 1991. V. 96, N 5. P. 9027–9063.
  16. *Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю.* Влияние вариаций концентрации  $\text{CH}_4$  и  $\text{N}_2\text{O}$  на потоки длинноволновой радиации в атмосфере Земли // *Оптика атмосфер. и океана.* 1999. Т. 12, № 9. С. 790–795.
  17. *Rothman L.S., Gordon I.E., Barbe A., Benner D.C., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Brown L.R., Campargue A., Champion J.-P., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Fally S., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Kleiner I., Lacome N., Lafferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Mikhailenko S.N., Miller C.E., Moazzen-Ahmadi N., Naumenko O., Nikitin A.V., Orphal J., Perevalov V.I., Perrin A., Predoi-Cross A., Rinsland C.P., Rotger M., Simecková M., Smith M.A.H., Sung K., Tashkun S.A., Tennyson J., Toth R.A., Vandaele A.C., Vander Auwera J.* The HITRAN 2008 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2009. V. 110, N 9–10. P. 533–572.
  18. *Доклад «О состоянии окружающей среды Волгоградской области в 2009 году»* / Ред. колл.: В.И. Новиков и др.; Комитет природных ресурсов и охраны окружающей среды Администрации Волгоградской области. М.: Глобус, 2010. 304 с.
  19. *Арефьев В.Н.* Молекулярное поглощение водяным паром излучения в окне относительной прозрачности атмосферы 8–13  $\mu\text{m}$  // *Оптика атмосфер. и океана.* 1989. Т. 2, № 10. С. 1034–1054.

***K.M. Firsov, T.Yu. Chesnokova, E.V. Bobrov. Role of water vapor continual absorption in the atmospheric longwave radiative processes of the surface layer in the Lower Volga region.***

Analytical formulae to estimate a sensitivity of downward longwave radiative fluxes to the atmospheric total water vapor content in the absorption bands and the atmospheric transparency windows are obtained. A regression dependence of the  $\text{CO}_2$  radiative forcing on total water vapor content for the Lower Volga region is calculated. The role of  $\text{H}_2\text{O}$  continual absorption is investigated and it is shown that the  $\text{CO}_2$  radiative forcing depends strongly on the continuum value. The atmospheric conditions are defined, when the contribution of the  $\text{H}_2\text{O}$  foreign continuum to the downward radiative fluxes is maximal.