

К.М. Фирсов, Т.Ю. Чеснокова

ВЛИЯНИЕ ВАРИАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ CH_4 И N_2O НА ПОТОКИ ДЛИННОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ В АТМОСФЕРЕ ЗЕМЛИ

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 15.07.99 г.

Парниковый эффект в атмосфере Земли связывают с ростом концентрации не только углекислого газа, но и CH_4 , N_2O и фреонов. Однако получаемые выводы в большой степени зависят от точности радиационных моделей, которая определяется качеством спектроскопической информации, так же как и корректной параметризацией уравнения радиационного переноса. Проведен анализ погрешностей расчета потоков длинноволновой радиации для условий безоблачной атмосферы. В этом контексте обсуждается вопрос о необходимости учета в современных моделях парниковых газов CH_4 и N_2O .

Введение

Роль малых газовых составляющих в радиационных процессах в атмосфере Земли общеизвестна. Одна из наиболее популярных гипотез об изменении климата как в прошлом, так и в настоящем связывает изменение температуры с вариациями углекислого газа в атмосфере Земли [1]. Возрастающие масштабы загрязнения атмосферы Земли приводят к возрастанию роли других газов, таких как метан, окислы азота и фреоны. Согласно данным, полученным в работах [2, 3], удвоение концентрации CH_4 , N_2O , CF_2Cl_2 и CFCl_3 дает эффект, аналогичный удвоению концентрации углекислого газа. Оценки, сделанные без учета динамики атмосферы, позволяют выявить только тенденции в изменениях климата Земли. Для того чтобы получить более объективную информацию, необходимо учесть вклад этих газов в радиационных блоках, которые используются в моделях общей циркуляции атмосферы.

Требования к радиационным моделям, используемым в таких задачах, довольно высоки. Так, например, уменьшение солнечной постоянной на 1% ($\sim 14 \text{ Вт/м}^2$) может привести к новому ледниковому периоду [4], тогда как удвоение концентрации CO_2 , которое, как полагают, может привести к заметному потеплению климата, дает изменение длинноволнового потока восходящей радиации на величину $\sim 3\text{--}4 \text{ Вт/м}^2$, что также составляет величину $\sim 1\%$ [5] от общего потока уходящей тепловой радиации. Таким образом, точность расчета длинноволновых потоков радиации должна быть, по крайней мере, не хуже 1%.

Результаты сопоставления экспериментально измеренных данных с расчетными, полученными методом line-by-line, о нисходящих потоках длинноволнового излучения для безоблачной атмосферы, приведенные в [6], дают представление о современной точности учета молекулярного поглощения в данных задачах. Согласно [6] расхождение между расчетом и экспериментальными измерениями в среднем составило величину $\sim 1 \text{ Вт/м}^2$, среднее квадратическое отклонение $\sim 2 \text{ Вт/м}^2$, а максимальный разброс от $-4,2$ до 5 Вт/м^2 .

Специфика задач климатологии требует от моделей высокой скорости счета радиационных характеристик. Ряды экспонент [7–9] позволили найти компромисс между точностью и скоростью, причем разработаны методики,

когда параметры модели определяются на основе результатов прямого расчета. Сформулированы методы, позволяющие получить разложение в ряд экспонент с заранее заданной точностью. Недавние работы [10–12] позволили снять последнее ограничение этого подхода, связанное с учетом перекрывания полос поглощения. Эти достижения позволили создать методики, обеспечивающие высокую скорость счета и точность, сравнимую с методом line-by-line (например, в [6] расхождения между этими методиками не превышали 1 Вт/м^2). Аналогичные оценки были получены нами при эксплуатации пакета программ, описанного в [12].

Таким образом, можно констатировать, что методическая погрешность, обусловленная параметризацией, не превышает погрешности, связанной со спектроскопической исходной информацией. Большая часть исследователей [6, 13] склоняется к тому, что основным источником погрешностей является континуальное поглощение. Тем не менее в [14] показано, что неопределенность в параметрах спектральных линий также весьма существенна.

В данной статье на основе статистического подхода рассматривается влияние неточности параметров спектральных линий, содержащихся в атласе HITRAN-96 [20], на погрешность расчета потоков длинноволновой радиации, а также их чувствительность к неопределенностям в коэффициентах континуального поглощения. Исследуется влияние вариаций концентрации CH_4 и N_2O на радиационные процессы в атмосфере Земли. Обсуждается также вопрос о необходимости учета этих газов в современных радиационных моделях.

Тестовые расчеты

Модель, используемая в данных расчетах KD (k-distribution), подробно описана в [12]. Проведенный нами анализ основных источников погрешностей данной модели позволил их объединить в три группы. Первая – это погрешность параметризации, связанная с представлением функций пропускания в виде ряда экспонент. Ко второй группе относятся погрешности, которые появляются при численном интегрировании по высоте. Третья группа погрешностей связана с неточностью исходной спектроскопической информации. Для того чтобы их

оценить, была проведена серия тестовых расчетов (табл. 1). В результате этого моделирования было установлено, что в целом наблюдается хорошее согласие КД с LBL2, в которой использовалась аналогичная модель континуального поглощения [14]. Для высот больше 50 км для нисходящих потоков наблюдались заметные расхождения. Для того чтобы выявить причины данных расхождений для изотермической атмосферы, которая содержит только CO₂ в области 15 мкм, для узких спектральных интервалов (~100 см⁻¹) был проведен расчет нисходящей интенсивности методом line-by-line с тем же методом интегрирования по высоте, который использовался в модели КД. Для того чтобы исключить погрешности, связанные с диффузионным приближением, была пересмотрена схема расчета потоков в модели КД. Для ускорения счета интегральных экспонент использовалась процедура интерполяции. Оценки показали, что данная модификация практически не повлияла на скорость счета потоков. Расхождение в потоках КД модели от нашего же расчета line-by-line не превышало 0,3%. Это позволило сделать вывод, что основная причина расхождений КД и LBL2 для данного случая обусловлена достаточно редкой высотной сеткой и разными квадратурными формулами. Задача представления функций пропускания в виде ряда экспонент хорошо исследована. Погрешность

метода *s-k*-корреляции, используемого для расчета функций пропускания неоднородной трассы, не превышает 1% [15, 16], если интегрирование по высоте выполнено корректно. По этой причине основное внимание было уделено второй группе погрешностей.

В связи с тем что профили метеопараметров заданы, как правило, на достаточно редкой высотной сетке, а для расчета радиационного выхолаживания необходимо рассчитывать потоки длинноволновой радиации, практически во всех узлах этой сетки обычно используют наиболее простые квадратурные формулы. Как правило, используют два типа таких формул: метод трапеций, когда оптическая толщина мала, либо квадратурную формулу с весовой функцией, когда оптическая толщина велика [18]. (Это стандартный прием, когда под знаком интеграла стоит быстропеременная функция, которую объявляют весовой, а другую функцию описывают при помощи интерполяционного полинома [17], хотя авторы [18] и попытались придать последней квадратурной формуле физической смысл.) Следствием этого является использование квадратурных формул с остаточным общим членом, который весьма проблематично вычислить теоретически. По этой причине наиболее надежной оценкой точности расчета является метод Рунге [17], который позволяет определить оптимальное количество узлов для численного интегрирования.

Таблица 1

Сопоставление длинноволновых потоков, Вт/м²

Модель	Поверхность			Тропопауза			Верхняя граница	Dnet1	Dnet2
	F_1^\uparrow	F_1^\downarrow	Net1	F_2^\uparrow	F_2^\downarrow	Net2	F_3^\uparrow		
3 MLS, изотермическая атмосфера 250 К, CO ₂ 300 ppmv									
Среднее	221,41	41,81	179,61	221,42	24,27	197,09	221,47	17,48	24,38
С.к.о.	0,48	2,32	2,49	0,68	2,28	2,11	0,85	2,71	2,29
LBL1	221,56	40,27	181,29	221,56	25,06	196,49	221,55	15,20	25,06
LBL2	221,42	40,71	180,70	221,42	24,83	196,58	221,42	15,88	24,84
KD	221,53	40,78	180,74	221,53	23,87	197,66	221,53	16,92	23,87
4 MLS, изотермическая атмосфера 250 К, CO ₂ 600 ppmv									
Среднее	221,05	45,71	175,37	221,04	27,79	193,19	221,10	17,82	27,91
С.к.о.	2,18	2,76	4,21	2,40	2,59	2,52	2,42	3,44	2,62
LBL1	221,56	44,31	177,24	221,56	29,23	192,33	221,55	15,09	29,22
LBL2	221,42	44,57	176,85	221,42	28,52	192,90	221,42	16,05	28,52
KD	221,53	44,46	177,07	221,53	27,58	193,94	221,53	16,87	27,59
19 MLS, H ₂ O LBL2- континуум Clough et al., RSB- континуум Roberts et al.									
Среднее	422,97	326,23	96,71	322,09	6,93	315,31	322,05	219,19	6,65
С.к.о.	1,40	14,06	13,42	7,67	1,39	7,29	7,25	15,52	1,42
LBL1	423,54	330,40	93,14	328,22	4,90	323,32	328,06	230,18	4,74
LBL2	423,51	336,97	86,54	319,57	7,06	312,51	319,16	225,97	6,65
RSB	423,51	341,46	82,05	322,54	6,54	316,00	322,27	233,95	6,27
KD	423,60	335,34	88,26	321,14	7,11	314,03	320,91	225,77	6,88
20 MLS, H ₂ O, без континуума									
Среднее	423,24	273,19	150,22	329,06	6,63	322,45	328,79	171,80	6,33
С.к.о.	0,86	17,82	17,41	9,78	1,50	8,93	9,38	12,24	1,59
LBL1	423,54	261,10	162,44	336,99	4,90	332,10	336,83	169,66	4,73
LBL2	423,51	271,88	151,64	333,51	6,53	326,97	333,05	175,33	6,08
KD	423,60	271,38	152,22	334,03	6,75	327,28	333,85	175,06	6,57

Примечание. F_1^\uparrow – восходящий и F_1^\downarrow – нисходящий потоки; $Net = F_1^\uparrow - F_1^\downarrow$; Dnet1 = Net1 – Net2 и Dnet2 = $F_3^\uparrow - Net2$; среднее – усредненные данные [5]; С.к.о. – среднеквадратическое отклонение; LBL1 – расчет line-by-line Harshvardhan [32]; LBL2 – расчет line-by-line Фомин [32]; KD – расчет с использованием *k*-распределения.

В табл. 2 представлены значения шага дискретизации для спектрального интервала 0–3000 см⁻¹ при заданной точности ε. Учитывая распределение концентрации поглощающих газов с ростом высоты, можно подобрать неравномерную высотную сетку интегрирования, более частую в тропосфере и более редкую на больших высотах. Для точности 0,1 Вт/м² минимальное число узлов составляет около 200, тогда как для стандартной сетки модели AFGL [19] с 44 узлами ε ~ 6 Вт/м². Для обеспечения погрешности, не превышающей 1 Вт/м², необходимо ~100 узлов. Моделирование показало, что для вычисления профилей температуры, давления и концентрации газов в недостающих точках следует использовать логарифмическую интерполяцию, когда метеопараметры сильно меняются. В других случаях лучше использовать формулы типа сплайнов, которые позволяют построить по заданным узлам гладкую функцию. Процедура интерполяции вносит также свою погрешность в расчеты. Поэтому достижение высокой точности за счет большого количества новых узлов, которые получены путем интерполяции, – это иллюзия. Наиболее реальная достижимая точность расчета потоков длинноволнового излучения для модели AFGL ~ 1 Вт/м².

Таблица 2

Зависимость точности интегрирования по высоте от шага дискретизации

Поглощающие компоненты	Максимальный шаг интегрирования h, км	
	ε < 0,1 Вт/м ²	ε < 0,01 Вт/м ²
H ₂ O	0,19	0,056
CO ₂	0,3	0,1
CH ₄	1,9	0,62
H ₂ O+CO ₂ +O ₃ +CH ₄ +N ₂ O	0,18	0,048

Спектроскопические погрешности

Для исследования чувствительности длинноволновых потоков излучения к неопределенностям в спектроскопических параметрах линий использовался статистический подход, описанный в [21], который базировался на предположении, что интенсивности и полуширины линий являются некоррелированными случайными величинами и их средние значения являются несмещенными. Этот подход привел нас к выводу, что функции пропускания со спектральным разрешением ниже 5 см⁻¹ не чувствительны к данным погрешностям параметров спектральных линий, поэтому следует обратить внимание на систематические погрешности интегральных интенсивностей полос и полуширин линий. Оценки, используемые в данной статье, основываются на результатах детального анализа данных HITRAN-96, приведенных в [21]. Наибольший интерес представляют погрешности исходной спектроскопической информации для трех газов H₂O, CO₂ и O₃, которые на 98–99% определяют длинноволновые потоки излучения. Наиболее сильная 6,3-мкм полоса H₂O исследована достаточно хорошо. Относительную погрешность интегральной интенсивности для спектральных интервалов шириной ~ 20 см⁻¹ можно оценить на уровне 5–8%, причем эти оценки получены как сумма погрешностей отдельных линий и явно завышены. Аналогичные оценки погрешностей были получены и для вращательной полосы H₂O. В окне прозрачности 8–12 мкм, где расположены более слабые линии, погрешности интегральных интенсивностей несколько

выше и составляют величину ~10%. Это также верхняя оценка, полученная путем суммирования погрешностей отдельных линий. По нашему мнению, систематическая погрешность должна быть существенно меньше случайной. Недавний эксперимент [22] для полосы 6,3 мкм H₂O косвенно подтверждает наши предположения. На графиках (рис. 1), приведенных для диапазона 1450–1700 см⁻¹, погрешность функций пропускания не превышала ±0,05 и имела осциллирующий характер вблизи нулевой линии. Вследствие того что доступ к экспериментальным данным у нас ограничен, для тестирования использовалась полоса 1,4 мкм (см. рис. 1), для которой так же, как и для 6,3 мкм, параметры линий достаточно хорошего качества. Отклонение расчетных данных от экспериментальных рассчитывалось по формуле $\delta = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |T_i^{exp} - T_i^{calc}|$ (табл. 3).

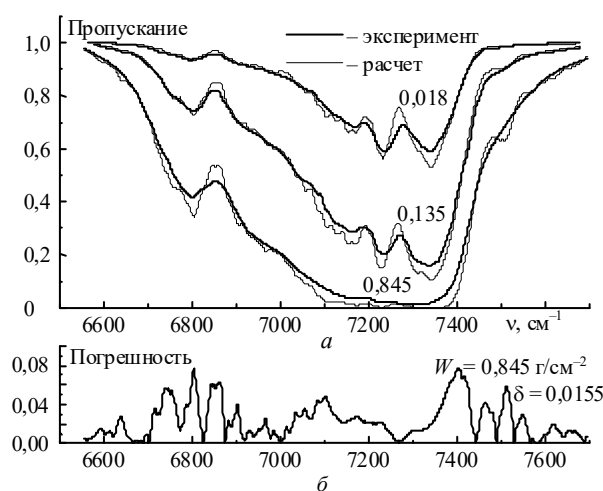


Рис. 1. Спектральное пропускание H₂O в полосе 1,4 мкм для трех значений поглощающей массы W = 0,018; 0,135; 0,845 г/см², спектральное разрешение 50 см⁻¹. Экспериментальные данные заимствованы из работы [23]. Расчет произведен прямым методом [24] – а; абсолютная погрешность расчета функций пропускания – б

Таблица 3

Экспериментальное (T^{exp}) и расчетное (T^{calc}) пропускание полосы 4,3 мкм и интегральная оценка погрешности расчета

W, г/см ²	T ^{calc}	T ^{exp}	δ
0,018	0,869	0,870	0,014
0,135	0,642	0,647	0,019
0,845	0,411	0,426	0,023

Наблюдаемые расхождения между экспериментальными и расчетными данными можно объяснить систематической погрешностью за счет интенсивностей и полуширин линий ~ 10–15%. Необходимо заметить, что авторы [23] привели только эффективное давление водяного пара. Это внесло дополнительные погрешности. Кроме того, используемая нами модель континуума для этого спектрального диапазона, на наш взгляд, недостаточно корректна, поэтому оценка систематической погрешности должна быть еще ниже. Из вышесказанного следует, что подход, используемый авторами [25], когда они рассчитали погрешность как сумму погрешностей отдельных линий, дает очень грубые и завышенные оценки.

Величина систематической погрешности параметров линий 15 мкм полосы CO_2 согласно [21] варьируется от 2 до 7%, несколько хуже качество данных для озона (погрешность достигает 10%). Но так как молекула озона достаточно тяжелая, то расстояние между линиями мало и наблюдается сильное перекрытие линий поглощения. В этом случае чувствительность функций пропускания к неточности полуширин линий существенно меньше, чем для водяного пара и CO_2 , поэтому интегрально можно оценить систематическую погрешность параметров спектральных линий в сильных полосах поглощения для этих трех газов на уровне 5–10%. Для нисходящих потоков такие погрешности в коэффициентах селективного поглощения H_2O приводят соответственно к вариациям 0,3–0,6 $\text{Вт}/\text{м}^2$. Суммарная систематическая погрешность в селективном поглощении CO_2 , H_2O и O_3 на уровне 10%, имеющая одинаковый знак, может привести к вариациям в нисходящем потоке, достигающим $\sim 1 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Это говорит в пользу того, что современные базы данных обеспечивают достаточную точность расчета, соответствующую возможности атмосферных экспериментов.

Другим источником погрешностей при расчете длинноволновых потоков излучения является непрерывное поглощение в макро- и микроокнах прозрачности атмосферы. Для того чтобы проиллюстрировать роль континуума, на рис. 2 приведена разность между восходящими потоками на верхней границе атмосферы и нисходящими потоками на уровне Земли с учетом и без учета континуума.

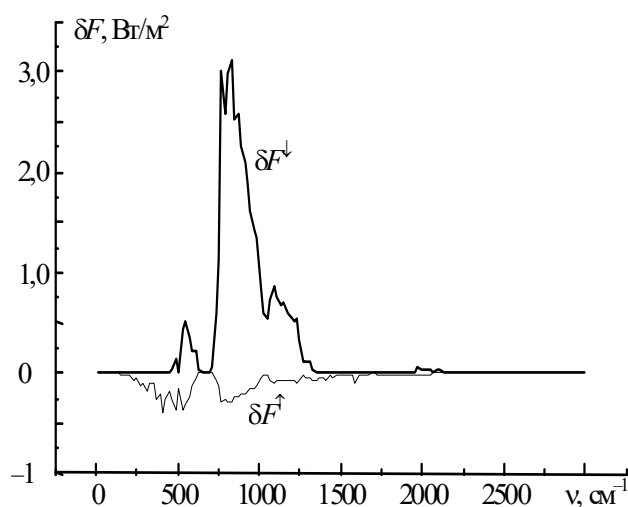


Рис. 2. Спектральный вклад непрерывного поглощения водяным паром в радиационные потоки: $\Delta F = F_c - F$ (F_c – радиационный поток с учетом непрерывного поглощения H_2O и F – без учета континуума)

Из рис. 2 видно, что непрерывное поглощение дает вклад не только в окне 8–12 мкм, но и во вращательной полосе паров воды. Длинноволновый континуум проявляется наиболее сильно для полярных широт [26]. В наших расчетах использовалась модель континуума [14], которая достаточно адекватна экспериментальным данным, полученным в последнее время в условиях чистой атмосферы [6].

Следует отметить, что новые модификации данной модели [27] отличаются от [14]. Это отличие в первую очередь касается полосы 6,3 мкм и мало влияет на интегральные по спектру потоки (см. рис. 2). Для того чтобы

получить оценки погрешностей коэффициентов непрерывного поглощения, было проведено сопоставление четырех моделей, три из которых являлись обобщением лабораторных экспериментов [14, 28, 29], а в работе [30] использовались данные натурных измерений. Последние три модели определены только для интервала 8–12 мкм, поэтому эти данные сопоставлялись именно в данном интервале. Моделирование проводилось для нисходящих потоков, так как они наиболее чувствительны к непрерывному поглощению. Сопоставление для условий лета средних широт показало, что модели [14, 30] давали похожие результаты, тогда как расчеты по моделям [28, 29] были близки между собой, но примерно на 4–5 $\text{Вт}/\text{м}^2$ отличались от [14, 30]. Наши оценки показали, что такой разброс соответствует погрешности в коэффициентах непрерывного поглощения $\sim 10\%$. Коррекция температурной зависимости континуума H_2O , предложенная в [31], не внесла ясности, так как расхождения увеличились еще больше. С другой стороны, атмосферный эксперимент, описанный в [6], позволил авторам сделать вывод, что модель [14] обеспечивает согласие между экспериментальными и расчетными данными со среднеквадратической погрешностью на уровне 2 $\text{Вт}/\text{м}^2$. Если эта погрешность обусловлена полностью непрерывным поглощением, то коэффициенты поглощения, рассчитанные по модели СКД [14], имеют погрешность на уровне 4–5%. Аналогичные цифры приводятся в [29]. В силу вышесказанного основной причиной погрешности расчета потоков является неопределенность в коэффициентах непрерывного поглощения. Особо следует отметить, что противоречия между данными по наблюдению за интенсивностью уходящей [31] и нисходящей [6] радиаций остаются и требуют объяснения.

Вариации концентрации CH_4 и N_2O

Были проведены исследования влияния вариаций концентрации CH_4 и N_2O на радиационные процессы в атмосфере. Как и ожидалось, увеличение концентрации этих газов от 0 до 1,7 ppm для CH_4 и от 0 до 0,32 ppm для N_2O (значения концентрации, соответствующие приземным условиям) приводит к более сильному поглощению излучения в тропосфере $\sim 3 \text{ Вт}/\text{м}^2$ (тропические условия), тогда как дальнейшее удвоение концентрации этих газов в атмосфере Земли приводит к сравнительно меньшему поглощению $\sim 1,3 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Это обусловлено эффектом насыщения в полосах поглощения этих газов. Для летних и зимних условий среднезональной модели Северного полушария были получены качественно похожие результаты, но вклад этих газов быстро уменьшался с понижением температуры. Так, например, для зимних условий пренебрежение вкладом этих газов в радиационные потоки составляет 1,1 $\text{Вт}/\text{м}^2$.

Исключение из модели газов CH_4 и N_2O для условий лета средних широт и тропиков приводит к погрешности в величинах восходящих и нисходящих потоков длинноволнового излучения порядка 1%, тогда как погрешность современных методов расчета несколько ниже. В случае удвоения концентрации этих газов потоки длинноволновой радиации меняются не более чем на 0,6%. В табл. 4 приведены данные об изменчивости радиационного нагрева атмосферы, из которых видно, что CH_4 и N_2O приводят к нагреву атмосферы как в тропосфере, так и в стратосфере. Энерговклад от этих газов превосходит возможные вариации, связанные с неопределенностью поглощения водяным паром. Согласно этим оценкам в современных радиацион-

ных моделях необходимо учитывать данные газы. Однако учесть эффекты, связанные с увеличением их концентрации в тропосфере, на настоящий момент весьма проблематично, так как погрешности модели для данного диапазона высот существенно больше. Рис. 3 достаточно убедительно иллюстрирует это.

Таблица 4

Изменчивость радиационного нагрева атмосферы Земли при вариациях концентрации CH_4 и N_2O для лета средних широт, Вт/м^2

Лето средних широт	Тропосфера	Стратосфера	Вся атмосфера	Поверхность
Без учета CH_4 и N_2O	-2,74	-0,06	-2,80	-0,97
Удвоение CH_4	0,47	-0,04	0,43	0,21
Удвоение N_2O	1,15	-0,09	1,06	0,52
Удвоение CH_4 и N_2O	3,78	-2,64	1,14	1,56
5%-е вариации коэффициентов поглощения H_2O				
Только селективное	$\mp 0,23$	$\mp 0,17$	$\mp 0,40$	$\mp 0,41$
С учетом континуума	$\mp 2,00$	$\mp 0,20$	$\mp 2,20$	$\mp 3,17$

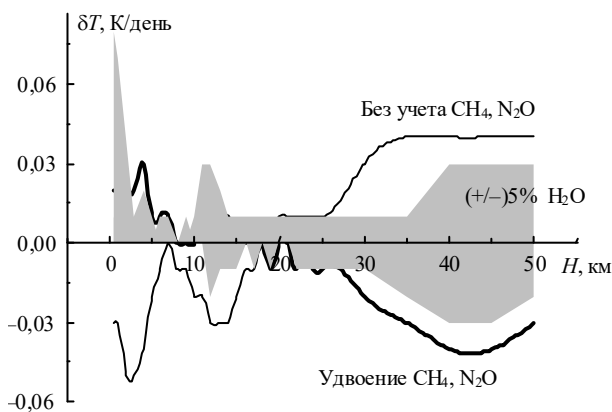


Рис. 3. Изменения скорости радиационного выхолаживания δT (град/сут) при исключении из модели CH_4 и N_2O и в случае удвоения их концентрации. Заштрихованная область соответствует 5%-м вариациям в коэффициентах поглощения H_2O

Иная ситуация возникает при удвоении концентрации CO_2 , так как в этом случае изменения в величинах потоков в тропосфере и стратосфере существенно больше, чем при удвоении концентрации CH_4 и N_2O . Этот факт не противоречит тому, что удвоение концентрации CH_4 и N_2O дает эффект, сравнимый с удвоением CO_2 , если рассматривать всю атмосферу в целом. Из табл. 4 видно, что увеличение концентрации CO_2 приводит к сильному нагреву в тропосфере и выхолаживанию в стратосфере. Эти вклады в радиационные процессы имеют разный знак, поэтому интегральные оценки энерговклада CO_2 сопоставимы с вкладом CH_4 и N_2O , которые приводят в основном к нагреву атмосферы и поверхности Земли.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 96-15-98476.

1. Будыко М.И., Ронов А.Б., Янишин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 207 с.

- Lacis A., Hansen J., Lee P., Mitchell T., Lebedeff S. Greenhouse effect of trace gases // Geoph. Research Letter. 1981. V. 8. N 10. P. 1035–1038.
- Wang W.C., Shi G.Y., Kiehl J.T. Intercomparison of the thermal Radiative effect of CH_4 , N_2O , CF_2Cl_2 , and CFCl_3 into the National Center for Atmospheric Research Community Climat Model // Journ. Geoph. Research. 1991. V. 96. N D5. P. 9097–9103.
- Fouquart Y., Bonnel B., Ramaswamy V. Intercomparing Short-wave Radiation codes for climate studies // Journ. Geoph. Research. 1991. V. 96. N D5. P. 8955–8968.
- The intercomparison of radiation codes uses in climate models: long wave result // Journ. Geoph. Research. 1991. V. 96. N D5. P. 8929–8953.
- Ellington R.G. The state of the ARM-IRF Accomplishments trough 1997 // Proceedings of the Eighth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, Tuscon, Arisona. 1998. P. 245–248.
- Chou M.-D., Arking A. An efficient method for computing the absorption of solar radiation by Water Vapor // J. of the atmosph. scienc. 1981. V. 38. P. 798–807.
- 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. Geph. Res. 1991. V. 96. N D5. P. 9027–9063.
- Гворозов С.Д. Некоторые аспекты задачи о представлении функции поглощения рядом экспонент // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 3. С. 315–326.
- Armbruster W., Fisher J. Impruved method of exponential sum fitting of transmission to describe the absorption of atmospheric gases // Appl. Opt. 1996. V. 35. N 12. P. 1931–1941.
- Firsov K.M., Mitsel A.A., Ponomarev Yu.N., Ptashnik I.V. Parametrization of transmittance for application in atmospheric Optics // Journ. Quant. Spectr. and Radiat. Transf. 1988. V. 59. N 3–5. P. 203–213.
- Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю. Новый метод учета перекрывания полос поглощения атмосферных газов при параметризации уравнения переноса // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. № 4. С. 410–415.
- Feigelson E.M., Fomin B.A., Gorchakova I.A., Rosanov E.V., Timofeev Yu.M., Trotsenko A.N., Swartzkopf M.D. Calculation of long-wave radiation fluxes in atmospheres // Journ. Geph. Research. 1991. V. 96. P. 8985–9001.
- Clough S.A., Cneizys F.X., and Davis R.W. Line shape and the water vapor continuum // Atmos. Res. 1989. V. 23. P. 229–241.
- Riviere Ph., Soufani A., Taine J. Correlated-k and fictious gas methods for H_2O near $2,7 \mu\text{m}$ // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 1992. V. 48. N 2. P. 187–203.
- 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. Geph. Res. 1991. V. 96. N D5. P. 9027–9063.
- Бахвалов Н.С., Жидков Н.П., Кобельков Г.М. Численные методы. М.: Наука, 1977. 598 с.
- Kneizys F.X., Robertson D.S., Abreu L.W., et al. The MODTRAN 2/3 report and LOWTRAN-7 model // Phillips Laboratory. Geophysics Directorate/Hanscom AFB, MA 01731–3010. 1996. P. 260.
- Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., and Shettle E. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0 – 120 km) // Air Force Geophysics Laboratory, AFGL-TR-86-0110, Environmental Research Paper N 954.
- Rothman L.S., Gamache R.R., Tipping R.H., et al. The HITRAN molecular database: editions of 1991 and 1992 // Journ. Quant. Spectr. Radiat. Transfer. 1992. V. 48. P. 469–507.
- Фирсов К.М., Мицель А.А., Науменко О.В., Чеснокова Т.Ю. Влияние погрешностей параметров спектральных линий в атласе HITRAN-96 на точность расчета уходящей тепловой радиации // Оптика атмосферы и океана. 1998. Т. 11. N 10. С. 1979–1990.
- Tobin D.C., Strow L.L., Hannon S.E., Lafferty W.J., Olson W.B. Laboratory measurements of the water vapor continuum in the 1300–2200 wavenumber region // Proceedings of the International Radiation Symposium, IRS'96: Current Problems in Atmospheric Radiation, Fairbanks, Alaska, 19–24 August 1996. A. DEEPAK

- Publishing 1997 A Division of Science and Technology Corporation Hampton, Virginia, USA. P. 985–988.
23. *Yamanouchi T., Tanaka M.* Absorption properties of the near-infrared water vapor bands // *Journ. Quant. Spectr. Radiat. Transfer.* 1985. V. 34. N 6. P. 463–472.
 24. *Мицель А.А., Пташник И.В., Фирсов К.М., Фомин Б.А.* Эффективный метод полинейного счета пропускания поглощающей атмосферы // *Оптика атмосферы и океана.* 1995. Т. 8. № 10. С. 1547–1551.
 25. *Tjemkes S.A., Holmiund K. and Schmetz J.* // *Proceedings of the International Radiation Symposium, IRS '96: Current Problems in Atmospheric Radiation.* Fairbanks, Alaska. 19–24 August 1996. A. DEEPAK Publishing 1997. A Division of Science and Technology Corporation Hampton, Virginia, USA. P. 463–467.
 26. *Brindley H.E., Harries J.E.* The impact of far I.R. absorption on clear sky greenhouse forcing: sensitivity studies at high spectral resolution // *Journ. Quant. Spectr. Radiat. Transfer.* 1998. V. 60. N 2. P. 151–180.
 27. *Mlawer E.J., Clough S.A., Brown P.D., Tobin D.S.* Collision-induced effects and the water vapor continuum // *Proceedings of the Eighth Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Science Team Meeting, Tuscon, Arisona (1998).* P. 503–511.
 28. *Robert J. Selby, Biberman L.* Infrared Continuum Absorption by Atmospheric Water Vapor in the 8–12- μm Window // *Appl. Opt.* 1976. V. 15. N 9. P. 2085–2090.
 29. *Арефьев В.Н., Сизов Н.И., Погадаев Б.Н.* Исследование поглощения излучения перестраиваемого CO₂-лазера водяным паром в диапазоне 9–11 мкм // *Квантовая электроника.* 1983. Т. 10. № 3. С. 496–502.
 30. *Schelkanov N.N., Pkhalagov Yu.A., Yzhegov V.N.* Field investigation of Water Vapor Continuum Absorption in the 10.6 μm Region // *Atmospheric and Oceanic Optics.* 1992. V. 5. N 7. P. 681–687.
 31. *Barton I.* Infrared Continuum Water Vapor Absorption Coefficient Derived from Sattelite Data // *Appl Opt.* 1991. V. 30. P. 21.
 32. *Fomin B.A., Gershanov Yu.V.* Tables of the Benchmark Calculations of Atmospheric Fluxes for the ICRCCM Test Cases. Part 1: Long-Wave Clear-Sky Results. Moscow, Russia, 1996. Preprint IAE-5981/1.

K.M. Firsov, T.Yu. Chesnokova. **The Influence of Variability of CH₄ and N₂O Concentration on Radiation Fluxes in the Earth's Atmosphere.**

The greenhouse effect in the Earth's atmosphere is associated with growth of carbon dioxide concentration as well as with that of CH₄, N₂O, and freons. Nevertheless, this conclusion greatly depends on an accuracy of the radiative models, which depend on quality of spectroscopic information as well as on the correct parameterization of the radiative transfer equation. The error analysis of radiation longwave fluxes for clear sky condition is performed in this article. The problem of necessity of taking into account green house gases CH₄ and N₂O in modern model is discussed.