

В.Н. Крупчатников, Л.И. Курбацкая

Оценка влияния малых газовых составляющих на длинноволновое излучение в атмосфере

Институт вычислительной математики и математической геофизики, г. Новосибирск

Поступила в редакцию 9.02.2000 г.

Представлена оценка чувствительности радиационных потоков и притоков тепла, обусловленных длинноволновым излучением атмосферы и поверхности Земли, к вариациям концентраций газовых составляющих в атмосфере.

Малые газовые составляющие (МГС), которые в большом количестве всегда присутствуют в атмосфере, активно поглощают ИК-радиацию. К МГС относятся озон O_3 , углекислый газ CO_2 , метан CH_4 , закись азота N_2O . Перечисленные выше МГС оказывают влияние на инфракрасное излучение поверхности Земли и атмосферы, поглощая его. Наиболее сильным поглотителем является водяной пар H_2O по всему спектральному интервалу от 4 до 120 мкм. Озон O_3 поглощает в области $\lambda = 9,6$ мкм. Углекислый газ CO_2 играет важную роль в радиационном балансе, он хорошо перемешан в атмосфере, его концентрация из года в год увеличивается и в настоящее время составляет $345 \text{ см}^3/\text{м}^3$. Поглощение ИК-излучения происходит, в основном, в 15-мкм области спектра.

Следующим по значимости поглощения ИК-излучения являются метан и закись азота. Метан CH_4 , углеродосодержащий компонент, образуется у поверхности Земли и постепенно переносится вверх до тех высот, где он окисляется и становится, таким образом, источником оксида углерода и формальдегида. Химическим путем CH_4 в атмосфере не образуется, его источником служат биосфера и литосфера. Концентрация CH_4 в настоящее время составляет $\sim 1,7 \text{ см}^3/\text{м}^3$, он хорошо перемешан в тропосфере, но выше тропопаузы его содержание быстро убывает в результате окисления и участия в реакциях с другими газами. Содержание метана из года в год медленно возрастает на 1,2–1,5%. Закись азота N_2O образуется в почве, особенно сильно при более высоких температурах и при удобрении азотными солями. Содержание N_2O в тропосфере составляет около $0,31 \text{ см}^3/\text{м}^3$ и увеличивается на 0,3% в год. Поглощение ИК-излучения CH_4 и N_2O происходит в области 7,25–8,15 мкм.

В последние годы большое внимание уделяется проблеме роста CO_2 в атмосфере, обусловленного антропогенными факторами. Качественный анализ последствий роста содержания CO_2 приводит к выводу об усилении парникового эффекта и повышении температуры воздуха. Исследование поставленной проблемы с помощью климатических моделей сводится к изучению чувствительности глобального климата на удвоение, учетверение и т.д. содержания CO_2 . Примером подобных исследований может служить работа К. Вилсона и Дж. Митчелла [1], в которой представлены результаты экспериментов с 11-слойной мо-

делью ОЦА с включением модели верхнего перемешанного слоя океана и термодинамической модели льда.

Один из экспериментов [1] показывает, что после удвоения CO_2 при достижении нового равновесного состояния среднегодовая температура в тропосфере повысилась \sim на 5°C , а площадь, покрытая льдом, сократилась. Кроме этого произошло глобальное уменьшение облачности \sim на 3% за счет облаков среднего яруса, при этом отмечалось некоторое увеличение облачности верхнего и нижнего ярусов в полярных широтах. Изменилось и распределение осадков в летний сезон в северном полушарии таким образом, что в высоких широтах их стало больше, а над континентами в средних широтах северного полушария – меньше. Без сомнения, механизм образования аномалий средней температуры тропосферы δT , температуры поверхности δT_s , облачности и т.д. предопределен аномалиями в функциях воздействия, таких как потоки явного и скрытого тепла у поверхности, вихревые потоки нестационарных возмущений, радиационное нагревание, обусловленное наличием парниковых газов.

В данной работе делается попытка описания последнего фактора, приводящего к аномалиям. Кроме CO_2 , который традиционно является наиболее важным парниковым газом, рассматриваются метан CH_4 и закись азота N_2O и оценивается их влияние на инфракрасное излучение. Для этой цели используется радиационная модель плоскопараллельной атмосферы, находящейся в состоянии локального термодинамического равновесия. Уравнения для восходящего $F_i^\uparrow(p)$ и нисходящего $F_i^\downarrow(p)$ потоков записываются в виде [2, 3]:

$$F_i^\uparrow(p) = \{B_i(g) - B_i(p_s)\} T_i(p, p_s) + B_i(p) - \int_{p_s}^p T_i(p, p') \{dB_i(p')/dp'\} dp', \quad (1)$$

$$F_i^\downarrow(p) = \{B_i(top) - B_i(p_{top})\} T_i(p, p_{top}) + B_i(p) + \int_{p_s}^{p_{top}} T_i(p, p') \{dB_i(p')/dp'\} dp', \quad (2)$$

$$F_{i,net}(p) = F_i^\uparrow(p) - F_i^\downarrow(p), \quad H(p) = (g/C_p) d \left\{ \sum_i F_{i,net}(p) \right\} / dp,$$

где $F^\uparrow(p)$, $F^\downarrow(p)$ – восходящий и нисходящий потоки для i -го спектрального интервала; $B_i(p)$ – функция Планка; p_s – давление на поверхности Земли; p_{top} – давление на верхней границе атмосферы; $T_i(p, p')$ – функция пропускания для слоя от p до p' ; g – обозначение уровня поверхности почвы, top – обозначение верхней границы атмосферы; g_0 – ускорение ($g_0 \cong 9,80665 \text{ м/с}^2$; $C_p = 1004 \text{ Дж/(кг} \cdot \text{град)}$); $H(p)$ – скорость радиационного выхолаживания;

$$T_i(p, p') = \exp \left[-\frac{\bar{S}_i u}{\sigma_i} \left(1 + \frac{\bar{S}_i u}{\pi' \gamma_L} \right)^{-1/2} \right], \quad (3)$$

где \bar{S}_i – средняя интенсивность линии; σ_i – среднее спектральное расстояние между линиями; γ_L – полуширина лоренцова профиля; u – содержание поглощающего вещества.

Функция пропускания $T_i(p, p')$ зависит от трех параметров: \bar{S}_i/σ_i , γ_L/σ_i и u . Количество поглощающего вещества u определяется как

$$u = \int_z^\infty \rho \, dz, \quad (4)$$

где ρ – плотность рассматриваемого вещества. Параметры \bar{S}_i/σ_i и γ_L/σ_i задаются в табл. 1 из [4], к ним добавляются данные для CH_4 и N_2O из [5].

При перекрытии полос поглощения различных газов функция пропускания смеси определяется с помощью закона перемножения. Функция поглощения H_2O в области континуума окна 8–12 мкм описывается соотношением [2]:

$$T(p, p') = \exp \{ [-k_1 \Phi_1(\theta)p + k_2 \Phi_2(\theta)e] u \}, \quad (5)$$

где $k_1 = 0,1 \text{ г}^{-1} \text{ см}^2 \cdot \text{атм}^{-1}$, $k_2 = 20 \text{ г}^{-1} \text{ см}^2 \cdot \text{атм}^{-1}$ (при $\theta_0 = 263 \text{ К}$);

$$\Phi_1 = (263/\theta)^{-1,5}; \quad \Phi_2 = (263/\theta)^{6,5}; \quad (6)$$

e – упругость насыщения; u – количество H_2O (г/г).

Весь длинноволновый спектр в радиационной модели разбивается на 17 спектральных интегралов, в каждом из которых насчитывается функция пропускания T_i согласно (5), которая используется в уравнениях (1) и (2) для нахождения восходящих и нисходящих потоков. По вертикали рассматривается 18-уровневая модель с заданием граничных условий на верхней и нижней границах атмосферы. Эксперименты проведены по данным распределения по высоте температуры, удельной влажности, давления, озона из [6]. Объемное содержание CO_2 задается постоянным, а объемное содержание CH_4 и N_2O варьируется. Для оценки влияния МГС на длинноволновое излучение рассмотрены следующие варианты: 1) газовые компоненты отсутствуют; 2) с H_2O ; 3) с CO_2 ; 4) с CH_4 ; 5) с N_2O ; 6) $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$; 7) $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4$; 8) $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$; 9) $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + 2\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$; 10) $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + 2\text{N}_2\text{O}$.

Результаты показывают, что при отсутствии газовых компонент нисходящий поток F_s^\downarrow к поверхности Земли равен нулю, восходящий F_{top}^\uparrow на верхней границе атмосферы – $0,996 \sigma T_s^4$. Табл. 2 состоит из двух частей. В первой приве-

дены нисходящие F_s^\downarrow и восходящие потоки F_{top}^\uparrow для каждой поглощающей компоненты в отдельности, во второй – комбинации их вариаций (композиций).

Т а б л и ц а 1

Параметры статистической модели полосы в инфракрасном диапазоне

Интервал, см^{-1}	$\bar{S} / \sigma, \text{см}^2 \cdot \text{г}^{-1}$	π / σ
Вращательная полоса H_2O		
40 – 160	7210,30	0,182
160 – 280	6024,80	0,094
280 – 380	1614,10	0,081
380 – 500	139,03	0,080
500 – 600	21,64	0,068
699 – 720	2,919	0,060
720 – 800	0,386	0,059
800 – 900	0,0715	0,067
15-мкм полоса CO_2		
582 – 762	718,7	0,448
6,3-мкм полоса H_2O		
1200 – 1350	12,65	0,089
1350 – 1450	134,47	0,230
1450 – 1550	632,9	0,320
1550 – 1650	331,2	0,296
1650 – 1750	434,1	0,452
1750 – 1850	136,0	0,359
1850 – 1950	35,65	0,165
1950 – 2050	9,015	0,104
2050 – 2200	1,529	0,116
6 – 9,2-мкм полоса CH_4 и N_2O		
1060 – 1180 (N_2O)	27,30	0,39
1180 – 1240 (CH_4, N_2)	90,40, 3240	0,17, 0,40
1240 – 1300 ($\text{CH}_4, \text{N}_2\text{O}$)	1325,9, 1616,7	0,24, 0,87
1300 – 1360 ($\text{CH}_4, \text{N}_2\text{O}$)	2800,1	0,28, 0,45
1360 – 1320 (CH_4)	109,4	0,39
1420 – 1680 (CH_4)	10,9	0,138

Из табл. 2 видно, что наибольшее влияние на поглощение длинноволнового излучения оказывают H_2O и CO_2 . Учет CH_4 и N_2O приводит к увеличению нисходящего и уменьшению восходящего потоков. Удвоение как CH_4 , так и N_2O усиливает данный эффект. С другой стороны, из табл. 2 следует вывод о немонотонности характера влияния изменения концен-трации CH_4 и N_2O на выхолаживание в атмосфере. Чтобы понять от чего это может зависеть, рассмотрим некоторый спектральный интервал $\Delta\nu_i$, достаточно широкий, чтобы содержать необходимые спектральные линии исследуемых газов. Пусть T_i^k – функция пропускания смеси, тогда выхолаживание, связанное с восходящей радиацией на уровне z , будет равно

Т а б л и ц а 2

Нисходящие F_s^\downarrow и восходящие потоки F_{top}^\uparrow для отдельных компонент и их вариаций

Газ	$F_s^\downarrow (\text{BTM}^{-2})$	F_{top}^\uparrow
H_2O	265	361
CO_2	76	412
CH_4	16	446
N_2O	11	452
$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	309,3	322
$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4$	313,2	315,9
$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2$	315,6	313,9
$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + 2\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$	316,6	312
$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + 2\text{N}_2\text{O}$	317,0	312,5

$$\frac{dF_i^{\uparrow}}{dz} = \pi B_i(z) \frac{dT_i^k}{dz} \quad (7)$$

Аналогично для нисходящей

$$\frac{dF_i^{\downarrow}}{dz} = \pi B_i(z) \frac{dT_i^k}{dz} \quad (8)$$

и для эффективной радиации

$$H_i^k = \frac{dF_{net,i}^k}{dz} = \pi B_i(z) \frac{dT_i^k}{dz} \quad (9)$$

Добавим к смеси из k газов еще один газ с главными линиями в этом же спектральном интервале. В этом случае эффективное выхолаживание запишем в виде

$$H_i^{k+1} = \pi B_i(z) \frac{dT_i^{k+1}}{dz} \quad (10)$$

где $T_i^{k+1} = T_i^k T_i^1$. Если добавление газа вызывает уменьшение выхолаживания, т.е. $H_i^{k+1} < H_i^k$, то из (8) и (9) следует, что

$$\frac{dT_i^k}{dz} - \left(\frac{T_i^k}{1 - T_i^{k+1}} \right) \frac{dT_i^{k+1}}{dz} < 0. \quad (11)$$

Производную для функции пропускания в (10) можно найти из формулы (5):

$$\frac{dT_i^k}{dz} = C^k T_i^k \quad \text{и} \quad \frac{dT_i^{k+1}}{dz} = C^{k+1} T_i^{k+1}, \quad (12)$$

где C^k и C^{k+1} зависят от отношения смеси q^k и q^{k+1} , ширины линии поглощения $\gamma_i^k, \gamma_i^{k+1}$ средней интенсивности линий S_i^k, S_i^{k+1} . После замены в (10) производных для функции пропускания соотношениями (11) получается

$$\frac{T_i^{k+1}}{1 - T_i^{k+1}} > \frac{C^k}{C^{k+1}} \quad (13)$$

При рассмотрении конкретных моделей газовых примесей величины C^k и C^{k+1} вычисляются и критерий (13) легко проверить.

Из табл. 3 видно, что введение CH_4 и N_2O приводит к уменьшению выхолаживания в тропосфере ~ на 0,02 град/сут. Увеличение концентрации CH_4 вдвое вызывает уменьшение выхолаживания ниже 549 мбар ~ на 0,02 град/сут.

Из вышеизложенного следует, что в задачах моделирования возможных вариаций климата атмосферы, включающей в себя районы с повышенной концентрацией CH_4 и N_2O , последние необходимо учитывать в радиационном блоке модели ОЦА.

Таблица 3

Скорости радиационного выхолаживания $\partial T/\partial t$ (град/сут) для отдельных компонент и для их вариаций как функции от p (мбар)

$\partial T/\partial t$ (p , мбар)	H_2O	CO_2	CH_4	N_2O	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + 2\text{CH}_4 + \text{N}_2\text{O}$
2,27	-0,3	-1,15	-0	0	-1,47	-1,473	-1,479
18,70	-0,4	-1,20	-0	0	-1,56	-1,56	-1,589
52,50	-0,24	-0,70	0	0	-0,95	-0,95	-0,958
96,70	-0,21	-0,34	0,016	0,014	-0,56	-0,55	-0,554
156	-0,44	-0,05	0,042	0,022	-0,49	-0,46	-0,452
223	-1,12	-0,104	0,048	0,025	-1,23	-1,20	-1,195
297	-1,90	-0,177	0,037	0,020	-2,7	-2,06	-2,059
378	-2,04	-0,208	0,022	0	-2,19	-2,19	-2,195
458	-1,74	-0,217	0	-0	-1,84	-1,85	-1,850
542	-1,5	-0,202	-0,014	-0,030	-1,58	-1,59	-1,579
624	-1,48	-0,206	-0,038	-0,057	-1,41	-1,40	-1,390
703	-1,41	-0,198	-0,062	-0,085	-1,26	-1,24	-1,224
777	-1,45	-0,193	-0,086	-0,115	-1,23	-1,20	-1,187
844	-1,62	-0,196	-0,112	-0,144	-1,34	-1,30	-1,290
901	-1,87	-0,216	-0,144	-0,173	-1,56	-1,52	-1,503
947	-2,11	-0,238	-0,175	-0,198	-1,78	-1,73	-1,714
980	-2,48	-0,308	-0,218	-0,219	-2,16	-2,12	-2,106
998	-3,43	-0,518	-0,263	-0,232	-3,26	-3,22	-3,200

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 98-05-65318, 00-05-65459а).

1. Wilson C.A., Mitchell J.F. A doubled CO elimatesensitivity experiment with global climate model including ocean // J. Geoph. Res. 1987. V. 92. P. 315–343.
2. Roach W.T., Sligo A.A. A high resolution infrared radiative transfer scheme to study the interaction of radiation with cloud // Quart. J.R.M.S. 1979. T. 105. N 445. P. 603–615.

3. Goody R.M. A stational model for water vapor absorption // Quart. J.R.M.S. 1952. V. 78. P. 165–169.
4. Rodgers C.D., Walshaw C.D. The computation of infra-red cooling rate in planetary atmospheres // Quart. J.R.M.S. 1966. V. 92. N 391. P. 67–93.
5. Розанов Е.В., Тимофеев Ю.М., Фролькис В.А. Влияние некоторых малых газовых составляющих на радиационный режим атмосферы в инфракрасном диапазоне // Изв. Ан СССР. Сер. ФАО. 1981. Т. 17. N 4. С. 384–390.
6. Stone H.M., Manabe S. Comparison among varions numerical models gesigned for computing infraded cooling // Mon. Weat. Rev. 1968. V. 96. N 10. P. 735–741.

V.N. Krupchatnikoff, L.I. Kurbatskaya. Estimation of greenhouse gases influence on the long-wave radiation in the atmosphere.

Estimation of sensibility of the heating due to long-wave radiation in the atmosphere and on the surface to variations of the greenhouse gases is presented.