

Л.И. Курбацкая

## Об оценке влияния вариаций концентрации метана на радиационный баланс системы «Земля – атмосфера»

*Институт вычислительной математики и математической геофизики, г. Новосибирск*

Поступила в редакцию 12.02.2001 г.

Рассматривается вопрос, связанный с вариациями концентрации метана и поведением радиационного режима (ИК-излучение, радиационный баланс на поверхности Земли), и, как следствие, вариации интенсивности эмиссии метана. Приводятся некоторые результаты, демонстрирующие влияние вариаций концентраций метана на радиационный режим.

В настоящей статье дается оценка влияния на мезоклимат малой газовой компоненты метана ( $\text{CH}_4$ ) в атмосфере Земли. Метан по значимости поглощения ИК-излучения газом следует за углекислым газом ( $\text{CO}_2$ ). Рассматривается вопрос о влиянии изменения концентрации метана на поведение радиационного режима (ИК-излучение, радиационный баланс на поверхности Земли). Приводятся результаты, демонстрирующие влияние вариаций концентрации метана на радиационный режим системы «Земля – атмосфера».

Малые газовые составляющие (МГС), присутствующие в атмосфере, активно поглощают ИК-излучение. Известно, что углекислый газ  $\text{CO}_2$  играет важную роль (после водяного пара) в радиационном балансе, он хорошо перемешан в атмосфере, его концентрация из года в год увеличивается и в настоящее время составляет  $345 \text{ см}^3/\text{м}^3$ . В последние годы большое внимание уделяется проблеме роста  $\text{CO}_2$  в атмосфере, обусловленного антропогенными факторами, поскольку качественный анализ последствий такого роста позволяет сделать вывод об усилении парникового эффекта, что вызывает рост температуры воздуха.

Следующим по значимости поглощения ИК-излучения считается метан  $\text{CH}_4$ . Прежде чем приступить к описанию поглощения ИК-излучения метаном, дадим ему краткую характеристику [1].

$\text{CH}_4$  – углеродсодержащий компонент, который образуется у поверхности Земли и постепенно переносится вверх до тех высот, где окисляется и становится, таким образом, источником оксида углерода и формальдегида. Химическим путем  $\text{CH}_4$  в атмосфере не образуется, его источником служат биосфера и литосфера. Значительный вклад в биологическое образование метана вносит деятельность анаэробных бактерий. Они существуют в щелочной среде при достаточно высоких температурах и обилии органических веществ. Такая среда характерна для болот, больших прудов и рисовых плантаций. В табл. 1 [1] приведены оценки количества метана, образуемого ежегодно вышеперечисленными источниками.

Общее количество образовавшегося метана соответствует вертикальному потоку, равному  $2,5 \cdot 10^{-11} \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$  и среднему времени жизни 4–10 лет. Эти данные дают основание оценить общее количество метана в атмосфере в 4600 Мт. Вертикальное распределение метана определяется равновесием между его разрушением в реакциях и переносом вверх от поверхности.

Таблица 1

Источник	Количество метана, Мт/год
Естественные влажные зоны (болота, пруды и т.д.)	200–300
Рисовые плантации	140–280
Ферментация животных	100–200
Тундра, берега озер и океанов	3–50
Биологические источники в целом	<u>443–850</u>
Промышленные выбросы	16–50
Сжигание топлива	0–160
Антропогенные источники в целом	<u>16–210</u>

Основным стоком метана в атмосфере является реакция с гидроксидом ОН, оставшаяся часть идет на накопление в атмосфере. Общий уровень стока и накопления метана в атмосфере, согласно [2], составляет  $(495 \pm 145) \text{ Мт/год}$ . Из этой суммы атмосферный сток в реакциях с ОН составляет  $(425 \pm 125) \text{ Мт/год}$ . Поглощение в почве оценивается  $(10 \pm 5) \text{ Мт/год}$ , что значительно ниже годового накопления метана в атмосфере, составляющего  $(60 \pm 15) \text{ Мт/год}$ . Исходя из этих оценок, можно предположить, что метану свойственны два фактора влияния: первый фактор – экологический (участие в химических реакциях, приводящих к образованию, например, формальдегида), второй фактор – климатический (поглощение ИК-радиации в атмосфере).

Концентрация метана в настоящее время в атмосфере составляет  $\approx 1,7 \text{ см}^3/\text{м}^3$ . 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%. Широтное распределение его среднегодовой концентрации нарастает от экватора к полюсу (в северном полушарии), к тому же в высоких широтах наблюдается резкое увеличение концентрации метана осенью, связанное с ростом выбросов из насыщенных водой болотистых почв. Следует отметить, что в среднем концентрация метана примерно в 200 раз меньше концентрации CO<sub>2</sub>. Тем не менее рассматривается задача об учете метана при расчете радиационных характеристик (восходящие и нисходящие потоки длинноволновой радиации, скорости радиационного выхолаживания и радиационный баланс на поверхности Земли и на верхней границе атмосферы) и оценивается влияние вариаций метана на инфракрасное излучение, которое, возможно, будет усиливать парниковый эффект. Кроме того, проводится сравнение с влиянием CO<sub>2</sub>, роль которого бесспорна в формировании парникового эффекта.

Для этой цели используется радиационная модель плоскопараллельной атмосферы, находящейся в состоянии локального термодинамического равновесия. Уравнения для восходящего и нисходящего потоков записываются в виде [3]:

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

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

$$F_{i,\text{net}} = F_i(p)^\uparrow - F_i(p)^\downarrow;$$

$$H(p) = (g_0/C_p) d \left[ \sum_i F_{i,\text{net}}(p) \right] / dp.$$

Здесь  $F(p)^\uparrow$ ,  $F(p)^\downarrow$  – восходящий и нисходящий потоки для  $i$ -го спектрального интервала;  $B_i(p)$  – функция Планка;  $p_S$  – давление на поверхности Земли;  $p_{\text{top}}$  – давление на верхней границе атмосферы;  $T_i(p, p')$  – функция пропускания для слоя от  $p$  до  $p'$ ;  $g$  – обозначение уровня поверхности почвы;  $\text{top}$  – обозначение верхней границы атмосферы;  $g_0$  – ускорение ( $g_0 = 9,807 \text{ м/с}^2$ ,  $C_p = \text{Дж}/(\text{кг} \cdot \text{град})$ );  $H(p)$  – скорость радиационного выхолаживания.

Следует отметить, что эффективный поток  $F_{i,\text{net},S} = F_i(p_S)^\uparrow - F_i(p_S)^\downarrow$  на поверхности Земли соответствует условию абсолютно черного тела,  $F_i(p_S)^\uparrow = \sigma T_S^4$ . В реальных условиях восходящий поток длинноволнового (теплого) излучения на уровне подстилающей поверхности складывается из двух частей: собственного излучения подстилающей поверхности  $\delta \sigma T_S^4$  и отраженной от подстилающей поверхности части нисходящего излучения  $(1 - \delta) F_i(p_S)^\downarrow$ . Здесь  $\delta$  –

относительная излучательная способность. Значение  $\delta = 1$  отвечает идеализированному предельному случаю. Этот случай рассматривается здесь потому, что была проведена оценка влияния метана на длинноволновые потоки радиации относительно других газовых компонент (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>) с помощью радиационной модели, построенной для случая  $\delta = 1$ .

Функция пропускания записывается в виде

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

где  $\bar{S}_i$  – интенсивность  $i$ -й отдельной линии;  $\sigma_i$  – расстояние между линиями;  $\alpha$  – лоренцевская полуширина;  $u$  – оптическая длина пути по вертикали.

Функция пропускания  $T_i(p, p')$  зависит от трех параметров:  $\bar{S}_i/\sigma_i$ ,  $\alpha$  и  $u$ . Оптическая длина пути определяется как

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

где  $\rho_k$  – плотность рассматриваемого газа. Параметры  $\bar{S}_i/\sigma_i$ ,  $\alpha$  задаются в табл. 2 из [4], которая дополнена данными для CH<sub>4</sub> из [5].

Таблица 2

Параметры статистической модели полосы в инфракрасном диапазоне для CH<sub>4</sub> (полоса 6–9,2 мкм)

Интервал, см <sup>-1</sup>	$\bar{S}_i/\sigma_i$ , см <sup>2</sup> ·г <sup>-1</sup>	$\pi\alpha/\sigma_i$
1180–1240	90,4	0,17
1240–1300	1325,9	0,24
1300–1360	2800,1	0,28
1360–1420	109,4	0,39
1420–1680	10,9	0,14

Радиационная модель строится следующим образом. В каждом спектральном интервале рассматриваемой полосы поглощения насчитывается функция пропускания  $T_i(p, p')$  для водяного пара и метана согласно (3), используемая в уравнениях (1) и (2) для нахождения восходящих и нисходящих потоков. По вертикали рассматривается 15-уровневая модель с заданием граничных условий на верхней и нижней границах атмосферы.

В радиационной модели [6] учитывается 17 спектральных интервалов, пять из которых приходятся на полосу поглощения водяным паром H<sub>2</sub>O и метаном CH<sub>4</sub> шириной 1180–11680 см<sup>-1</sup>. Рассматриваемая полоса поглощения называется колебательно-вращательной 6,3-мкм полосой H<sub>2</sub>O.

Вклад этой полосы в общее радиационное выхолаживание достаточно мал по сравнению с другими полосами. В табл. 3 приведены скорости радиационного выхолаживания для указанной полосы поглощения с вариациями метана при неизменном содержании водяного пара. В последнем столбце табл. 3 приведены суммарные скорости радиационного выхолаживания  $\partial T/\partial t$  для спектральных интервалов, расположенных в полосах поглощения слева (0–1180 см<sup>-1</sup>)

и справа (1680–2000 см<sup>-1</sup>) от рассматриваемой полосы. Они остаются неизменными для всех экспериментов с вариациями метана. Следует отметить, что скорости радиационного выхолаживания  $\partial T/\partial t$  в полосах поглощения, расположенных слева и справа от полосы поглощения водяным паром H<sub>2</sub>O и метаном CH<sub>4</sub>, обусловлены поглощением такими газами, как водяной пар, углекислый газ и озон.

Эксперименты проведены по данным стандартного распределения по высоте температуры, удельной влажности, давления. Объемное содержание углекислого газа и озона в экспериментах остается постоянным, а для метана используются вариации, намного отличающиеся от реального распределения.

Влияние малых газовых составляющих на длинноволновое излучение атмосферы рассмотрено в [6]. Для оценки влияния метана в полосе поглощения 1180–1680 см<sup>-1</sup> рассмотрены следующие варианты:

1. {H<sub>2</sub>O};
2. {H<sub>2</sub>O} + {CH<sub>4</sub>};
3. {H<sub>2</sub>O} + 2·{CH<sub>4</sub>};
4. {H<sub>2</sub>O} + 4·{CH<sub>4</sub>};
5. {H<sub>2</sub>O} + 8·{CH<sub>4</sub>};
6. {H<sub>2</sub>O} + {CO<sub>2</sub>}.

где фигурные скобки означают концентрацию соответствующей газовой составляющей. Обозначим вариацию концентрации метана через  $\delta\{CH_4\}$ .

При отсутствии метана суммарная скорость радиационного выхолаживания складывалась бы из скорости радиационного выхолаживания первого и последнего столбцов табл. 3. Каждый последующий столбец табл. 3 описывает скорости радиационного выхолаживания при различных  $\delta\{CH_4\}$ . Из табл. 3

Таблица 3

Скорость радиационного выхолаживания  $\partial T/\partial t$  (°C/сут) для {H<sub>2</sub>O} с вариациями концентрации CH<sub>4</sub> как функция от  $p$

$\partial T/\partial t$	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O + CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O + 2CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O + 4CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O + 8CH <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>
0	0	0,004	0,005	0,006	0,006	-0,571
51,0	0	0,012	0,016	0,021	0,024	-0,257
105,0	0,005	0,023	0,030	0,038	0,046	-0,377
164,0	-0,029	-0,104	-0,004	0,001	0,005	-1,111
229,0	-0,128	-0,114	-0,111	-0,109	-0,108	-2,241
300,0	-0,168	-0,161	-0,159	-0,158	-0,156	-2,306
378,0	-0,153	-0,150	-0,148	-0,146	-0,143	-1,800
463,0	-0,164	-0,162	-0,158	-0,151	-0,141	-1,461
551,0	-0,444	-0,452	-0,453	-0,451	-0,446	-2,122
642,0	-0,233	-0,216	-0,205	-0,190	-0,173	-1,200
732,0	-0,244	-0,219	-0,207	-0,192	-0,174	-1,233
817,0	-0,194	-0,173	-0,162	-0,149	-0,134	-1,074
893,0	-0,209	-0,192	-0,183	-0,172	-0,158	-1,103
979,0	-0,255	-0,228	-0,214	-0,197	-0,176	-1,307
1010,0	-0,641	-0,583	-0,556	-0,524	-0,486	-3,169

видно, что каждая последующая вариация концентрации метана приводит к уменьшению скорости радиационного выхолаживания в нижней части тропосферы. Хотя это уменьшение проявляется в сотых долях градуса, тем не менее парниковый эффект имеет место.

Из табл. 4 видно, что при отсутствии газовых компонентов длинноволновое излучение Земли достигает верхней границы атмосферы без изменения.

Таблица 4

Нисходящие  $F_S^\downarrow$ , восходящие  $F_\infty^\uparrow$  потоки, баланс длинноволновой радиации на поверхности Земли ( $F_S^\downarrow - \sigma T_S^4$ ) и скорости радиационного выхолаживания  $\partial T/\partial t$  для слоя атмосферы толщиной  $\Delta P = (P_S - P_\infty) = 1013$  мбар для H<sub>2</sub>O с вариациями метана и CO<sub>2</sub>

Газовые компоненты и их вариации	$F_S^\downarrow$ , Вт·м <sup>-2</sup>	$F_\infty^\uparrow$ , Вт·м <sup>-2</sup>	$(F_S^\downarrow - \sigma T_S^4)$ , Вт·м <sup>-2</sup>	$\partial T/\partial t$ , °C/сут
Газовые компоненты отсутствуют	0,0	461,02	-461,02	0,0
H <sub>2</sub> O	287,79	351,72	-173,23	-1,487
H <sub>2</sub> O + CH <sub>4</sub>	288,76	349,25	-172,26	-1,470
H <sub>2</sub> O + 2·CH <sub>4</sub>	289,24	348,02	-171,78	-1,468
H <sub>2</sub> O + 4·CH <sub>4</sub>	289,86	348,47	-171,16	-1,460
H <sub>2</sub> O + 8·CH <sub>4</sub>	290,62	344,62	-170,62	-1,451
H <sub>2</sub> O + 16·CH <sub>4</sub>	291,68	342,54	-169,54	-1,441
CO <sub>2</sub>	76,65	384,37	-409,70	-0,210
H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	319,65	309,60	-141,37	-1,401
H <sub>2</sub> O + 2·CO <sub>2</sub>	321,58	304,71	-139,44	-1,377
H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + CH <sub>4</sub>	320,62	307,14	-140,40	-1,389

Атмосфера не охлаждается за счет радиационного выхолаживания. Каждая последующая строка табл. 4 описывает поведение перечисленных выше радиационных характеристик в зависимости от  $\delta\{CH_4\}$  при неизменном содержании водяного пара. Поглощение длинноволнового излучения водяным паром происходит по всей полосе поглощения от 40 до 2200 см<sup>-1</sup>. Каждая последующая вариация концентрации метана приводит к изменению радиационного баланса на поверхности Земли, обусловленного длинноволновым излучением. Изменение этой величины ( $F_S^\downarrow - \sigma T_S^4$ ) проявляется уже для реального распределения средней концентрации метана. Увеличение средней концентрации метана по сравнению с реальным распределением в 2, 4, 8 и т.д. раз приводит к дальнейшему изменению этой величины. Видно, что изменение ( $F_S^\downarrow - \sigma T_S^4$ ) происходит не по линейному закону. Те же выводы можно сделать и для других характеристик, таких как восходящий поток на верхней границе атмосферы  $F_\infty^\uparrow$  и скорость радиационного выхолаживания  $\partial T/\partial t$  для слоя атмосферы толщиной  $\Delta P$ . Из табл. 4 видно, что перечисленные радиационные характеристики в первую очередь зависят от наличия водяного пара и углекислого газа в атмосфере. При отсутствии водяного пара основной вклад вносит углекислый газ.

Результаты моделирования данной работы сопоставлены в табл. 5 с результатами работ [8, 9]. Таблица состоит из трех частей: «а», «б» и «в». В части «а» табл. 5 представлены результаты [8, случай 37а]. Данные [8] получены по результатам 11 радиационных моделей, в которых учитывается только влияние метана с постоянной концентрацией по высоте, равной 1,75 см<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>. Расчеты проведены при использовании модели атмосферы для умеренных широт (лето). С помощью данной модели атмосферы задается

Таблица 5

Параметр	Поверхность Земли			Тропопауза			Верхняя граница атмосферы			
	$F_S^\uparrow$	$F_S^\downarrow$	$F_{net,S}$	$F_{tr}^\uparrow$	$F_{tr}^\downarrow$	$F_{net,tr}$	$F_{net,top}$	$(F_{net,tr}^\downarrow - F_{net,S}^\downarrow)$	$(F_{top}^\downarrow - F_{net,tr}^\downarrow)$	
а	Работа [8]:									
	Среднее	423,23	7,45	415,77	418,46	0,23	418,23	417,96	2,46	-0,26
	Станд. откл.	0,81	2,02	2,20	1,12	0,06	1,13	1,14	1,84	0,07
	Область выброса	3,12	7,87	7,73	3,71	0,22	3,86	3,84	6,61	0,26
	Число моделей	11	11	11	11	11	11	11	11	11
б	Данная модель	423,02	7,47	415,55	417,35	0,26	417,06	416,75	2,54	-0,35
в	Работа [9]:									
	Концентрация метана, $\text{см}^3/\text{м}^3$									
	1,75		6,94		0,32				-	
	3,50		9,86		0,47				-	
	Данная модель:									
	Концентрация метана, $\text{см}^3/\text{м}^3$									
1,75		7,47		0,26				-		
3,50		10,15		0,49				-		

распределение по высоте  $z$  давления  $p$ , температуры воздуха  $T$ , плотности водяного пара  $\rho_{\text{H}_2\text{O}}$ , плотности озона  $\rho_{\text{O}_3}$  плотности воздуха  $\rho$ . По результатам 11 моделей определены средние значения нисходящих, восходящих и эффективных потоков на поверхности Земли и на высоте тропопаузы. На верхней границе атмосферы определены восходящие потоки, приведены разность для эффективного потока на высоте тропопаузы и на поверхности Земли и разность восходящего потока на верхней границе атмосферы и эффективного потока на уровне тропопаузы. Во второй строке части «а» даны стандартные отклонения всех перечисленных характеристик; в третьей строке – максимальная область разброса характеристик.

В части «б» табл. 5 приведены результаты данной работы. Расчеты проведены для той же модели атмосферы (умеренные широты, лето). Из табл. 5 видно, что характеристики, полученные в данной работе, хорошо согласуются с результатами приведенной в табл. 5 статистики [8], полученной по 11 моделям.

В части «в» табл. 5 приведены результаты [9] и настоящей работы для концентрации метана, равной  $175 \text{ см}^3/\text{м}^3$ , и удвоенной концентрации метана, равной  $350 \text{ см}^3/\text{м}^3$ . Сравнение показывает, что потоки длинноволновой радиации, вычисленные по модели настоящей работы, учитывающей влияние метана на длинноволновые потоки радиации, хорошо согласуются со значениями потоков, полученными в [9].

На рис. 1 показана зависимость скорости радиационного выхолаживания  $\partial T/\partial t$   $^\circ\text{C}/\text{сут}$  в зависимости от вариаций метана. Вертикальная координата нанесена в безразмерном виде  $(1 - p/p_S)$ , где  $p$  – текущее давление,  $p_S$  – давление на поверхности Земли. Сплошная кривая соответствует скорости радиационного выхолаживания без учета метана. Каждая последующая штрихпунктирная кривая описывает влияние метана, его появление, увеличенное в 10 и 100 раз соответственно. Из рис. 1, как и из табл. 4,

видно, что с увеличением концентрации метана в атмосфере в нижней тропосфере наблюдается уменьшение скорости выхолаживания в нижней тропосфере.

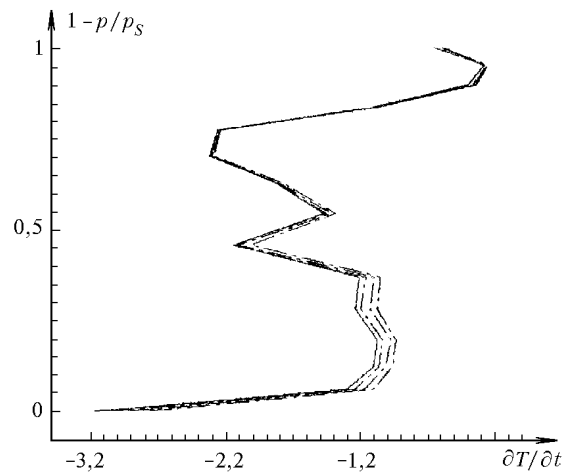


Рис. 1. Скорости радиационного выхолаживания в зависимости от вариаций концентрации метана

Численные эксперименты с вариациями метана показывают, что в климатическом аспекте увеличение концентрации метана приводит к незначительному уменьшению выхолаживания в атмосфере. Однако за счет увеличения концентрации метана к поверхности Земли будет приходиться дополнительная энергия, обусловленная длинноволновым излучением атмосферы, что, возможно, будет способствовать изменению эмиссии метана над территориями, занятыми болотами. Можно также предположить, что если эмиссия метана будет значительной, а территории, занятые болотами, обширными, то возможны и климатические аспекты (однако увеличение концентрации метана должно произойти, по крайней мере, раз в 20).

Работа выполнена при поддержке гранта «Ведущие научные школы» (№ 00-15-98543), гранта РФФИ (№ 01-05-85313) и ИГ СО РАН-2000 (№ 64, 73).

1. *Бажин Н.М.* Истоки и стоки метана // Химия в интересах устойчивого развития. 1993. Т. 1. № 3. С. 381–397.
2. *Брасье Г., Соломон С.* Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 413 с.
3. *Khalil M.A.K., Rasmusson R.A.* Sources, sinks and seasonal cycles of atmospheric methane // J. Geophys. Res. C. 1983. V. 88. № 9. P. 5131–5144.
4. *Roach W.T., Slingo A.A.* A high resolution infrared radiative transfer scheme to study the interaction of radiation with cloud // Quart. J. R. M. S. 1979. V. 105. № 445. P. 603–615.
5. *Луоу К.Н.* Основы радиационных процессов в атмосфере. М.: Гидрометеиздат, 1984. 376 с.
6. *Розанов Е.В., Тимофеев Ю.М., Фролькис В.А.* Влияние некоторых малых газовых составляющих на радиационный режим атмосферы в инфракрасном диапазоне // Изв. АН СССР. Физ. атмосфер. и океана. 1981. Т. 17. № 4. С. 384–390.
7. *Крупчатников В.Н., Курбацкая Л.И.* Оценка влияния малых газовых составляющих на длинноволновое излучение в атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 8. С. 793–796.
8. *Elingson R.G., Ellis J., Feis S.* The intercomparison of radiation codes used in Climate models long wave results // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. № 5. P. 8929–8953.
9. *Wang W.C., Shi G.Y., Kiehl J.T.* Intercomparison of the thermal Radiative effect of CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, CF<sub>2</sub>Cl<sub>3</sub> and CFCl<sub>3</sub> into the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. № 5. P. 9097–9103.

***L.I. Kurbatskaya.* About estimation of influence of methane concentration variations on the radiation balance of the system «Earth – atmosphere».**

Results of calculation of radiative cooling rate caused by the infrared radiation are presented. The radiation balance on the underlying surface of the Earth has been investigated considering variations of the methane emission intensity.