

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 535; 504.32

Влияние вариаций общего содержания паров воды на радиационный форсинг углекислого газа и метана в тропосфере и стратосфере

К.М. Фирсов¹, Т.Ю. Чеснокова^{✉ 2}, А.А. Размоллов^{1*}

¹Волгоградский государственный университет

400062, г. Волгоград, пр. Университетский, 100

²Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

634055, г. Томск, пл. Академика Зувеева, 1

Поступила в редакцию 26.03.2024;

после доработки 26.04.2024;

принята к печати 17.05.2024

Согласно отчету по изменениям климата IPCC-2021 концентрация углекислого газа и метана в атмосфере за последние 50 лет выросла примерно на четверть. Проведены расчеты радиационного возмущающего воздействия (далее — радиационный форсинг) CO_2 и CH_4 за счет роста их концентрации для умеренных широт. Вертикальные профили температуры и влажности были взяты согласно данным аэрологического и спутникового зондирования атмосферы. Статистическими методами исследовано влияние перекрывания полос поглощения H_2O с полосами CO_2 и CH_4 на результаты расчета радиационного форсинга этих газов в тропосфере и стратосфере умеренных широт при различном содержании водяного пара. Показано, что радиационный форсинг CO_2 в тропосфере с ростом влагосодержания возрастает по абсолютной величине, тогда как радиационный форсинг CH_4 не зависит от общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы. Полученные результаты могут представлять интерес для специалистов, изучающих процессы динамики паров воды в атмосфере и их взаимосвязи с ростом концентрации парниковых газов.

Ключевые слова: радиационный форсинг, метан, углекислый газ, континуум водяного пара, атмосферный радиационный перенос; radiative forcing, methane, carbon dioxide, water vapor continuum, atmospheric radiative transfer.

Введение

Наблюдаемые в последние десятилетия изменения климата связывают с возрастанием концентрации парниковых газов, которые поглощают излучение в тепловом диапазоне [1]. Для оценки влияния повышения их концентрации на нагрев атмосферы и поверхности Земли проводятся расчеты радиационного форсинга (RF, radiative forcing). Форсинг парниковых газов определяют как разность потоков длинноволнового излучения в атмосфере при различных концентрациях газов. Согласно [2] увеличение концентрации парниковых газов, обусловленное антропогенной деятельностью, с 1750 по 2005 г. привело к положительному форсингу на верхней границе атмосферы ($2,9 \pm 0,3 \text{ Вт/м}^2$). Аэрозольное воздействие, включающее прямой эффект и опосредованный (вызванный изменением альбедо облаков), является отрицательным ($-1,3 \pm 0,8 \text{ Вт/м}^2$).

В итоге суммарное радиационное воздействие всех вышеперечисленных факторов оценивается в диапазоне $0,6\text{--}2,4 \text{ Вт/м}^2$ [2]. Наибольшие неопределенности в оценках радиационного воздействия относятся к прямому и косвенному (через образование дополнительной облачности) влиянию влажности и аэрозолей на климат; также важны региональные особенности.

Водяной пар — основной парниковый газ. Он является консервативной примесью, так как его концентрация зависит от температуры и его влияние на климат проявляется только за счет обратных связей и может приводить как к отрицательному, так и к положительному форсингу. Рост концентрации парниковых газов, таких как CO_2 , CH_4 и др., приводит к увеличению температуры атмосферы и подстилающей поверхности и, как следствие, более сильному испарению влаги, вызывая положительный форсинг, а формирование облаков и аэрозолей приводит к изменению альбедо Земли (отрицательный форсинг). Однако помимо этих факторов необходимо учитывать перекрывание колебательно-вращательных полос поглощения паров воды с парниковыми газами. В нашей работе [3]

* Константин Михайлович Фирсов (fkm.volsu@mail.ru); Татьяна Юрьевна Чеснокова (ches@iao.ru); Алексей Александрович Размоллов (alek.razmolov2010@yandex.ru).

отмечалось, что радиационный форсинг CO_2 значительно зависит от общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы. Это обусловлено перекрыванием полос поглощения углекислого газа и паров воды, причем значительную роль здесь играет континуальное поглощение паров воды. Наиболее сильно это проявляется на нижней границе атмосферы, где при высоких значениях влаги в атмосфере рост CO_2 практически не сказывается на изменениях нисходящего потока излучения. Следует отметить, что CO_2 , концентрация которого за последние 50 лет возросла более чем на 25%, дает наибольший вклад в радиационный форсинг в сравнении со всеми остальными парниковыми газами (за исключением H_2O).

Вторым по значимости парниковым газом является CH_4 , содержание которого в атмосфере превышает доиндустриальный уровень более чем в 2,5 раза [1]. В работе [4] отмечалось, что оценка радиационного форсинга за счет возрастания концентрации CH_4 за индустриальный период с 1750 по 2011 г., равная $0,48 \text{ Вт/м}^2$ в международном отчете IPCC-2013, занижена примерно на 25%. Уточнение величины форсинга CH_4 в [4] было осуществлено за счет нескольких факторов: применения более корректной спектроскопической информации о полосах поглощения метана (в том числе учет коротковолновых полос), учета перекрывания полос поглощения метана и паров воды, скорректированная модель континуума и др. В результате была получена оценка форсинга CH_4 , равная $0,61 \text{ Вт/м}^2$ [4]. Этот результат отражает тот факт, что радиационные блоки в климатических моделях обновляются достаточно редко. В частности, широко используемая региональная климатическая модель REGCM-4.5 содержит две модификации, которые основываются на старых моделях континуума H_2O RSB [5] и CKD2.4 [6]. Согласно нашим оценкам [7], расхождения в потоках ИК-излучения на нижней границе атмосферы только за счет континуума для RSB могут достигать 3 Вт/м^2 . Первая модификация REGCM-4.5 основывается на моделях полос и может эту погрешность увеличить вдвое. Вторая, более современная модификация, основанная на рядах экспонент и спектроскопических базах данных HITRAN96 [8] и HITRAN2000 [9], а также модели континуума CKD2.4, дает гораздо лучшие результаты: по нашим оценкам, неопределенности в потоках за счет континуума не должны превышать $1,15 \text{ Вт/м}^2$ [7], а погрешности аппроксимации рядами экспонент с сравнении в прямых расчетах *line-by-line* не превышают $1,5 \text{ Вт/м}^2$ [10].

Все вышесказанное стимулировало нас провести детальное исследование влияния возрастания концентрации метана на радиационные процессы в атмосфере Земли при вариациях температуры и влажности, которые наблюдаются в реальных условиях.

Цель настоящей работы — моделирование мгновенного радиационного форсинга метана в тропосфере и стратосфере и сопоставление результатов

с радиационным форсингом CO_2 . Под мгновенным радиационным форсингом некоторого газа (радиационным возмущающим воздействием) понимается разница в потоках или притоках излучения, рассчитанных в предположении, что концентрация заданного газа меняется мгновенно, а все остальные характеристики атмосферы (концентрации других газов, давление и температура воздуха) неизменны. Результаты, представленные здесь, являются продолжением наших исследований, описанных в работе [3], где мы ограничились оценками радиационного форсинга CO_2 на верхней и нижней границах атмосферы применительно к умеренным широтам и исследованием его взаимосвязи с содержанием паров воды в тропосфере.

1. Метод расчета радиационного форсинга CH_4 и CO_2

Для расчета длинноволновых потоков (спектральный диапазон $0\text{--}3000 \text{ см}^{-1}$) и радиационного форсинга использовалась модель FluxLW с параметрами, полученными на основе технологии *line-by-line* и спектроскопической базы данных HITRAN2020 [11]. Детальное описание модели учета молекулярного поглощения приведено в работе [12], где был применен известный метод «*k*-распределения», позволяющий с высокой точностью параметризовать функцию пропускания. Качество современных спектроскопических баз данных применительно к расчету потоков излучения детально описано в статье [13], где было показано, что возможная погрешность в интегральных ИК-потоках ($0\text{--}3000 \text{ см}^{-1}$) за счет использования разных современных спектроскопических баз данных по линиям поглощения газов HITRAN2020 [11] и GEISA2020 [14] не превышает 0,1%. При моделировании потоков излучения, так же как и в нашей работе [3], использовались две модели континуума: для окон прозрачности $3\text{--}5$ и $8\text{--}12 \text{ мкм}$ — разработанная нами, а для остальных спектральных диапазонов — модель MT_CKD-3.3 [15].

Расчет потоков излучения и мгновенного радиационного форсинга CH_4 и CO_2 проводился с помощью среднезональной метеорологической модели AFGL [16], которая содержит вертикальные профили температуры, давления и концентраций радиационно-активных газов. Для описания вариаций концентрации паров воды, давления и температуры мы использовали тот же набор данных, что и в [3]: выборку из 368 вертикальных профилей из европейского реанализа ECMWF ERA-5 [17, 18] (четыре реализации в сутки: в 06:00, 12:00, 18:00 и 24:00 соответственно) для июня, июля и августа 2021 г. для региона Нижнего Поволжья. Для 2021 г. концентрации углекислого газа и метана, согласно данным [1], составили 415 и 1,895 ppm соответственно. В модели AFGL углекислый газ является равномерно перемешанным по высоте и его концентрация составляет 330 ppm, что соответствует 1973 г. согласно [1]. Этот год мы использовали как исходный при расчете радиационного

форсинга CO₂. Концентрация метана в 1973 г. составила 1,463 ppm согласно [1]. Однако приземное значение концентрации CH₄ в модели AFGl равнялось 1,7 ppm. Концентрация CH₄ в этой модели меняется с высотой, поэтому была рассчитана средневзвешенная концентрация CH₄ по формуле

$$C_{CH_4} = \frac{\int_0^H C_{CH_4}(h)p(h)dh}{\int_0^H p(h)dh}, \quad (1)$$

где $C_{CH_4}(h)$ — зависимость концентрации метана от высоты h , ppm; $p(h)$ — зависимость давления от высоты; H — верхняя граница атмосферы. В настоящей работе $H = 100$ км. В результате было получено значение, равное 1,594 ppm, т.е. концентрация CH₄ в среднем примерно в 1,089 раза превышала глобально осредненную концентрацию метана из работы [1]. Поэтому вертикальный профиль метана был скорректирован таким образом, чтобы средневзвешенная концентрация CH₄ была равна 1,463 ppm (1973 г.) и 1,895 ppm (2021 г.).

При моделировании рассчитывались радиационные характеристики, представленные в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

Характеристики потоков излучения, Вт/м²

Обозначение	Описание
$F_0^\uparrow$	Восходящий поток на нижней границе атмосферы
$F_0^\downarrow$	Нисходящий поток на нижней границе атмосферы
$Net_0 = F_0^\uparrow - F_0^\downarrow$	Разность потоков на нижней границе атмосферы
$F_{TR}^\uparrow$	Восходящий поток на уровне тропопаузы
$F_{TR}^\downarrow$	Нисходящий поток на уровне тропопаузы
$Net_{TR} = F_{TR}^\uparrow - F_{TR}^\downarrow$	Разность потоков на уровне тропопаузы
$dNet_{TR} = Net_{TR} - Net_0$	Потери энергии тропосферой за счет излучения
$F_{TOP}^\uparrow$	Восходящий поток на верхней границе атмосферы
$F_{TOP}^\downarrow = 0$	Нисходящий поток на верхней границе атмосферы равен нулю
$Net_{TOP} = F_{TOP}^\uparrow$	Разность потоков на верхней границе атмосферы
$dNet_{ST} = Net_{TOP} - Net_{TR}$	Потери энергии стратосферой за счет излучения
$dNet_{ATM} = Net_{TOP} - Net_0$	Потери энергии атмосферой в целом за счет излучения

Из приведенных выше соотношений легко получить

$$dNet_{TR} = Net_{TR} - Net_0 = F_0^\downarrow - F_0^\uparrow - F_{TR}^\downarrow + F_{TR}^\uparrow, \quad (2)$$

откуда следует, что потоки излучения, выходящие из тропосферы, положительные, а входящие — отрицательные. Следовательно, $dNet_{TR} > 0$ характеризует выхолаживание тропосферы, а $dNet_{TR} < 0$ —

ее нагрев. Аналогичные соотношения могут быть записаны для стратосферы и атмосферы в целом.

Мгновенный радиационный форсинг CO₂ на нижней границе атмосферы при мгновенном изменении концентрации CO₂ от 330 до 415 ppm (все остальные газы полагаются неизменными) определяется формулой

$$\delta F_0^\downarrow = F_0^\downarrow(415 \text{ ppm CO}_2) - F_0^\downarrow(330 \text{ ppm CO}_2), \quad (3)$$

а на верхней границе атмосферы

$$\delta F_{TOP}^\uparrow = F_{TOP}^\uparrow(415 \text{ ppm CO}_2) - F_{TOP}^\uparrow(330 \text{ ppm CO}_2). \quad (4)$$

Введем также радиационный форсинг CO₂ для тропосферы, стратосферы и атмосферы в целом:

$$\begin{aligned} \delta dNet_{TR} &= dNet_{TR}(415 \text{ ppm CO}_2) - \\ &- dNet_{TR}(330 \text{ ppm CO}_2), \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \delta dNet_{ST} &= dNet_{ST}(415 \text{ ppm CO}_2) - \\ &- dNet_{ST}(330 \text{ ppm CO}_2), \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \delta dNet_{ATM} &= dNet_{ATM}(415 \text{ ppm CO}_2) - \\ &- dNet_{ATM}(330 \text{ ppm CO}_2). \end{aligned} \quad (7)$$

Аналогично определяется радиационный форсинг CH₄. Отличие лишь в том, что концентрация CO₂ фиксирована и равна 415 ppm, а концентрация CH₄ меняется от 1,463 до 1,895 ppm.

2. Результаты моделирования

Величина радиационного форсинга исследуемых парниковых газов зависит не только от их концентрации, но и от вертикальных профилей температуры и содержания водяного пара в атмосфере, полосы поглощения которого перекрываются с полосами CO₂ и CH₄. На рис. 1 показаны спектры поглощения трех атмосферных газов на вертикальной трассе через всю атмосферу в длинноволновом ИК-диапазоне. Расчеты спектров были сделаны с использованием метеомодели лета средних широт с содержанием CO₂ 415 ppm, CH₄ 1,9 ppm и H₂O 3 г/см². Также на рис. 1 приведен спектр континуального поглощения H₂O. Видно, что сильные полосы поглощения CO₂ и CH₄ значительно перекрываются с полосами поглощения H₂O и континуумом водяного пара в ИК-диапазоне 0–3000 см^{−1}.

Чтобы исследовать влияние перекрывания полос поглощения паров воды и CO₂ и CH₄ на радиационный форсинг этих газов, было проведено моделирование потоков излучения и радиационного форсинга CO₂ и CH₄ при различном влагосодержании в атмосфере. Результаты моделирования для выборки из ERA-5 для атмосферных условий Нижнего Поволжья представлены на рис. 2–4. Расчеты проводились с учетом и без учета континуума H₂O. В табл. 2–5 приведено детальное статистическое описание форсинга CH₄ и CO₂ для различных

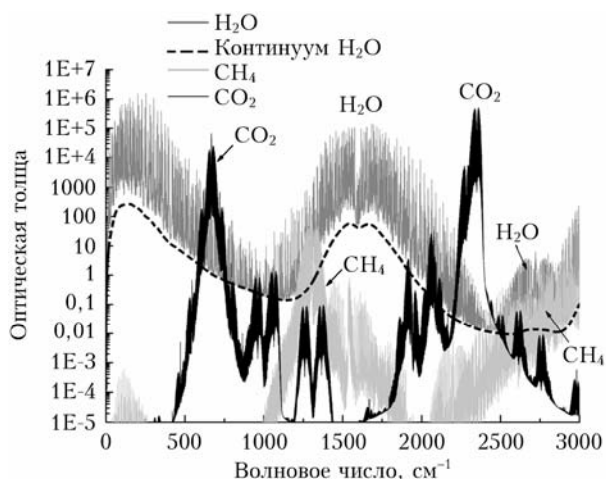


Рис. 1. Атмосферные оптические толщи парниковых газов и континуального поглощения водяного пара на вертикальной трассе для лета средних широт

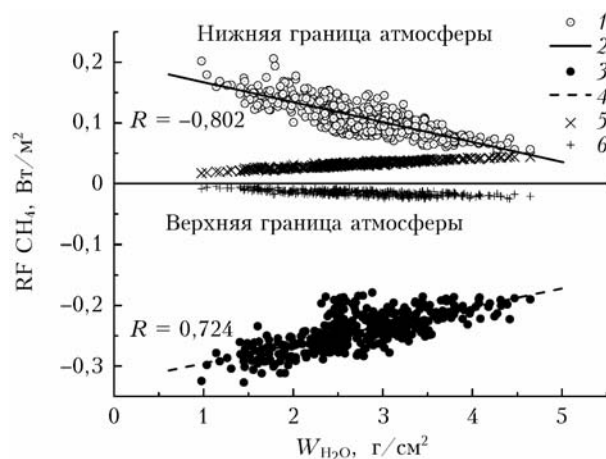


Рис. 2. Радиационный форсинг CH_4 на нижней (1) и верхней (3) границах атмосферы; 2, 4 – линейная регрессия; 5, 6 – вклад континуального поглощения H_2O в RF CH_4 при различном влагосодержании $W_{\text{H}_2\text{O}}$ в атмосфере

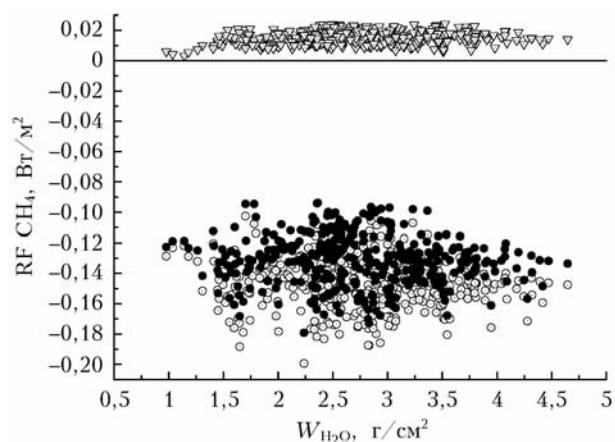


Рис. 3. Радиационный форсинг CH_4 в тропосфере (белые кружки), стратосфере (треугольники) и атмосфере в целом (черные кружки)

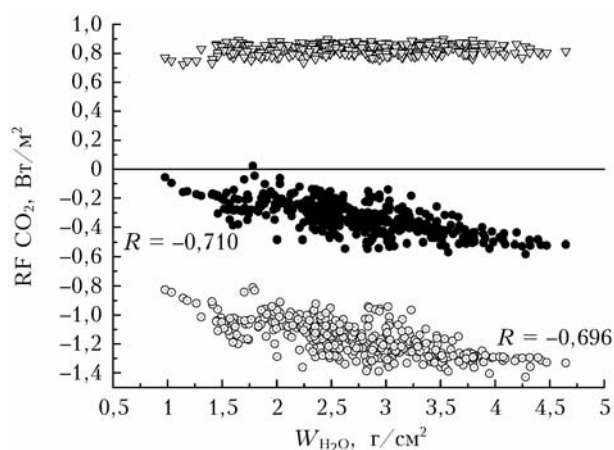


Рис. 4. Радиационный форсинг CO_2 в тропосфере (белые кружки) стратосфере (треугольники) и атмосфере в целом (черные кружки)

Таблица 2

Форсинг CH_4 за счет изменения его концентрации от 1463 до 1895 ppb без учета континуума H_2O

Параметр	Среднее	СКО	min	max	Интервал изменения
$W_{\text{H}_2\text{O}}$, г/см ²	2,74	0,710	0,980	4,65	3,67
δF_0 , Вт/м ²	0,14	0,020	0,100	0,23	0,13
$\delta \text{Net}_{\text{TR}}$, Вт/м ²	-0,27	0,030	-0,350	-0,21	0,14
δF_{TOP} , Вт/м ²	-0,26	0,030	-0,340	-0,19	0,15
$\delta \delta \text{Net}_{\text{TR}}$, Вт/м ²	-0,13	0,020	-0,180	-0,09	0,09
$\delta \delta \text{Net}_{\text{ST}}$, Вт/м ²	0,02	0,004	0,003	0,02	0,017
$\delta \delta \text{Net}_{\text{ATM}}$, Вт/м ²	-0,12	0,020	-0,160	-0,08	0,08

Таблица 3

Форсинг CH_4 за счет изменения его концентрации от 1463 до 1895 ppb с учетом континуума H_2O

Параметр	Среднее	СКО	min	max	Интервал изменения
$W_{\text{H}_2\text{O}}$, г/см ²	2,740	0,710	0,980	4,65	3,67
δF_0 , Вт/м ²	0,110	0,030	0,060	0,21	0,15
$\delta \text{Net}_{\text{TR}}$, Вт/м ²	-0,260	0,030	-0,340	-0,20	0,14
δF_{TOP} , Вт/м ²	-0,240	0,030	-0,330	-0,18	0,15
$\delta \delta \text{Net}_{\text{TR}}$, Вт/м ²	-0,150	0,020	-0,200	-0,10	0,10
$\delta \delta \text{Net}_{\text{ST}}$, Вт/м ²	0,015	0,004	0,003	0,02	0,017
$\delta \delta \text{Net}_{\text{ATM}}$, Вт/м ²	-0,130	0,020	-0,180	-0,09	0,09

Таблица 4

Форсинг CO_2 за счет изменения его концентрации от 330 до 415 ppb без учета континуума H_2O

Параметр	Среднее	СКО	min	max	Интервал изменения
$W_{\text{H}_2\text{O}}$, г/см ²	2,74	0,71	0,98	4,65	3,67
δF_0 , Вт/м ²	1,15	0,12	0,91	1,56	0,65
$\delta \text{Net}_{\text{TR}}$, Вт/м ²	-1,95	0,11	-2,21	-1,68	0,53
δF_{TOP} , Вт/м ²	-1,12	0,11	-1,37	-0,84	0,53
$\delta \delta \text{Net}_{\text{TR}}$, Вт/м ²	-0,80	0,06	-0,94	-0,61	0,33
$\delta \delta \text{Net}_{\text{ST}}$, Вт/м ²	0,83	0,03	0,73	0,91	0,18
$\delta \delta \text{Net}_{\text{ATM}}$, Вт/м ²	0,03	0,05	-0,09	0,19	0,28

Таблица 5

Форсинг CO₂ за счет изменения его концентрации от 330 до 415 ppb с учетом континуума H₂O

Параметр	Среднее	СКО	min	max	Интервал изменения
W_{H_2O} , г/см ²	2,74	0,71	0,98	4,65	3,67
δF_0 , Вт/м ²	0,65	0,20	0,29	1,25	0,96
δNet_{TR} , Вт/м ²	-1,81	0,11	-2,12	-1,57	0,55
δF_{TOP} , Вт/м ²	-0,98	0,11	-1,27	-0,73	0,54
$\delta dNet_{TR}$, Вт/м ²	-1,16	0,12	-1,43	-0,81	0,62
$\delta dNet_{ST}$, Вт/м ²	0,83	0,03	0,72	0,90	0,18
$\delta dNet_{ATM}$, Вт/м ²	-0,33	0,11	-0,58	0,02	0,60

метеорологических условий лета умеренных широт для выборки из ERA-5. Результаты моделирования потоков излучения и радиационного форсинга CO₂ и CH₄ для среднезональной метеомодели AFGL представлены в табл. 6 и 7.

Таблица 6

Потоки ИК-излучения, Вт/м², при различном содержании CO₂ и CH₄ в атмосфере. Профили давления, температуры и концентрации H₂O, O₃, CO, N₂O из модели лета средних широт AFGL2

Содержание, ppm		$F_{\text{TOP}}^{\uparrow}$	$F_0^{\downarrow}$	$F_{\text{TR}}^{\uparrow}$	$F_{\text{TR}}^{\downarrow}$
CO ₂	CH ₄				
С учетом континуума H ₂ O					
330	1,46	281,42	350,88	285,93	20,93
415	1,46	280,51	351,36	284,74	21,46
415	1,89	280,29	351,44	284,52	21,48
Без учета континуума H ₂ O					
330	1,46	288,93	310,35	293,62	20,82
415	1,46	287,94	311,42	292,34	21,35
415	1,89	287,71	311,54	292,11	21,37

Таблица 7

Радиационный форсинг, Вт/м², CO₂ и CH₄ за счет увеличения их содержания в атмосфере за 1973–2021 гг.

Уровень/слой	CO ₂ (330 ⇒ 415 ppm)		CH ₄ (1,5 ⇒ 1,9 ppm)	
	С учетом континуума H ₂ O	Без учета континуума H ₂ O	С учетом континуума H ₂ O	Без учета континуума H ₂ O
Нижняя граница атмосферы	0,48	1,07	0,08	0,12
Верхняя граница атмосферы	-0,91	-0,99	-0,23	-0,23
Тропосфера	-1,24	-0,74	-0,16	-0,13
Атмосфера	-0,43	0,08	-0,14	-0,11

Для изучения воздействия перекрытия полос поглощения паров воды и полос поглощения CH₄ на радиационный форсинг CH₄ были исследованы зависимости RF от влагосодержания в атмосфере. На рис. 2 приведена зависимость радиационного форсинга CH₄ на верхней и нижней границах атмосферы от общего влагосодержания W_{H_2O} в вертикальном столбе атмосферы.

Зависимость форсинга CH₄ от W_{H_2O} хорошо описывается уравнением линейной регрессии RF =

$= A + B \cdot W_{H_2O}$ с высокими коэффициентами корреляции R : на верхней границе атмосферы $A = -0,326 \pm 0,004$ Вт/м², $B = 0,0308 \pm 0,0015$ Вт/м²/(г/см²), а на нижней $A = -0,200 \pm 0,004$ Вт/м², $B = -0,0329 \pm 0,0013$ Вт/м²/(г/см²). Возрастание W_{H_2O} приводит к уменьшению по абсолютной величине форсинга CH₄. Особенно сильно это проявляется на нижней границе атмосферы. Так, например, при увеличении W_{H_2O} от 1 до 4 г/см² форсинг CH₄ изменится от 0,17 до 0,07 Вт/м² (при использовании уравнения регрессии), т.е. абсолютное изменение форсинга на нижней границе атмосферы составило ~0,1 Вт/м² (уменьшилось в 2,4 раза). Аналогичные оценки для верхней границы атмосферы дают значения -0,30 и -0,20, т.е. абсолютное расхождение также ~0,1 Вт/м² (уменьшилось в 1,5 раза).

Также на рис. 2 показан вклад континуума H₂O в радиационный форсинг CH₄ на верхней и нижней границах атмосферы. Вклад континуума рассматривался как разница между расчетами форсинга с учетом континуума и без. Из рис. 2 следует, что вклад континуума паров воды в RF CH₄ на верхней границе атмосферы меньше, чем на нижней. Полученные результаты свидетельствуют о том, что перекрытие полос паров воды и метана играют существенную роль в радиационном форсинге CH₄ как на нижней, так и на верхней границах атмосферы. Качественно поведение форсинга CH₄ аналогично форсингу CO₂, детально исследованному в работе [3], наблюдаются лишь количественные отличия.

На рис. 3 и 4 приведен радиационный форсинг CH₄ и CO₂ для тропосферы, стратосферы и атмосферы в целом.

В стратосфере форсинг для обоих газов положительный, что соответствует выхолаживанию. Однако для этих газов наблюдаются заметные количественные и качественные различия. Так, величина форсинга CH₄ в стратосфере пренебрежимо мала в сравнении с CO₂, так как интенсивности колебательно-вращательных полос CO₂ много больше, чем у полос CH₄.

В тропосфере RF отрицательный для обоих газов, т.е. рост концентрации CH₄ и CO₂ приводит к нагреву тропосферы. Однако зависимости RF от W_{H_2O} качественно различаются: RF CO₂ в тропосфере возрастает (по абсолютной величине) с ростом общего влагосодержания (см. рис. 4), а форсинг CH₄ имеет нейтральный ход (коэффициент корреляции близок к нулю). Чтобы пояснить причину такой зависимости, рассмотрим RF всей атмосферы (для CH₄ RF атмосферы в целом и стратосферы близки). В этом случае

$$\delta dNet_{ATM} = \delta F_0^{\downarrow} + \delta F_{TOP}^{\uparrow}, \quad (8)$$

откуда следует, что RF CH₄ для атмосферы в целом есть сумма RF на верхней и нижней границах атмосферы. Результаты расчетов, приведенные на рис. 2, показывают, что зависимости RF на верхней и нижней границах атмосферы от W_{H_2O}

близки, но имеют разные знаки. Коэффициенты регрессии B , приведенные выше, подтверждают это. По нашему мнению, причина состоит в том, что определяющим в перекрывании полос CH_4 и H_2O является селективное поглощение паров воды, а континуальное в меньшей степени влияет на RF CH_4 в сравнении с RF CO_2 , что и приводит к нейтральному ходу радиационного форсинга, обусловленного возрастом CH_4 .

Из рис. 4 видно, что RF CO_2 как в тропосфере, так и в атмосфере в целом возрастает (по абсолютной величине) с увеличением влаги в атмосфере, причем наибольший форсинг CO_2 наблюдается для тропосферы. Максимальный разброс RF CO_2 по абсолютной величине — от 0,81 до 1,43 Вт/м^2 (см. табл. 5), тогда как вариации RF CH_4 составили лишь 0,10–0,20 Вт/м^2 (см. табл. 3) (примерно на порядок меньше, чем радиационный форсинг CO_2). Увеличение по абсолютной величине RF CO_2 с ростом $W_{\text{H}_2\text{O}}$ приводит к повышению температуры в тропосфере и, как следствие, к увеличению ее влагоемкости, что сказывается на положительных обратных связях, разгоняя парниковый эффект за счет возрастания концентрации паров воды. Нейтральный ход зависимости RF CH_4 от общего влагосодержания не будет способствовать подобным процессам.

В табл. 6 и 7 приведены расчеты потоков излучения и радиационный форсинг CO_2 и CH_4 со среднезональной метеомоделью лета средних широт [16]. На основе этих расчетов невозможно исследовать влияние возрастания концентрации паров воды на RF CO_2 и CH_4 , но они демонстрируют некоторые общие тенденции в поведении форсинга. Следует отметить, что результаты данного расчета в целом согласуются со средними значениями, приведенными в табл. 2–5, хотя на нижней границе наблюдаются большие расхождения, чем на верхней.

Табл. 6 и 7 позволяют в удобном виде продемонстрировать влияние континуального поглощения паров воды на радиационный форсинг CO_2 и CH_4 . Из табл. 6 видно, что наибольший вклад континуума наблюдается для нисходящих потоков у поверхности Земли и составляет приблизительно 40 Вт/м^2 , тогда как для верхней границы атмосферы $\approx 7,5 \text{ Вт/м}^2$. Из сравнения табл. 6 и 7 следует, что вклад континуума паров воды в потоки излучения для условий лета умеренных широт значительно превосходит RF CO_2 и CH_4 , обусловленный возрастом концентраций этих газов.

Из табл. 7, так же как из табл. 2–5, следует, что на нижней границе атмосферы форсинг CO_2 и CH_4 положительный, т.е. при возрастании концентрации этих газов увеличивается поток теплового излучения от атмосферы к поверхности, что будет приводить к дополнительному нагреву поверхности. На верхней границе атмосферы RF CH_4 , так же как и CO_2 , имеет отрицательный знак, что свидетельствует об уменьшении восходящего потока излучения и, следовательно, разогревании системы «атмосфера — подстилающая поверхность». Роль континуума на верхней границе мала. Причина это-

го очевидна: коэффициент континуального поглощения имеет квадратичную зависимость от парциального давления паров воды и быстро падает с высотой. Вклад CH_4 в общий форсинг составляет $\sim 20\%$ на верхней границе, а на нижней 15%. Аналогичные оценки на основе табл. 2–5 дают следующие величины: на верхней границе вклад CH_4 составляет 20–21%, а на нижней — 13–16%. Следовательно, расчеты с использованием среднезональных профилей хорошо согласуются с расчетами при использовании профилей, полученных на основе реанализа ECMWF ERA-5.

Согласно табл. 7 пренебрежение вкладом континуума паров воды приводит к увеличению на нижней границе атмосферы форсинга CO_2 более чем в два раза, а CH_4 — примерно в 1,4 раза.

Радиационный форсинг CO_2 тропосферы превышает в три раза RF атмосферы в целом. В отличие от CO_2 радиационный форсинг CH_4 тропосферы незначительно отличается от такового для атмосферы в целом. Причина этого в том, что полосы поглощения метана намного слабее, чем CO_2 , и основные радиационные процессы в полосах CH_4 происходят лишь в тропосфере, а полоса CO_2 15 $\mu\text{м}$ очень сильная и радиационные процессы существенны не только в тропосфере, но и в стратосфере. Возрастание концентрации CO_2 и CH_4 приводит к их отрицательному форсингу в тропосфере и, следовательно, к ее разогреву.

Заключение

Представлен анализ радиационного форсинга атмосферы Земли, обусловленного возрастанием концентрации CO_2 от 330 до 415 ppm и CH_4 от 1,463 до 1,895 ppm в 1973–2021 гг. Наиболее общей закономерностью является то, что RF имеет сильную зависимость от общего влагосодержания атмосферы, причиной которой является перекрывание колебательно-вращательных полос поглощения паров воды и полос поглощения CO_2 и CH_4 .

На нижней границе атмосферы форсинг положительный, т.е. при возрастании концентрации CO_2 и CH_4 увеличивается поток теплового излучения от атмосферы к поверхности. Однако при возрастании общего влагосодержания этот поток резко снижается. Общее изменение форсинга (суммарно CO_2 и CH_4) находится в диапазоне от 0,34 до 1,46 Вт/м^2 .

На верхней границе форсинг CO_2 и CH_4 отрицательный, т.е. вследствие парникового эффекта снижается величина уходящего излучения системы «атмосфера — подстилающая поверхность». Здесь также прослеживается зависимость от общего влагосодержания, хотя и более слабая. С ростом влагосодержания в атмосфере радиационный форсинг уменьшается. Общее изменение форсинга составляет от $-0,60$ до $-0,91 \text{ Вт/м}^2$.

Радиационный форсинг CO_2 в тропосфере в сравнении с нижней и верхней границами атмосферы имеет обратную тенденцию: с ростом влагосодержания форсинг CO_2 возрастает по абсолютной величине, тогда как форсинг CH_4 не зависит

от общего влагосодержания в вертикальном столбе атмосферы.

Радиационный форсинг стратосферы практически полностью определяется углекислым газом, не зависит от общего влагосодержания и является положительной величиной, т.е. рост концентрации парниковых газов приводит к выхолаживанию стратосферы.

Финансирование. Работа выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

Список литературы

1. IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / V. Masson-Delmotte, P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, B. Zhou (eds.). Cambridge: Cambridge University Press, 2021. DOI: 10.1017/9781009157896.
2. Мелешко В.П., Семенов С.М., Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Болтнева Л.И., Ваганов Е.А., Груза Г.В., Зайцев А.С., Золотокрылин А.Н., Израэль Ю.А., Инсаров Г.Э., Кароль И.Л., Катцов В.М., Кобышева Н.В., Костяной А.Г., Кренке А.Н., Мещерская А.В., Мирвис В.М., Оганесян В.В., Пчелкин А.В., Ревач Б.А., Решетников А.И., Семенов В.А., Сиротенко О.Д., Спорышев П.В., Терзиев Ф.С., Фролов И.Е., Хон В.Ч., Цыбань А.В., Шерстюков Б.Г., Шикломанов И.А., Ясюкевич В.В. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. М.: Росгидромет, 2008. 30 с.
3. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Размолов А.А. Влияние континуального поглощения паров воды на радиационный форсинг углекислого газа в атмосфере для региона Нижнего Поволжья // Оптика атмосф. и океана. 2022. Т. 35, № 12. С. 1029–1035. DOI: 10.15372/AOO20221210; Firsov K.M., Chesnokova T.Yu., Razmolov A.A. Impact of water vapor continuum absorption on CO₂ radiative forcing in the atmosphere in the Lower Volga Region // Atmos. Ocean. Opt. 2023. V. 36, N 2. P. 162–168. DOI: 10.1134/S1024856023030053.
4. Etmann M., Myhre G., Highwood E.J., Shine K.P. Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43, N 24. P. 12,614–12,623. DOI: 10.1002/2016GL071930.
5. Roberts R.E., Selby J.E.A., Biberman L.M. Infrared continuum absorption by atmospheric water vapor in the 8–12 micron meter window // Appl. Opt. 1976. V. 15. P. 2085–2090.
6. Mlawer E.J., Clough S.A., Brown P.D., Tobin D.S. Collision-induced effects and the water vapor continuum // Proc. the Eighth ARM Science Team Meeting, Tucson, Arizona. 1998. P. 503–511.
7. Хоперсков А.В., Фирсов К.М., Туттов А.В., Размолов А.А. Развертывание региональной климатической модели для Юга России на основе REGCM 4.5 // Математическая физика и компьютерное моделирование. 2019. Т. 22, № 3. С. 67–94. DOI: 10.15688/mrsm.jvolsu.2019.3.6.
8. Rothman L.S., Rinsland C.P., Goldman A., Massie S.T., Edwards D.P., Flaud J.-M., Perrin A., Camy-Peyret C., Dana V., Mandin J.-Y., Schroeder J., Mccann A., Gamache R.R., Watson R.B., Yoshino K., Chance K.V., Jucks K.W., Brown L.R., Nemtchinov V., Varanasi P. The HITRAN molecular spectroscopic database and hawks (HITRAN atmospheric workstation): 1996 edition // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 1998. V. 60, N 6. P. 665–710.
9. Rothman L.S., Barbe A., Chris Benner D., Brown L.R., Camy-Peyret C., Carleer M.R., Chance K., Clerbaux C., Dana V., Devi V.M., Fayt A., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Jacquemart D., Jucks K.W., Lafferty W.J., Mandin J.-Y., Massie S.T., Nemtchinov V., Newnham D.A., Perrin A., Rinsland C.P., Schroeder J., Smith K.M., Smith M.A.H., Tang K., Toth R.A., Vander Auwera J., Varanasi P., Yoshino K. The HITRAN molecular spectroscopic database: Edition of 2000 including updates through 2001 // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2003. V. 82, N 1–4. P. 5–44. DOI: 10.1016/S0022-4073(03)00146-8.
10. Clough S.A., Shephard M.W., Mlawer E.J., Delamere J.S., Iacono M.J., Cady-Pereira K., Boukabara S., Brown P.D. Atmospheric radiative transfer modeling: A summary of the AER codes // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2004. V. 91. P. 233–244. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2004.05.058.
11. Gordon I.E., Rothman L.S., Hargreaves R.J., Hashemi R., Karlovets E.V., Skinner F.M., Conway E.K., Hill C., Kochanov R.V., Tan Y., Wcislo P., Finenko A.A., Nelson K., Bernath P.F., Birk M., Boudon V., Campargue A., Chance K.V., Coustenis A., Drouin B.J., Flaud J.-M., Gamache R.R., Hodges J.T., Jacquemart D., Mlawer E.J., Nikitin A.V., Perevalov V.I., Rotger M., Tennyson J., Toon G.C., Tran H., Tyuterev V.G., Adkins E.M., Baker A., Barbe A., Canè E., Császár A.G., Dudaryonok A., Egorov O., Fleisher A.J., Fleurbaey H., Foltynowicz A., Furtenbacher T., Harrison J.J., Hartmann J.-M., Horneiman V.-M., Huang X., Karman T., Karns J., Kass S., Kleiner I., Kofman V., Kwebia-Tchana F., Laurentieva N.N., Lee T.J., Long D.A., Lukashchuk A.A., Lyulin O.M., Makhnev V.Yu., Matt W., Massie S.T., Melosso M., Mikhailenko S.N., Mondelain D., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Perrin A., Polyansky O.L., Raddaoui E., Raston P.L., Reed Z.D., Rey M., Richard C., Tóbiás R., Sadiék I., Schwenke D.W., Starikova E., Sung K., Tamassia F., Tashkun S.A., Vander Auwera J., Vasilenko I.A., Vigan A.A., Villanueva G.L., Vispoel B., Wagner G., Yachmenev A., Yurchenko S.N. The HITRAN2020 molecular spectroscopic database // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2022. V. 277, N 10794. P. 1–82. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2021.107949.
12. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Бобров Е.В. Роль континуального поглощения паров воды в длинноволновых радиационных процессах приземного слоя атмосферы в регионе Нижнего Поволжья // Оптика атмосф. и океана. 2014. Т. 27, № 8. С. 665–672; Firsov K.M., Chesnokova T.Yu., Bobrov E.V. The role of the water vapor continuum absorption in near ground long-wave radiation processes of the Lower Volga Region // Atmos. Ocean. Opt. 2015. V. 28, N 1. P. 1–8. DOI: 10.1134/S1024856015010030.
13. Чеснокова Т.Ю., Фирсов К.М. Влияние обновления информации по параметрам линий поглощения атмосферных газов на результаты моделирования потоков теплового излучения в атмосфере // Оптика атмосф. и океана. 2023. Т. 36, № 5. С. 387–397. DOI: 10.15372/AOO20230509; Chesnokova T.Yu., Firsov K.M. Impact of updating information on the atmospheric gas absorption line parameters on the results of simulations of IR radiative fluxes in the atmosphere // Atmos. Ocean. Opt. 2023. V. 36, N 5. P. 539–549.
14. Delahaye T., Armante R., Scott N.A., Jacquinet-Husson N., Chédin A., Crépeau L., Crevoisier C., Douet V.,

- Perrin A., Barbe A., Boudon V., Campargue A., Couderc L.H., Ebert V., Flaud J.-M., Gamache R.R., Jacquemart D., Jolly A., Kwabia-Tchana F., Kyuberis A., Li G., Lyulin O.M., Manceron L., Mikhailenko S., Moazzen-Ahmadi N., Müller H.S.P., Naumenko O.V., Nikitin A., Perevalov V.I., Richard C., Starikova E., Tashkun S.A., Tyuterev V.I., Vander Auwera J., Vispoel B., Yachmenev A., Yurchenko S. The 2020 edition of the GEISA spectroscopic database // *J. Mol. Spectrosc.* 2021. V. 380. P. 111510. DOI: 10.1016/j.jms.2021.111510.
15. Mlawer E.J., Payne V.H., Moncet J.-L., Delamere J.S., Alvarado M.J., Tobin D.C. Development and recent evaluation of the MT_CKD model of continuum absorption // *Phil. Trans. R. Soc. A.* 2012. V. 370. P. 2520–2556. DOI: 10.1098/rsta.2011.0295.
 16. Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H., Shettle E.P. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km). AFGL-TR-86-0110. AFGL (OPI). Hanscom AFB: MA 01736. 1986. 25 p.
 17. ECMWF ERA-5. URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5> (last access: 26.02.2024).
 18. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., De Chiara G., Dahlgren P., Dee D., Diamantakis M., Dragani R., Flemming J., Forbes R., Fuentes M., Geer A., Haimberger L., Healy S., Hogan R.J., Hólm E., Janisková M., Keeley S., Laloyaux P., Lopez Ph., Lupu C., Radnoti G., de Rosnay P., Rozum I., Vamborg F., Villaume S., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020. V. 146. P. 1999–2049. DOI: 10.1002/qj.3803.

K.M. Firsov, T.Yu. Chesnokova, A.A. Razmolov. The atmospheric water vapor content effect on carbon dioxide and methane radiative forcing in the troposphere and stratosphere.

According to the IPCC-2021 Report on climate change, the atmospheric CO₂ and CH₄ concentrations have increased by around a quarter for the last 50 years. The CO₂ and CH₄ radiative forcing due to their concentration growth was calculated for mid-latitudes. The vertical profiles of temperature and humidity were taken from the ECMWF ERA-5 European reanalysis data. An impact of overlapping of H₂O absorption bands with CO₂ and CH₄ bands on the radiative forcing calculation results in the troposphere and stratosphere of mid-latitudes with different water vapor content was investigated by statistical methods. It was shown that absolute value of the CO₂ radiative forcing in the troposphere increases with the atmospheric water vapor content, whereas the CH₄ radiative forcing does not depend on the atmospheric total column water vapor.