

УДК 551.509

ГЛОБАЛЬНЫЙ ПОТОК МЕТАНА В МЕЖГЕОСФЕРНОМ ГАЗООБМЕНЕ

© 2003 г. Академик В. В. Адушкин, В. П. Кудрявцев, С. Б. Турунтаев

Поступило 23.08.2002 г.

Формирование климатической системы Земли и ее изменение определяется сложным взаимодействием компонентов системы атмосфера–гидросфера–литосфера–криосфера–биосфера. Метан, являясь вторым по значимости парниковым газом, оказывает существенное влияние на климат Земли. По современным представлениям доля метана в развитии парникового эффекта составляет около 15% от суммарного воздействия всех парниковых газов [1]. Результаты наблюдений показывают, что в настоящее время содержание метана в атмосфере растет быстрее, чем углекислого газа, и его современная концентрация может удвоиться за последующие 50 лет. Так как вклад метана в глобальное потепление в 27 раз превышает вклад углекислого газа при равных концентрациях, роль метана в формировании парникового эффекта в ближайшем будущем может превзойти роль углекислого газа [2].

Результаты исследований показывают, что с течением времени, еще до начала индустриализации, в атмосфере происходили сильные изменения концентрации метана. Так, из анализа пузырьков воздуха в кернах полярного льда установлено, что за 420 тыс. лет произошло чередование четырех крупных климатических периодов, в течение которых концентрация метана в атмосфере изменялась от 320–350 ppbv (1 ppbv = 10^{-9} млрд⁻¹ по объему) до 650–780 ppbv [3]. В период от 2000 до 200 лет назад концентрация метана в атмосфере увеличилась от 700 до 800 ppbv и 100 лет назад она достигла величины 900 ppbv [12]. После начала индустриализации содержание метана в атмосфере стало быстро увеличиваться, и по результатам измерений за 1978–1988 гг. его концентрация в приземной атмосфере возросла с 1520 до 1690 ppbv [4]. При значительных вариациях концентрации метана в атмосфере в среднем скорость ее современного роста составила 17 ± 1 ppbv/год [4], что соответст-

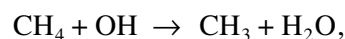
вует приросту содержания метана в атмосфере 48 ± 3 млн. т/год. За последние 40 лет концентрация метана увеличилась примерно на 30% и в настоящее время составляет 1700–1750 ppbv при полном содержании метана в атмосфере примерно 4800–5000 млн. т [1].

Для лучшего понимания функционирования климатической системы Земли, а также для прогнозирования ее изменений необходимо исследовать вклад различных природных и антропогенных источников в глобальный поток метана и в скорость его роста [5]. В настоящей работе, опираясь на известные результаты измерений концентрации метана, определяется его глобальный поток в атмосферу Земли, который с учетом окислительной способности атмосферы обеспечивает наблюдаемое высотное распределение концентрации метана. В атмосфере Земли метан не образуется, его высотное распределение определяется равновесием между разрушением в фотохимических процессах и переносом вверх от поверхности Земли. Поэтому в равновесных условиях средний глобальный поток метана в атмосфере на высоте h можно определить из условия, что поток метана в рассматриваемой точке равен его стоку в толще атмосферы выше уровня h :

$$\Phi(h) = \int_h^{\infty} \delta(x)N(x)L(x)dx, \quad (1)$$

где $\delta(x)$ – объемное отношение смеси метан–воздух на высоте x ; $N(x)$ – концентрация молекул воздуха на высоте x ; $L(x)$ – скорость фотохимического разрушения метана.

Разрушение метана в атмосфере Земли происходит в основном в результате его окисления радикалами гидроксила OH по реакции [6]:



$$k_1 = 4.7 \cdot 10^{-11} \exp\left(-\frac{2500}{T}\right) \text{ см}^3 \cdot \text{с}^{-1}. \quad (2)$$

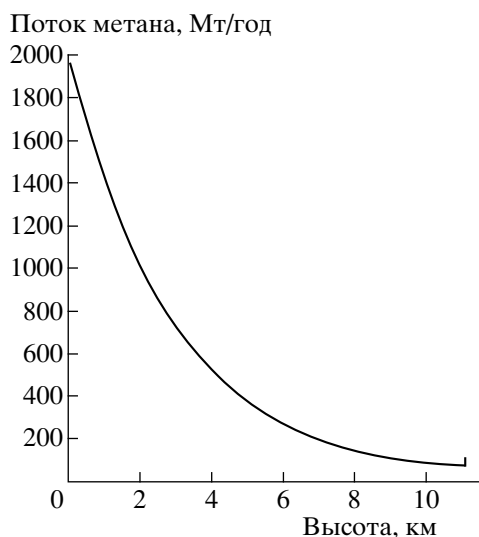
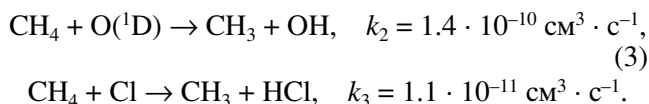


Рис. 1. Высотная зависимость глобального потока метана.

В стратосфере дополнительно к реакции (2) учитывается окисление метана в реакциях с возбужденным кислородом и хлором [6]:



$$\delta(x) = \begin{cases} 1.7 \text{ ppmv}, & x \leq 12 \text{ км}, \\ 1.7 \exp[-0.075(x-12)] \text{ ppmv}, & 12 < x < 50 \text{ км}, \\ 0.2 \text{ ppmv}, & x \geq 50 \text{ км}. \end{cases} \quad (6)$$

Измерения концентрации гидроксила C_{OH} , основного окисляющего метан реагента, показывают его зависимость от влажности атмосферы, времени суток и т.д. Так, в соответствии с результатами работы [7] концентрация гидроксила в облаке равна $C_{\text{OH}} = 1.5 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$, а по данным этой работы вне облака величина $C_{\text{OH}} = 5 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$. Натурные наблюдения в верхней тропосфере [8, 9] дают значение $C_{\text{OH}} = 7 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$. В стратосфере и мезосфере концентрация гидроксила лежит в пределах от $5 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$ ($h = 30 \text{ км}$) до $3 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$ ($h = 50 \text{ км}$) [10, 11]. Согласно принятым представлениям [6] средняя концентрация гидроксила в тропосфере равна $6.5 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$, что соответствует последним экспериментальным результатам [7–9]. Учитывая суточные вариации концентрации OH, в расчетах принимали $C_{\text{OH}} = 3.2 \cdot 10^6 \text{ см}^{-3}$. Это равносильно предположению, что окисление метана в атмосфере происходит только в дневное время

На мезосферных высотах основным процессом разрушения метана является его фотодиссоциация солнечным излучением:



Учитывая реакции окисления метана (2)–(4), скорость его фотохимического разрушения можно представить в общем виде:

$$L(x) = k_1[\text{OH}] + k_2[\text{O}(^1\text{D})] + k_3[\text{Cl}] + J, \quad (5)$$

где J — коэффициент фотодиссоциации метана, который на мезосферных высотах определяется солнечным излучением и составляет $5 \cdot 10^{-6} \text{ с}^{-1}$.

Высотная зависимость объемного отношения смеси метан–воздух в тропосфере, где метан хорошо перемешан, на основании прямых измерений концентрации в расчетах принимали $\delta(x) = 1.7 \text{ ppmv}$ ($1 \text{ ppmv} = 10^{-6} \text{ млн}^{-1}$ по объему) на всех высотах $x < 12 \text{ км}$. Широтная зависимость концентрации метана в тропосфере очень слабая, и для северного полушария в диапазоне широт 0° – 80° она заключена в пределах $1.7 \pm 0.1 \text{ ppmv}$ в зимнее и летнее время. Измерения содержания метана на стратосферных и мезосферных высотах показывают, что на высоте $12 < x < 50 \text{ км}$ его концентрация падает как

$$\delta(x) = 1.7 \exp[-0.075(x-12)] \text{ ppmv},$$

на высотах $x > 50 \text{ км}$ $\delta(x) \approx 0.2 \text{ ppmv}$. В результате высотная зависимость объемного отношения смеси метана в расчетах принималась в виде:

суток. Надежные экспериментальные данные концентраций атомарного кислорода и хлора отсутствуют, а так как их роль в окислении метана на тропосферных высотах незначительна (менее 1%), то их вклад в скорость потерь не учитывался. Фотодиссоциация метана заметна только в мезосфере, поэтому в тропосфере и стратосфере указанный процесс не рассматривался. Принятые допущения приводят только к занижению потерь метана в атмосфере и в соответствии с (1) к занижению величины его среднего глобального потока с поверхности Земли. Высотные профили концентрации молекул воздуха $N(x)$ и температуры атмосферы выбирались из справочных данных по стандартной атмосфере.

Результаты расчетов высотной зависимости глобального потока метана в тропосфере Земли представлены на рис. 1. Видно, что для обеспечения наблюдаемого высотного распределения концентраций метана (6) величина глобального по-

тока метана от поверхности Земли должна равняться 2000 млн. т/год. Из расчета также следует, что в стратосфере и мезосфере проникает метана немного больше 1% всего потока от поверхности Земли. Отметим также, что наблюдаемое в последние годы возрастание общего содержания метана в атмосфере на 48 млн. т/год обеспечивается увеличением глобального потока на 1% в год. Полученная в расчетах оценка глобального потока метана в 2–3 раза превышает известные из литературных данных поступления метана в атмосферу (табл. 1).

Столь значительное различие возможно объяснить тем, что данные табл. 1 существенно занижены, поскольку они установлены в основном по результатам мониторинга биогенных источников, расположенных на поверхности Земли, в то время как потоки метана, источники которого расположены в недрах Земли, учитываются не в полной мере в связи со слабой изученностью. Действительно, по оценкам работы [14] биологические источники (природные и антропогенные) поставляют от 440 до 850 млн. т метана в год (70–80% общего потока), антропогенные источники промышленности и энергетики дают от 16 до 210 млн. т/год (~15%), на долю океана приходится от 3 до 50 млн. т/год (не более 5%). Источники метана, расположенные в недрах Земли, не рассматриваются.

Таким образом, мощности источников метана, представляющих его потоки в табл. 1, оказались недостаточными для компенсации потерь метана, окисляющегося в фотохимических реакциях в атмосфере Земли. Для объяснения наблюдаемой концентрации метана в атмосфере, ее высотного распределения и темпов роста необходим поиск дополнительных источников, не указанных в работах из табл. 1. Представляется, что ликвидировать отмеченный дефицит могут источники абиогенного метана (здесь и далее под абиогенным метаном подразумевается метан из абиогенных источников, а не абиогенный по генезису). К таким источникам относятся зоны спрединга и трансформных разломов, гидротермальные системы СОХ, флюидные “сипы”, процессы серпентизации в зонах субдукции и метаморфизма и др., а также месторождения газа, нефти и угля, залежи газогидратов на шельфе и в криолитозоне, грязевые вулканы. Запасы абиогенного метана в этих геологических источниках в природе чрезвычайно велики. По данным ряда работ (см., например, [5, 12]), в литосфере содержится $\sim 10^9$ млн. т метана, в том числе в месторождениях природного газа 10^5 – 10^6 млн. т, нефти $\sim 10^4$ млн. т, угля 10^4 – 10^5 млн. т, в залежах субмаринных и континентальных газогидратов 10^5 – 10^6 млн. т. Однако регистрация геологического метана вызывает большие сложности в связи с распределенностью

Таблица 1. Потоки метана в атмосферу по литературным данным

Поток, млн. т/год	Данные
553	[12]
840	[13]
460–1100	[6]
990	[14]
500–800	[15]

его источников в пространстве, недоступностью ряда районов, нерегулярностью истечения, внезапными выбросами, иногда невысокими концентрациями выхода. Возможно, недооценены также в данных табл. 1 мощности антропогенных источников метана, связанные с добычей, транспортировкой и потреблением метаносодержащих полезных ископаемых – газа, нефти и каменного угля.

Исходя из полученной величины глобального потока метана 2000 млн. т/год, представим распределение его природных и антропогенных источников по вкладу в этот поток. Так, по результатам обобщения работ [6, 12, 14] поток биогенного метана природного происхождения (болота, термиты, влажные почвы и тундра) составляет в среднем 350 млн. т/год (17.5% глобального потока) и антропогенного происхождения (домашние животные, рисовые поля, сжигание биомассы и разложение отходов) в среднем 500 млн. т/год (25% глобального потока). Вклад антропогенных источников промышленности и энергетики (добыча газа, нефти, угля, индустриальные выбросы и транспорт) с учетом современных данных [5] может быть оценен величиной 250 млн. т/год (12.5% глобального потока). В результате на долю геологических источников, включая океан, пресноводные водоемы и вулканы, приходится 900 млн. т/год метана (45% глобального потока). Из представленного распределения следует, что доля антропогенного потока метана от всех его источников составляет примерно 40% глобального потока, что находится в соответствии с отношением максимальной концентрации метана в атмосфере в доиндустриальный период (800–900 ppbv), когда источники антропогенного метана были незначительными, к его современной концентрации (1700–1750 ppbv).

Для дальнейшего уточнения количественных оценок эмиссии абиогенного метана из конкретных природных и антропогенных источников, в том числе геологического метана, необходимы специальные региональные наблюдения и локальный мониторинг на конкретных природных объектах, месторождениях, транспортных системах и потребителях с последующим обобщением в глобальном масштабе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Srivastava R.K.P.* // *Current Sci.* 1998. V. 75. № 12. P. 1374–1380.
2. *Taylor F.W.* // *Rep. Prog. Phys.* 1991. V. 54. № 6. P. 881–918.
3. *Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al.* // *Nature.* 1999. V. 399. P. 429–432.
4. *Blake D.R., Rowland F.S.* // *Science.* 1988. V. 239. P. 1129.
5. *Адушкин В.В., Кудрявцев В.П., Турунтаев С.Б.* В сб.: Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, 1998. С. 191–205.
6. *Брасье Г., Соломон С.* Аэрономия средней атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1987. 415 с.
7. *Mauldin R.L. III, Madronich S., Flocke S.I. et al.* // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 3033–3036.
8. *Wennberg P.O., Hanisko T.E., Jaegle L. et al.* // *Science.* 1998. V. 279. P. 49–53.
9. *Jaegle L., Jacob D.J., Wennberg P.O. et al.* // *Geophys. Res. Lett.* 1997. V. 24. P. 3181–3184.
10. *Conway R.R., Stevens M.H., Cordon J.G. et al.* // *Geophys. Res. Lett.* 1996. V. 23. № 16. P. 2093–2096.
11. *Heaps W.S., McGee T.J.* // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 91. P. 7913–7922.
12. *Rasmussen R.A., Khalie M.A.K.* // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 86. № C10. P. 9826–9832.
13. *Stauffer B., Lochbronner E., Oeschger H. et al.* // *Nature.* 1988. V. 332. P. 812–814.
14. *Enhalt D.H.* // *Tellus.* 1978. V. 30. № 2. P. 169–176.
15. *Заварзин Г.А., Васильева Л.В.* Круговорот углерода на территории России. М. 1999.