

Глобальный цикл метана

А.В. Елисеев

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
ИФА им. А.М. Обухова РАН
Казанский (Приволжский) федеральный университет
e-mail: eliseev@ifaran.ru

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЛОБАЛЬНОМ МЕТАНОВОМ ЦИКЛЕ

- Источники выделения метана в атмосферу
 - Атмосфера
 - Другие резервуары земной системы
 - Связь характеристик метанового цикла с состоянием климата
- #### **ВЛИЯНИЕ МЕТАНОВОГО ЦИКЛА НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ**
- #### **ВЫВОДЫ**

Аннотация

Роль метанового цикла (МЦ) в динамике земной системы связана с i) взаимодействием МЦ с другими биогеохимическими циклами, в том числе с циклом CO_2 ii) зависимостью характеристик МЦ от состояния климата, iii) влиянием метана в атмосфере на перенос радиации.

Важнейшим естественным источником метана служат болота и влажная почва, интенсивность выделения CH_4 которыми сильно зависит от состояния климата и быстро откликается на его изменения. Потенциально важным для климата резервуаром метана также являются метангидраты. Однако временной масштаб отклика метангидратов на изменения климата равен, по крайней мере, нескольким тысячам лет.

В индустриальный период содержание метана в атмосфере выросло почти в 3 раза, прежде всего из-за антропогенных эмиссий этого газа.

В последние годы активно разрабатываются схемы интерактивного метанового цикла для глобальных климатических моделей. Это нашло отражение, в частности, в международном проекте сравнения моделей эмиссий метана болотами и влажной почвой WETCHIMP. Существующие оценки интенсивности обратной связи между климатом и метановым циклом указывают на её значимость для химических процессов в атмосфере, но позволяют сделать выводы о её слабости для задач изменения климата. Тем не менее, нельзя исключать роли МЦ в значительных климатических вариациях прошлого (например, в формировании климатического оптимума 55 млн. л.н.).

ВВЕДЕНИЕ

Важной составляющей биогеохимических процессов в земной системе является цикл метана CH_4 . Так как молекула метана содержит атом углерода, то метановый цикл (МЦ), строго говоря, должен рассматриваться как часть углеродного цикла. Более того, одним из продуктов окисления метана является углекислый газ. Однако ряд особенностей геохимических преобразований метана приводят к выделению для метана отдельного цикла. Подобно

углекислому газу, метан - сильный парниковый газ. Более того, в пересчёте на одну молекулу сечение поглощения теплового излучения для метана оказывается в 20-25 раз больше соответствующего значения для углекислого газа.

По оценкам Пятого оценочного отчёта Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) [Climate Change, 2013] прямое мгновенное радиационное возмущающее воздействие (МРВВ) метана для 1750-2011 гг. составило 0.48 ± 0.05 Вт/м². Однако влияние метана на химические процессы в атмосфере [O'Connor et al., 2010] приводит к оценке полного МРВВ CH₄ за указанный период, равной 0.97 ± 0.23 Вт/м².

В данной лекции будет проведён обзор сведений, касающихся цикла метана в земной системе (рис. 1) и взаимодействия климата и метанового цикла.

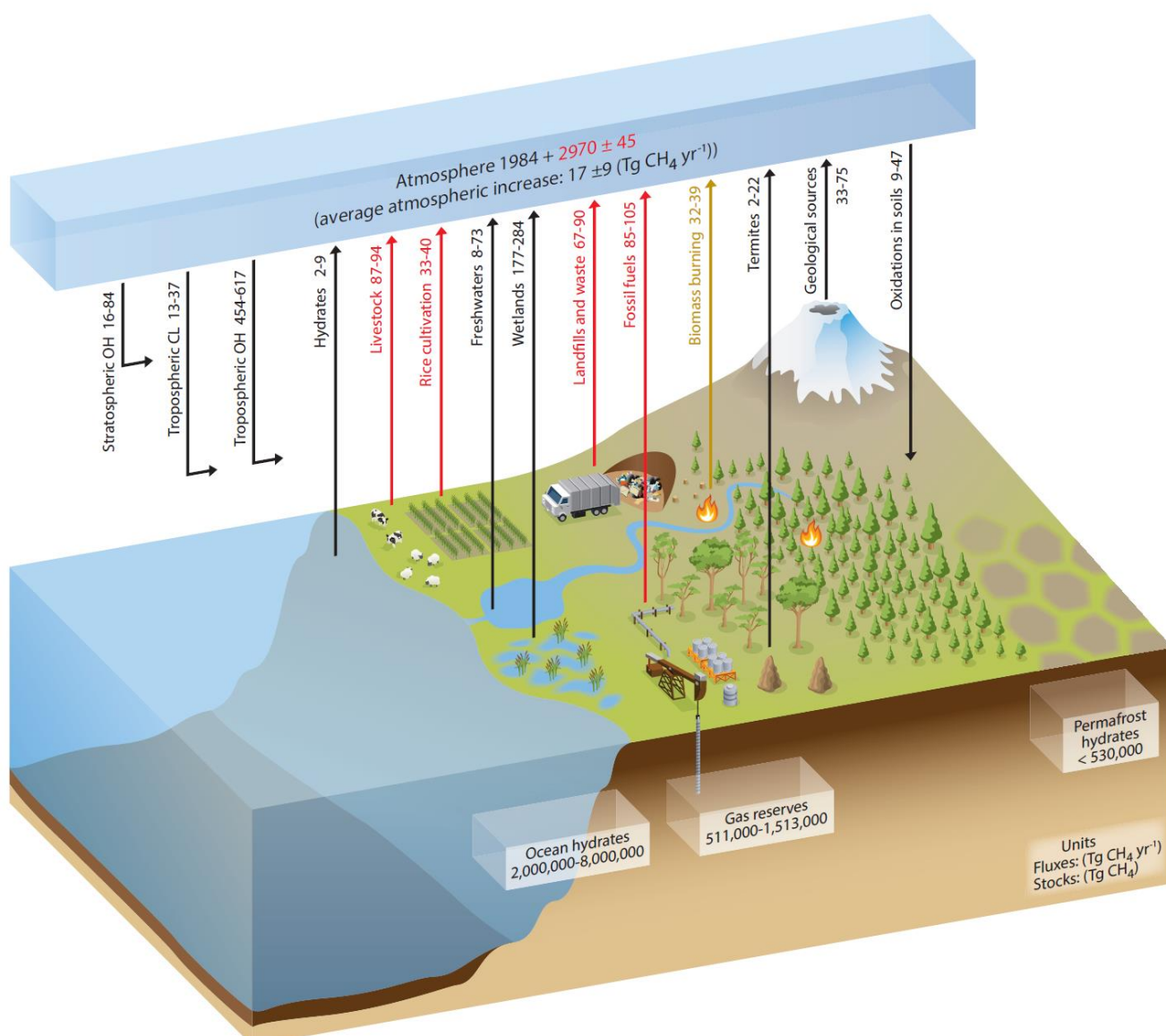


Рис. 1. Глобальный метановый цикл [Climate Change, 2013; рис. 6.2]

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЛОБАЛЬНОМ МЕТАНОВОМ ЦИКЛЕ

Источники выделения метана в атмосферу

Известны два механизма образования метана в естественных условиях. Первый из них обусловлен деятельностью бактерий-метаногенов, действующих в анаэробных условиях (т.е. в условиях отсутствия кислорода). Второй механизм связан с образованием метана при высокотемпературных ($\geq 110^{\circ}\text{C}$) реакциях в земной коре [Cicerone, Oremland, 1988]. Экспериментально происхождение метана может быть определено по изотопному составу $\delta^{13}\text{C}$ его молекул. Для термогенного метана характерно $\delta^{13}\text{C} \approx -30\text{‰}$, для биогенного $\delta^{13}\text{C} = -(60-110)\text{‰}$ относительно PDB-стандарта (Pee Dee Belemnite).

В настоящее время используются два подхода к оценке интенсивности E источников метана в атмосферу (а также стоков этого газа из атмосферы). Первый подход (так называемый "bottom-up approach"; BU) связан с проведением прямых натурных измерений и обобщением их результатов на большой пространственный масштаб (вплоть до глобального). Достоинством этого подхода является использование данных непосредственных измерений. Однако недостаточное покрытие поверхности такими измерениями приводит к неадекватному учёту пространственно-временной изменчивости E и возможным систематическим ошибкам соответствующих оценок. При втором подходе к оценке E ("top-down approach"; TD) используются расчёты с моделями химических процессов в атмосфере, метеорологические условия в которых задаются по данным высокого пространственного и временного разрешения (чаще всего - по данным реанализа). Коэффициенты таких моделей оптимизируются для наилучшего согласия с доступными данными наблюдений. Достоинством такого подхода является выполнение фундаментальных законов сохранения (в том числе закона сохранения массы метана), а его недостатки связаны с неопределённостью метеорологических данных и (в меньшей степени) - с качеством самих моделей. Оценки E на глобальном, континентальном и субконтинентальном масштабах, полученные при втором подходе, более надёжны по сравнению с соответствующими оценками, полученными первым методом. На меньшем пространственном масштабе, наоборот, более предпочтительны BU-оценки.

Глобальные оценки естественных источников метана, полученные BU-подходом, характеризуются заметной неопределённостью (табл. 1). Основным естественным источником метана является влажная почва, в том числе болота, в которой создаются анаэробные условия. Интенсивность этого источника заметно различается между BU- и TD-оценкам (табл. 1). Следует подчеркнуть, что ширина интервала неопределённости интенсивности эмиссий этого источника для обоих типов оценок близка к соответствующей ширине интервала неопределённости интенсивности полных эмиссий метана в атмосферу. Если не учитывать влияние климатических изменений на интенсивность этих эмиссий, то интенсивность этого источника должна уменьшиться за последние несколько столетий в связи с мелиорацией болот - изменение площади болот за индустриальный оценивается величиной, равной 1/3 от площади болот в доиндустриальный период [Paudel et al., 2016]. Интенсивность других естественных источников эмиссий метана в атмосферу также заметно различается между BU-и TD-оценкам. Близкие к приведённым в табл. 1, но несколько отличающиеся оценки приведены также в Пятом оценочном отчёте МГЭИК (рис. 1). Следует отметить, что приведённая ширина интервала неопределённости для E из-за выделения CH_4 с поверхности пресноводных водоёмов, по-видимому, завышена ввиду двойного учёта ряда источников [Thornton et al., 2016].

Современная интенсивность антропогенных источников метана E_A хорошо согласуется между BU- и TD-оценкам со средним значением 330-335 $\text{TgCH}_4/\text{год}$ и интервалом неопределённости от 273 до 409 $\text{TgCH}_4/\text{год}$. Более половины этих эмиссий обусловлено сельскохозяйственной деятельностью (сжиганием мусора и рисоводством). Вторым по

значимости антропогенным источником является использование ископаемого топлива (природного газа).

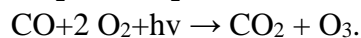
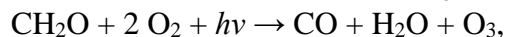
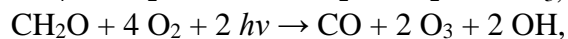
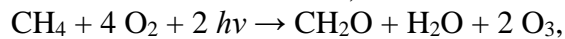
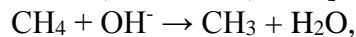
Табл. 1. Оценки источников и стоков атмосферного метана для 2000-2009 гг., ТгСН₄/год [Kirschke et al., 2013]. Указаны средние значения и интервал неопределённости (в скобках).

		BU-оценки	TD-оценки
Источники:		678 (542-852)	548 (526-569)
	естественные:	347 (238-484)	218 (179-273)
	болота и влажная почва	217 (177-284)	175 (142-208)
	другие естественные источники:	130 (61-200)	43 (37-65)
	пресноводные водоёмы	40 (8-73)	
	дикие животные	15 (15-15)	
	природные пожары	3 (1-5)	
	термиты	11 (2-22)	
	геологические источники (в том числе океан)	54 (33-75)	
	гидраты метана	6 (2-9)	
	таяние вечной мерзлоты суши (без учёта пресноводных водоёмов и болот)	≤ 1	
	антропогенные:	331 (304-368)	335 (273-409)
	сельскохозяйственная деятельность (включая сжигание сельскохозяйственного мусора)	200 (187-224)	209 (180-241)
	ископаемое топливо	96 (85-105)	96 (77-123)
	сжигание биомассы (включая биотопливо)	35 (32-39)	30 (24-45)
Стоки:		632 (592-785)	540 (514-560)
	химическое разрушение:	604 (483-738)	518 (510-538)
	ОН ⁻ в тропосфере	528 (454-617)	
	ОН ⁻ в стратосфере	51 (16-84)	
	СI в тропосфере	25 (13-37)	
	окисление в почве	28 (9-47)	32 (26-42)
Разность интенсивности источников и стоков		46	8 ((-4)-(+19))
Накопление в атмосфере		6	

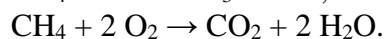
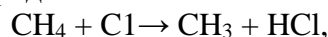
Сценарии антропогенного воздействия семейства RCP (Representative Concentration Pathways) характеризуются широким спектром изменения антропогенных эмиссий метана в атмосферу E_A в XXI веке [Climate Change, 2013]. Эти эмиссии к 2100 г. уменьшаются примерно вдвое при сценарии RCP 2.6. При сценариях RCP 4.0 и RCP 6.0 E_A увеличиваются вплоть до 2030-х и 2060-х гг. соответственно, а затем уменьшаются до 70-80% от современных значений E_A . При сценарии RCP 8.5 они увеличиваются на протяжении всего XXI века и достигают 888 ТгСН₄/год к концу столетия. Как следствие, при этих сценариях к 2100 г. содержание метана в атмосфере при сценариях RCP 2.6, RCP 4.5 и RCP 6.0 уменьшается соответственно до 1254 млрд⁻¹, 1576 млрд⁻¹ и 1649 млрд⁻¹ и увеличивается при сценарии RCP 8.5 до 3751 млрд⁻¹. Кумулятивные эмиссии СН₄ в XXI веке при сценарии RCP 2.6 (RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5) равны 2971 ТгСН₄/год (3084 ТгСН₄/год, 3262 ТгСН₄/год, 6413 ТгСН₄/год).

Атмосфера

Важнейшим стоком метана в атмосфере (почти 90% от полной интенсивности стока) является его разрушение при реакции с гидроксил-радикалом OH^\cdot с образованием углекислого газа [Cicerone, Oremland, 1988]:



Кроме того, метан разрушается при взаимодействии с хлором и окисляется молекулярным кислородом



Подобно интенсивности источников, интенсивность стоков метана из атмосферы заметно различается между BU- и TD-оценками (табл. 1). Это связано с соответствующим различием оценок химического разрушения CH_4 в атмосфере. В свою очередь, различие интенсивности источников и стоков метана в атмосфере между BU- и TD-оценками приводит к значительному различию оценок накопления этого газа в атмосфере. При этом если TD-оценки хорошо согласуются с данными наблюдений для этого накопления, то соответствующее среднее значение для BU-оценки отличается от наблюдаемого значения на порядок.

Метан слабо растворим в воде (типичное значение растворимости $2 \cdot 10^{-5}$ кг/кг на 2 порядка меньше типичной растворимости CO_2 в воде, равной $1.4 \cdot 10^{-3}$ кг/кг). Как следствие, водные объекты (в том числе океан) практически не поглощают CH_4 из атмосферы.

Концентрация метана в атмосфере q_{CH_4} за индустриальный период значительно выросла, от примерно 700 млрд⁻¹ до 1843 млрд⁻¹ в 2016 г. Это соответствует увеличению массы метана в атмосфере на 3 тыс. Тг (рис. 1).

Среднее время τ_{CH_4} нахождения метана в земной атмосфере (определяемое как отношение массы метана в атмосфере к интенсивности его разрушения) при использовании массы CH_4 в атмосфере согласно рис. 1 и интенсивности стоков по BU-оценкам из табл. 1 равно 6.3-8.4 г. При использовании TD-оценок для интенсивности стоков $\tau_{\text{CH}_4} = 8.8-9.7$ г. Затраты OH^\cdot на разрушение метана в атмосфере при одновременном участии гидроксил-радикала в других химических циклах атмосферы приводят к связи $\tau_{\text{CH}_4} \sim (q_{\text{CH}_4})^{0.238}$ [Osborn, Wigley, 1994]. В современных моделях химии атмосферы $\tau_{\text{CH}_4} = 8.6 \pm 1.2$ г. [Voulgarakis et al., 2013].

Указанное значение времени жизни приводит к тому, что метан в атмосфере может считаться хорошо перемешанным газом и его МРВВ может быть оценено по среднеглобальному значению, например, с использованием соотношений [Etminan et al., 2016]. Тем не менее, отмечается значительный межширотный перепад q_{CH_4} : среднее значение концентрации метана в Северном полушарии на 80-100 млрд⁻¹ больше, чем в Южном [Wahlen, 1993; Frankenberg et al., 2006].

Размах годового хода q_{CH_4} максимален в над сушей средних и субполярных широт Северного полушария, где он достигает 30-40 млрд⁻¹ [Wahlen, 1993]. В Южном полушарии он меньше (10-20 млрд⁻¹) и в средних широтах этого полушария почти не зависит от широты. При этом в обоих полушариях, несмотря на интенсификацию основных источников летом, q_{CH_4} достигает минимума именно летом и осенью из-за соответствующей интенсификации химического разрушения метана в атмосфере.

В конце 1990-х-начале 2000-х гг. рост содержания метана в атмосфере заметно замедлился с 10-15 млрд⁻¹/год до ≈ 5 млрд⁻¹/год [Climate Change, 2013]. Причины этого до сих пор

являются дискуссионными. Наиболее вероятной причиной, однако, является уменьшение антропогенных эмиссий метана в атмосферу в 1990-х гг. и ослабление выделения метана болотами и влажной почвой в 2000-х гг. [Bousquet et al., 2006]. Быстрый рост метана возобновился в 2007 г. [Climate Change, 2013].

Содержание метана в атмосфере было относительно стабильно на протяжении доиндустриального голоцена (с небольшим ростом из-за интенсификации выделения метана влажной почвой и болотами со временем). Однако значительные вариации содержания метана в атмосфере отмечались также в климатические эпохи прошлого. В частности, по данным ледовых кернов в период оледенений плейстоцена q_{CH_4} была примерно вдвое меньше (≈ 350 млрд⁻¹) соответствующего значения в доиндустриальный период [Wahlen, 1993]. При этом также уменьшался межширотный перепад q_{CH_4} - до 37 ± 10 млрд⁻¹ между Гренландией и Антарктидой в относительно тёплые периоды таких оледенений и 14 ± 4 млрд⁻¹ в максимумы оледенений [Dällenbach et al., 2000]. Последнее связывают с уменьшением интенсивности выделения метана в атмосферу влажной почвой и болотами при похолодании климата (см. ниже). По-видимому, ещё больших значений q_{CH_4} достигал в период климатического оптимума плиоцена-эоцена (≈ 55 млн. л.н.). Соответствующие значения известны плохо, однако модельные оценки приводят к величинам, на порядок превышающим современные - около 16 тыс. млрд⁻¹ [Renssen et al., 2004].

Другие резервуары земной системы.

Наряду с атмосферой, метан содержится и в других резервуарах земной системы. Его запас в виде природного оценивается величиной 511-1513 тыс. ТгCH₄ (рис. 1).

Кроме того, важным резервуаром метана являются газогидраты. Они формируются, когда из-за наличия определённых примесей (например, метана) структура кристаллической решётки льда меняется с кубической на гексагональную [Buffett, 2000]. Гидраты метана (ГМ) могут существовать в условиях либо высокого давления (как, правило ≥ 120 атм; это возможно, например в океанических регионах из-за веса воды), либо очень холодного климата (например, на суше в регионах распространения вечной мерзлоты с толщиной последней ≥ 250 м). Как следствие, газогидраты могут разрушаться с выделением CH₄ при потеплении климата или при уменьшении уровня океана. Для океанических ГМ выделившийся таким образом метан может быть перенесён в атмосферу циркуляцией океана, диффузией и (в особенности) пузырьковым переносом. Запас метана в океанических МГ известен плохо с интервалом неопределённости 2-8 млн. ТгCH₄ (рис. 1). Запас наземных МГ не превышает 530 тыс. ТгCH₄ [Climate Change, 2013; McGuire et al., 2009]. Особый интерес представляют реликтовые МГ шельфа, сформировавшиеся при его замерзании в ледниковые периоды (в том числе в период последнего оледенения с началом около 100 тыс. л. назад, максимальным развитием ледовых щитов ≈ 21 тыс. л. назад и возвращением к климату межледниковья примерно 8 тыс. л. назад). Эти реликтовые МГ могут быть особенно чувствительны к изменениям климата. Запас реликтовых МГ арктического шельфа оценивается величиной ≤ 65 тыс. ТгCH₄ [McGuire et al., 2009].

Связь характеристик метанового цикла с состоянием климата

Интенсивность ряда источников метана связана с состоянием климата. В частности, производство метана во влажной почве, в том числе в болотах, увеличивается (уменьшается) при увеличении (уменьшении) температуры. Она также увеличивается (уменьшается) при увеличении увлажнения климата. Последнее связано как с изменением уровня грунтовых вод в данной географической точке, так и с изменением площади S_w , на которой развиваются анаэробные условия.

В рамках проекта сравнения моделей эмиссий метана влажной почвой WETCHIMP [Melton et al., 2013; Wania et al., 2013] было отмечено, что даже на глобальном уровне подобные современные модели характеризуются заметными (для температурных изменений - вплоть до знака) различиями чувствительности к климатическим вариациям как для S_w , так и для соответствующих эмиссий метана в атмосферу E_w . При этом даже современные значения S_w и E_w заметно различались между моделями проекта WETCHIMP. Эти межмодельные различия, однако, в целом находятся внутри интервала неопределённости для данных наблюдений. Ещё большие межмодельные различия E_w , а также различия оценок этих эмиссий между различными эмпирическими массивами данных для этих эмиссий отмечаются на региональном уровне [Bohn et al., 2015]. Тем не менее, на глобальном уровне часто предполагается, что эмиссии метана болотами и влажной почвой быстро растут при потеплении [Gedney et al., 2004; Anisimov, 2007]. Это предположение согласуется (по крайней мере, качественно) со уменьшением E_w на 24%, полученным с моделью земной системы для периода похолодания последнего ледникового максимума, несмотря на соответствующее увеличение площади болот на 15% [Kaplan, 2002].

Выделение метана при таянии вечной мерзлоты по оценкам [Schneider von Deimling et al., 2012] в XXI веке даже при экстремальных значениях параметров модели не превышает 20% от соответствующих антропогенных эмиссий (а при наиболее вероятных значениях этих параметров $\leq 10\%$). Такая интенсификация эмиссий не может заметно усилить парниковый эффект (см. ниже).

Выявленные по корабельным наблюдениям на шельфе эмиссии метана из океана в атмосферу в ряде работ связываются с современным потеплением климата [Шахова и др., 2009; Shakhova et al., 2010; Сергиенко и др., 2012]. Однако большое время отклика этого резервуара на внешнее воздействие, которое в зависимости от региональных термофизических особенностей шельфа составляет ≥ 5 тыс. лет [Romanovskii et al., 2005], а в ряде случаев может достигать 15 тыс. лет [Malakhova, Eliseev, 2017], позволяет связать эти эмиссии с приспособлением термического состояния донных отложений шельфа к началу голоцена. В частности, длительные эмиссии метана из субаквальных метангидратов проявляются в численных экспериментах с моделями земной системы на протяжении столетий и тысячелетий даже после прекращения внешнего воздействия на систему [Harvey, Huang, 1995; Hunter et al., 2013].

Кроме того, температурная зависимость констант химических реакций метанового цикла способна изменить τ_{CH_4} . В [Voulgarakis et al., 2013] чувствительность времени жизни метана к изменению глобальной температуры на основе ансамбля моделей химических процессов в атмосфере оценена равной -0.33 ± 0.14 лет/К (-0.28 ± 0.10 лет/К при выборе моделей, наилучшим образом воспроизводящих современные характеристики метанового цикла).

ВЛИЯНИЕ МЕТАНОВОГО ЦИКЛА НА КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ

Парниковый эффект увеличения q_{CH_4} в индустриальный период оценивается величиной 0.48 ± 0.1 Вт/м². Влияние метана на химические процессы в атмосфере [O'Connor et al., 2010] приводит к увеличению оценке полного МРВВ CH_4 за индустриальный период до 0.97 ± 0.23 Вт/м². Учёт поглощения метаном солнечной радиации в атмосфере увеличивает МРВВ ещё на 0.13 Вт/м² [Etminan et al., 2016].

Подобно понятию обратной связи между климатом и углеродным циклом [Friedlingstein et al., 2003; Елисеев, 2017], можно ввести понятие обратной связи между климатом и метановым циклом. При этом с моделью земной системы (включающей в себя интерактивный метановый цикл) проводятся два численных эксперимента при одном и том же сценарии внешних эмиссий E_A . В одном из них (обозначаемом верхним индексом "(c)") используется полная модель со взаимодействующими между собой климатом и МЦ. Во втором (обозначаемом верхним

индексом "(u)" не учитывается взаимодействие между этими компонентами земной системы. В качестве параметра обратной связи между климатом и МЦ используется отношение

$$f_q = \Delta q_{CH_4}^{(c)} / \Delta q_{CH_4}^{(u)}.$$

Здесь и далее " Δ " обозначает изменение соответствующей переменной в период интегрирования модели. В случае $f_q > 1$ изменения климата интенсифицируют накопление CH_4 в атмосфере, и обратная связь между климатом и метановым циклом является положительной. В случае $f_q < 1$ такие изменения климата, наоборот, подавляют это накопление - обратная связь между климатом и МЦ является отрицательной. Можно также использовать подобный параметр обратной связи, но выраженной через изменения среднеглобальной приземной температуры T :

$$f_T = \Delta T^{(c)} / \Delta T^{(u)}.$$

Выражения для параметра обратной связи между климатом и метановым циклом могут быть расширены для представления большего числа процессов [Ringeval et al., 2011]. Если представить $f_Y = 1 + \delta f_Y$ ($Y = q, T$) то по оценкам [Gedney et al., 2004; Володин, 2008; Елисеев и др., 2008; Денисов и др., 2013] δf_q может достигать 20%. При этом в случае экстремальных сценариев антропогенного воздействия на земную систему (подобному RCP 8.5) интенсивность эмиссий от болот может удваиваться. Однако даже при таком значительном δf_q оказывается, что $\delta f_T \leq 5\%$. Последнее объясняется тем, что, во-первых, увеличение эмиссий метана от болот происходит на фоне ещё более значительного увеличения антропогенных эмиссий этого газа в атмосферу, во-вторых - доминированием МРВВ из-за CO_2 в указанных расчётах. Таким образом, обратная связь между климатом и метановым циклом оказывается важной для состава атмосферы, но незначимой для климатических задач.

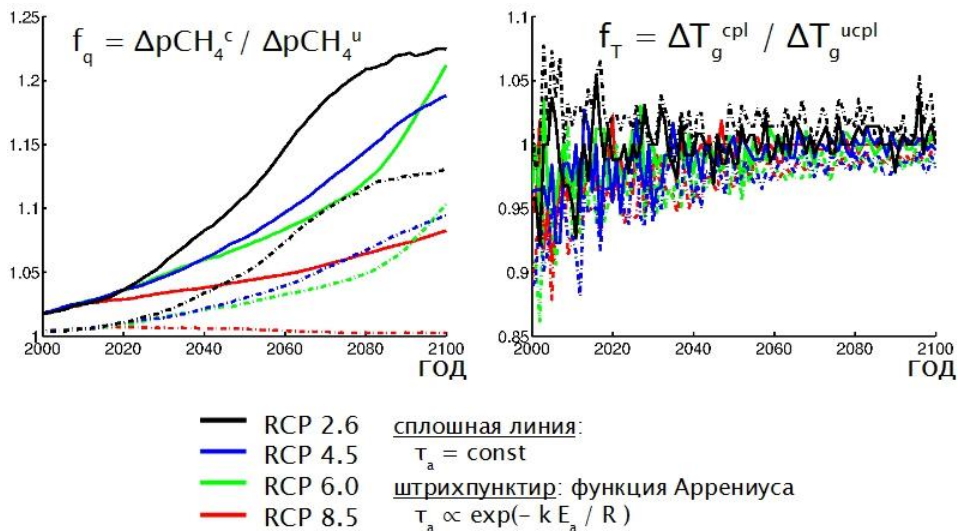


Рис. 2. Интенсивность обратной связи между климатом и метановым циклом в расчётах с КМ ИФА РАН при сценариях RCP антропогенного и естественного воздействия в терминах q_{CH_4} (слева) и приземной температуры (справа) [Денисов и др., 2015].

Подобный результат (но с меньшими δf_q и δf_T) получается также для обратной связи, возникающей при вовлечении в метановый цикл дополнительного углеродного субстрата при таянии вечной мерзлоты [Schneider von Deimling et al., 2012].

Тем не менее, МЦ потенциально может приводить к значительным изменениям климата. Так, выделение метана из субаквальных гидратов при их диссоциации могло быть причиной климатического оптимума плиоцена-эоцена 55 млн. л.н. с глобальной температурой на 5-8°C

выше современной [Dickens et al., 1995]. Согласно [Bains et al., 1999] это выделение происходило в виде трёх импульсов с длительностью в несколько сот лет каждый, разделённых промежутками длительностью порядка 10 тыс. лет. При каждом импульсе выделялось несколько сот тысяч тераграмм углерода, так что суммарные эмиссии составили порядка $1.5 \cdot 10^6$ ТгС. Дискуссии, однако, вызывает вопрос, является ли достаточной чувствительность запаса углерода в субаквальных метангидратах к изменениям климата для эмиссий, достаточных для формирования такой аномалии температуры [O'Connor et al., 2010].

ВЫВОДЫ

Метановый цикл играет существенную роль в динамике земной системы. Это связано с i) взаимодействием МЦ с другими биогеохимическими циклами, в том числе с циклом CO_2 ii) зависимостью характеристик МЦ от состояния климата, iii) влиянием метана в атмосфере на перенос радиации.

Важнейшим естественным источником метана служат болота и влажная почва, интенсивностью выделения CH_4 которых сильно зависит от состояния климата и быстро откликается на изменения последнего. Потенциально важным для климата резервуаром метана также являются метангидраты. Однако временной масштаб отклика метангидратов на изменения климата равен, по крайней мере, нескольким тысячам лет.

В индустриальный период содержание метана в атмосфере выросло почти в 3 раза, прежде всего из-за антропогенных эмиссий этого газа.

В последние годы активно разрабатываются схемы интерактивного метанового цикла для глобальных климатических моделей. Это нашло отражение, в частности, в международном проекте сравнения моделей эмиссий метана болотами и влажной почвой WETCHIMP. Существующие оценки интенсивности обратной связи указывают на её значимость для химических процессов в атмосфере, но позволяют сделать выводы о её слабости для задач изменения климата. Тем не менее, нельзя исключать роли МЦ в значительных климатических вариациях прошлого (например, в формировании климатического оптимума 55 млн. л.н.).

Литература

Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при антропогенных сценариях семейства RCP // Метеорология и гидрология. 2013. № 11. С. 30-41.

Елисеев А.В. Глобальный цикл CO_2 : основные процессы и взаимодействие с климатом // Фундаментальная и прикладная климатология [в печати].

Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н. Учет взаимодействия метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2008. Т. 44. № 2. С. 147-162.

Сергиенко В.И., Лобковский Л.И., Семилетов И.П., Дударев О.В., Дмитриевский Н.Н., Шахова Н.Е., Романовский Н.Н., Космач Д.А., Никольский Д.Н., Никифоров С.Л., Саломатин А.С., Ананьев Р.А., Росляков А.Г., Салюк А.Н., Карнаух В.В., Черных Д.Б., Тумской В.Е., Юсупов В.И., Куриленко А.В., Чувилин Е.М., Буханов Б.А. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина

«метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446. № 3. С. 330-335.

Шахова Н.Е., Юсупов В.А., Салюк А.Н., Космач Д.А., Семилетов И.П. Антропогенный фактор и эмиссия метана на Восточно-Сибирском шельфе // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 6. С. 398-401.

Anisimov O.A. Potential feedback of thawing permafrost to the global climate system through methane emission // *Env. Res. Lett.* 2007. V. 2. № 4. 045016.

Bains S., Corfield R.M., Norris R.D. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene // *Science*. 1999. V. 285. № 5428. P. 724-727.

Bohn T.J., Melton J.R., Ito A., Kleinen T., Spahni R., Stocker B.D., Zhang B., Zhu X., Schroeder R., Glagolev M.V., Maksyutov S., Brovkin V., Chen G., Denisov S.N., Eliseev A.V., Gallego-Sala A., McDonald K.C., Rawlins M.A., Riley W.J., Subin Z.M., Tian H., Zhuang Q., Kaplan J.O. WETCHIMP-WSL: intercomparison of wetland methane emissions models over West Siberia // *Biogeosciences*. 2015. V. 12. № 11. С. 3321-3349.

Buffett B.A. Clathrate hydrates // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2000. V. 28. P. 477-507.

Cicerone R.J., Oremland R.S. Biogeochemical aspects of atmospheric methane // *Glob. Biogeochem. cycles*. 1988. V. 2. № 4. P. 299-327.

Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Stocker T., Qin D., Plattner G.-K., et al. (eds.). Cambridge/New York: Cambridge University Press. 2013. 1535 p.

Dällenbach A., Blunier T., Fliickiger J., Stauffer B., Chappellaz J., Raynaud D. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene // *Geophys. Res. Lett.* 2000. V. 27. № 7. P. 1005-1008.

Dickens G.R., O'Neil J.R., Rea D.K., Owen R.M. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. № 6. P. 965-971

Etminan 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. № 24. P. 12614-12623.

Frankenberg C., Meirink J.F., Bergamaschi P., Goede A.P.H., Heimann M., Körner S., Platt U., van Weele M., Wagner T. Satellite cartography of atmospheric methane from SCIAMACHY on board ENVISAT: Analysis of the years 2003 and 2004 // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № D7. D07303.

Friedlingstein P., Dufresne J.-L., Cox P.M., Rayner P. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle // *Tellus B*. 2003. V. 55, № 2. P. 692-700.

Gedney N., Cox P.M., Huntingford C. Climate feedback from wetland methane emissions // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. № 20. L20503.

Harvey L.L., Huang Z.Z. Evaluation of the potential impact of methane clathrate destabilization on future global warming // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № D2. P. 2905-2926.

Hunter S.S., Goldobin D.D., Haywood A.A., Ridgwell A.A., Rees J.J. Sensitivity of the global submarine hydrate inventory to scenarios of future climate change // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 367. P. 105-115.

Kaplan J.O. Wetlands at the Last Glacial Maximum: Distribution and methane emissions // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 6. 1079.

Kirschke S., Bousquet P., Ciais P., Saunio M., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Bergamaschi P., Bergmann D., Blake D.R., Bruhwiler L., Cameron-Smith P., Castaldi S., Chevallier F., Feng L., Fraser A., Heimann M., Hodson E.L., Houweling S., Josse B., Fraser P.J., Krummel P.B., Lamarque J.-F., Langenfelds R.L., Le Quéré C., Naik V., O'Doherty S., Palmer P.I., Pison I., Plummer D., Poulter B., Prinn R.G., Rigby M., Ringeval B., Santini M., Schmidt M., Shindell D.T., Simpson I.J., Spahni R.,

Steele L.P., Strode S.A., Sudo K., Szopa S., van der Werf G.R., Voulgarakis A., van Weele M., Weiss R.F., Williams J.E., Zeng G. Three decades of global methane sources and sinks // *Nature Geosci.* 2013. V. 6. № 10. P. 813-823.

Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Glob. Planet. Change.* 2017. V. 157. P. 18-25.

McGuire A.D., Anderson L.G., Christensen T.R., Dallimore S., Guo L., Hayes D.J., Heimann M., Lorenson T.D., Macdonald R.W., Roulet N. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change // *Ecol. Monogr.* 2009. V. 79. № 4. P. 523-555.

Melton J.R., Wania R., Hodson E.L., Poulter B., Ringeval B., Spahni R., Bohn T., Avis C.A., Beerling D.J., Chen G., Eliseev A.V., Denisov S.N., Hopcroft P.O., Lettenmaier D.P., Riley W.J., Singarayer J.S., Subin Z.M., Tian H., Zürcher S., Brovkin V., van Bodegom P.M., Kleinen T., Yu Z.C., Kaplan J.O. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: conclusions from a model intercomparison project (WETCHIMP) // *Biogeosciences.* 2013. V. 10. № 2. P. 753-788.

O'Connor F.M., Boucher O., Gedney N., Jones C.D., Folberth G.A., Coppel R., Friedlingstein P., Collins W.J., Chappellaz J., Ridley J., Johnson C.E. Possible role of wetlands, permafrost, and methane hydrates in the methane cycle under future climate change: A review // *Rev. Geophys.* 2010. V. 48. № 4. RG4005

Osborn T.J., Wigley T.M.L. A simple model for estimating methane concentration and lifetime variations // *Clim. Dyn.* 1994. V. 9. № 4-5. P. 181-193.

Paudel R., Mahowald N.M., Hess P.G.M., Meng L., Riley W.J. Attribution of changes in global wetland methane emissions from pre-industrial to present using CLM4.5-BGC // *Env. Res. Lett.* 2016. V. 11. № 3. 034020.

Renssen H., Beets C.J., Fichet T., Goosse H., Kroon D. Modeling the climate response to a massive methane release from gas hydrates // *Paleoceanography.* 2004. V. 19. № 2. PA2010.

Ringeval B., Friedlingstein P., Koven C., Ciais P., de Noblet-Ducoudré N., Decharme B., Cadule P. Climate-CH₄ feedback from wetlands and its interaction with the climate-CO₂ feedback // *Biogeosciences.* 2011. V. 8. № 8. P. 2137-2157.

Romanovskii N.N., Hubberten H.W.H.W., Gavrillov A.A., Eliseeva A.A., Tipenko G.G. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Lett.* 2005. V. 25. № 2-3. P. 167-182.

Schneider von Deimling T., Meinshausen M., Levermann A., Huber V., Frieler K., Lawrence D.M., Brovkin V. Estimating the near-surface permafrost-carbon feedback on global warming // *Biogeosciences.* 2012. V. 9. № 2. P. 649-665.

Shakhova N.N., Semiletov I.I., Salyuk A.A., Yusupov V.V., Kosmach D.D., Gustafsson, Ö.Ö. Extensive methane venting to the atmosphere from sediments of the East Siberian Arctic Shelf // *Science.* 2010. V. 327. № 5970. P. 1246-1250.

Thornton B.F., Wik M., Crill P.M. Double-counting challenges the accuracy of high-latitude methane inventories // *Geophys. res. Lett.* 2016. V. 43. № 24. P. 12569-12577.

Voulgarakis A., Naik V., Lamarque J.-F., Shindell D.T., Young P.J., Prather M.J., Wild O., Field R.D., Bergmann D., Cameron-Smith P., Cionni I., Collins W.J., Dalsoren S.B., Doherty R.M., Eyring V., Faluvegi G., Folberth G.A., Horowitz L.W., Josse B., MacKenzie I.A., Nagashima T., Plummer D.A., Righi M., Rumbold S.T., Stevenson D.S., Strode S.A., Sudo K., Szopa S., Zeng G. Analysis of present day and future OH and methane lifetime in the ACCMIP simulations // *Atmos. Chem. Phys.* 2013. V. 13. № 5. P. 2563-2587.

Wahlen M. The global methane cycle // *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.* 1993. V. 21. P. 407-426.

Wania R., Melton J.R., Hodson E.L., Poulter B., Ringeval B., Spahni R., Bohn T., Avis C.A.,

Chen G., Eliseev A.V., Hopcroft P.O., Riley W.J., Subin Z.M., Tian H., Brovkin V., van Bodegom P.M., Kleinen T., Yu Z.C., Singarayer J.S., Zürcher S., Lettenmaier D.P., Beerling D.J., Denisov S.N., Prigent C., Papa F., Kaplan J.O. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: Methodology of a model intercomparison project (WETCHIMP) // Geosci. Model Devel. 2013. V. 6. № 3. P. 617-641.