

ГЛОБАЛЬНЫЙ ЦИКЛ МЕТАНА: ОБЗОР

А.В. Елисеев^{1),2),3)}

¹⁾ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, с.2; eliseev@ifaran.ru

²⁾ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 3

³⁾ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Россия, 420097, Казань, ул. Товарнищеская, 5

Реферат. Роль метанового цикла (МЦ) в динамике Земной системы связана со i) взаимодействием МЦ с другими биогеохимическими циклами, в том числе с циклом CO₂; ii) зависимостью характеристик МЦ от состояния климата; iii) влиянием атмосферного метана на перенос радиации в атмосфере и химические процессы в ней. Важнейшим естественным источником метана служат болота и влажная почва, интенсивность выделения CH₄ 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. За индустриальный период (условно – с 1750 г.) содержание метана в атмосфере выросло почти в 3 раза, прежде всего из-за антропогенных эмиссий этого газа. В последние десятилетия 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). Кроме того, было введено понятие обратной связи между климатом и МЦ. Существующие оценки интенсивности этой обратной связи указывают на её значимость для химических процессов в атмосфере, но позволяют сделать выводы о её слабости для задач оценки современных изменений климата. Тем не менее, нельзя исключать роли метанового цикла в значительных климатических вариациях в геологическом прошлом, например, в формировании климатического оптимума 55 млн. д.н.э.

Ключевые слова. Метан, метановый цикл, взаимодействие с климатом, климатические модели.

GLOBAL METHANE CYCLE: A REVIEW

A. V. Eliseev^{1),2),3)}

¹⁾ Lomonosov Moscow State University, 1, bld.2, Leninskie Gory, 119991, Moscow, Russia; eliseev@ifaran.ru

²⁾ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, 3, Pyzhevsky, 119017, Moscow, Russia

³⁾ Kazan Federal University, 5, Tovarishcheskaya, 420097, Kazan, Russia

Abstract. A role of the methane cycle (MC) in the Earth system dynamics is acknowledged due to i) interaction of MC with other biogeochemical cycles

including the carbon cycle; ii) dependence of MC characteristics on the climate state, iii) influence of the atmospheric methane on the radiative transfer and chemical processes in the atmosphere. Wetlands constitute the most important natural source of methane. Their release of CH_4 strongly depends on climate and rapidly responds to climate changes. Another potentially important methane pool is methane clathrates. However, the time scale of their response to climate changes is at least of several millennia. During industrial period (conventionally, from 1750), the atmospheric CH_4 content increased almost three-fold, mostly due to anthropogenic emissions of methane. In the recent decades, the interactive MC modules intended for the global climate models were intensively developed. This is reflected, in particular, in the international project on the intercomparison of models of methane release from wetlands (WETCHIMP). In addition, a concept of the feedback between climate and MC emerged. Existing estimates of the feedback show that it is important for the atmospheric chemistry, but much less significant in the assessment of present day climate. Nevertheless, the role of MC in substantial climate variations in geological past of the Earth, e.g., during the climatic optimum 55 mln yr before present, might be important.

Keywords. Methane, methane cycle, interaction with climate, climate models.

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.

Согласно Пятому оценочному отчёту Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) (Climate Change, 2013, гл. 8) прямое мгновенное радиационное возмущающее воздействие (МРВВ) метана для 1750-2011 гг. составило $0.48 \pm 0.05 \text{ Вт/м}^2$. Однако влияние метана на химические процессы в атмосфере (O'Connor et al., 2010) приводит к оценке полного МРВВ CH_4 за указанный период, равной $0.97 \pm 0.23 \text{ Вт/м}^2$.

Целью данного обзора является обобщение сведений, касающихся цикла метана в земной системе (рис. 1) и взаимодействия климата и метанового цикла.

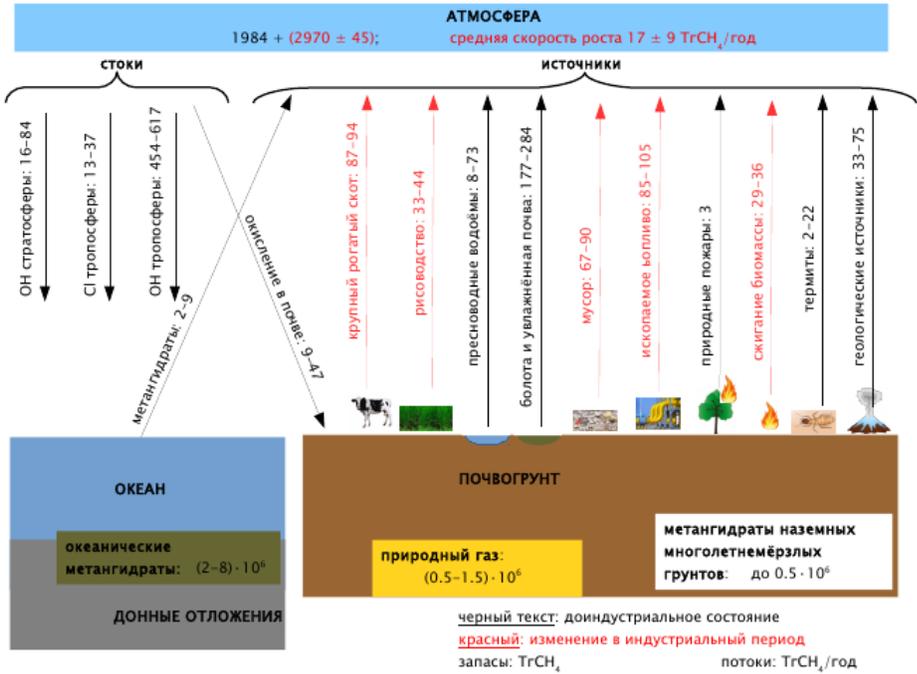


Рисунок 1. Глобальный метановый цикл по данным (Climate Change, 2013; Ruppel, Kessler, 2017)

Общие сведения о глобальном метановом цикле

Источники выделения метана в атмосферу

Известны два механизма образования метана в естественных условиях. Первый из них обусловлен жизнедеятельностью архей, обитающих 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 показателю изотопного состава $\delta^{13}\text{C}$ (в ряде случаев – $\delta^2\text{H} \equiv \delta\text{D}$) его молекул. Для термогенного метана характерно $\delta^{13}\text{C} = -(25-55)\%$ и $\delta\text{D} < -200\%$, для биогенного $\delta^{13}\text{C} = -(60-110)\%$ и $\delta\text{D} > -275\%$ относительно PDB-стандарта (Pee Dee Belemnite) (Wahlen, 1993). Особенности фракционирования изотопов при горении биомассы позволяют также выделить образующийся при этом горении метан, для которого $\delta^{13}\text{C} = -(15-25)\%$.

В настоящее время используются два подхода к оценке интенсивности E источников метана в атмосферу и стоков этого газа из атмосферы (Kirschke et al., 2013). Первый подход (так называемый "bottom-up approach"; BU) связан с проведением прямых натуральных приземных измерений и обобщением

их результатов на большой пространственный масштаб (вплоть до глобального). Достоинством этого подхода является использование данных непосредственных измерений. Однако недостаточное покрытие земной 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 переноса и химических процессов в атмосфере, метеорологические условия в которых задаются по данным высокого пространственного и временного разрешения (чаще всего – по данным реанализа). Параметры 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-оценками (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. В свою очередь, основной вклад в интенсивность естественных источников метана в атмосферу обусловлен эмиссиями от болот и влажной почвы. Если не учитывать влияние климатических изменений на интенсивность последних эмиссий, то интенсивность этого источника должна была уменьшиться за последние несколько столетий в связи с мелиорацией болот – сокращение площади болот за индустриальный период оценивается величиной, равной 1/3 от площади болот в доиндустриальный период (Paudel et al., 2016). Суммарная интенсивность других естественных источников эмиссий метана в атмосферу также заметно различается между BU- и TD-оценками. Близкие к приведённым в табл. 1, но несколько отличающиеся оценки приведены также в Пятом оценочном отчёте МГЭИК (Climate Change, 2013). 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).

Следует также отметить, что неопределённость естественных источников метана (и для BU-, и для TD-оценок) частично связана с недостаточными знаниями о распространении экосистем того или иного типа.

В частности, согласно (Melton et al., 2013), площадь распространения болот и насыщенной влагой почвы по разным данным различается в 2 раза (от 6.2 млн. км² до 12.6 млн. км²). Трёхкратное различие площади искусственных водоёмов между разными массивами данных отмечено в (Deemer et al., 2016).

Современная интенсивность антропогенных источников метана E_A хорошо согласуется между ВU- и TD-оценками со средним значением 330-335 ТгСН₄/год и интервалом неопределённости от 273 до 409 ТгСН₄/год. Более половины этих эмиссий обусловлено сельскохозяйственной деятельностью (рисоводством и ферментацией мусора). Вторым по значимости антропогенным источником является использование ископаемого топлива (природного газа).

В последние десятилетия активно развивается спутниковое зондирование содержания метана (а также других парниковых газов) в атмосфере. К числу соответствующих массивов данных относятся результаты расчёта концентрации метана по данным измерений приборами SCIAMACHY (спутник ENVISAT, 2002-2012 гг.; Frankenberg et al., 2006), TANSO-FTS (спутник GOSAT, с 2006 г.; Parker et al., 2011) и IASI (спутник MetOp-A, с 2009 г., Crevoisier et al., 2013). Этот подход позволяет получить глобальное (с учётом траекторий полётов спутников) покрытие данными для содержания метана в атмосфере. Однако при этом возникает необходимость использования численной модели радиационного переноса в атмосфере и метеорологических данных для задания состояния атмосферы с целью вычисления вклада метана в измеренные радиационные потоки, а также привлекать прямые измерения содержания СН₄ в атмосфере для калибровки спутниковых данных (Cressot et al., 2014).

Сценарии антропогенного воздействия семейства RCP (Representative Concentration Pathways) (Climate Change, 2013) характеризуются широким спектром изменения антропогенных эмиссий метана в атмосферу E_A в XXI веке (рис. 2). 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, по оценкам (Climate Change, 2013), 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).

Концентрация метана в атмосфере $q_{СН_4}$ 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).

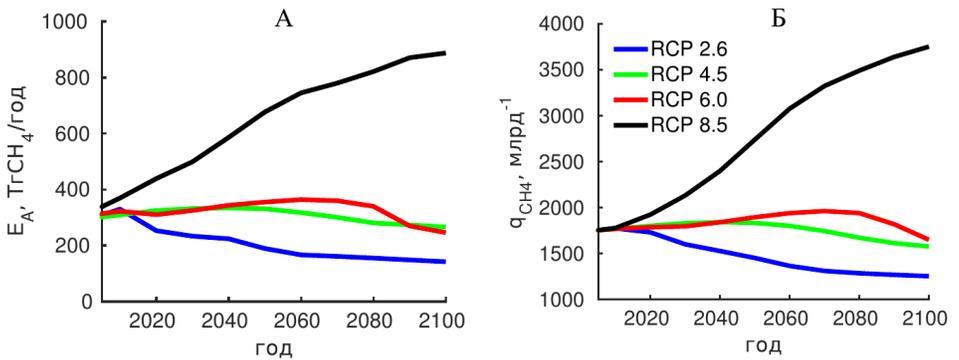


Рисунок 2. Антропогенные эмиссии метана в атмосферу в XXI веке при сценариях семейства RCP (а) и соответствующее изменение концентрации метана в атмосфере (б)

Таблица 1. Оценки источников и стоков атмосферного метана для 2000-2009 гг., TgCH₄/год по данным (Kirschke et al., 2013) и (Saunois et al., 2016), которые обозначены соответственно как K2013 и S2016

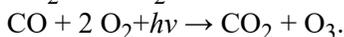
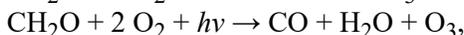
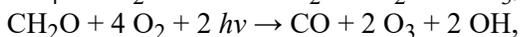
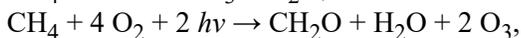
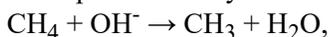
	BU-оценки		TD-оценки	
	K2013	S2016	K2013	K2013
Источники:	678 (542-852)	719 (583-861)	548 (526-569)	552 (535-566)
естественные:	347 (238-484)	382 (255-519)	218 (179-273)	234 (194-292)
болота и влажная почва	217 (177-284)	183 (151-222)	175 (142-208)	166 (125-204)
другие естественные источники:	130 (61-200)	-	43 (37-65)	68 (21-130)
пресноводные водоёмы	40 (8-73)	-	-	-
дикие животные	15 (15-15)	-	-	-
природные пожары	3 (1-5)	-	-	-
термиты	11 (2-22)	-	-	-
геологические источники (в том числе в океане)	54 (33-75)	-	-	-
метангидраты	6 (2-9)	-	-	-
таяние вечной мерзлоты суши	≤ 1	-	-	-
антропогенные:	331 (304-368)	338 (329-342)	335 (273-409)	319 (255-357)
сельское хозяйство	200 (187-224)	190 (174-201)	209 (180-241)	183 (112-241)
ископаемое топливо	96 (85-105)	112 (107-126)	96 (77-123)	101 (77-126)
сжигание биомассы (включая биотопливо)	35 (32-39)	30 (26-34)	30 (24-45)	35 (16-53)

	BU-оценки		TD-оценки	
	K2013	S2016	K2013	K2013
Стоки:	632 (592-785)	-	540 (514-560)	546
химическое разрушение:	604 (483-738)	-	518 (510-538)	514
ОН ⁻ в тропосфере	528 (454-617)	-	-	-
ОН ⁻ в стратосфере	51 (16-84)	-	-	-
Cl в тропосфере	25 (13-37)	-	-	-
окисление в почве	28 (9-47)	-	32 (26-42)	32 (27-38)
Разность интенсивности источников и стоков	46	-	8 ((-4)-(+19))	6 (5-7)
Накопление в атмосфере	6 (не зависит от типа оценки)			

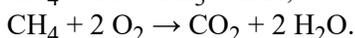
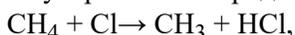
Примечание. Указаны средние значения и интервал неопределённости (в скобках).
Прочерк – отсутствие данных.

Преобразования метана в атмосфере

Важнейшим стоком метана в атмосфере (почти 90% от полной интенсивности стока) является его разрушение при реакции с гидроксил-радикалом ОН⁻ 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 CH₄ 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 – при нормальных условиях его растворимость равна $2 \cdot 10^{-5}$ кг(CH₄)/кг(H₂O) (Wiesenburg, Guinasso, 1979) и на 2 порядка меньше соответствующего значения для CO₂, равного $1.4 \cdot 10^{-3}$ кг/кг. Как следствие, водные объекты (в том числе океан) практически не поглощают CH₄ из атмосферы.

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 ВУ-оценкам из табл. 1 равно 6.3-8.4 года. При использовании ТД-оценок для интенсивности стоков $\tau_{CH_4} = 8.8-9.7$ года. Затраты OH^- на разрушение метана в атмосфере при одновременном участии гидроксил-радикала в других химических циклах атмосферы приводят к связи $\tau_{CH_4} \sim (q_{CH_4})^{0.238}$ (Osborn, Wigley, 1994). Рассчитанное с использованием современных моделей химии атмосферы значение $\tau_{CH_4} = 8.6 \pm 1.2$ года (Voulgarakis et al., 2013).

Указанное значение времени жизни приводит к тому, что метан в атмосфере может считаться хорошо перемешанным газом, по крайней мере, в тропосфере. Согласно (Warneck, 2000; Суркова, 2002) характерное время вертикального переноса примеси в тропосфере составляет порядка месяца. Как следствие, МРВВ метана может быть оценено по среднеглобальному значению, например, с использованием соотношений, приведённых в (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 метана летом, q_{CH_4} достигает минимума именно летом и осенью из-за соответствующей интенсификации химического разрушения метана в атмосфере (см. следующий раздел).

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, гл. 6). 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, гл. 6).

Содержание метана в атмосфере было относительно стабильно на протяжении голоцена до начала индустриального периода (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 (прежде всего – в

тропиках) 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 очень плохо, однако модельные оценки приводят к величинам, на порядок превышающим современные – около 16 тыс. млрд⁻¹ (Renssen et al., 2004).

Другие резервуары метана в Земной системе

Наряду с атмосферой, метан содержится и в других резервуарах земной системы. Его запас в виде природного газа оценивается величиной $511-1513$ тыс. TгCH₄ (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 океане 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. Интенсивность пузырькового переноса сильно зависит от глубины океанического дна и от начального радиуса пузырьков. Например, при глубине дна от 50 до 100 м и начальном радиусе пузырьков от 14 до 20 мм около половины выделившегося в океаническую воду метана может достичь атмосферы (McGinnis et al., 2006).

Запас метана в океанических МГ известен недостаточно хорошо с интервалом неопределённости $2-8$ млн. TгCH₄ (рис. 1). Запас наземных МГ не превышает 530 тыс. TгCH₄ (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 до 65 тыс. TгCH₄ (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. Оно также увеличивается (уменьшается) при увеличении увлажнённости климата. Последнее связано как с изменением уровня грунтовых вод в данной географической точке, так и с изменением площади S_{H_2O} , на которой развиваются анаэроб-

ные условия. Следует отметить, однако, что количественные оценки чувствительности выделения метана влажной почвой и болотами заметно различаются между данными различных измерений. В частности, параметр Q_{10} , характеризующий кратность увеличения интенсивности такого выделения при увеличении температуры на 10°C , в зависимости от экспериментальных данных изменяется от 1.5 (Khalil et al., 1998) до 7 (Worthy et al., 2000).

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) с 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).

Потепление климата, ожидаемое в XXI веке при дальнейшем увеличении антропогенной нагрузки на систему, может привести к дальнейшему увеличению эмиссий метана влажной почвы и болотами. В случае наиболее агрессивного сценария нарастания этой нагрузки (типа сценария RCP 8.5 или подобного ему сценария предыдущего поколения SRES (Special Report on Emission Scenarios) A2) возможно двукратное увеличение E_W (Gedney et al., 2004; Елисеев и др., 2008; Володин, 2008; Stocker et al., 2013).

Выделение метана при таянии вечной мерзлоты по оценкам (Schneider von Deimling et al., 2012) в XXI веке даже при значениях параметров модели, приводящих к наиболее сильному отклику, 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 голо-

цена. В частности, такое большое время отклика на изменение климата проявляется в том, что 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 работе (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 от 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 оценки полного МРВВ CH₄ 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).

В качестве простейшей характеристики влияния МРВВ метана на климат используют потенциал глобального потепления (в англоязычной литературе – global warming potential – GWP). Для любой радиационно-активной примеси X , создающей МРВВ F_X , абсолютный потенциал глобального потепления для момента времени t определяется согласно

$$AGWP_X(t) = \int_0^t F_X(\tau) d\tau, \quad (1)$$

а сам потенциал глобального потепления определяется в виде отношения $AGWP_X(t)$ и соответствующего значения для углекислого газа CO₂:

$$GWP_X(t) = AGWP_X(t) / AGWP_{CO_2}(t), \quad (2)$$

Согласно (Climate Change, 2013, табл. 8.7) при $t = 20$ лет GWP_{CH_4} равен 84, а при $t = 100$ лет уменьшается до 28.

Следует, однако, отметить, что определённый таким образом потенциал глобального потепления характеризуется рядом недостатков. Во-первых, быстрое изменение $AGWP_{CO_2}(t)$ в XX веке приводит к тому, что временной ход GWP_{CH_4} определяется не столько временным ходом F_{CH_4} , сколько соответствующим изменением $AGWP_{CO_2}$. Во-вторых, уже из решения линеаризованной энергобалансовой модели следует, что вклад радиационно-активной примеси атмосферы X в изменение глобально осреднённой приземной температуры равен

$$\Delta T_x(t) = C^{-1} \int_0^t F_x(\tau) \exp[-\lambda(\tau - t)/C] d\tau,$$

где C – теплоёмкость земной системы на единицу площади, λ – параметр климатической чувствительности. Как следствие, $\Delta T_x(t)$ определяется, в основном, МРВВ в интервале $t - 2\lambda / C < \tau < t$, тогда как в определении потенциала глобального потепления это не учитывается. В связи с последним в (Climate Change, 2013, раздел 8.7), наряду с потенциалом глобального потепления введено понятие потенциала изменения глобальной температуры (global temperature change Potential, GTP). Абсолютный потенциал изменения глобальной температуры $AGTP_x$ вычисляется подобно (1) (Climate Change, 2013, раздел. 8.SM.11). При использовании эмиссий $E_x(1)$ заменяется на

$$\Delta T_x(t) = \int_0^t E_x(\tau) AGTP_x(s - \tau) d\tau.$$

Сам потенциал изменения глобальной температуры определяется как

$$GTP_x(t) = AGTP_x(t) / AGTP_{CO_2}(t) = \Delta T_x(t) / \Delta T_{CO_2}(t).$$

По оценкам (Climate Change, 2013) потенциал изменения глобальной температуры для метана при $t = 20$ лет равен 67, а при $t = 100$ лет он равен 4.

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 :

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

эмиссии составили порядка $1.5 \cdot 10^6$ ТгС. В дискуссии, однако, возникает 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 атмосферного метана на перенос радиации в атмосфере и химические процессы в ней.

Важнейшим естественным источником метана служат болота и влажная почва, интенсивность 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 десятилетия 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.

Потенциальная роль МЦ в климатических изменениях и в задачах химии атмосферы нашла отражение в понятии обратной связи между климатом и метановым циклом. Существующие оценки интенсивности этой 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.).

Благодарности

Автор выражает благодарность В.М. Степаненко за полезные обсуждения. Обзор был подготовлен при поддержке Российского научного фонда (грант 14-47-00049).

Список литературы

Володин Е.М., 2008. Цикл метана в модели климата ИВМ РАН - Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 44, № 2, с. 163-170

Денисов С.Н., Елисеев А.В., Мохов И.И. 2015. Изменения климата в глобальной модели ИФА РАН с учетом взаимодействия с метановым циклом при

антропогенных сценариях семейства RCP. – Метеорология и гидрология, № 11, с. 30-41.

Елисеев А.В. 2017. Глобальный цикл CO₂: основные процессы и взаимодействия с климатом. – Фундаментальная и прикладная климатология, № 4, с. 5-27.

Елисеев А.В., Мохов И.И., Аржанов М.М., Демченко П.Ф., Денисов С.Н. 2008. Учет взаимодействия метанового цикла и процессов в болотных экосистемах в климатической модели промежуточной сложности. – Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 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., Чувиллин Е.М., Буханов Б.А. 2012. Деградация подводной мерзлоты и разрушение гидратов шельфа морей восточной Арктики как возможная причина «метановой катастрофы»: некоторые результаты комплексных исследований 2011 года. – Доклады Академии наук, т. 446, № 3, с. 330-335.

Суркова Г.В. 2002. Химия атмосферы. – М., Издательство Московского университета, 210 с.

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

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

Bains S., Corfield R.M., Norris R.D. 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. – *Science*, vol. 285, No 5428, pp. 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. 2015. WETCHIMP-WSL: intercomparison of wetland methane emissions models over West Siberia. – *Biogeosciences*, vol. 12, No 11, pp. 3321-3349.

Bousquet P., Ciais P., Miller J.B., Dlugokencky E.J., Hauglustaine D.A., Prigent C., Van der Werf G.R., Peylin P., Brunke E.-G., Carouge C., Langenfelds R.L., Lathiere J., Papa F., Ramonet M., Schmidt M., Steele L.P., Tyler S.C., White J., 2006. Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability - *Nature*, vol. 443, No 7110, pp. 439-443

Buffett B.A. 2000. Clathrate hydrates. – *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, vol. 28, pp. 477-507.

Cicerone R.J., Oremland R.S. 1988. Biogeochemical aspects of atmospheric methane. – *Glob. Biogeochem. Cycles*, vol. 2, No 4, pp. 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, 1535 p.

Cressot C., Chevallier F., Bousquet P., Crevoisier C., Dlugokencky E.J., Fortems-Cheiney A., Frankenberg C., Parker R., Pison I., Scheepmaker R.A., Montzka S.A., Krummel P.B., Steele L.P., Langenfelds R.L. 2014. On the consistency between global and regional methane emissions inferred from SCIAMACHY, TANSO-FTS, IASI and surface measurements. – *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 14, No 2, pp. 577-592.

Crevoisier C., Nobileau D., Armante R., Crépeau L., Machida T., Sawa Y., Matsueda H., Schuck T., Thonat T., Permin J., Scott N.A., Chédin A. 2013. The 2007-2011 evolution of tropical methane in the mid-troposphere as seen from space by MetOp-A/IASI. – *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 13, No 8, pp. 4279-4289.

Dällenbach A., Blunierl T., Fliückiger J., Stauffer B., Chappellaz J., Raynaud D. 2000. Changes in the atmospheric CH₄ gradient between Greenland and Antarctica during the Last Glacial and the transition to the Holocene. – *Geophys. Res. Lett.*, vol. 27, No 7, pp. 1005-1008.

Deemer B.R., Harrison J.A., Li S., Beaulieu J.J., DelSontro T., Barros N., Bezerra-Neto J.F., Powers S.M., dos Santos M.A., Vonk J.A. 2016. Greenhouse gas emissions from reservoir water surfaces: A new global synthesis. – *BioScience*, vol. 66, No 11, pp. 949-964.

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

Etminan M., Myhre G., Highwood E.J., Shine K.P. 2016. Radiative forcing of carbon dioxide, methane, and nitrous oxide: A significant revision of the methane radiative forcing. – *Geophys. Res. Lett.*, vol. 43, No 24, pp. 12614-12623.

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

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

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

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

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

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

Khalil M., Rasmussen R., Shearer M., Dalluge R., Ren L., Duan C.-L. 1998. Factors affecting methane emissions from rice fields. – *J. Geophys. Res.*, vol. 103, No D19, pp. 25219-25231.

Kirschke S., Bousquet P., Ciais P., Saunois 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 Quére 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. 2013. Three decades of global methane sources and sinks. – *Nature Geosci.*, vol. 6, No 10, pp. 813-823.

Malakhova V.V., Eliseev A.V. 2017. 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*, vol. 157, pp. 18-25.

McGinnis D.F., Greinert J., Artemov Y., Beaubien S.E., Wuest A. 2006. Fate of rising methane bubbles in stratified waters: How much methane reaches the atmosphere? – *J. Geophys. Res.*, vol. 111, No C9. C09007.

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. 2009. Sensitivity of the carbon cycle in the Arctic to climate change. – *Ecol. Monogr.*, vol. 79, No 4, pp. 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. 2013. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: conclusions from a model intercomparison project (WETCHIMP). – *Biogeosciences*, vol. 10, No 2, pp. 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. 2010. Possible role of wetlands, permafrost, and methane hydrates in the methane cycle under future climate change: A review. – *Rev. Geophys.*, vol. 48, No 4. RG4005

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

Parker R., Boesch H., Cogan A., Fraser A., Feng L., Palmer P.I., Messerschmidt J., Deutscher N., Griffith D.W.T., Notholt J., Wennberg P.O., Wunch D. 2011. Methane observations from the Greenhouse Gases Observing SATellite:

Comparison to groundbased TCCON data and model calculations. – *Geophys. Res. Lett.*, vol. 38, No 15. L15807.

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

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

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

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

Ruppel C.D., Kessler J.D. 2017. The interaction of climate change and methane hydrates. – *Rev. Geophys.*, vol. 55, No 1, pp. 126-168.

Saunoy M., Bousquet P., Poulter B., Peregon A., Ciais P., Canadell J.G., Dlugokencky E.J., Etiope G., Bastviken D., Houweling S., Janssens-Maenhout G., Tubiello F.N., Castaldi S., Jackson R.B., Alexe M., Arora V.K., Beerling D.J., Bergamaschi P., Blake D.R., Brailsford G., Brovkin V., Bruhwiler L., Crevoisier C., Crill P., Covey K., Curry C., Frankenberg C., Gedney N., Höglund-Isaksson L., Ishizawa M., Ito A., Joos F., Kim H.-S., Kleinen T., Krummel P., Lamarque J.-F., Langenfelds R., Locatelli R., Machida T., Maksyutov S., McDonald K.C., Marshall J., Melton J.R., Morino I., Naik V., O'Doherty S., Parmentier F.-J.W., Patra P.K., Peng C., Peng S., Peters G.P., Pison I., Prigent C., Prinn R., Ramonet M., Riley W.J., Saito M., Santini M., Schroeder R., Simpson I.J., Spahni R., Steele P., Takizawa A., Thornton B.F., Tian H., Tohjima Y., Viovy N., Voulgarakis A., van Weele M., van der Werf G.R., Weiss R., Wiedinmyer C., Wilton D.J., Wiltshire A., Worthy D., Wunch D., Xu X., Yoshida Y., Zhang B., Zhang Z., Zhu Q. 2016. The global methane budget 2000-2012. – *Earth Syst. Sci. Data*, vol. 8, No 2, pp. 697-751.

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

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

Stocker B.D., Roth R., Joos F., Spahni R., Steinacher M., Zaehle S., Bouwman L., Xu-Ri, Prentice I.C. 2017. Multiple greenhouse-gas feedbacks from the land

biosphere under future climate change scenarios. – *Nature Climate Change*, vol. 3, No 7, pp. 666-672.

Thornton B.F., Wik M., Crill P.M. 2016. Double-counting challenges the accuracy of high-latitude methane inventories. – *Geophys. Res. Lett.*, vol. 43, No 24, pp. 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., Dalsøren 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. 2013. Analysis of present day and future OH and methane lifetime in the ACCMIP simulations. – *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 13, No 5, pp. 2563-2587.

Wahlen M. 1993. The global methane cycle. – *Ann. Rev. Earth. Planet. Sci.*, vol. 21, pp. 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. 2013. Present state of global wetland extent and wetland methane modelling: Methodology of a model intercomparison project (WETCHIMP). – *Geosci. Model Devel.*, vol. 6, No 3, pp. 617-641.

Warneck P. 2000. *Chemistry of the natural atmosphere*. – San Diego, Academic Publ., 972 p.

Wiesenburg D.A., Guinasso N.L. 1979. Equilibrium solubilities of methane, carbon monoxide, and hydrogen in water and sea water. – *J. Chem. Eng. Data*, vol. 24, No 4, pp. 356-360.

Worthy D.E.J., Levin I., Hopper F., Ernst M.K., Trivett N.B.A. 2000. Evidence for a link between climate and northern wetland methane emissions. – *J. Geophys. Res.*, vol. 105, No D3, pp. 4031-4038.

Статья поступила в редакцию: 29.12.2017 г.

После переработки: 19.01.2018 г