

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.510.41:546.26:551.583

Термодинамическая модель эмиссии парниковых газов в атмосфере и изменение климата

В.А. Скворцов¹, К.В. Чудненко^{2*}

¹Иркутский государственный университет
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1

²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН
664033, г. Иркутск, ул. Фаворского, 1а

Поступила в редакцию 13.01.2014 г.

Проведено термодинамическое моделирование эмиссии углерода, метана, закиси азота, хлорфторуглеродов в приповерхностном слое атмосферы до высоты 500 м при средней температуре поверхности Земли 15 °С и в нижних слоях тропосферы на высоте до 2 км при температуре 3 °С и соответствующих давлениях 1013,25 и 790 гПа. Установлено, что при увеличении концентрации CO₂ в приземной атмосфере в 2 раза температура на планете к 2100 г. может возрасти до 18,15 °С, с учетом дополнительного вклада CH₄ – до 19,42 °С, с учетом N₂O – до 20,08 °С, а с учетом всех газов, вместе взятых, включая хлорфторуглероды и водяной пар, – до 22,68 °С; в нижней тропосфере при увеличении CO₂ температура поднимется до 4,63 °С, с дополнительным вкладом CH₄ до 5,83 °С, с учетом N₂O – до 6,50 °С, а с учетом всех газов, включая хлорфторуглероды и водяной пар, – до 7,91 °С.

Ключевые слова: термодинамическая модель, эмиссия, парниковые газы, атмосфера, температура, факторы, климат; thermodynamic model, emission, greenhouse gases, atmosphere, temperature, factors, climate.

Введение

В последнее время в отдельных частях планеты активизировались различные геологические процессы и пришло время задуматься об их последствиях. К чему это может привести и какие климатические изменения последуют: глобальное потепление или похолодание? Основные причины потепления обусловлены проявлением природных и антропогенных факторов.

М.И. Будыко в 1973 г. [1], подводя итог предыдущим исследованиям, писал, что изменение концентраций атмосферной углекислоты наряду с водяным паром может приводить к колебаниям климата и возможным оледенениям. На основе математических расчетов установлено, что для безледного режима концентрация углекислого газа в атмосфере должна составлять 0,042%, а для полного оледенения 0,015%.

В четвертичный период, когда неоднократно изменялось положение земной поверхности относительно Солнца, происходила вариация орбиты Земли [2]. Она изменяла инсоляцию, что оказывало непосредственное влияние на климат. Исследования радиационного режима показали, что колебания углекислоты в то время были достаточны для развития оледенения.

Основными источниками выбросов углекислоты и других парниковых газов являются вулканические извержения и землетрясения. Активная деятельность вулканов суши, подводных и островных дуг проявляется на 70% площади планеты (рис. 1) [3]. Причем деятельность подводных вулканов более активна, чем надводных. А газовые образования естественного происхождения компонентов атмосферного воздуха пока намного превосходят техногенные (табл. 1) [4].

Оценка концентраций углекислоты в атмосфере в различные геологические периоды дана в работах [5–7], а по годам в специальных материалах Межправительственной группы экспертов по изменению климата [8, 9]. В этих материалах приведены 4 базовых и 36 дополнительных прогностических сценариев эмиссии парниковых газов в атмосфере на период до 2100 г. В сценариях отмечается, что основными определяющими факторами выбросов являются демографические, технологические и экономические события. Для климатических прогнозов сегодня в основном используются математические модели, которые учитывают состав, динамику атмосферы и океана, перенос длинноволновой и коротковолновой радиации, а также разнообразные обратные связи в климатических системах [9]. В результате получается широкий интервал изменения температуры.

Нельзя забывать и о том, что определенное количество углекислоты поступает в атмосферу

* Валерий Александрович Скворцов (dekanat@geogr.isu.ru); Константин Вадимович Чудненко (chud@igc.irk.ru).

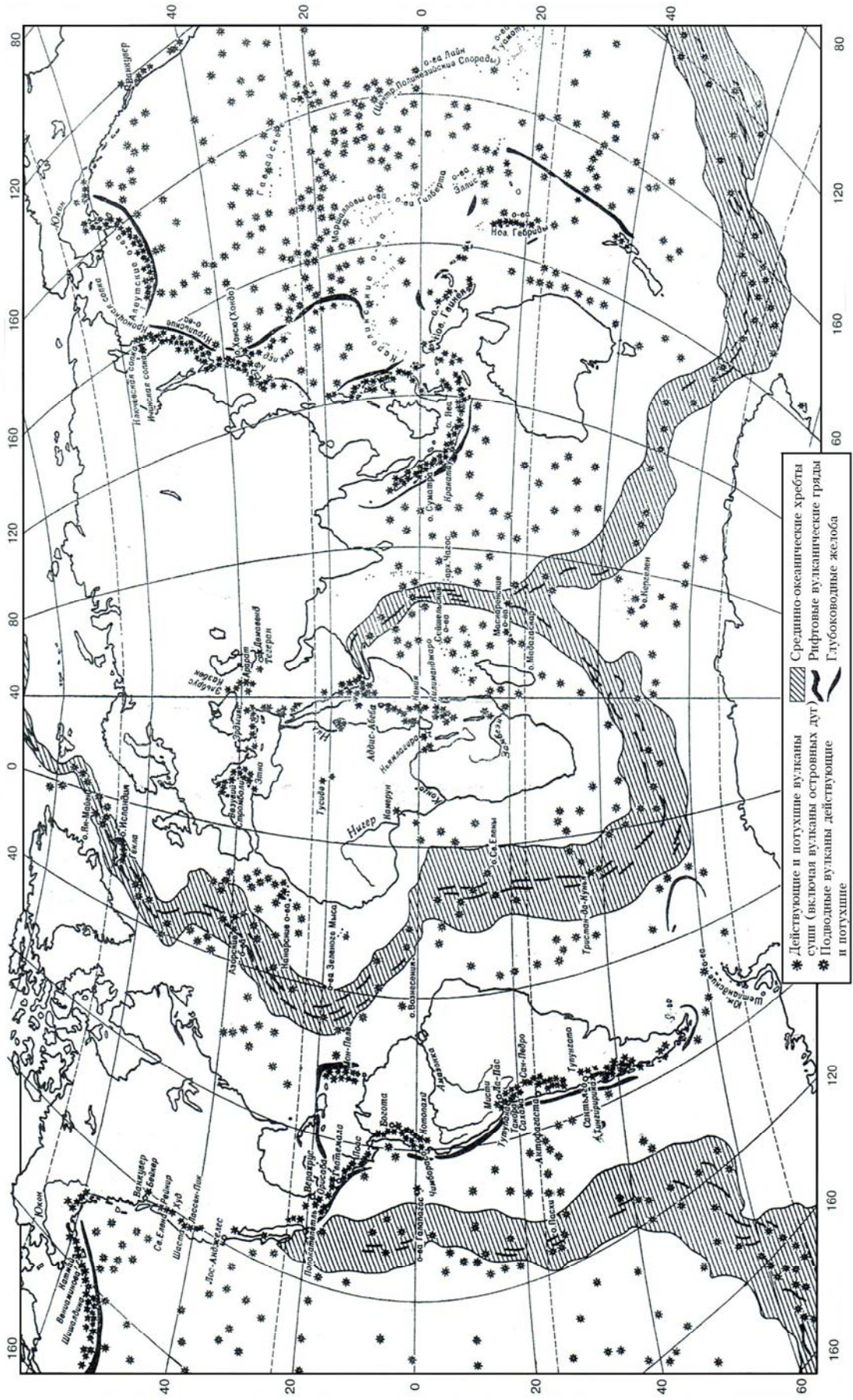


Рис. 1. Географическое распределение вулканов [3]

Количество веществ, поступающих в земную атмосферу

Частицы радиусом < 20 мкм	Количество вещества, $n \times 10^6$, т/год
<i>Естественного происхождения</i>	
Почвенная пыль и продукты выветривания горных пород	100–500
Дым от пожаров и сжигания отходов	3–150
Морская соль	300
Частицы вулканических извержений	25–150
Частицы, образованные взаимодействием газообразных компонентов	345–1100
В том числе:	
сульфаты из сероводорода	130–200
соли аммония из аммиака	80–270
нитраты из окислов азота	60–430
углеводороды из растений	75–200
<i>Техногенного происхождения</i>	
Пыль	10–90
Частицы газообразных компонентов	175–325
В том числе:	
сульфаты из сернистого газа	130–200
нитраты из оксидов азота	30–35
углеводороды	15–90

в результате площадных пожаров. Продовольственная и сельскохозяйственная организация Объединенных Наций (ФАО) в режиме online отмечает, что природные пожары ежегодно охватывают до 350 млн га на планете и в атмосферу дополнительно может поступать до 35 Гт углерода в год. В 2010 г. в России из-за аномальной жары, когда температура в отдельных районах поднималась до +40 °С и ветер достигал 20 м/с, общая площадь, охваченная пожарами, составляла 14 млн га.

На основе опубликованных данных на первом этапе исследования была составлена термодинамическая модель эмиссии углерода в атмосфере [10]. Далее работа заключалась в установлении доли влияния каждого из парниковых газов CO₂, CH₄, N₂O, хлорфторуглеродов, озона и водяного пара на изменение климата.

Обоснование постановки задачи и методы ее решения

Анализ большого объема результатов проведенных исследований показал, что данные в них плохо согласуются, а методика получения их не раскрыта. Чтобы исправить положение, необходимо провести дополнительные исследования с использованием точных и современных методов. Одним из таковых в настоящее время является апробированный и широко используемый в научных и практических исследованиях метод термодинамического (физико-химического) моделирования различных систем [11, 12], учитывающий геологические факторы.

В термодинамическом анализе физико-химических систем направление химических реакций к установлению полного или частичного химического равновесия определяется минимизацией потенциала Гиббса (G) системы при заданных параметрах P , T и векторе исходного химического состава. В состоянии равновесия потенциал

$$G = \sum_{i=1}^k \mu_i x_i,$$

где μ_i – химический потенциал компонента i ; x_i – число молей компонента i ; k – количество химических компонентов системы. В соответствии с этим было принято решение о формировании термодинамической модели эмиссии газов и аэрозольных частиц в атмосфере. Исходными данными для модели явились результаты антропогенных выбросов и атмосферных концентраций CO₂, CH₄, N₂O, хлорфторуглеродов за период с 1980–2100 гг., приведенные в сценариях выбросов [8, 9].

После анализа данных был выбран сценарий А2. В основу его положено представление о неоднородном мире, где экономическое развитие имеет региональную направленность, показатели рождаемости в разных регионах очень медленно сближаются, в результате чего происходит постоянный рост населения. По этому сценарию выбросы непрерывно увеличиваются и достигают максимума в конце столетия: CO₂ – 28,8 Гт С/год, CH₄ – 912,7 Гт/год, N₂O – 16 Мт N/год, СО – 2488 Мт/год [13].

Формирование термодинамической модели

Создаваемая термодинамическая модель должна дать ответ на вопрос, как будет изменяться температура на земной поверхности в зависимости от концентрации углекислого газа, метана, закиси азота, хлорфторуглеродов, озона, водяного пара, состава аэрозолей, давления и других природных и антропогенных факторов в атмосфере. Для этой цели был сделан анализ аэрозольных частиц (табл. 2 [14]) и обычного воздуха (N – 75,527; O – 23,143; Ar – 1,282; CO₂ – 0,04; CO – 10⁻⁷; CH₄ – 0,0002%).

Содержание элементов в аэрозолях, мкг/м³

Место опробования	Mg	Mn	Pb	Fe	Si	Al	Ca	Ni	Zn	Cu	Cr	Cl	S	Na	K
Поверхностный слой	1,2	0,02	0,07	1,5	5,0	0,4	1,7	0,03	0,1	0,03	0,03	1,52	0,24	0,38	0,34
Нижняя тропосфера	0,2	0,003	0,008	0,6	1,0	0,15	0,2	0,07	0,15	0,008	0,001	0,21	0,11	0,14	0,09

В соответствии с приведенными данными, независимыми компонентами матрицы физико-химической модели являются Mg–Mn–Pb–Fe–Si–Al–Ca–Ni–Zn–Cu–Cr–Cl–S–Na–K–N–C–Ar–H–O. Модель включает водную, газовую и твердые фазы.

Водная фаза представлена 535 компонентами. Это в основном катионные, анионные, оксидные, гидроксидные, сульфатные, карбонатные, галогенидные, нитратные, кремниевые и углеводородные комплексы, состоящие из сочетания независимых компонентов.

Газовая фаза объединяет 286 компонентов, среди которых отмечаются летучие углеводороды C₁–C₂₀, C₄–C₁₂, ароматические углеводороды C₆–C₁₀, кислород-, озон- и серосодержащие комплексы, хлорфторуглероды и галогенсодержащие соединения, обнаруженные в атмосфере городов.

Твердые фазы аэрозолей состоят из сверхмалых частиц минералов (в количестве 176), представленных, главным образом, гидроксидами, карбонатами, сульфатами, хлоритами, гидрослюдами, смешанно-слоистыми минералами и группой каолинит-монтмориллонита, т.е. всеми теоретически возможными минеральными соединениями, которые могут встречаться вблизи поверхности Земли.

Изменение равновесной температуры в системе в зависимости от концентрации углекислоты в изобарных условиях с заданной фиксированной энтальпией определялось с помощью минимизации отрицательной энтропии (термодинамический потенциал S_P). Математически задача минимизации S_P может быть выражена в виде

$$\hat{T} = \arg \min \{f_{S_P}(T) / x \in M^0(S_P), T \in D_T^0\},$$

$$\hat{x} = \arg \min \{G(x) / x \in X(S_P), T = \hat{T}\}.$$

Здесь $f(S_P) = |H - H_0|$ и

$$M^0(S_P) = \bigcap_{T \in D_T^0} M^*(S_P),$$

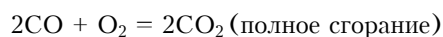
где T – температура; P – давление; H_0 – энтальпия реагентов; H – энтальпия продуктов химического процесса; M – множество точек определения функции $f_{S_P}(T)$; D_T – интервал поиска температуры; $M^*(S_P) = \arg \min \{G(x) / x \in M1\}$; $T_0 \in D_T^0$; $X(S_P) = \{x / x \in M1, H - H_0 = 0\}$; $T = T_0$; $P = P_0$.

Вычислительный алгоритм решения задачи S_P основан на подходе однокритериальной минимизации $f(S_P)$ с помощью метода золотого сечения. В качестве исходных параметров использовались нижняя и верхняя температурные границы интервала,

в рамках которого рассматривался моделируемый процесс; точность расчета в градусах Цельсия; начальная температура и давление реагентов.

Результаты термодинамического моделирования

Термодинамическое моделирование эмиссии углерода, метана, закиси азота, хлорфторуглеродов, озона, водяного пара и аэрозолей в приземной атмосфере и нижней тропосфере началось от современного состояния атмосферы (см. табл. 2). В качестве исходных данных были приняты: для приземного слоя средняя температура у поверхности Земли 15 °С, атмосферное давление 1013,25 гПа, содержание углекислоты на период 2010–2011 гг. примерно 0,04%; для нижней тропосферы до высоты 2 км – температура 3 °С, давление 790 гПа, концентрация CO₂ 0,03%. В процессе моделирования имитировалось поступление углерода, метана, закиси азота, хлорфторуглеродов и других частиц в атмосферу из природных и техногенных источников. При взаимодействии углерода с кислородом в соответствии с реакциями



происходит сжигание (окисление) углерода до образования углекислоты. Концентрация CO₂ при этом возрастает, и температура у поверхности земли увеличивается (рис. 2). Полученные в процессе моделирования результаты сопоставлялись с содержанием CO₂ в атмосфере, приведенным в работах [15–19].

В результате физико-химического моделирования установлено, что в приповерхностном слое атмосферы (рис. 2, *a* и *б*) при увеличении содержания одной только углекислоты до 0,05% к 2040 г. температура поднимется на 1 °С, при увеличении CO₂ до 0,07% к 2080 г. повысится на 2 °С, а к 2100 г., когда концентрация CO₂ станет 0,084%, температура на поверхности планеты приблизится к 18 °С. Средний градиент изменения температуры за десятилетний период составляет 0,3 °С в год. В нижней части тропосферы (рис. 2, *в* и *г*) за это время также произойдут изменения: к 2040 г. при концентрации CO₂ 0,0365% температура на высоте около 2 км увеличится на 0,3 °С, к 2070 – на 0,5 °С, а к 2100 – на 1,62 °С и достигнет 4,63 °С.

Оценим влияние углекислого газа на климат в соответствии с геологической последовательностью

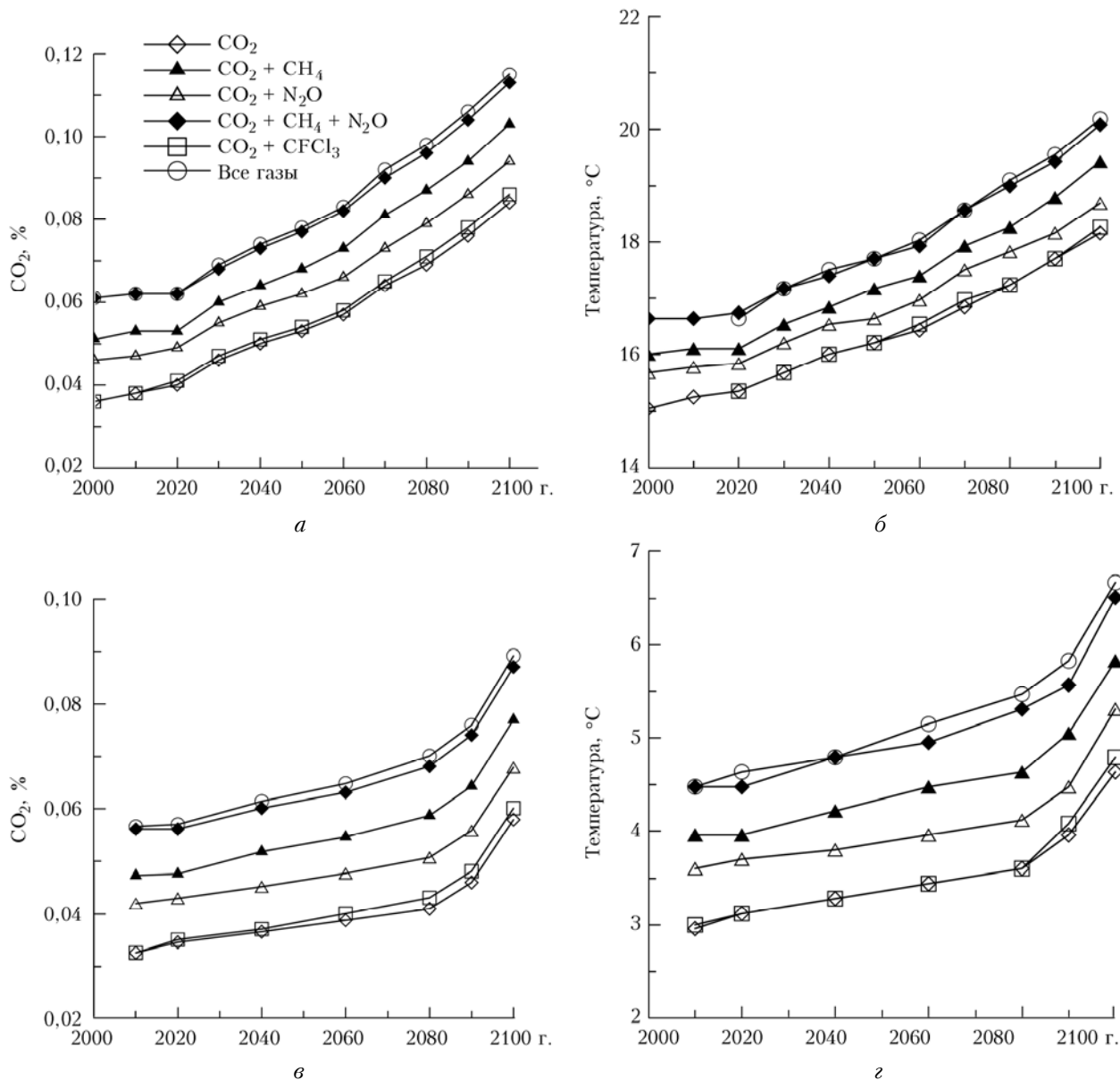
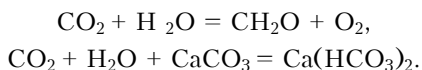
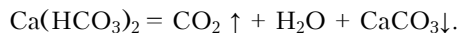


Рис. 2. Изменение атмосферных концентраций газов и температуры по годам, рассчитанных с помощью термодинамического моделирования: а, б – приземная атмосфера; в, г – нижняя тропосфера

происходящих на планете процессов: движение литосферных плит и изменение их конфигурации, вулканизм и горообразование, колебания уровня океана и потоков солнечной радиации, наклон оси вращения Земли относительно Солнца и др. Перечисленные факторы способствовали изменению концентрации углекислоты в атмосфере в соответствии с реакциями:



В прошлом выбросы CO₂ в атмосферу происходили из множества подводных вулканов [3]. В результате в океанической воде за счет подъема горячих струй ($T = 98\text{--}100\text{ }^\circ\text{C}$) гидрокарбонаты кальция разрушались по реакции



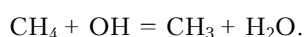
В работах [20, 21] приводятся данные о том, что ход температурной кривой опережает изменение CO₂ в атмосфере: сначала происходит рост температуры, а через 600 лет устанавливается равновесная концентрация CO₂ в атмосфере. Увеличение температуры на 1 °C приводит к повышению парциального давления CO₂ в атмосфере приблизительно на $13,6 \cdot 10^{-6}$ атм. Установлена возможность реализации обратных связей между температурой и концентрацией углекислого газа. Анализ многочисленных данных показывает, что фактов, указывающих на прямую связь (концентрация CO₂ способна увеличивать температуру), гораздо больше, чем на обратную (повышение температуры на 5 °C

может привести к увеличению концентрации CO_2 в атмосфере на 0,002%.

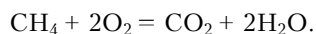
Кроме углекислого газа определенный вклад в изменение температуры на планете вносят метан, закись азота, хлорфторуглероды и другие газы. Учетной единицей парниковых газов является 1 т углеродного эквивалента, поэтому прежде чем вводить в модель их концентрации они были пересчитаны к молекуле CO_2 через соответствующие поправочные коэффициенты (потенциалы глобального потепления), которые были предложены в 1997 г. в рамках Киотского протокола [22].

Вторым по значимости газом, оказывающим влияние на температуру планеты, после CO_2 является метан. О его связи с климатом дополнительно упоминается в работах [23–25]. Содержание метана в современной атмосфере составляет 0,0002%, что в 200 раз меньше CO_2 , а вклад в рассеивание и удержание тепла, излучаемого нагретой Солнцем Землей, в 21–25 раз выше, чем у углекислого газа. Попадает метан в атмосферу из природных и антропогенных источников. В атмосфере метан находится 8–12 лет и то в основном в приземном слое, удаляется из нее при взаимодействии с радикалами [ОН], источником которых служит атмосферный озон. С учетом вклада метана температура на планете в приземном слое атмосферы (см. рис. 2, а, б) совместно с CO_2 в 2000 г. составляла 16 °С, к 2050 г. возрастет до 17,17, к 2080 г. – до 18,26 и к 2100 г. – до 19,42 °С. В нижней тропосфере на высоте около 2 км температура в 2010 г. была близкой к 4 °С (3,96 °С), в 2090 г. она поднимется до 5 °С, в 2100 г. почти до 6 °С (5,83 °С). Ежегодный рост концентрации метана к 2030 г. составит 0,000013%, в 2100 г. – 0,000025%.

Метан – недолговечный (термодинамически неустойчивый, метастабильный) газ. В нижней атмосфере он легко вступает в реакцию с гидроксидом, легко разрушается и удаляется из атмосферы согласно реакции



Также метан разрушается хлором и фтором, образуя комплекс в результате деструкции хлорфторуглеродных комплексов. При взаимодействии с кислородом происходит сжигание метана с дополнительным образованием углекислого газа по реакции



За последнее время скорости окисления метана в атмосфере сильно возросли. Огромные запасы метана 10^{14} т, в 2 тыс. раз превышающие его количество в атмосфере, сосредоточены в метангидратах, так что высвобождение метана из них экологически опасно и может значительно поднять температуру на поверхности нашей планеты.

Это, несомненно, приведет к изменениям в газовом составе атмосферы, за которыми сразу могут последовать повышение концентрации озона в атмосфере и падение содержания гидроксила.

Третьим по значимости газом, влияющим на изменение температуры на планете, можно назвать закись азота N_2O . Роль ее в земной климатической системе рассматривалась рядом исследователей [26]. Закись азота является относительно инертным соединением и по сравнению с такими радиационно-активными газами, как метан и углекислый газ, имеет меньшую концентрацию в атмосфере. Содержание закиси азота в атмосфере в настоящее время составляет 0,00003%. Это в 6 раз меньше, чем содержание метана, и более чем в 1000 раз – углекислоты. Среднее время жизни молекулы N_2O в атмосфере около 180 лет. В результате длительного пребывания в атмосфере и высокого потенциала глобального потепления за 100 лет (в 310 раз превосходящего углекислый газ) закись азота вносит определенный вклад в изменение климата. В атмосфере закись азота поступает в основном из природных (60%) и антропогенных (40%) источников. С учетом вклада N_2O в качестве добавки к CO_2 температура на планете в приземном слое атмосферы (см. рис. 2, а и б) в 2000 г. составляла 15,6 °С, к 2030 г. может подняться до 16,2, к 2060 г. до 17 (16,97 °С), а к 2100 г. до 18,7 °С. Средний ежегодный приток N_2O в атмосферу за период с 2000 по 2100 г. составит 12 ppb (0,0000012%). В тропосфере на высоте до 2 км (см. рис. 2, в и г) с учетом вклада закиси азота в 2010 г. температура была 3,6 °С, в 2080 г. она может увеличиться до 4, а к 2100 – до 5,3 °С.

Кроме рассмотренных газов в атмосферу из антропогенных источников поступают и различные галоидоуглероды. Вклад в изменение глобальной температуры галогенуглеродов мы оценивали только по хлорфторуглероду (ХФУ-11) [27]. В 2010 г. концентрация его в приземной атмосфере при температуре 15,35 °С была 0,000949%. Добавка в потепление составляла 0,35 °С, а когда учитывался вклад всех газов (CO_2 , CH_4 , N_2O и ХФУ-11), температура приближалась к 16,64 °С и суммарный вклад к ней равнялся 1,64 °С. К 2100 г., если концентрация ХФУ-11 увеличится и составит 0,02181%, то температура может подняться до 18,26 °С. Прибавка ХФУ-11 в этом случае составит 0,26 °С, а с учетом доли CO_2 , CH_4 , N_2O и ХФУ-11 температура возрастет до 20,18 °С, и общий вклад газов может увеличить температуру на 2,03 °С.

Температура приземного слоя атмосферы с учетом всех газов к 2100 г. относительно 2010 г. повысится на 5 °С. В нижней тропосфере в 2010 г. с учетом вклада ХФУ-11 (CO_2 + ХФУ-11) температура была 3,12 °С. Непосредственная добавка ХФУ-11 минимальна (0,12 °С), а за счет всех газов температура составляла 4,64 °С. Суммарный вклад газов способствовал увеличению температуры в нижней тропосфере в 2010 г. на 1,64 °С. К 2100 г., когда концентрация (CO_2 + ХФУ-11) может увеличиться в 1,5 раза, температура поднимется до 4,80 °С. Повышение ее за счет хлорфторуглеродов будет составлять 0,2 °С, а с учетом всех газов

температура может подняться до 6,66 °С. И дополнительный вклад по температуре с учетом всех газов составит 2 °С. Темпы изменения концентрации ХФУ-11 в интервале 2000–2100 гг. варьируют от –50 до –10 pptv и возможно ниже. Даже при таких значениях, несмотря на то что он обладает высоким потенциалом потепления относительно CO₂, вклад его в увеличение температуры в приземной атмосфере (см. рис. 2, а и б) получается незначительным и графики изменения его концентраций близки к графикам CO₂. В нижней тропосфере (см. рис. 2, в, г) доля его в изменении климата также малозаметна: в 2020 г. они вместе с CO₂ могут увеличить температуру всего на 0,1 °С, а к 2100 г. способны поднять ее до 4,79 °С.

Озон в атмосфере встречается в виде двух разновидностей: в нижней тропосфере – тропосферный озон, в верхних частях тропосферы на границе со стратосферой – стратосферный озон. Поведение тропосферного озона в атмосфере и участие в происходящих фотохимических реакциях исследователи отмечали и ранее [28–30]. Вклад тропосферного озона в изменение климата может быть прямым. Он просматривается через поглощение длинноволновой радиации Земли, коротковолновой радиации Солнца и через химические реакции. Они в атмосфере проходят с участием озона и приводят к изменению концентраций других парниковых газов. Увеличение концентрации озона в тропосфере начинается после того, как отношение концентраций NO₂ и NO достигает максимума.

Концентрации озона в нижней тропосфере в соответствии с прогнозируемым сценарием A2 и термодинамическим моделированием изменяются в пределах от 0,000003 до 0,0001%. При повышении концентрации метана содержание озона в тропосфере увеличивается. Рост его за последние десятилетия составляет 1–2% в год. В результате увеличения концентрации приземного озона подавляется способность поверхности суши поглощать CO₂. В этом случае происходит рост концентрации углекислого газа за счет озона, что приводит в конечном счете к повышению температуры.

Водяной пар появляется в атмосфере в результате испарения с водной поверхности, влажной почвы и растений. У земной поверхности содержание водяного пара в воздухе составляет 0,2% в высоких широтах и 2,5% в тропиках. После испарения водяного пара с поверхности Земли в атмосферу происходит его конденсация, в результате в нижние слои тропосферы (за счет конвекции) переносится до 40% тепла. Таким образом, водяной пар при испарении вначале немного понижает температуру поверхности Земли, а в дальнейшем (за счет тепла, выделившегося в результате конденсации пара) разогревает приземную атмосферу и поверхность Земли.

Водяной пар вносит дополнительный вклад в изменение температуры на планете за счет того, что он в 1,6 раза легче воздуха, поднимается в атмосферу, связывает газы и способствует их переносу. Содержание водяного пара в приземной атмо-

сфере в 2010 г. при температуре 15 °С, согласно нашим расчетам, приближалось к 2%. Но с учетом опубликованных данных [31, 32] видно, что его количество удваивается при повышении температуры на каждые 10 °С. Следовательно, к 2100 г. оно может составить 2,85% и температура возрастет на 2,5 °С. В нижней тропосфере содержание водяного пара в 2 раза ниже, чем в приземной атмосфере, и к 2100 г. температура за счет его может подняться только на 1,25 °С.

Водяной пар с углекислым газом и метаном имеют сильные обратные связи, за счет которых отмечается косвенное влияние водяного пара на потепление.

Заключение

Термодинамическое моделирование эмиссии парниковых газов в атмосферу позволило нам полностью подойти к решению данной проблемы и скорректировать долевой вклад основных газов в глобальное потепление [10]. Наибольшее увеличение температуры (в течение столетия до 2100 г.) в приземной атмосфере до 18,16 °С (вклад 3,16 °С) и нижней тропосфере до 4,64 °С (вклад 1,64 °С) может произойти в результате выбросов углекислого газа из подводных и наземных супервулканов (см. рис. 1 и табл. 1).

Существенный вклад в потепление оказывает метан, особенно когда прогреваются океаны и выделение его идет из метангидратов со дна. Стабильность метан сохраняет только до 14 °С, а далее, взаимодействуя с [ОН], разрушается. Вклад метана в глобальное потепление к CO₂ в приземной атмосфере к 2100 г. составит 1,27 °С и в тропосфере 1,20 °С. Вклад закиси азота, которая является относительно инертным соединением по сравнению с CO₂ и CH₄, имеет более низкую концентрацию в атмосфере, но характеризуется значительным сроком пребывания и относительно высоким потенциалом глобального потепления. Несмотря на эти данные, вклад закиси азота в глобальное потепление получается меньше, чем у метана: в приземной атмосфере в 2,4 раза, в нижней тропосфере в 1,76 раза. И к 2100 г. дополнительный вклад N₂O к CO₂ в приземной атмосфере составит 0,53 °С, в нижней тропосфере – 0,68 °С.

Вклад в глобальное потепление галогенуглеродов (на примере рассмотренного хлорфторуглерода ХФУ-11, CFC1₃) из-за их низких содержаний, обусловленных локальными антропогенными выбросами, получается незначительным. К 2100 г. хлорфторуглерод добавит к температуре, определенной по концентрации CO₂, в приземной атмосфере 0,26 и нижней тропосфере – 0,20 °С.

Таким образом, в результате проведенного термодинамического моделирования удалось скорректировать долевой вклад парниковых газов в глобальное потепление (%): в приземной атмосфере по CO₂ – 41, H₂O – 32, CH₄ – 16, N₂O – 7,

хлорфторуглероду – 3 и озону менее 1; в нижней тропосфере по CO₂ – 33, H₂O – 25, CH₄ – 24, N₂O – 14, хлорфторуглероду – 4 и озону менее 1.

1. Будыко М.И. Атмосферная углекислота и климат. Л.: Гидрометеониздат, 1973. 33 с.
2. Кови К. Орбита Земли и ледниковые эпохи // В мире науки. 1984. № 4. С. 26–35.
3. Физико-географический атлас мира. М.: Академия наук СССР и Главное управление геодезии и картографии ГТК СССР, 1964. 298 с.
4. Основы природопользования: экологические, экономические и правовые аспекты: уч. пособие / А.Б. Воробьев [и др.]; под ред. проф. В.В. Дьяченко. Изд. 2-е, доп. и перераб. Ростов н/Д: Феникс, 2007. 542 с.
5. Ронов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1972. № 2. С. 137–147.
6. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1985. 208 с.
7. Лосев К.С. Экологические проблемы и перспективы устойчивого развития России в XXI веке. М.: Космосинформ, 2001. 400 с.
8. Специальный доклад МГЭИК. Сценарии выбросов. МГЭИК, Женева, Швейцария, 2000. 27 с.
9. Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC): Climate Change 2001. V. 1. The Scientific Basis. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 2001. 881 p.
10. Скворцов В.А., Чудненко К.В. Термодинамическая модель эмиссии углерода в атмосфере и изменение климата // Оптика атмосфер. и океана. 2012. Т. 25, № 8. С. 688–693.
11. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.
12. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: алгоритмы, программное обеспечение, приложения / Отв. ред. В.Н. Шарапов. Ин-т геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН. Новосибирск: Академ. изд-во «Гео», 2010. 287 с.
13. Ларин И.К. Химия парникового эффекта // Химия и жизнь. 2001. № 7. С. 46–51.
14. Кондратьев К.Я., Поздняков Д.В. Аэрозольная модель атмосферы. М.: Наука, 1981. 104 с.
15. Кислов В.А. Климат в прошлом, настоящем и будущем. М.: МАИК «Наука», Интерметодика, 2001. 351 с.
16. Будыко М.И. Изменение климата. Л.: Гидрометеониздат, 1974. 280 с.
17. Марчук Г.И. Моделирование изменения климата и проблема долгосрочного прогноза погоды // Метеорол. и гидрол. 1979. № 7. С. 25–36.
18. Pierrehumbert R.T. Principles of planetary climate. Cambridge University Press, 2010. 678 p.
19. Борисенков Е.П., Кондратьев К.Я. Круговорот углерода и климат. Л.: Гидрометеониздат, 1988. 320 с.
20. Сорохтин О.Г. Парниковый эффект: миф и реальность // Вестн. РАЕН. 2001. Т. 1, № 1. С. 6–21.
21. Сорохтин О.Г. Эволюция и прогноз изменений глобального климата Земли. М.: Ижевск: Ин-т компьютерных исследований, 2006. 88 с.
22. Проблемы учета парниковых газов в России // ЭСКО Электронный журнал энергосервисной компании «Экологические системы». 2002. № 10. С. 1–7.
23. Бажин Н.М. Метан в атмосфере // Соросский образовательный журнал. 2000. Т. 6, № 3. С. 52–57.
24. Кароль И.Л., Киселев А.А. Атмосферный метан и глобальный климат // Природа. 2004. № 7. С. 47–52.
25. Дзюба А.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Оценка изменения скорости стока метана из атмосферы при потеплении климата // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2012. Т. 6, № 3. С. 52–57.
26. Голубятников Л.Л., Мохов И.И., Елисеев А.В. Цикл азота в земной климатической системе и его моделирование // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2013. Т. 49, № 3. С. 255–270.
27. Изменение климата: оценки МГЭИК за 1990 и 1992 г. МГЭИК, Канада, 1992. 168 с.
28. Ровинский Ф.Я., Егоров В.И. Озон, окислы азота и серы в нижней атмосфере. Л.: Гидрометеониздат, 1980. 182 с.
29. Белан Б.Д. Тропосферный озон. 7. Стоки озона в тропосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 2. С. 108–127.
30. Белан Б.Д. Озон в тропосфере. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2010. 488 с.
31. Зверев А.С. Синоптическая метеорология. Л.: Гидрометеониздат, 1977. 712 с.
32. Монин А.С. Введение в теорию климата. Л.: Гидрометеониздат, 1982. 247 с.

V.A. Skvortsov, K.V. Chudnenko. Thermodynamical model of the emission greenhouse gases in the atmosphere and change of climate.

Thermodynamical modeling of the carbon, methane, nitrogen oxide, and chlorofluorocarbon emissions have been carried out near the Earth's surface up to a height of 500 m at an average temperature of 15 °C and in the troposphere up to a height of 2 km at a temperature of 3 °C (at pressures of 1013.25 and 790 gPa).

It has been ascertained that doubling of the CO₂ concentration in the surface air layer can cause an increase in the surface temperature on the planet up to 18.15 °C by 2100, to 19.43 °C with additional contributions of CH₄, to 20.08 °C with accounting for N₂O, and to 23.35 °C with accounting for all gases including chlorofluorocarbons and water vapor; in the lower troposphere, the temperature can increase to 4.64 °C with an increase in CO₂, to 5.83 °C with an additional contribution of CH₄, to 6.51 °C with accounting for N₂O, and to 7.61 °C with accounting for all gases, including chlorofluorocarbons water vapor.