

Предотвращение глобального потепления с помощью контролируемых эмиссий аэрозолей в стратосферу: глобальные и региональные особенности отклика температуры по расчетам с КМ ИФА РАН

А.В. Елисеев, И.И. Мохов, А.А. Карпенко*

*Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3*

Поступила в редакцию 12.01.2009 г.

В последнее время возрос интерес к проблеме предотвращения потепления климата за счет контролируемых эмиссий сульфатных аэрозолей в стратосферу. Использование климатической модели КМ ИФА РАН показало, что для полной компенсации глобального потепления, реализующегося при сценарии антропогенного воздействия SRES A1B, эмиссии стратосферных сульфатов при их однородном распределении по горизонтали должны составлять 5–16 TrS/год в середине XXI в. в зависимости от выбранных значений параметров стратосферных аэрозолей и 10–30 TrS/год – в его конце. При опускании аэрозольных частиц из стратосферы в тропосферу такие эмиссии приведут к существенному дополнительному аэрозольному загрязнению тропосферы. При глобальной компенсации потепления в различных регионах возникают значительные по абсолютной величине аномалии приповерхностной температуры атмосферы разного знака. Компенсация потепления в регионах суши, климат которых наиболее чувствителен к внешним воздействиям (в частности, в Сибири), дополнительно увеличивает необходимые эмиссии стратосферных аэрозолей примерно на 10%. Кроме того, в случае прекращения такого контролируемого воздействия на климат его температурный эффект исчезает за 1–2 десятилетия с резким ускорением глобального и регионального приповерхностного потепления в этот период. Так, при прекращении компенсирующего воздействия в 2075 г. скорость изменения региональной температуры достигает 3–4 К/десятилетие.

Ключевые слова: климатическая модель ИФА РАН, глобальное антропогенное потепление, компенсирующее воздействие, стратосферные сульфатные аэрозоли.

Введение

Глобальное потепление климата наблюдалось в последние десятилетия XX в. и продолжилось в первое десятилетие XXI в. [1, 2] (см. также [3]). Это потепление связывается с антропогенным воздействием на земную климатическую систему, прежде всего за счет эмиссий парниковых газов [1, 2]. Необходимость адаптации к подобному потеплению с учетом невозможности быстрого прекращения эмиссий антропогенных парниковых газов привела к рассмотрению возможности контролируемого компенсирующего воздействия на климат с целью смягчения его изменений.

Впервые такая идея была высказана М.И. Будыко [4], который, основываясь на общем похолодании климата после крупных вулканических извержений, предложил распылять сернистые аэрозоли (подобные вулканическим) в стратосфере с целью

предотвращения глобального потепления. В последние несколько лет интерес к подобному контролируемому компенсирующему воздействию заметно возрос, получив название геоинжиниринга [5–11].

К настоящему времени необходимая интенсивность таких контролируемых эмиссий стратосферных сульфатных аэрозолей (ССА) для компенсации потепления остается невыясненной. Уже для идеализированного случая равновесного отклика системы на удвоение содержания углекислого газа в атмосфере экспертные оценки этих эмиссий различаются между собой на порядок – от 0,6 TrS/год [7] до 5 TrS/год [9].

Компенсирующее воздействие на климат может привести к ряду нежелательных последствий [8]. Одним из них является возможность резкого развития засухливых условий над континентами, наблюдаемых после вулканических извержений [10, 12–14]. Этот эффект, однако, по крайней мере частично, компенсируется общим ростом осадков при потеплении климата [11]. Вторым потенциально опасным эффектом является резкое ускорение потепления после прекращения компенсирующих сульфатных эмиссий, способное даже на глобальном уровне

* Алексей Викторович Елисеев (eliseev@ifaran.ru, eliseev_av@mail.ru, eliseev.alexey.v@gmail.com); Игорь Иванович Мохов (mokhov@ifaran.ru); Андрей Александрович Карпенко (karpenko@ifaran.ru).

достигать 2–4 К/десятилетие [10, 11, 15]. Кроме того, эмиссии сульфатов в стратосферу способны интенсифицировать активацию соединений хлора в стратосфере с деградацией озонового слоя как над Антарктикой, так и над Арктикой [2, 16].

В [17] эффективность компенсирующего воздействия рассматриваемого типа была исследована для аэрозольных частиц различного размера («крупных» и «мелких» частиц сферической формы). Такие параметры аэрозольных частиц, как их размер и форма, в принципе, могут контролироваться при осуществлении компенсирующего воздействия. В связи с этим целесообразно проведение систематических ансамблевых расчетов, в том числе с изменением характеристик аэрозольных частиц при контролируемом компенсирующем воздействии на климат.

В настоящей статье дана оценка эффективности компенсирующего воздействия при различных значениях управляющих параметров с использованием климатической модели, разработанной в Институте физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (КМ ИФА РАН) [3, 11, 18, 19]. Результаты данной работы были представлены на заседании XV Рабочей группы «Аэрозоли Сибири» (г. Томск).

Модель и численные эксперименты

В рассматриваемой работе КМ ИФА РАН (версия [11, 18]) была дополнена схемой расчета оптической толщи стратосферных рассеивающих аэрозолей $T_{a,st}$, линейно зависящей от их массы в столбе атмосферы единичной площади $M_{a,st}$:

$$T_{a,st} = k_{e,a,st} M_{a,st}.$$

Коэффициент экстинкции $k_{e,a,st}$ был оценен по измерениям, проведенным при извержении влк. Пинатубо в 1991 г. Для этого извержения полная масса вулканического аэрозоля составила около 10 TgS [20], а $T_{a,st}$ достигла 0,15 [21]. Из этого можно получить оценку $k_{e,a,st} = 7,6 \text{ м}^2/\text{г}$. Мгновенный радиационный форсинг на верхней границе атмосферы (top-of-the atmosphere) $R_{a,st,TOA}$ (называемый также радиационным возмущающим воздействием [22]), в свою очередь, в модели рассчитывался согласно

$$R_{a,st,TOA} = -a_{a,st} T_{a,st},$$

где $a_{a,st} = 22 \text{ Вт}/\text{м}^2$. Такая параметризация $R_{a,st,TOA}$ использовалась ранее для оценки влияния вулканического воздействия на климат [18] и в идеализированных численных экспериментах для эффективности контролируемого воздействия на климат [11, 19].

С использованием КМ ИФА РАН были проведены численные эксперименты GEOINT для 1860–1990 гг. при антропогенных воздействиях на климат за счет парниковых газов и тропосферных сульфатных аэрозолей. При этом годовые антропогенные эмиссии углекислого газа и метана, а также концентрация закиси азота в атмосфере для периода 1860–2000 гг. задавались по эмпирическим данным. Годовые естественные эмиссии метана болот-

ными экосистемами интерактивно рассчитывались в КМ ИФА РАН. Атмосферные концентрации CO_2 и CH_4 рассчитывались интерактивно блоками углеродного и метанового цикла КМ ИФА РАН. Для XXI в. антропогенные эмиссии углекислого газа и метана и концентрация закиси азота были заданы в соответствии со сценарием SRES A1B [1]. Изменение полного среднегодового содержания сульфатных аэрозолей в тропосфере для 1860–2100 гг. было задано согласно результатам расчетов с моделью химии и переноса примесей в атмосфере MOZART-2.0. Более подробно использованные сценарии внешних воздействий на климат описаны в [11].

Дополнительно к указанным антропогенным воздействиям в численных расчетах GEOINT учитывалось компенсирующее воздействие за счет стратосферных сульфатных аэрозолей. В этих экспериментах общее количество таких аэрозолей $M_{a,st,g}$ рассчитывалось согласно балансовому уравнению

$$dM_{a,st,g} / dt = E_{a,st,g} - M_{a,st,g} / \tau_{a,st},$$

где t – время; $E_{a,st,g}$ – глобальные антропогенные эмиссии стратосферных аэрозолей; $\tau_{a,st}$ – время пребывания аэрозолей в стратосфере. Контролируемые эмиссии стратосферных аэрозолей были заданы пропорциональными мгновенному глобальному радиационному форсингу на верхней границе атмосферы за счет парниковых газов (CO_2 , CH_4 и N_2O) и тропосферных сульфатов R_{SRES} :

$$E_{a,st,g} = k_{e,a,st} R_{\text{SRES}},$$

где $k_{e,a,st}$ – коэффициент интенсивности эмиссий ССА.

Стратосферные аэрозоли считались однородно распределенными по горизонтали. Результаты соответствующих расчетов с неоднородным по горизонтали распределением сульфатов в стратосфере [11] планируются опубликовать в отдельной статье.

Значение коэффициента экстинкции для извержения Пинатубо может быть определено лишь с точностью до коэффициента около 1,5, так как общее содержание вулканических аэрозолей за первые полгода после извержения уменьшилось примерно с 10 [20] до 6 TgS [23]. Более того, можно рассмотреть принципиальную технологическую возможность контроля эффективного радиуса r_{eff} частиц антропогенных стратосферных сульфатов. При этом возможно добиться изменения сечения рассеяния коротковолновой радиации частицами ССА, а также времени их жизни. Радиус аэрозольных частиц вулканического происхождения составляет несколько сотен нанометров [21]. Для таких частиц, согласно теории Ми, радиационная эффективность уменьшается при росте их размера (например, [17]). Относительно крупные сферические частицы с $r_{\text{eff}} > 0,3 \text{ мкм}$ не только рассеивают солнечную радиацию, но и поглощают излучение в инфракрасном диапазоне спектра. Кроме того, можно ожидать, что частицы меньшего радиуса будут находиться в стратосфере дольше, чем частицы большего радиуса, что должно дополнительно увеличивать климатическую эффективность таких частиц по сравнению с более крупными.

Для адекватного описания этих эффектов требуется учет влияния аэрозолей на перенос радиации в атмосфере, а также гравитационного оседания этих аэрозолей в тропосферу. Дополнительные усложнения вносятся возможной несферичностью частиц ССА. При этом следует учитывать, что динамическая схема КМ ИФА РАН (как и любой другой климатической модели промежуточной сложности) является достаточно грубой и не позволяет оценивать изменение $\tau_{a,st}$ при изменении радиуса частиц и климатического режима. С учетом этого численные эксперименты GEOINT были поставлены в ансамблевой форме с варьированием управляющих параметров задачи.

Так, для разных членов ансамбля GEOINT $k_{e,a,st}$ ССА менялся от 0,3 до 10 ТгS/год/(Вт/м²) (будучи постоянным во времени). Кроме того, различные члены ансамбля экспериментов GEOINT различались между собой временем жизни антропогенных сульфатов в стратосфере $\tau_{a,st}$ (в интервале 2–3 года [7, 10, 17]) и коэффициентом экстинкции ССА $k_{e,a,st}$ (от 5 до 10 м²/г). Начало компенсирующего воздействия на климат в экспериментах GEOINT соответствовало либо 2015, либо 2040 г. Далее оно либо продолжалось вплоть до конца XXI в., либо прерывалось в 2075 г. Начальным условием для всех членов ансамбля GEOINT служило равновесное доиндустриальное состояние модели.

Общая длина проанализированных численных экспериментов (с учетом дополнительных, см. ниже) составила 69 696 модельных лет. Расчеты такой длительности с детальными моделями общей циркуляции в настоящее время затруднены из-за технических ограничений. Это, в частности, обуславливает использование в данной работе существенно более дешевой (с вычислительной точки зрения) модели климата промежуточной степени сложности.

После проведения ансамблевых расчетов GEOINT была проведена линейная интерполяция решений по параметру $k_{e,a,st}$. Из полученных при этом результатов были выбраны те, для которых температура того или иного региона не меняется в XXI в. относительно средней за 2000–2010 гг. В частности, рассматривались глобальная компенсация потепления, так что глобальная приповерхностная температура атмосферы T_g в 2011–2100 гг. тождественно равна средней за 2000–2010 гг., и компенсация потепления в регионе суши (40–81° с.ш., 64–96° в.д.), где по наблюдениям для XX в. и по данным моделирования изменения приповерхностной температуры атмосферы наиболее значительны [2, 11].

Результаты расчетов

После примерно двух десятилетий от начала компенсирующего воздействия климатическая система приспособляется под дополнительный радиационный форсинг за счет ССА. Как следствие, во второй половине XXI в. различие результатов расчетов между членами ансамбля GEOINT с началом контролируемого воздействия на климат в 2015 г.,

с одной стороны, и соответствующими членами ансамбля с началом такого воздействия в 2040 г. — с другой, практически не проявляется. В связи с этим далее представлены результаты только для членов ансамбля с началом компенсирующего воздействия на климат в 2015 г.

Оцененные величины эмиссий, необходимые для компенсации глобального потепления, в середине XXI в. в зависимости от времени нахождения аэрозолей в стратосфере и их коэффициента экстинкции составляют 5–16 ТгS/год (рис. 1, а).

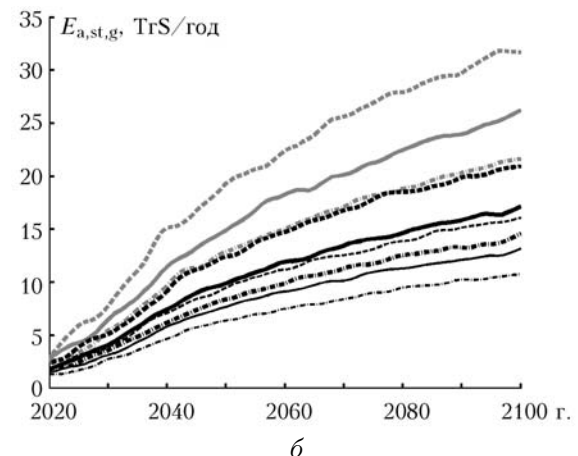
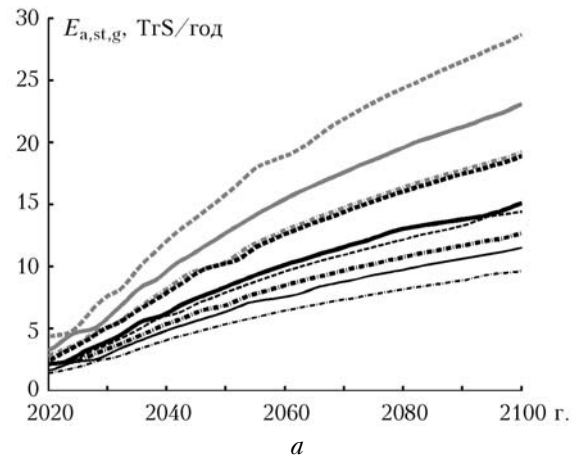


Рис. 1. Эмиссии сульфатов в стратосферу (ТгS/год), необходимые для компенсации глобального потепления (а), и потепления для региона суши (40–81° с.ш., 64–96° в.д.) (б) на уровне 2000–2010 гг. (сценарий SRES A1B). Время нахождения аэрозолей в стратосфере 2 года (штриховые), 2,5 года (сплошные) и 3 года (штрихпунктирные линии), коэффициент экстинкции аэрозолей 5,0; 7,6 и 10 м²/г (серые, жирные черные и тонкие черные линии). Результаты приведены для начала компенсирующего воздействия в 2015 г. Все кривые — результат семилетнего скользящего сглаживания

К концу XXI в. интенсивность необходимых эмиссий возрастает до 10–30 ТгS/год. Для сравнения, антропогенные эмиссии сульфатных аэрозолей в тропосферу в конце XX в. составляли (72 ± 6) ТгS/год [24]. Так как после выведения из стратосферы сульфатные аэрозоли окажутся в тропосфере, то

дополнительное аэрозольное загрязнение тропосферы в общем случае не будет малым по отношению к современным антропогенным эмиссиям, как предполагалось ранее [5–8]. Так, для расчетов со значениями параметров из середины соответствующих выбранных диапазонов $\tau_{a,st} = 2,5$ г и $k_{e,a,st} = 7,6$ м²/г эмиссии в середине (конце) XXI в. составляют около 10 ТгS/год (14 ТгS/год), т.е. 14% (19%) от современных эмиссий тропосферных сульфатов.

Для компенсации потепления над регионом суши (40–81° с.ш., 64–96° в.д.) эмиссии США должны дополнительно возрасти примерно на 10% (рис. 1, б). Близкие к этому значению величины эмиссий необходимы и для компенсации потепления надо всей суши севернее 30°.

Следует отметить, что при условии глобальной компенсации потепления в XXI в. с постоянной T_g отмечаются заметные отклонения приповерхностной температуры T от среднего значения для 2000–2010 гг. с положительными аномалиями во внетропической зоне Северного полушария и отрицательными аномалиями меньшей абсолютной величины, но захватывающими большую площадь в Южном полушарии (рис. 2, а, б).

Эти аномалии со временем усиливаются в связи с ростом компенсирующего контролируемого климатического форсинга. К концу XXI в. над большей частью суши Северного полушария они достигают примерно 1 К (рис. 2, б). В случае компенсации в регионе суши (40–81° с.ш., 64–96° в.д.) меньшая величина аномалий в этом регионе компенсируется большими аномалиями в других регионах (рис. 2, в, з).

В случае прекращения контролируемого воздействия в 2075 г. (например, при выявлении неприемлемых побочных негативных его последствий) температурный эффект такого воздействия исчезает за 1–2 десятилетия. Состояние климатической системы при этом из-за возникающего большого разбаланса между состоянием системы и величиной климатического форсинга быстро смещается к состоянию, соответствующему эволюции системы при воздействии только за счет парниковых газов и тропосферных сульфатов, которое не включает в себя компенсирующее воздействие за счет стратосферных сульфатных аэрозолей. Как следствие, в первые 10–20 лет после прекращения компенсирующего воздействия происходит быстрое увеличение приповерхностной температуры. Над большей частью внетропических регионов суши Северного полушария рост среднегодовой приповерхностной температуры в 2076–2085 гг. составляет 3–4 К (рис. 3, а, б). Такие быстрые изменения глобального климата являются дополнительным отрицательным фактором и требуют адаптивных мер. В частности, скорость изменения приповерхностной температуры после прекращения компенсирующего воздействия оказывается заметно выше, чем при антропогенном воздействии в соответствии со сценарием SRES A1B, в случае которого изменение приповерхностной температуры за этот же период не превышает 1 К (рис. 3, в).

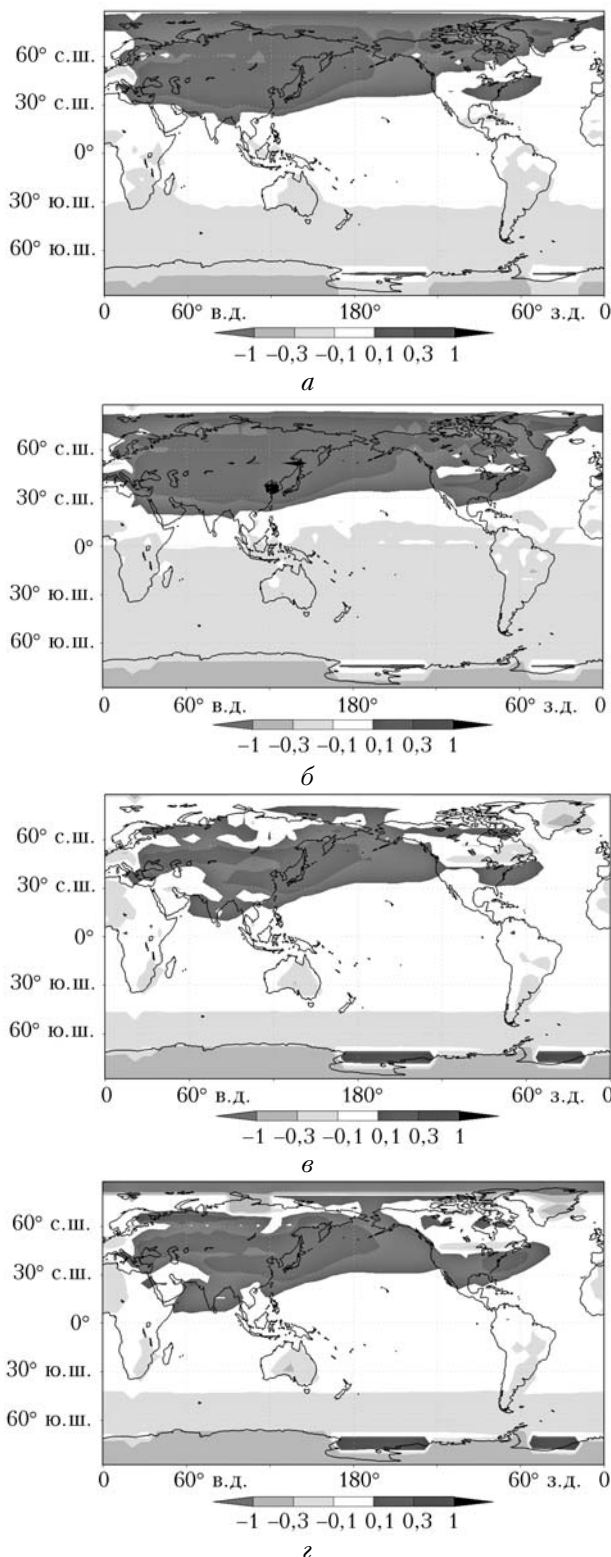


Рис. 2. Изменение среднегодовой приповерхностной температуры (K) атмосферы в 2036–2055 гг. (а, в) и 2091–2100 гг. (б, з) относительно 2000–2010 гг. при совместном антропогенном (сценарий SRES A1B) и контролируемом компенсирующем воздействии на климат (с 2015 и до 2100 г.) при $\tau_{a,st} = 2,5$ года и $k_{e,a,st} = 7,6$ м²/г для компенсации глобального потепления (а, б) и потепления для региона суши (40–81° с.ш., 64–96° в.д.) (в, з)

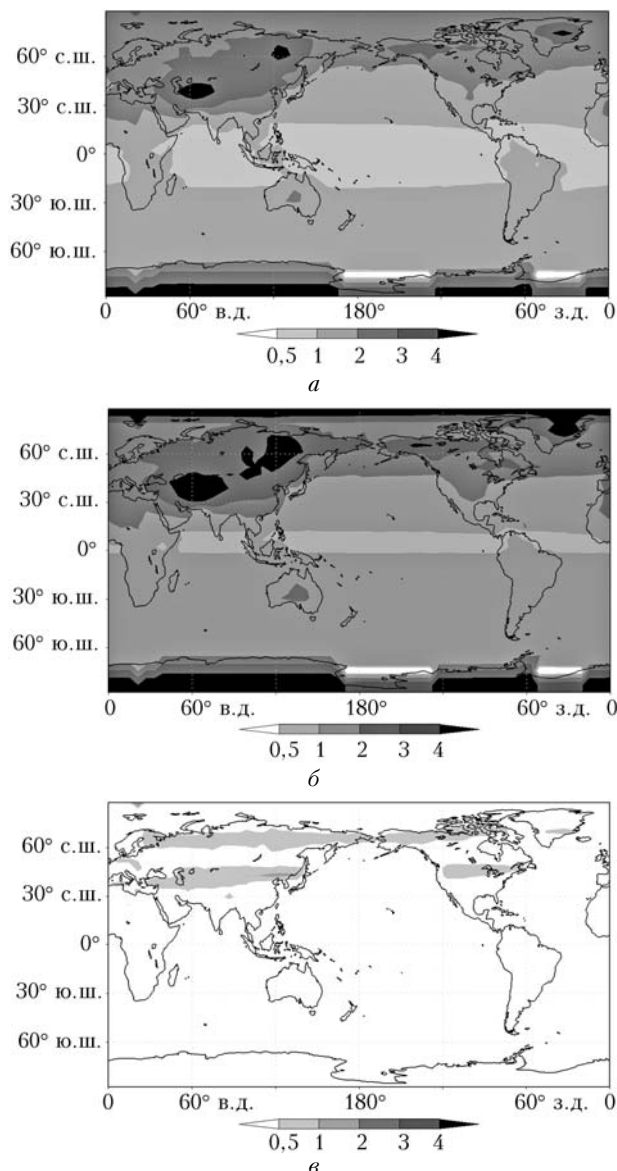


Рис. 3. Изменение среднегодовой приповерхностной температуры (К) атмосферы в 2076–2085 гг. (сценарий SRES A1B) в случае прекращения контролируемого компенсирующего воздействия в 2075 г. Случаи компенсации глобального потепления (а) и потепления для региона суши (40–81° с.ш., 64–96° в.д.) (б)

Выводы

С использованием климатической модели промежуточной сложности выполнена оценка эффективности контролируемого воздействия на климат за счет эмиссий сульфатных аэрозолей в стратосферу с целью компенсации глобального потепления, развивающегося при сценарии антропогенного воздействия SRES A1B. Проведенные при этом ансамблевые численные эксперименты позволили сделать оценки для широкого диапазона изменений управляющих параметров задачи, включая интенсивность компенсирующих эмиссий, время нахождения сульфатов в стратосфере и коэффициент экстинкции солнечного излучения этими аэрозолями.

Предотвращение глобального потепления с помощью контролируемых эмиссий аэрозолей в стратосферу... 525

2. Оптика атмосферы и океана, № 6.

Для полной компенсации глобального потепления при выбранном (умеренном) сценарии антропогенного воздействия и однородном распределении стратосферных сульфатов по горизонтали эмиссии США должны составлять 5–16 ТгS/год в середине XXI в. (в зависимости от выбранных значений параметров стратосферных аэрозолей) и 10–30 ТгS/год в его конце. Опускание аэрозольных частиц из стратосферы в тропосферу приводит к существенному дополнительному аэрозольному загрязнению тропосферы. При глобальной компенсации потепления в различных регионах возникают значительные по абсолютной величине аномалии приповерхностной температуры атмосферы разного знака. В частности, над большей частью суши развиваются положительные аномалии среднегодовой приповерхностной температуры, достигающие нескольких десятых долей градуса. Для компенсации потепления в регионах суши, климат которых наиболее чувствителен к внешним воздействиям (в частности, в Сибири), необходимо дополнительное увеличение эмиссий стратосферных аэрозолей примерно на 10%.

Дополнительным отрицательным фактором является быстрая потеря температурного эффекта компенсирующего воздействия после прекращения аэрозольных эмиссий в стратосферу с резким ускорением глобального и регионального потепления в первое-второе десятилетия после этого прекращения. Так, при прекращении компенсирующего воздействия в 2075 г. для большинства регионов суши Северного полушария изменение приповерхностной температуры в 2076–2085 гг. достигает 3–4 К, что в несколько раз больше изменения приповерхностной температуры в этот же период при плавном потеплении вследствие антропогенного воздействия на систему в соответствии со сценарием SRES A1B.

Следует специально отметить, что негативные последствия контролируемого компенсирующего воздействия на климат (дополнительное аэрозольное загрязнение атмосферы и скорость потепления после прекращения такого воздействия) окажутся еще более значимыми, если в дальнейшем изменение климата будет соответствовать не относительно умеренному сценарию SRES A1B, а сценарию с более интенсивными климатическими изменениями (например, SRES A2).

Авторы выражают благодарность И.Л. Каролу и Г.Л. Стенчикову за полезные замечания.

Работа выполнена при поддержке программ РАН и Министерства образования и науки РФ (Федерального агентства по науке и инновациям), Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 07-05-00273, 08-05-00532) и гранта Президента РФ III-755.2008.5.

1. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs et al., eds. Cambridge/New York: Cambridge University Press, 2001. 881 p.
2. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. S. Solomon, D. Qin, M. Manning et al., eds. Cam-

- bridge/New York: Cambridge University Press, 2007. 996 p.
3. *Мохов И.И., Елисеев А.В., Демченко П.Ф., Хон В.Ч., Акперов М.Г., Аржанов М.М., Карпенко А.А., Тихонов В.А., Чернокульский А.В., Сигаева Е.В.* Климатические изменения и их оценки с использованием глобальной модели ИФА РАН // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 243–247.
 4. *Будыко М.И.* Изменение климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
 5. *Schneider S.H.* Geoengineering: Could – or should – we do it? // *Clim. Change*. 1996. V. 33. N 3. P. 291–302.
 6. *Schneider S.H.* Earth systems engineering and management // *Nature*. 2001. V. 409. N 6868. P. 417–421.
 7. *Израэль Ю.А.* Эффективный путь сохранения климата на современном уровне – основная цель решения климатической проблемы // *Метеорол. и гидрол.* 2005. № 10. С. 5–9.
 8. *Crutzen P.J.* Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: A contribution to resolve a policy dilemma? // *Clim. Change*. 2006. V. 77. N 3–4. P. 211–219.
 9. *Wigley T.M.L.* A combined mitigation/geoengineering approach to climate stabilization // *Science*. 2006. V. 314. N 5798. P. 452–454.
 10. *Robock A., Oman L., Stenchikov G.L.* Regional climate responses to geoengineering with tropical and Arctic SO₂ injections // *J. Geophys. Res. D*. V. 113. N 16. P. 16101.
 11. *Елисеев А.В., Мохов И.И.* Модельные оценки эффективности ослабления и предотвращения глобального потепления климата в зависимости от сценариев контролируемых аэрозольных эмиссий в стратосферу // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2009. Т. 45. № 1 (в печати).
 12. *Гройсман П.Я.* Региональные климатические воздействия вулканических извержений // *Метеорол. и гидрол.* 1985. № 4. С. 39–45.
 13. *Groisman P.Ya.* Possible regional climate consequences of the Pinatubo eruption: an empirical approach // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. N 15. P. 1603–1606.
 14. *Trenberth K.E., Dai A.* Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering // *Geophys. Res. Lett.* 2007. V. 34. N 15. P. L15702.
 15. *Matthews H.D., Caldeira K.* Transient climate-carbon simulations of planetary geoengineering // *Proc. Nat. Acad. Sci.* 2007. V. 104. N 24. P. 9949–9954.
 16. *Tilmes S., Muller R., Salawitch R.* The sensitivity of polar ozone depletion to proposed geoengineering schemes // *Science*. 2008. V. 320. N 5880. P. 1201–1204.
 17. *Rasch P.J., Crutzen P.J., Coleman D.B.* Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols: The role of particle size // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. N 2. P. L02809.
 18. *Елисеев А.В., Мохов И.И.* Влияние вулканической активности на изменение климата последних нескольких веков: оценки с климатической моделью промежуточной сложности // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2008. Т. 44. № 6. С. 723–746.
 19. *Mokhov I.I., Eliseev A.V.* Geoengineering efficiency: Preliminary assessment with a climate model of intermediate complexity // *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling. WGNE-38* / J. Cote, ed. Geneva, World Climate Research Program, 2008. P. 07.21–07.22.
 20. *Bluth G.J.S., Doiron S.D., Schnetzler C.C., Krueger A.J., Walter L.S.* Global tracking of the SO₂ clouds from the June, 1991 Mount Pinatubo eruptions // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. N 2. P. 151–154.
 21. *Hansen J., Sato M., Nazarenko L., Ruedy R., Lacis A., Koch D., Tegen I., Hall T., Shindell D., Santer B., Stone P., Novakov T., Thomason L., Wang R., Wang Y., Jacob D., Hollandsworth S., Bishop L., Logan J., Thompson A., Stolarski R., Lean J., Willson R., Levitus S., Antonov J., Rayner N., Parker D., Christy J.* Climate forcings in Goddard Institute for Space Studies S12000 simulations // *J. Geophys. Res. D*. 2002. V. 107. N 18. P. 4347.
 22. *Кондратьев К.Я.* От нано- до глобальных масштабов: свойства, процессы образования и последствия воздействий атмосферного аэрозоля. 7. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие и климат // *Оптика атмосф. и океана*. 2005. Т. 18. № 7. С. 535–556.
 23. *Hansen J., Lacis A., Ruedy R., Sato M.* Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19. N 2. P. 215–218.
 24. *Smith S.J., Pitcher H., Wigley T.M.L.* Global and regional anthropogenic sulfur dioxide emissions // *Glob. Planet. Change*. 2001. V. 29. N 1–2. P. 99–119.

A.V. Eliseev, I.I. Mokhov, A.A. Karpenko. Global warming mitigation by using controlled emissions of sulphate aerosols in the stratosphere: global and regional peculiarities of temperature response as estimated in the IAP RAS CM simulations.

Recently, a renewed interest appeared to the approach of climate warming mitigation employing controlled sulphur emissions in the stratosphere. In this paper, based on the IAP RAS global climate model simulations with uniform horizontal distribution of stratospheric sulfates, it is shown that a complete mitigation of warming occurring under the scenario SRES A1B of anthropogenic influence on climate, requires stratospheric sulphate emissions of 5–16 TgS/yr (depending on the chosen values of stratospheric aerosol parameters) in the middle of the 21st century and of 10–30 TgS/yr in its end. When eventually stratospheric aerosol particles are sedimented to the troposphere, it would result to its marked additional aerosol pollution. If the global temperature rise is compensated, there are still substantial regional anomalies of surface air temperature of different sign. If the warming of the most climatically sensitive regions is compensated, it requires sulphate emissions in the stratosphere additionally about 10%. Moreover, if the controlled mitigation emissions stop, their temperature effect disappears during a couple of decades with a marked acceleration of global and regional warming in this period. In particular, if controlled mitigation will stop in 2075, regional temperature rise may be as large as 3–4 K/decade.