

Моделирование влияния параметров стратосферного аэрозольного экрана на эффективность компенсации парникового потепления глобального климата

В.А. Фролькис, И.Л. Кароль*

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова
194021, г. Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

Поступила в редакцию 1.06.2010 г.

Рассмотрены различные свойства стратосферных сульфатных аэрозолей и их распределение по размерам, и оценено, насколько эффективно они компенсируют изменения потоков излучений на разных уровнях атмосферы и отклонения температуры воздуха при парниковом потеплении и при использовании аэрозольного экрана. С этой целью используется двумерная среднезональная модель среднегодового радиационно-термического режима тропосферы и стратосферы (энергобалансовая радиационно-конвективная модель, ЭБРКМ), позволяющая оценивать прямые эффекты изменения многих параметров аэрозолей атмосферы и подстилающей поверхности, а также характеристик аэрозольных экранов.

Получены оценки аэрозольной оптической толщины и массы сульфатных аэрозолей, необходимых для компенсации среднегодовых среднезональных приростов температуры приземного воздуха, вызванных ростом содержания парниковых газов по измерениям и по сценарию А2 МГЭИК за период 1970–2050 гг. Отмечены отсутствие компенсационных эффектов при размещении экранов в полярных зонах (вне зоны 70–50°-е широты обоих полушарий), а также невозможность полной компенсации парникового глобального потепления экраном, расположенным лишь в одном полушарии.

Ключевые слова: парниковое потепление, мгновенный и приспособленный радиационные форсинги, уходящее излучение, 75%-й сернистый стратосферный аэрозольный экран, модифицированное гамма- и логарифмическое нормальное распределения числа аэрозольных частиц по размерам, энергобалансовая радиационно-конвективная модель, компенсация парникового потепления; greenhouse climate warming, instantaneous and adjusted radiative forcings, outgoing radiative flux, 75% sulfuric acid stratospheric aerosol screen, modified Gamma and log-normal aerosol sizes distributions, energy balance radiative convective model, greenhouse gas compensation.

Введение

Проекты создания стратосферных аэрозольных экранов для противодействия текущему потеплению глобального климата (геоинжиниринг) в настоящее время интенсивно обсуждаются в научной литературе и на различных собраниях (см. обзоры в [1–6]). Основное внимание при этом уделяется моделированию эффектов глобального аэрозольного экрана на элементы климата атмосферы и подстилающей поверхности (суши и ее экосистем), а сам аэрозольный экран, его параметры и свойства обычно описываются менее полно и детально. Лишь недавно в [7] рассматривались два типа сульфатных аэрозолей, которые могут быть выбраны для построения экрана. В этой и других публикациях используются распределения аэрозольных частиц по размерам, наблюдавшиеся в известных, имевших глобальные последствия извержениях вулканов Эль-Чичон и особенно Пинатубо [8].

Без подробных характеристик параметров распределения частиц по размерам и оценок их влияния на эффективность экранирования солнечной радиации невозможно рассчитать антипарниковое действие стратосферного аэрозоля. Однако очевидно, что антропогенное распыление в стратосфере соединений серы сформирует распределение по размерам аэрозольных частиц, которое будет подобно указанным вулканическим, поэтому следует рассматривать также другие распределения как по параметрам, так и по типу и оценить их экранирующие эффекты. При создании аэрозольного экрана его частицы будут иметь, скорее всего, логарифмическое нормальное распределение (ЛНР) по размерам, однако в результате вулканического извержения может образовываться аэрозоль с модифицированным гамма-распределением (МГР) [9]. Однако экран, имеющий МГР, параметры которого указаны в [9], оказывается (как будет показано) более эффективным, поэтому «климатические» расчеты с различной широтной и высотной локализацией аэрозольного слоя проводятся с МГР-ми аэрозольными частицами, а влияние параметров, опи-

* Виктор Абрамович Фролькис (VFrolkis@vf13868.spb.edu); Игорь Леонидович Кароль (Karol@main.mgo.rssi.ru).

сывающих положение и ширину распределения, рассматривается для ЛНР аэрозолей.

К тому же большие объемы исходных данных и результатов вычислений при использовании глобальных трехмерных моделей общей циркуляции атмосферы, а также еще более трудоемких химико-климатических моделей [10, 11] усложняют анализ влияния различных типов и параметров распределений по размерам на радиационные потоки в атмосфере и на подстилающей поверхности.

В настоящей статье рассмотрены именно такие эффекты: моделируется влияние параметров и типа распределения числа частиц на интегральные радиационные потоки и температуры атмосферы и подстилающей поверхности с использованием простой модели с детальным радиационным блоком и параметризованным описанием глобального переноса воздуха и энергии — энергобалансовой радиационно-конвективной модели (ЭБРКМ).

ЭБРКМ глобальных среднезональных тропосферы и стратосферы хорошо описывает изменения атмосферных (радиационных и температурных) характеристик, вызванные внешними воздействиями на радиационный баланс. Именно к таким воздействиям относится создание стратосферного аэрозольного экрана. При исследовании компенсации температурных «возмущений» на подстилающей поверхности также целесообразно рассмотреть компенсацию радиационных возмущений [форсинг (РФ)] от парникового эффекта и аэрозольного экрана на уровне тропопаузы и на нижней и верхней границах атмосферы. На этих уровнях определяются и широко применяются в теории и на практике климатических исследований оценки радиационных возмущений (форсинга) и их производных — потенциалов глобального потепления [12]. Рассматриваются два основных варианта РФ: мгновенный РФ (МРФ) и приспособленный РФ (ПРФ), причем в обоих вариантах используется содержание радиационно-активных примесей, соответствующее моменту вычисления форсинга.

Использование компенсаций РФ и их производных, с одной стороны, упрощает их расчеты и подбор параметров, а с другой — делает результаты менее зависимыми от параметров модели, прежде всего температурных, тесно связанных со многими характеристиками климатической системы. По существу, остается связь компенсации лишь с радиационными факторами, которые в основном и обусловлены параметрами аэрозольного экрана.

1. Климатическая модель

ЭБРКМ климатической системы является зонально-осредненной стационарной среднегодовой моделью [13–15]. Вертикальное распределение температуры атмосферы $T(z, x)$ в различных широтных зонах φ , $x = \sin(\varphi)$, определяется лучисто-конвективным равновесием [15–18]: если вычисленный вертикальный профиль температуры имеет сверхкритический градиент, то он заменяется на критический. Замена вертикального градиента тем-

пературы приводит к изменению теплосодержания тропосферы, которое восстанавливается в соответствии с законом сохранения энергии: в климатической системе на верхней границе атмосферы H проинтегрированные по всему земному шару и за год потоки приходящей и уходящей энергии излучения равны между собой.

Температура поверхности $T_0(y)$ подчинена стационарному уравнению притока тепла, для получения которого атмосфера плюс деятельный слой подстилающей поверхности интегрируются по вертикали и горизонтальный перенос параметризуется по [19]:

$$-\frac{\partial}{\partial y} \beta(y)(1-y^2) \frac{\partial}{\partial y} T_0(y) = S_H(y) - I_H(y), \quad (1)$$

где y также определяется через синус широты; $\beta(y) = \beta_0 k(y)$; $k(y)$ — коэффициент макропереноса тепла с размерностью $[k(y)] = 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$; $\beta_0 = 0,2559 \text{ Дж}/(\text{К} \cdot \text{м}^4)$ [13, 14]; $S_H(y)$ и $I_H(y)$ — эффективные потоки радиации на верхней границе атмосферы. На полюсах используется естественное крайнее условие: поток тепла равен нулю,

$$\beta(y) \sqrt{(1-y^2)} \partial T_0(y) / \partial y = 0 \text{ при } y = \pm 1.$$

Альbedo подстилающей поверхности $\alpha_0(y, T_0)$ определяется положением границ g_S и g_N снежно-ледовых областей в Южном и Северном полушариях [13–15, 20] и задается в виде

$$\alpha_0(y, T_0) = \begin{cases} \alpha_i(y), T_0(y) \leq T_i(g_k), \\ \alpha_g(y), T_0(y) \geq T_i(g_k) \end{cases}, \quad (2)$$

или

$$\alpha_0(y, g_S, g_N) = \begin{cases} \alpha_i(y), |y| \geq |g_k|, \\ \alpha_g(y), |y| \leq |g_k|, \end{cases}, \quad (3)$$

где $T_i(g_k)$ — температура границ g_k полярных областей; $\alpha_i(y)$ и $\alpha_g(y)$ — альbedo подстилающей поверхности в полярной области и вне ее; $k = S, N$. Соотношение (2) определяет положительную альbedo-температурную обратную связь.

По вертикали атмосфера разбивается на $m = 28$ слоев, верхняя граница принимается на уровне $H = 0,3$ мбар. По горизонтали используются две широтные сетки: крупнозональная сетка (X_G), состоящая из $n = 8$ широтных кругов с границами на $90, 70, 50, 30$ и 0° южной и северной широты, и мелкозональная сетка (Y_L) из $f = 36$ кругов шириной по 5° каждый. На сетке X_G вычисляются вертикальные распределения температуры $T(z, x)$ и радиационных потоков $S(z, x)$ и $I(z, x)$, а необходимые для их определения температура $T_0(x)$ и альbedo α_0 поверхности получаются в результате усреднения по сетке Y_L , на которой вычисляется по уравнению (1) температура поверхности $T_0(y)$.

Коэффициент горизонтального макропереноса тепла $k(x)$ считается постоянным в пределах полушария и подбирается таким образом, чтобы в случае исходного невозмущенного поля температуры, за которое принимается температура 1970 г., границы снежно-ледовых полярных шапок находились на 60° ю.ш. и 72° с.ш. соответственно. В основном варианте модели считается, что в Северном полушарии $T_i(g_N) = -10^\circ\text{C}$, в Южном — $T_i(g_S) = -1,9^\circ\text{C}$ [20].

Эксперименты с ЭБРКМ по удвоению содержания углекислого газа в атмосфере дали оценки изменения глобально-осредненной температуры поверхности на $2,5^\circ\text{C}$, что хорошо согласуется с диапазоном значений $2,0\text{--}3,5^\circ\text{C}$, полученным в экспериментах с моделями общей циркуляции атмосферы и океана [21]. Такое согласие полученных результатов дает основание использовать ЭБРКМ для оценки аэрозольной компенсации парникового эффекта [15].

2. Оценка радиационного парникового эффекта

Антропогенное загрязнение оценивается на основании данных и прогнозов, приведенных в [16, 21], уровень выбросов прогнозируется по сценарию А2 МГЭИК. По фактическим данным и указанным в сценарии антропогенным потокам загрязняющих веществ или их приземным концентрациям рассчитаны вертикальные распределения газового состава [22]. Вычисленные концентрации используются для расчета изменений радиационного режима атмосферы, а также модельной стационарной температуры атмосферы и температуры поверхности, соответствующих наблюдаемому и прогнозируемому выбросам по десятилетиям за период 1970–2050 гг. Моделируются стационарные десятилетние периоды с использованием уровней загрязнения начала каждой декады. Десятилетний период выбран, во-первых, потому, что это приближительное время релаксации атмосферы и верхнего квазигоризонтального слоя океана [23], во-вторых, из соображений календарного удобства.

При вычислении лучистых потоков в атмосфере различают мгновенный и приспособленный радиационный форсинг. Радиационный форсинг, вычисляемый для некоторого периода времени $t_1 \leq t \leq t_2$, — изменение эффективного интегрального радиационного потока $\overline{\Delta R(x)} = \overline{R(z_{tr}, x, t_2)} - \overline{R(z_{tr}, x, t_1)}$ на уровне тропопаузы z_{tr} , проинтегрированное по земному шару, вызванное вариацией радиационно-активных составляющих климатической системы за указанный период. МРФ рассчитывается при заданной невозмущенной температуре атмосферы, которая соответствует моменту времени t_1 , а ПРФ — при заданной невозмущенной температуре тропосферы, соответствующей моменту t_1 , и лучисто-равновесной температуре стратосферы, вычисленной для возмущенного уровня радиационно-активных составляющих, соответствующего моменту t_2 [21, 24]. По аналогии с МРФ и ПРФ мы рассматриваем мгновенные и приспособленные интегральные потоки радиации, падающие на подстилающую поверхность $R_0^\downarrow(x) = S^\downarrow(z_0, x) + I^\downarrow(z_0, x)$ и уходящие с верхней границы H атмосферы $R_H^\uparrow(x) = S_H^\uparrow(x) + I_H^\uparrow(x)$, где $S^\downarrow(z_0, x)$, $S_H^\uparrow(x)$ и $I^\downarrow(z_0, x)$, $I_H^\uparrow(x)$ — нисходящие и восходящие коротковолновые и длинноволновые потоки на нижней и верхней границах соответственно; черта сверху обозначает глобальное осреднение.

Для различных уровней наблюдаемого и прогнозируемого загрязнения атмосферы в табл. 1 приведены (относительно 1970 г.) рассчитанные декадные значения МРФ и ПРФ, изменения мгновенного падающего $\overline{\Delta R_0^\downarrow}$ и мгновенного и приспособленного уходящего $\overline{\Delta R_H^\uparrow}$ лучистых потоков, а также температуры поверхности $\overline{\Delta \bar{T}_0}$ в двух численных экспериментах с учетом альbedo-температурной положительной обратной связи (2) и без нее (3).

В соответствии с различными оценками, приведенными, например, в [15, 24], обусловленный антропогенным загрязнением при постоянном содержании аэрозоля радиационный форсинг за период

Таблица 1

Оценки параметров парникового потепления, $\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$ ($\overline{\Delta T_0}$ в $^\circ\text{C}$), по сценарию А2 для десятилетних интервалов

Параметр	Годы						
	1970–1980	1980–1990	1990–2000	2000–2010	2010–2020	2020–2030	2040–2050
МРФ	0,48	0,99	1,47	2,01	2,64	3,36	4,81
ПРФ	0,45	0,92	1,37	1,86	2,45	3,13	4,49
$\overline{\Delta R_0^\downarrow}$, мгнов.	0,15	0,32	0,47	0,57	0,61	0,65	0,78
$\overline{\Delta R_H^\uparrow}$, мгнов.	–0,34	–0,66	–0,94	–1,29	–1,78	–2,33	–3,41
$\overline{\Delta R_H^\uparrow}$, присп.	–0,47	–0,95	–1,39	–1,88	–2,49	–3,19	–4,60
$\overline{\Delta \bar{T}_0}$, см. (2)	0,49	0,80	1,12	1,46	1,77	2,29	3,35
$\overline{\Delta \bar{T}_0}$, см. (3)	0,40	0,55	0,70	0,85	1,25	1,56	2,15

1970–2050 гг. находится в интервале 3–6 Вт · м⁻², а за период 1970–2000 гг. составляет примерно 1,2 Вт · м⁻². Изменение температуры за эти периоды составляет 1–3 и 0,4–0,6 °С соответственно, а за период 1979–2003 гг., по оценкам [25], оно равно 0,38 °С. Сравнение этих результатов показывает, что оценки, получаемые по ЭБРКМ, хорошо согласуются с оценками, приводимыми другими авторами.

3. Описание экспериментов с климатической моделью

В расчетах в слой стратосферы помещается 75%-й сернистый аэрозоль, комплексный показатель преломления которого приведен в [9]. Аэрозоль распыляется в слое $\Delta z = 2$ км, расположенном над тропопаузой: а) либо равномерно по всему земному шару, б) либо по симметричным относительно экватора широтным поясам, в) либо по широтным поясам только в Северном полушарии. Оптическая толщина аэрозольного слоя τ подбирается таким образом, чтобы компенсировать обусловленные парниковыми газами осредненные по земному шару или мгновенный, или приспособленный радиационные форсинги $\Delta \bar{R}$, или изменения уходящего $\Delta \bar{R}_H^\uparrow$, или падающего $\Delta \bar{R}_0^\downarrow$ потоков, или изменения температуры поверхности $\Delta \bar{T}_0$.

При компенсации подбор оптической толщины τ_t аэрозольного слоя происходит таким образом, чтобы выполнялись равенства

$$\int_{-1}^1 Y([C_{1970}], \tau_t, x) dx = - \int_{-1}^1 Y([C_t], \tau_{1970} = 0, x) dx, \quad (4)$$

или

$$\int_{-1}^1 Y([C_t], \tau_t, x) dx = 0, \quad (5)$$

где $[C_{1970}]$ и $[C_t]$ – концентрации радиационно-активных газовых составляющих атмосферы, соответствующие начальному 1970 г. и рассматриваемому году t ; Y – либо $\Delta R(x)$, либо $\Delta R_H^\uparrow(x)$, либо $\Delta R_0^\downarrow(x)$, либо $\Delta T_0(x)$. Соотношение (4) соответствует случаю, когда τ_t подбирается в предположении, что концентрации газового состава $[C_t]$ и оптические толщины τ не взаимодействуют при вычислении радиационных характеристик Y , т.е. $[C_t]$ входят в левую, а τ – в правую части уравнения баланса (4). При определении τ по (5) учитывается взаимодействие газовых концентраций и аэрозолей при расчете радиационных параметров. Соотношение (4) позволяет при подборе τ применять разные модели для оценки парниковых и аэрозольных изменений.

Подбор τ по радиационным параметрам ($\Delta \bar{R}$, $\Delta \bar{R}_H^\uparrow$, $\Delta \bar{R}_0^\downarrow$), в отличие от подбора по изменению

приземной температуры $\Delta \bar{T}_0$, можно считать приближенно «модельно» независимым, так как расчет мгновенных радиационных потоков слабо зависит от динамических свойств модели, а определяется только качеством ее радиационного кода. В используемой ЭБРКМ осредненная по земному шару температура поверхности \bar{T}_0 вычисляется из условия глобального радиационного баланса, поэтому подбор τ по изменению \bar{T}_0 должен приводить к оценкам, близким к оценкам τ , получаемым по $\Delta \bar{R}$ и $\Delta \bar{R}_H^\uparrow$.

4. Эффект распределения по размерам частиц аэрозольного ансамбля

Рассматриваются модифицированное гамма- и логарифмическое нормальное распределения числа аэрозольных частиц по размерам. Предполагается, что частицы однородны и имеют сферическую форму. Оптические свойства аэрозольного ансамбля, его коэффициент ослабления, альbedo однократного рассеяния и средний косинус индикатрисы рассеяния, необходимые для расчета радиационных потоков, вычисляются по теории Ми [26]. С использованием этой теории для каждой аэрозольной частицы определяются факторы эффективности ослабления и рассеяния, по которым находят сечения ослабления и рассеяния частицы и ее средний косинус индикатрисы рассеяния.

По заданному распределению числа частиц по размерам находятся объемные коэффициенты ослабления $K_{ex}(\lambda)$ и рассеяния $K_{sc}(\lambda)$, альbedo однократного рассеяния ансамбля аэрозольных частиц. Средний параметр асимметрии индикатрисы рассеяния определяется средневзвешенным по аэрозольному ансамблю косинусом индикатрисы. Оптическая толщина аэрозольного слоя $\tau(\lambda) = K_{ex}(\lambda)\Delta z$, где Δz – его геометрическая толщина. По оптической толщине вычисляются концентрация частиц, масса аэрозольного слоя M_{aer} и эквивалентная масса серы

$$M_S = 0,41079 M_{aer} = \mu t, \quad (6)$$

где μ , Mt , – коэффициент, рассчитываемый на основании параметров аэрозольного ансамбля, объема аэрозольного слоя и плотности аэрозольного вещества.

Если распределение по размерам аэрозольных частиц описывается МГР, то его плотность

$$f(r) = A(r/r_0)^\alpha \exp(-b(r/r_0)^\gamma), \quad (7)$$

$$A = \gamma b^{(\alpha+1)/\gamma} \Gamma^{-1}((\alpha+1)/\gamma),$$

где A – константа, определяемая из условия нормировки $\int_0^\infty f(r) dr = 1$; Γ – гамма-функция; r_0 , b , α и γ – параметры распределения; $r_0 = 1$ мкм, а остальные параметры безразмерны [9].

При ЛНР частиц по размерам (например, в виде [27]) имеем

$$f(r) = \frac{1}{\sqrt{2\pi \ln(\sigma_g)}} \frac{1}{r} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/a_g)}{2\ln^2(\sigma_g)}\right), \quad (8)$$

где a_g — параметр положения, мкм, являющийся медианой распределения; σ_g — параметр формы, мкм.

Табл. 2 содержит характеристики ансамбля аэрозольных частиц, выраженные через параметры их распределений.

Рассмотрение эффективных параметров связано с тем, что распределения по размерам аэрозольных частиц с одинаковыми эффективными параметрами R_{ef} и α_{ef} (особенно для крупных частиц $r > \lambda$, где λ — длина волны падающего излучения) могут иметь близкие характеристики рассеяния, независимо от вида функции распределения [28].

Стратосферные аэрозольные частицы распределены по размерам в соответствии с МГР (7) с параметрами $\alpha = 1$, $\gamma = 1$ и $b = 18$, которые оценивались в [9]. Наличие четырех параметров в МГР приводит к тому, что варьировать их достаточно сложно, особенно если учесть, что эти вариации не могут быть произвольны, так как связаны между собой требованиями нормировки и положительности распределения. Поэтому, чтобы исследовать влияние параметров распределения на оптические свойства аэрозольного экрана, МГР-ансамбль (7) пересчитывается на эквивалентный ему ансамбль, описываемый ЛНР (8). Для этого вычисляются модальный радиус $r_{mod} = 0,556$ мкм и среднеквадратическое отклонение $\sigma_r = 0,0786$ мкм аэрозольных

частиц, по ним находятся параметры положения $a'_g = 0,09$ мкм и формы $\sigma'_g = 1,93$ мкм ЛНР, которые затем варьируются.

Результаты определения оптических толщин τ аэрозольной компенсации по МРФ для последовательных декад с четырьмя вариантами распределения частиц по размерам, одним МГР и тремя ЛНР указаны в табл. 3.

Аэрозоль, описываемый МГР, характеризуется указанными ранее параметрами [9]. В соответствии с [7] используются приближения малых и больших частиц, имеющих ЛНР, с параметрами $a_g = 0,05$, $\sigma_g = 2,03$ и $a_g = 0,376$, $\sigma_g = 1,25$ мкм соответственно. Четвертое распределение получено при пересчете МГР в ЛНР с a'_g и σ'_g , это распределение также описывает малые частицы, но является более узким.

На рис. 1 показаны графики $f(r)$, соответствующие этим распределениям.

Компенсирующие значения τ получились одинаковыми как для больших, так и для малых частиц, подчиненных ЛНР, а для аэрозоля с МГР τ оказывается несколько меньше, и это уменьшение составляет приблизительно 25%. Соответствующие массы серы M_S , компенсирующие МРФ, приведены в табл. 4.

Для аэрозоля с МГР M_S примерно на треть меньше, чем M_S слоя с ЛНР. В рассмотренном здесь случае, когда частицы описываются ЛНР с указанными параметрами и подобраны так, чтобы компенсировать радиационный форсинг, большие частицы более эффективны (так как им соответ-

Таблица 2

Характеристики ансамбля аэрозольных частиц для МГР и ЛНР		
Параметр	МГР	ЛНР
$\bar{r} = \int_0^\infty r f(r) dr$	$b^{-1/\gamma} \Gamma((\alpha + 2)/\gamma) / \Gamma((\alpha + 1)/\gamma)$	$a_g \exp(\ln^2(\sigma_g)) / 2$
$r_{mod} : df(r_{mod})/dr = 0$	$\exp(\ln(\alpha/(b\gamma)) / \gamma)$	$r_g \exp(-\ln^2(\sigma_g))$
$\sigma_r^2 = \int_0^\infty (r - \bar{r})^2 f(r) dr$	$b^{-2/\gamma} \left(\frac{\Gamma((\alpha + 3)/\gamma)}{\Gamma((\alpha + 1)/\gamma)} - \frac{\Gamma^2((\alpha + 2)/\gamma)}{\Gamma^2((\alpha + 1)/\gamma)} \right)$	$a_g^2 \exp(\ln^2(\sigma_g)) (\exp(\ln^2(\sigma_g)) - 1)$
$G_{ef} = \int_0^\infty \pi r^2 f(r) dr$	$b^{-2/\gamma} \pi \Gamma((\alpha + 3)/\gamma) / \Gamma((\alpha + 1)/\gamma)$	$\pi a_g^2 \exp(2\ln^2(\sigma_g))$
$R_{ef} = \int_0^\infty r \pi r^2 f(r) dr / G_{ef}$	$b^{-1/\gamma} \Gamma((\alpha + 4)/\gamma) / \Gamma((\alpha + 3)/\gamma)$	$a_g \exp(5\ln^2(\sigma_g)) / 2$
$V_{ef} = (4/3) \int_0^\infty \pi r^3 f(r) dr$	$4/3 b^{-3/\gamma} \pi \Gamma((\alpha + 4)/\gamma) / \Gamma((\alpha + 1)/\gamma)$	$4/3 \pi a_g^3 \exp(9\ln^2(\sigma_g)) / 2$

Примечание. \bar{r} — средний и r_{mod} — модальный радиусы частицы, мкм; σ_r^2 — дисперсия; G_{ef} — эффективное геометрическое сечение частицы, мкм²; R_{ef} — эффективный радиус, мкм; V_{ef} — эффективный объем частицы, мкм³.

Таблица 3

Оптическая толщина τ , компенсирующая парниковый эффект по десятилетним интервалам

Распределение по размерам	r_{mod} , мкм	R_{ef} , мкм	1970–1980	1980–1990	1990–2000	2000–2010	2010–2020	2020–2030	2040–2050
МГР	0,056	0,222	0,018	0,037	0,055	0,075	0,100	0,127	0,185
ЛНР, большие частицы	0,358	0,426	0,023	0,049	0,073	0,101	0,134	0,172	0,252
ЛНР, малые частицы	0,030	0,175	0,023	0,049	0,074	0,102	0,135	0,174	0,255
ЛНР по МГР, малые частицы	0,056	0,254	0,023	0,049	0,074	0,102	0,135	0,173	0,254

Эквивалентная масса серы M_s , Мт, компенсирующая парниковый эффект по десятилетним интервалам

Распределение по размерам	G_{ef} , мкм ²	V_{ef} , мкм ³	1970– 1980	1980– 1990	1990– 2000	2000– 2010	2010– 2020	2020– 2030	2040– 2050
МГР	0,058	0,017	0,993	2,074	3,113	4,281	5,654	7,243	10,51
ЛНР, большие частицы	0,491	0,279	1,287	2,699	4,065	5,612	7,441	9,574	14,02
ЛНР, малые частицы	0,021	0,005	1,673	3,507	5,281	7,290	9,673	12,46	18,28
ЛНР по МГР, малые частицы	0,055	0,019	1,535	3,219	4,849	6,692	8,879	11,43	16,76

вует меньшая масса эквивалентного слоя серы), чем малые. Также в табл. 3 и 4 приведены значения модального r_{mod} и эффективного R_{ef} радиусов, эффективного сечения G_{ef} и эффективного объема V_{ef} , соответствующих рассматриваемым распределениям.

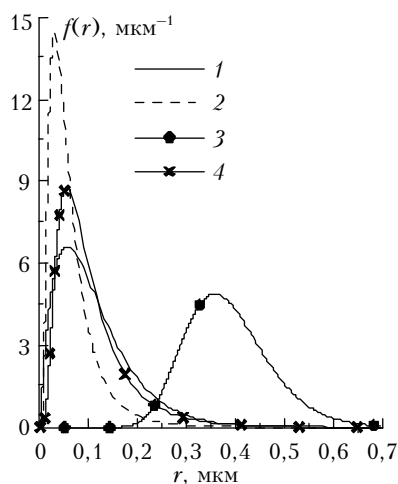


Рис. 1. Плотность распределения числа частиц $f(r)$ по их радиусам r для МГР (1) и ЛНР (2, 3, 4), где 2 – малые частицы; 3 – большие частицы; 4 – малые частицы, распределение которых эквивалентно используемому МГР

Максимальный R_{ef} , а следовательно, и максимальные G_{ef} и V_{ef} приводят к минимальной массе аэрозольного слоя при компенсации радиационного форсинга. Что касается малых аэрозольных частиц, то независимо от типа распределения они имеют близкие значения R_{ef} , а минимальная масса слоя получается, когда частицы подчиняются МГР, которое в этом случае характеризуется минимальным значением $f(r_{mod})$. Эти расчеты показывают, что важны не только размер частиц, но и форма распределения их по размерам.

При варьировании параметров ЛНР рассматриваются значения $a_g = 0,05; 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5$ мкм и $\sigma_g = 1,1; 1,5; 2,0; 2,5$ мкм и их влияние на эффективный радиус R_{ef} ансамбля частиц, а также на радиационный форсинг $\Delta\bar{R}$, оптическую толщину аэрозоля τ и эквивалентную массу серы M_s .

На рис. 2 показаны зависимости эффективного радиуса R_{ef} от параметров a_g и σ_g .

Эффективный радиус R_{ef} линейно зависит от a_g , причем при малых значениях σ_g имеем $R_{ef} \cong a_g$,

а с ростом σ_g коэффициент пропорциональности в этой зависимости возрастает до 10. В рассматриваемом диапазоне значений R_{ef} хорошо аппроксимируется кубической зависимостью от σ_g .

Объемный коэффициент ослабления K_{ex} в видимом диапазоне ($\lambda = 0,55$ мкм) как функция эффективного радиуса R_{ef} , рассчитанный для концентрации аэрозоля $N_0 = 9088$ см⁻³ из [9] для различных значений σ_g , указан на рис. 3, а.

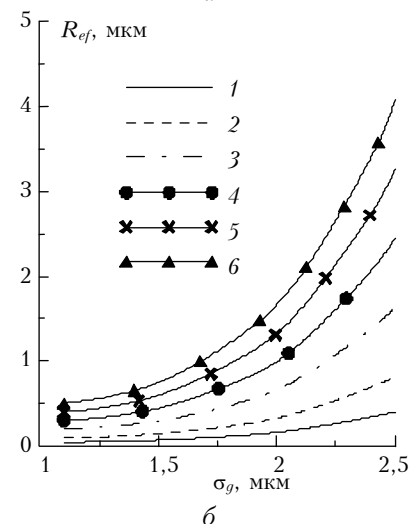
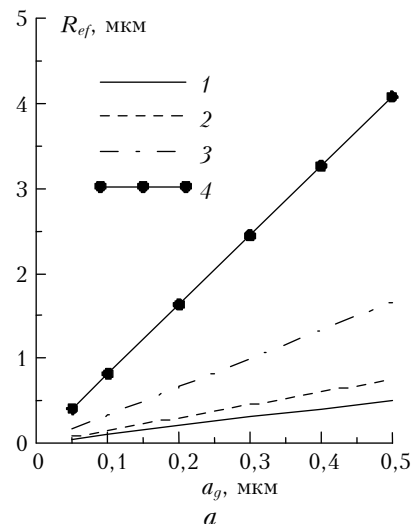


Рис. 2. Эффективный радиус R_{ef} в зависимости от a_g , рассчитанный по ЛНР для значений σ_g , равных 1,1 (1); 1,5 (2); 2,0 (3); 2,5 (4) мкм (а), и σ_g , вычисленный для значений a_g , равных 0,05 (1); 0,1 (2); 0,2 (3); 0,3 (4); 0,4 (5); 0,5 (6) мкм (б)

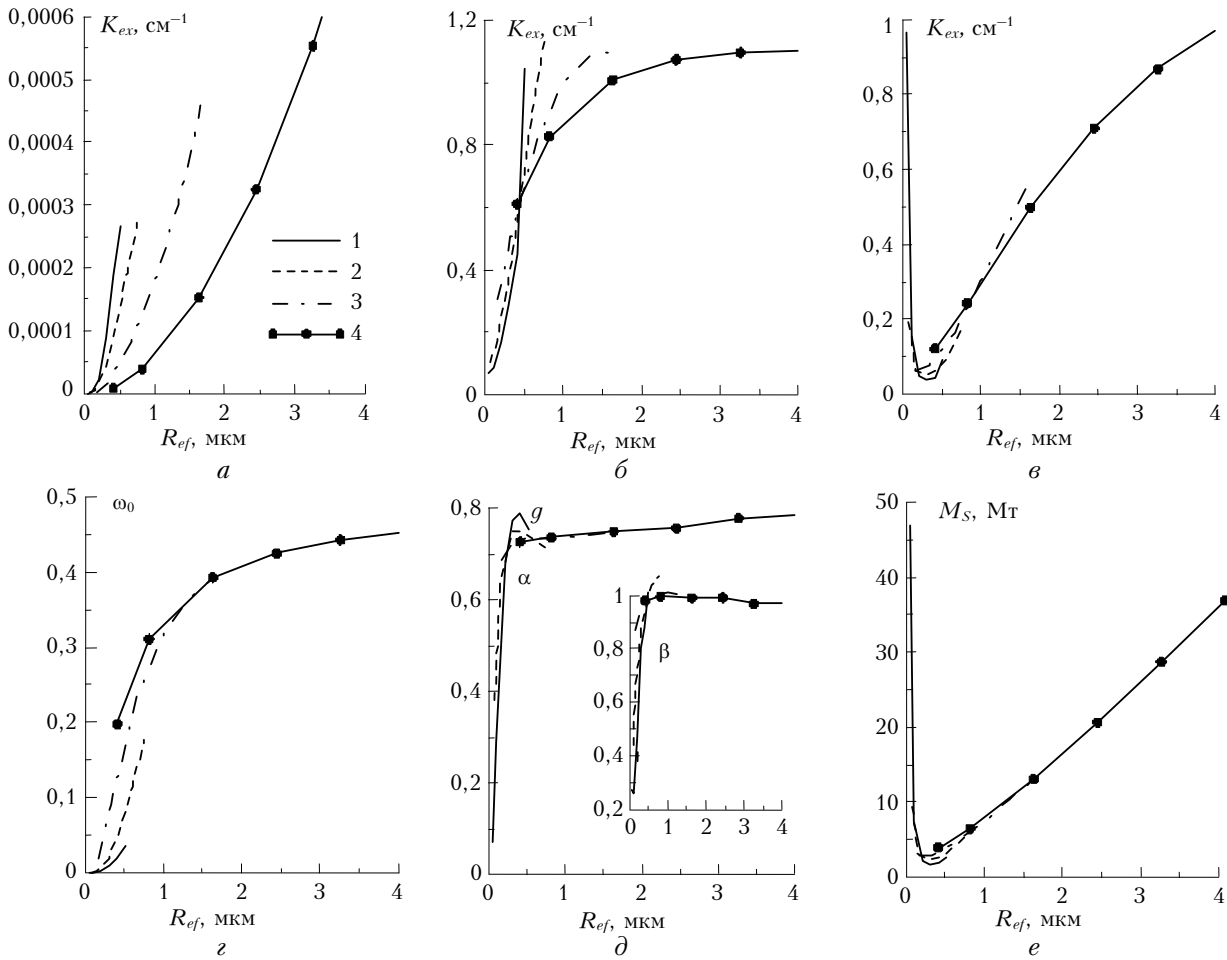


Рис. 3. Объемный коэффициент ослабления K_{ex} (см^{-1}) в видимом диапазоне (а); объемные коэффициенты ослабления K_{ex} в БИК- (б) и ИК- (в) диапазонах, нормированные на значения K_{ex} для $\lambda = 0,55$; альbedo однократного рассеяния ω_0 в ИК-диапазоне (з); средний косинус индикатрисы рассеяния g в видимом (α) и БИК- (β) диапазонах (д); нормированный на g для $\lambda = 0,55$ (рассчитаны при $N_0 = 9088 \text{ см}^{-3}$), и масса серы M_S , соответствующая $\tau(\lambda = 0,55) = 0,1$ (е) в зависимости от эффективного радиуса R_{ef} при значениях σ_g , равных 1,1 (1), 1,5 (2), 2,0 (3) 2,5 (4) мкм

Зависимость K_{ex} от R_{ef} хорошо описывается квадратичной зависимостью вида

$$K_{ex} = a_2 R_{ef}^2 + a_1 R_{ef} + a_0 \quad (R_{ef} \geq 0,05)$$

с коэффициентом детерминации не менее 0,991. Оптическая толщина τ в видимом диапазоне возрастает с увеличением R_{ef} тем быстрее, чем меньше σ_g . Объемные коэффициенты ослабления K_{ex} в ближнем инфракрасном (БИК) и инфракрасном (ИК) диапазонах, нормированные на коэффициент K_{ex} для длины волны $\lambda = 0,55$ мкм ($N_0 = 9088 \text{ см}^{-3}$), приведены на рис. 3, б, в. Коэффициент ослабления в БИК-диапазоне резко возрастает с увеличением R_{ef} , затем рост K_{ex} прекращается, причем тем скорее, чем больше σ_g . Коэффициент ослабления в ИК-диапазоне имеет ярко выраженный минимум при $0,30 \leq R_{ef} \leq 0,45$ мкм независимо от значения σ_g . Альbedo однократного рассеяния ω_0 аэрозольного ансамбля в видимом диапазоне равно, а в БИК-диапазоне почти равно единице при рассматриваемых значениях R_{ef} , а ω_0 в ИК-диапазоне возрастает

с увеличением эффективного радиуса R_{ef} , особенно при больших значениях σ_g , однако этим ростом можно пренебречь при малых значениях σ_g (рис. 3, з). Значения среднего косинуса индикатрисы рассеяния g (рис. 3, д) в видимом диапазоне (α) практически совпадают для $\sigma_g = 1,1$ и $1,5$ мкм и быстро увеличиваются при возрастании R_{ef} , а для $\sigma_g = 2,0$ и $2,5$ мкм значения g также близки, но слабо меняются при росте R_{ef} . Поведение g в БИК-интервале качественно такое же, как и в видимом. Литерой β обозначены значения g в БИК-диапазоне, нормированные на g для длины волны $\lambda = 0,55$. Рис. 3, д (β) показывает, что g в БИК очень быстро увеличивается с ростом R_{ef} , а при достижении значения $R_{ef} = 0,4$ мкм g становится примерно равным своему значению в видимом участке спектра. Эквивалентная масса серы M_S , соответствующая оптической толщине $\tau = 0,10$ на длине волны $\lambda = 0,55$ мкм, также имеет ярко выраженный минимум при $0,30 \leq R_{ef} \leq 0,45$ мкм, по обе стороны от которого наблюдаются близкие к линейным зависимости M_S от R_{ef} , как показано на рис. 3, е.

Коэффициенты чувствительности, показывающие скорости изменения: а) МРФ в зависимости от оптической толщины аэрозольного экрана $d\bar{R}/d\tau$, б) τ — от массы аэрозольного экрана $d\tau/dM_S$ и в) глобальной радиационной температуры приземной поверхности — от массы аэрозольного экрана $d\bar{T}_0/dM_S$, для различных значений R_{ef} приведены на рис. 4.

Эти коэффициенты оценивались на основе линейной регрессии для различных экранов с ЛНР-частицами, компенсирующих МРФ за последовательные декады периода 1970–2050 гг., и для рассматриваемых значений параметра σ_g . При малых σ_g (кривые 1 и 2) $|d\bar{R}/d\tau|$ резко возрастает с уменьшением R_{ef} . При больших σ_g (кривые 3 и 4) наоборот, уменьшается и практически перестает изменяться с ростом R_{ef} (кривая 4). Максимальные значения $|d\bar{R}/d\tau|$ достигаются при $R_{ef} \approx 0,5$ мкм и $\sigma_g = 1,1$ мкм. Величина $d\tau/dM_S$ имеет максимум, а $d\bar{T}_S/dM_S$ — минимум при $0,30 \leq R_{ef} \leq 0,45$ мкм, который не смещается при изменении σ_g .

Расчеты оптических аэрозольных толщин τ и соответствующих масс серы M_S для различных рассматриваемых интервалов, компенсирующих парниковое потепление по МРФ, в зависимости от эффективного радиуса R_{ef} , показали, что минимальный уровень τ получается, когда $0,1 \leq R_{ef} \leq 0,6$ мкм при всех рассматриваемых значениях σ_g . Величина τ резко возрастает при «малых» σ_g ($\leq 1,1$ мкм) и $R_{ef} \rightarrow 0,05$ мкм и при «больших» σ_g (≥ 2 мкм) и $R_{ef} \rightarrow 1$ мкм. Минимальные массы серы M_S достигаются, когда $1,1 \leq \sigma_g \leq 1,5$ мкм и $0,2 \leq R_{ef} \leq 0,4$ мкм, за пределами этого диапазона

требуемые для компенсации массы серы скачкообразно возрастают. На рис. 5 приведены компенсирующие значения τ для 2010 г. Когда экран состоит из частиц малых размеров $R_{ef} \leq 0,1$, то резко падает ослабление в видимом и БИК (рис. 3, а, б)-диапазонах, и, наоборот, резко возрастает ослабление в ИК-диапазоне (рис. 3, в), причем последнее приводит к дополнительному противоизлучению аэрозольного слоя.

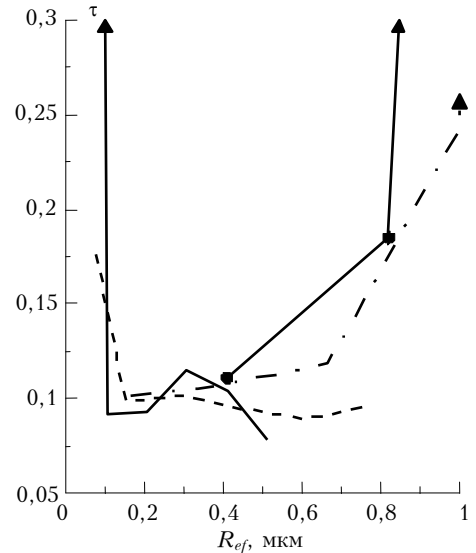


Рис. 5. Оптическая толщина τ , соответствующая компенсации по мгновенному радиационному форсингу для 2010 г. и значений σ_g , указанных на рис. 4. Стрелки на кривых указывают, что кривые обрезаны, так как резко выходят за пределы области построения

В этом случае компенсирующий экран должен иметь большие значения как τ , так и M_S . Если

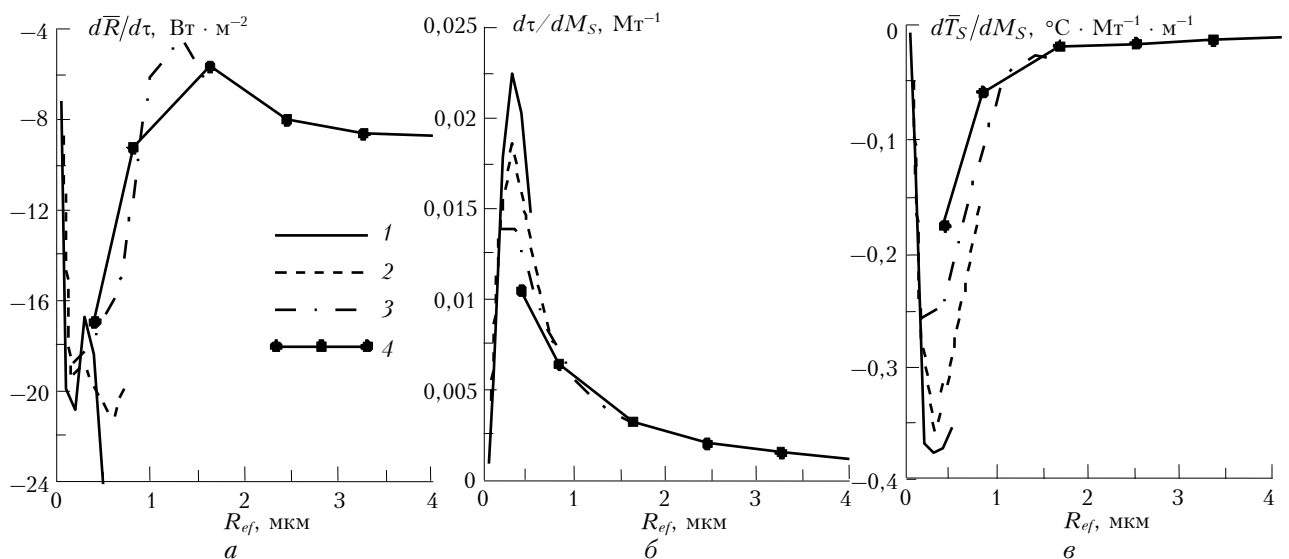


Рис. 4. Скорости изменения: а — $d\bar{R}/d\tau$; б — $d\tau/dM_S$; в — $d\bar{T}_S/dM_S$ в зависимости от эффективного радиуса R_{ef} , рассчитанные для значений $\sigma_g = 1,1$ (1); 1,5 (2); 2,0 (3); 2,5 (4) мкм

экран состоит из больших частиц, то также возрастает ИК-поглощение и, следовательно, противозлучение в ИК-диапазоне, и в результате снова резко увеличиваются τ и M_S .

5. Равномерное распыление стратосферного сернокислого аэрозоля

75%-й сернокислый аэрозоль равномерно распыляется по стратосферному шаровому слою высотой $\Delta z = 2$ км, охватывающему весь земной шар и находящемуся над тропопазузой на высоте 168 мбар (~ 13 км). Аэрозольные частицы распределены по размерам в соответствии с МГР с параметрами, указанными в разд. 4 (серия I численных экспериментов). Оптическая толщина аэрозольного слоя τ подбирается из условия баланса (4) так, чтобы компенсировать вызванные антропогенным загрязнением МРФ и ПРФ изменения мгновенного нисходящего $\overline{\Delta R_0^\downarrow}$, мгновенного и приспособленного уходящего $\overline{\Delta R_H^\uparrow}$ потоков и температуры $\overline{\Delta T_0}$. В табл. 5 приведены подобранные для различных десятилетий значения τ для длины волны $\lambda = 0,55$ мкм, соответствующие забрасываемой в рассматриваемый стратосферный слой массе серы M_S в начале каждого периода.

Таблица 5

Оптические толщины τ , компенсирующие парниковый эффект для глобального аэрозольного экрана по десятилетним интервалам

Вычисление по	Годы						
	1970–1980	1980–1990	1990–2000	2000–2010	2010–2020	2020–2030	2040–2050
МРФ	0,018	0,037	0,055	0,075	0,099	0,127	0,185
ПРФ	0,016	0,034	0,051	0,070	0,092	0,118	0,172
$\overline{\Delta R_0^\downarrow}$, мгнов.	0,006	0,013	0,019	0,023	0,025	0,027	0,032
$\overline{\Delta R_H^\uparrow}$, мгнов.	0,012	0,024	0,035	0,049	0,068	0,090	0,133
присп.	0,017	0,035	0,052	0,071	0,094	0,122	0,178
$\overline{\Delta T_0}$, см. (2)	0,029	0,047	0,065	0,085	0,104	0,133	0,196
$\overline{\Delta T_0}$, см. (3)	0,035	0,049	0,062	0,076	0,112	0,140	0,192

На рис. 6 изображены результирующие изменения температуры $\overline{\Delta T_0}$, обусловленные различной аэрозольной компенсацией.

Оптические толщины τ , а соответственно и массы M_S серы [$\mu = 56,91$, Мт, см. (6)] аэрозольного слоя, подбираемые по МРФ и ПРФ, практически совпадают и обеспечивают почти полную компенсацию по изменению средней температуры поверхности, $\overline{\Delta T_0} \approx 0$. Величины τ , найденные по $\overline{\Delta R_0^\downarrow}$, существенно меньше, чем значения $\tau(\overline{\Delta R})$, но не

приводят к компенсации изменений температуры, $\overline{\Delta T_0} \neq 0$.

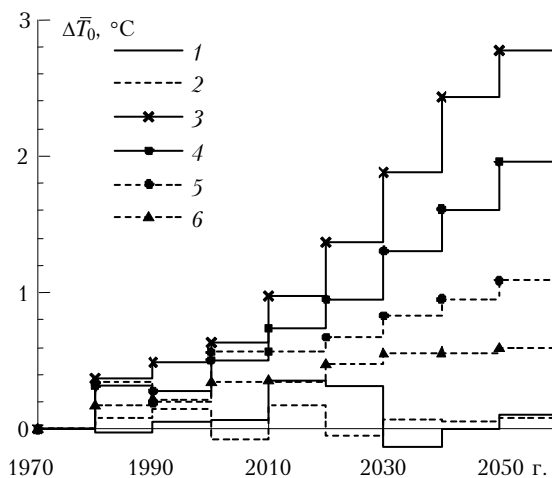


Рис. 6. Изменение осредненной по земному шару $\overline{\Delta T_0}$ температуры поверхности в результате аэрозольной компенсации по МРФ (1) и ПРФ (2), по изменениям мгновенного $\overline{\Delta R_0^\downarrow}$ (3), $\overline{\Delta R_H^\uparrow}$ мгновенного (4) и приспособленного (5), температуры поверхности $\overline{\Delta T_0}$ (6); сплошная линия – $\alpha = \alpha(T_0)$, пунктирная – $\alpha = \text{const}$

Для определения τ по мгновенным значениям $\overline{\Delta R_H^\uparrow}$ компенсация по температуре составляет приблизительно две трети от полной компенсации, но при использовании приспособленных значений $\overline{\Delta R_H^\uparrow}$ снова реализуется полная компенсация по температуре.

Таким образом, аэрозольная компенсация может подбираться по МРФ или ПРФ или по приспособленному уходящему излучению $\overline{\Delta R_H^\uparrow}$. Использование положительной обратной альбедо-температурной связи (2) может приводить к тому, что парниковое повышение температуры будет хуже аппроксимироваться радиационным изменением температуры. Это связано с тем, что если при компенсации не достигается $\overline{\Delta T_0} \approx 0$, то учет зависимости (2) приводит к росту $|\overline{\Delta T_0}|$ (рис. 6).

Численные эксперименты серии I были повторены, но при более высоком (48–35 мбар) расположении аэрозольного экрана. Расчеты показали, что вертикальное расположение стратосферного аэрозольного слоя практически не влияет на его компенсирующие свойства, это связано с тем, что осредненная за год и по земному шару стратосфера находится в состоянии лучистого равновесия (с достаточным хорошим приближением).

В рамках серии I проведены эксперименты по подбору оптической толщины τ на основании балансового соотношения (5). Различия в τ не превышают 0,001, что позволяет для оценки τ использовать баланс типа (4), на основании которого можно рассчитывать парниковый и аэрозольный эффекты по разным моделям.

6. Рассеяние аэрозоля в различных широтных зонах

В серии II численных экспериментов повторяются расчеты серии I, но аэрозольный экран размещается в симметрично расположенных относительно экватора широтных зонах 70° ю.ш. – 70° с.ш., 50° ю.ш. – 50° с.ш. и 30° ю.ш. – 30° с.ш. Результаты этих экспериментов приведены в табл. 6.

Сужение зоны аэрозольной эмиссии приводит к монотонному увеличению оптической толщины τ компенсирующего аэрозоля. В результате рассеяния аэрозоля в зонах ± 70 и $\pm 50^\circ$ получаются значения τ , близкие к тем, что были получены при рассеянии аэрозоля по всему земному шару. Однако при выбросах в зоне $\pm 30^\circ$ компенсирующая оптическая толщина возрастает примерно на треть, причем значения τ , подобранные по $\Delta\bar{T}_0$, приблизительно на 40% больше, чем значения τ – по МРФ или ПРФ. Таким образом, если оценивать глобальную компенсацию по МРФ или ПРФ ($\Delta\bar{R} \cong 0$), то аэрозоль целесообразно распылять в зоне 50° ю.ш. – 50° с.ш., а заброс аэрозоля в полярные и в прилегающие к ним области не имеет смысла.

Компенсирующая масса серы M_S (коэффициент μ , см. табл. 6) монотонно уменьшается при сужении широтного пояса, в котором происходит аэрозольная эмиссия, так как происходящее при этом уменьшение объема аэрозольного экрана V более существенно, чем соответствующее увеличение τ . Например, за 2020–2030 гг. масса серы равна 6,00 и 7,24 Мт при выбросах в зонах $\pm 30^\circ$ и $\pm 90^\circ$, а в 2040–2050 гг. значения M_S составляют 8,77 и 10,5 Мт соответственно.

В серии III сделаны расчеты, в которых эмиссия аэрозоля происходит асимметрично только в умеренных широтах Северного полушария, в широтных кругах 30 – 50° с.ш. и 30 – 70° с.ш. В этом случае происходит приблизительно пятикратное

увеличение компенсирующей оптической толщины τ (табл. 7), которое может быть обеспечено примерно двукратным возрастанием выброса массы серы.

При симметричных и асимметричных выбросах аэрозоля горизонтальный профиль изменения температуры поверхности $\Delta T_0(x)$ существенно различается. На рис. 7 изображены изменения температуры $\Delta T_0(x)$ при включенной альbedo-температурной обратной связи, полученные при аэрозольной компенсации по МРФ, соответствующего уровню CO_2 и других парниковых газов для 2010 г.

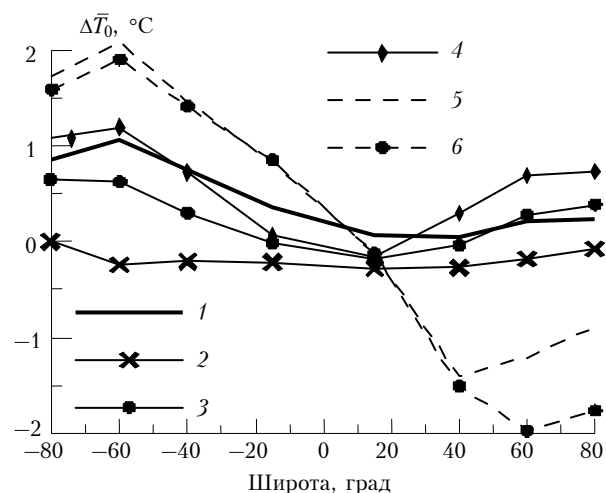


Рис. 7. Широтный ход изменения температуры ΔT_0 при уровне 2010 г. парниковых газов, выбросах 75%-го стратосферного сернокислого аэрозоля и при включенной альbedo-температурной обратной связи в различных широтных зонах: 90° ю.ш. – 90° с.ш. (1); 70° ю.ш. – 70° с.ш. (2); 50° ю.ш. – 50° с.ш. (3); 30° ю.ш. – 30° с.ш. (4); 30 – 50° с.ш. (5); 30 – 70° с.ш. (6). Оптическая толщина подбирается по МРФ и указана в табл. 6 и 7

При симметричных выбросах наиболее полная компенсация по $\Delta T_0(x)$ наблюдается в экваториальной области, а в умеренных и полярных областях

Таблица 6

Оптические толщины τ , компенсирующие МРФ и $\Delta\bar{T}_0$, при рассеянии аэрозолей с МГР в симметрично расположенных зонах по десятилетним интервалам, и коэффициент пересчета μ

Вычисление по	Зона заброса	1970–1980	1980–1990	1990–2000	2000–2010	2010–2020	2020–2030	2040–2050	μ , Мт
МРФ	70° ю.ш.– 70° с.ш.	0,018	0,037	0,056	0,078	0,102	0,131	0,190	53,48
МРФ	50° ю.ш.– 50° с.ш.	0,019	0,041	0,062	0,086	0,114	0,146	0,213	43,60
МРФ	30° ю.ш.– 30° с.ш.	0,027	0,059	0,089	0,124	0,164	0,211	0,308	28,46
$\Delta\bar{T}_0$	30° ю.ш.– 30° с.ш.	0,052	0,084	0,118	0,154	0,187	0,242	0,354	28,46

Таблица 7

Оптические толщины τ , компенсирующие МРФ и $\Delta\bar{T}_0$, при рассеянии аэрозолей в асимметрично расположенных зонах по десятилетним интервалам, и коэффициент пересчета μ

Вычисление по	Зона заброса	1970–1980	1980–1990	1990–2000	2000–2010	2010–2020	2020–2030	2040–2050	μ , Мт
МРФ	30° – 50° с.ш.	0,141	0,297	0,455	0,643	0,877	1,169	1,846	7,570
МРФ	30° – 70° с.ш.	0,099	0,206	0,313	0,437	0,590	0,776	1,195	12,51
МРФ	30° – 50° с.ш.	0,133	0,278	0,423	0,594	0,812	1,080	1,696	7,570
$\Delta\bar{T}_0$	30° – 70° с.ш.	0,203	0,332	0,465	0,608	0,738	0,952	1,394	12,51

компенсация по $\Delta T_0(x)$ тем хуже, чем уже широтная зона, в которой происходит эмиссия аэрозоля. При этом если не получается полная компенсация по температуре (т.е. наблюдаются значения $\Delta T_0(x) \neq 0$), то учет положительной альbedo-температурной обратной связи (2) ухудшает результат компенсации в умеренных и полярных районах. Так, при аэрозольных выбросах в поясе 50° ю.ш. – 50° с.ш. наблюдается модельное потепление в зоне 50 – 90° с.ш. примерно $0,3$ – $0,4$ $^\circ\text{C}$ с включенной и $0,2$ – $0,3$ $^\circ\text{C}$ с выключенной обратной связью, а для уровня парниковых газов 2050 г. соответственно имеем $0,9$ – $1,1$ и $0,6$ – $0,9$ $^\circ\text{C}$. Когда выбросы аэрозолей происходят по всему земному шару, использование аппроксимаций (2) и (3) приводит примерно к одинаковому качеству компенсации.

В случае асимметричной эмиссии аэрозолей наблюдается совершенно другая картина. В зоне эмиссии имеет место падение температуры на несколько градусов (см. рис. 7), причем большее при включении альbedo-температурной обратной связи. Однако в остальных регионах получается повышение температуры также на несколько градусов, большее при выключенной альbedo-температурной связи.

7. Оценка точности и чувствительности модельных результатов в ЭБРКМ

Когда τ аэрозольного экрана подбирается на основании компенсации по радиационным потокам, то качество этой компенсации может быть оценено только по итоговому изменению температуры подстилающей поверхности $\Delta \bar{T}_0$. Климатические модели, как и рассматриваемая ЭБРКМ, характеризуются сильной нелинейностью, которая в совокупности с дискретностью генерирует дисперсию вычисляемой температуры. Для того чтобы оценить дисперсию модельной температуры, проведены специальные расчеты, в которых для различных значений τ аэрозольного экрана вычисляются изменения температуры поверхности $\Delta \bar{T}_0$. Из полученных значений $\Delta \bar{T}_0$ удаляется линейный тренд и находится среднее квадратическое отклонение температуры $\sigma(T_0)$. Если аэрозоль выбрасывается равномерно по всему земному шару (90° ю.ш. – 90° с.ш.) и при этом τ увеличивается от 0 до 0,4, то при включении (2) и выключении (3) альbedo-температурной обратной связи $\sigma(T_0)$ составляет 0,19 и 0,09 $^\circ\text{C}$, когда парниковый CO_2 фиксируется на уровне 1970 г. соответственно. В аналогичных расчетах $\sigma(T_0)$, но с уровнями парниковых газов, соответствующими различным декадам, имеем 0,15 и 0,07 $^\circ\text{C}$. Если зона распыления аэрозоля симметрично сужается, то это не влияет на значения $\sigma(T_0)$, однако когда аэрозоль расположен несимметрично, $\sigma(T_0)$ увеличивается до 0,25 $^\circ\text{C}$. Таким образом, даже в случае «идеальной» компенсации по РФ $\sigma(T_0)$ может достигать $\pm 0,2 \div \pm 0,3$ $^\circ\text{C}$.

При равномерном распылении аэрозоля (90° ю.ш. – 90° с.ш.) и увеличении его оптической толщины до $\tau \approx 1$ при современном содержании парниковых газов в модели происходит скачкообразный переход к режиму «белой Земли», когда средняя глобальная температура поверхности скачкообразно уменьшается приблизительно на 30 $^\circ\text{C}$. На рис. 8 показано, как при увеличении τ генерируется дисперсия температуры поверхности и как при дальнейшем увеличении τ происходят скачок температуры и переход к режиму «белой Земли» (см. [13–15, 20, 29]).

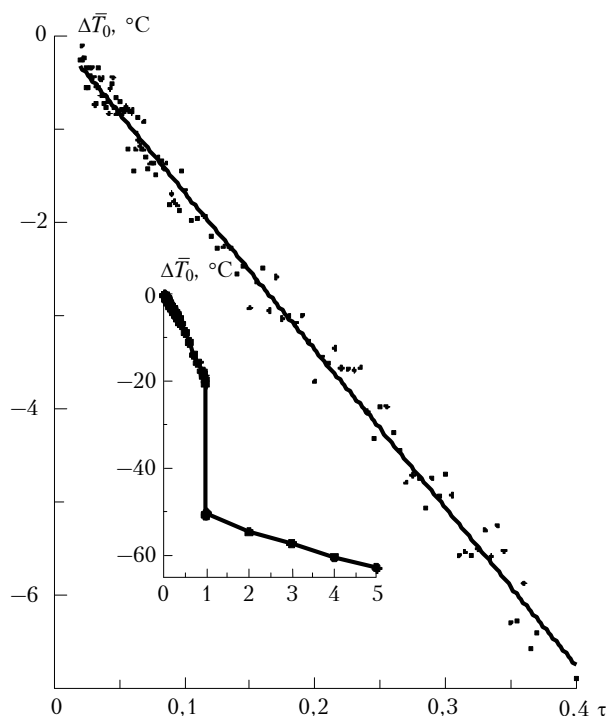


Рис. 8. Изменение средней глобальной модельной температуры поверхности ($^\circ\text{C}$) при увеличении оптической толщины τ аэрозольного слоя для уровня парниковых газов в 1970 г.

В I, II и III сериях расчетов при помощи уравнения линейной регрессии получены оценки скорости изменения радиационных потоков в зависимости от оптической толщины τ аэрозольного слоя с МГР частиц при различной локализации выбросов, компенсирующих МРФ в последовательные десятилетия периода 1970–2050 гг. При симметричных выбросах и значениях τ , не превышающих 0,35, а также при несимметричных выбросах и $\tau < 1,8$ значения мгновенных и приспособленных радиационных потоков линейно зависят от τ , с практически совпадающими коэффициентами. При равномерных выбросах аэрозоля по всему земному шару (90° ю.ш. – 90° с.ш.) для мгновенных потоков получены также близкие оценки скорости изменения от τ уходящего радиационного потока и потока противозлучения: $dR_H^{\uparrow}/d\tau \approx 25,5$, $dR_0^{\downarrow}/d\tau \approx -24,2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$.

В табл. 8 указаны значения скорости изменения мгновенного радиационного форсинга $d\bar{R}/d\tau$ при аэрозольных выбросах в различных широтных поясах.

Таблица 8

Мгновенные значения $d\bar{R}/d\tau$, Вт · м⁻², при выбросах аэрозоля в широтных зонах

90° ю.ш.	70° ю.ш.	50° ю.ш.	30° ю.ш.	30° с.ш.	30° с.ш.
-90° с.ш.	-70° с.ш.	-50° с.ш.	-30° с.ш.	-70° с.ш.	-50° с.ш.
-26,0	-25,2	-22,5	-15,6	-4,2	-2,7

Эти оценки подтверждают, что выбросы аэрозолей в симметрично расположенных поясах ($\pm 90^\circ$, $\pm 70^\circ$ и $\pm 50^\circ$) имеют приблизительно одинаковую эффективность, эмиссия в тропической зоне ($\pm 30^\circ$) существенно менее эффективна, а асимметричные выбросы в Северном полушарии неэффективны — для получения требуемого уменьшения глобального радиационного форсинга необходимы большие аэрозольные оптические толщины, причем в зоне экранирования приземная температура поверхности уменьшается, а в остальных регионах может происходить ее увеличение.

Заключение

При вычислении лучистых потоков радиационным взаимодействием аэрозолей и антропогенных газов можно пренебречь, это позволяет рассчитывать аэрозольную компенсацию и парниковое потепление на разных моделях.

Подбор оптической толщины τ по глобальноосредненным радиационным параметрам можно считать приближенно «модельно» независимым, так как при осреднении потоки радиации слабо зависят от динамических свойств модели и ее динамика, при сохранении баланса на верхней границе атмосферы, слабо влияет на общее теплосодержание климатической системы.

Итоговую компенсацию по температуре можно оценивать, вычисляя как мгновенный или приспособленный радиационный форсинг, так и приспособленное уходящее излучение, но расчет по МРФ технически проще. Уровень компенсации практически не зависит от высоты расположения стратосферного аэрозольного экрана. При неполной компенсации наличие климатических положительных обратных связей ухудшает качество компенсации.

При глобальной компенсации по мгновенному радиационному форсингу целесообразно распылять аэрозоль симметрично относительно экватора в зоне 50° ю.ш.—50° с.ш., при этом в зонах 50—90° с.ш. изменение температуры может достигать 1 °С, но заброс аэрозоля в полярные и даже примыкающие к ним области почти бесполезен. При этом асимметричные выбросы аэрозолей в Северном полушарии приводят в ЭБРКМ к значительной разности между изменениями модельных температур полушарий. Это должно привести к усиленному переносу тепла из Южного полушария в Северное и мо-

жет существенно изменить картину общей циркуляции, однако асимметричные выбросы, очевидно, не моделируются ЭБРКМ адекватно.

Масса аэрозольного экрана существенно зависит от параметров распределения частиц ансамбля по размерам. Минимальная масса серы достигается при эффективном радиусе $R_{ef} \sim 0,3 \div 0,5$ мкм, причем этот минимум ярко выражен: при уменьшении или увеличении R_{ef} масса необходимого слоя резко возрастает. Этот результат существенно уточняет зависимость эффективности аэрозольного экрана от размера частиц, намеченную в [7].

Когда эффективный радиус аэрозольных частиц находится в интервале $0,3 \leq R_{ef} \leq 0,6$ мкм, имеет место и максимальная чувствительность глобального радиационного форсинга к оптической толщине, $d\bar{R}/d\tau$ составляет $-18 \div -24$ Вт · м⁻². При этом чувствительность оптической толщины от массы серы также максимальна и $d\tau/dM_S$ находится в интервале от 0,0175 до 0,0225 Мт⁻¹. При использовании ЛНР для последовательных десятилетий начиная с 1980 г. (и относительно 1970 г.) соответствующие минимумы оптических толщин $\tau \sim 0,021$; 0,044; 0,066; 0,091; 0,121; 0,156; 0,193; 0,230 и масс серы $M_S \sim 1,337$; 2,802; 4,217; 5,819; 7,715; 9,925; 12,22; 14,53 (Мт) аэрозольного слоя достигаются при $0,1 \leq R_{ef} \leq 0,6$ мкм с параметром формы $1,1 \leq \sigma_g \leq 1,5$ мкм.

Парниковое потепление, соответствующее, например, выбросам 2010 г., может быть компенсировано симметричным аэрозольным экраном, описываемым МГР, с оптическими толщинами $\tau \sim 0,075$; 0,078; 0,086; 0,124 и массами серы $\sim 4,281$; 4,143; 3,748; 3,517 Мт при выбросах в широтных кругах 90° ю.ш.—90° с.ш., 70° ю.ш.—70° с.ш., 50° ю.ш.—50° с.ш., 30° ю.ш.—30° с.ш. соответственно. Если аэрозоль описывается большими или малыми ЛНР частицами, то приведенные величины τ увеличиваются на $\sim 35\%$, а соответствующие значения M_S на $\sim 30\%$ для больших и на $\sim 70\%$ для малых ЛНР частиц.

1. Елисеев А.В., Мохов И.И., Карпенко А.А. Предотвращение глобального потепления с помощью контролируемых эмиссий в стратосфере: глобальные и региональные особенности отклика температуры по расчетам с КМ ИФА РАН // Оптика атмосф. и океана. 2009. Т. 22. № 6. С. 521—526.
2. Schneider S.H. Geoengineering: could or should we do it? // Clim. change. 1996. V. 33. N 3. P. 291—302.
3. Израэль Ю.А. Эффективный путь сохранения климата на современном уровне — основная цель решения климатической проблемы // Метеорол. и гидрол. 2005. № 10. С. 5—9.
4. Израэль Ю.А., Рябошапка А.Г., Петров Н.Н. Сравнительный анализ геотехнических способов стабилизации климата // Метеорол. и гидрол. 2009. № 6. С. 5—24.
5. Crutzen P.J. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: a contribution to resolve a policy // Clim. change. 2006. V. 77. N 3—4. P. 211—219.

6. *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.
7. *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. L02809.
8. *Robock A.* Volcanic eruption and climate // *Rev. Geophys.* 2000. V. 38. N 2. P. 191–219.
9. *A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation.* WCP-112, WMO/TD. N 24. 1986. 53 p.
10. *Eyring V., Butchart N., Waugh D.W., Akiyoshi H., Austin J., Bekki S., Bodeker G.E., Boville B.A., Bruehl C., Chipperfield M.P., Cordero E., Dameris M., Deushi M., Fioletov V.E., Frith S.M., Garcia R.R., Gettelman A., Giorgetta M.A., Grewe V., Jourdain L., Kinnison D.E., Mancini E., Manzini E., Marchand M., Marsh D.R., Nagashima T., Newman P.A., Nielsen J.E., Pawson S., Pitari G., Plummer D.A., Rozanov E., Schraner M., Shepherd T.G., Shibata K., Stolarski R.S., Struthers H., Tian W., Yoshiki M.* Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulation of the recent past // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D22308.
11. *Egorova T.A., Rozanov E.V., Zubov V.A., Manzini E., Schmutz W., Peter T.* Chemistry-climate model SOCOL: a validation of the present day climatology // *Atmos. Chem. Phys.* 2005. V. 5. N 6. P. 1557–1576.
12. *Кароль И.Л.* Оценки характеристик относительного вклада парниковых газов в глобальное потепление климата // *Метеорол. и гидрол.* 1996. № 11. С. 5–12.
13. *Кароль И.Л., Фролькис В.А.* Модельное исследование глобального среднезонального термического режима атмосферы Земли // *Метеорол. и гидрол.* 1980. № 6. С. 38–48.
14. *Кароль И.Л., Фролькис В.А.* Энергобалансовая радиационно-конвективная модель глобального климата // *Метеорол. и гидрол.* 1984. № 8. С. 59–68.
15. *Радиационно-фотохимические модели атмосферы* / Под ред. И.Л. Кароля. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 192 с.
16. *Кароль И.Л., Фролькис В.А.* Оценки радиационных и температурных последствий изменений содержания озона в глобальной атмосфере за 1980–1990 гг. // *Докл. РАН.* 1992. Т. 323. № 1. С. 66–69.
17. *Киселев А.А., Фролькис В.А.* Эволюция термического режима атмосферы в условиях прогнозируемого антропогенного загрязнения // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана.* 1994. Т. 30. № 4. С. 582–587.
18. *Manabe S., Strickler R.F.* Thermal equilibrium of the atmosphere with a convective adjustment // *J. Atmos. Sci.* 1964. V. 21. N 4. P. 361–385.
19. *Sellers W.D.* A global climatic model based on the energy balance of the Earth-atmosphere system // *J. Appl. Meteorol.* 1969. V. 8. N 6. P. 392–400.
20. *Будыко М.И.* Изменения климата. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 280 с.
21. *Climate change 2001. The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / Eds. J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, C.A. Johnson. UK, Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2001. 881 p.
22. *Karol I.L., Frolkis V.A., Kiselev A.A.* Global warming potential, global warming commitment and other indexes as characteristics of the effects of greenhouse gases on Earth's climate // *Ecological Indicators.* 2002. N 2. P. 109–121.
23. *Shine K.P., Fuglestedt J.S., Hailemariam K., Stuber N.* Alternatives to the Global Warming Potential for comparing Climate Impacts of Greenhouse Gases // *Clim. Change.* 2005. V. 68. N 3. P. 281–302.
24. *Climate change – The Science of climate change, 1995* / Eds. J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, A. Hattenberg, K. Maskell. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 1996. 572 p.
25. *Hansen J., Sato Mki., Ruedy R., Kharecha P., Lacis A., Miller R.L., Nazarenko L., Lo K., Schmidt G.A., Russell G., Aleinov I., Bauer S., Baum E., Cairns B., Canuto V., Chandler M., Cheng Y., Cohen A., Del Genio A., Faluvegi G., Fleming E., Friend A., Hall T., Jackman C., Jonas J., Kelley M., Kiang N.Y., Koch D., Labow G., Lerner J., Menon S., Novakov T., Oinas V., Perlwitz Ja., Perlwitz Ju., Rind D., Romanou A., Schmunk R., Shindell D., Stone P., Sun S., Streets D., Tausnev N., Thresher D., Unger N., Yao M., Zhang S.* Climate simulation for 1880–2003 with GISS model E // *Clim. Dyn.* 2007. V. 29. N 7–8. P. 661–696.
26. *Дейрменджан Д.* Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами: (Пер. с англ.). М.: Мир, 1971. 165 с.
27. *Stenchikov G.L., Kirchner I., Robock A., Graf H.-F., Antuna J.C., Gringer R.G., Lambert A., Thomason L.* Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption // *J. Geophys. Res. D.* 1998. V. 103. N 12. P. 13837–13857.
28. *Маров М.Я., Шару В.П., Ломакина Л.Д.* Оптические характеристики модельных аэрозолей атмосферы Земли. Препр. / Ин-т прикл. матем. им. М.В. Келдыша АН СССР. (М.). 1989. 229 с.
29. *Гордов Е.П., Родимова О.Б., Фазлиев А.З.* Атмосферно-оптические процессы: простые нелинейные модели. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2002. 251 с.

V.A. Frolkis, I.L. Karol. Modeling of the influence of the stratospheric aerosol screen parameter variation on the efficiency of the global greenhouse climate warming compensation.

Various stratospheric sulfate aerosol size distributions and radiative properties are considered, and their efficiency in radiation flux compensation at various atmospheric layers and in radiative temperature deviations in greenhouse warming and in aerosol screen usage is studied. A 2D zonally and annually averaged model of the radiative and thermal regime of the troposphere and stratosphere (the Energy Balance Radiative Convective Model, EBRCM) is used. This model allows to evaluate the direct effects of the numerous radiative parameters of the atmosphere and of the underlying surface together with the aerosol screen characteristics.

The sulfate aerosol optical depths and masses are estimated for compensation of the annually and zonally averaged increases of the ground surface air temperature, caused by the greenhouse gas content growth, according to measurements and IPCC A2 scenario for 1970–2050. The inefficiency of compensation by aerosol screens distributed in the polar zones (outside of 70° N–70° S zone) and the impossibility of the total compensation of the global warming by the screen, placed in one hemisphere only, are revealed.