

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 504.32:551.581:551.590.3:551.593.9

Влияние внутренней структуры частиц на оптические свойства стратосферного аэрозоля, радиационный форсинг и среднегодовую среднеглобальную температуру поверхности

В.А. Фролькис^{1,2}, А.М. Кокорин^{3*}

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова
194021, г. Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

² Санкт-Петербургский государственный экономический университет
191023, г. Санкт-Петербург, ул. Садовая, 21

³ Санкт-Петербургский государственный архитектурно-строительный университет
190005, г. Санкт-Петербург, ул. 2-я Красноармейская, 4

Поступила в редакцию 9.01.2019 г.

Рассматриваются одно- и двухфазные аэрозольные частицы стратосферного аэрозоля. К первым относятся однородные частицы, являющиеся жидкой каплей 75%-го раствора серной кислоты, а ко вторым — капли сернистой кислоты, в которой растворены неорганические примеси. Оптические свойства двухфазных частиц рассматриваются в приближении двухслойных, просветленных и квазиоднородных сфер. Изучается влияние внутренней структуры аэрозольных частиц и параметров их распределения по размерам на мгновенный радиационный форсинг и радиационную температуру подстилающей поверхности для аэрозольного слоя с оптической толщиной, равной 0,05 в видимом диапазоне. Частицы, его составляющие, могут приводить как к парниковому, так и к антипарниковому эффекту. Показано, что антипарниковый эффект (порядка $4 \div 8 \text{ Вт/м}^2$) создают ансамбли двухслойных частиц: 1) с узкими распределениями по размерам, 2) с более широкими распределениями и средними радиусами, не превышающими $0,25 \div 0,40 \text{ мкм}$, а парниковый эффект (порядка $2 \div 6 \text{ Вт/м}^2$) возникает при больших средних радиусах и широких распределениях.

Ключевые слова: стратосферный сульфатный аэрозоль; двухслойные, просветленные, квазиоднородные и однородные частицы; оптические свойства; мгновенный радиационный форсинг; парниковый и антипарниковый эффекты; радиационная температура поверхности; компенсация парникового потепления; геоэнжиниринг; stratospheric sulphate aerosol, two-layer, enlightened, quasi-homogeneous and homogeneous aerosol particles, optical property, instantaneous radiative forcing, greenhouse and anti-greenhouse effects, greenhouse gas compensation, geo-engineering.

Введение

Существует широко распространенное мнение, достаточно подробно изложенное в отчетах Межправительственной группы экспертов по изменению климата, что парниковое потепление последних десятилетий обусловлено выбросами антропогенных газов. Антропогенное воздействие сказывается не только на росте парниковых газов, но и на сульфатной составляющей стратосферного аэрозольного слоя, и два эти процесса могут оказывать разнонаправленное воздействие на радиационный режим атмосферы и подстилающей поверхности [1]. Интерес к одновременному влиянию парниковых газов и сульфатных аэрозолей возник при анализе заборов аэрозолей в стратосферу в результате сильных

вулканических извержений, например Пинатубо и отчасти Эль-Чичон [2]. Также проблема стратосферного аэрозоля стала приобретать актуальность после того, как в работе [3] и независимо в [4], а затем в [5–11] был предложен способ регулирования климата при помощи увеличения планетарного альбедо в результате вбрасывания в нижнюю стратосферу (12–20 км) мелкодисперсных сульфатных аэрозолей. В январе 2019 г. в журнале *Naked Science* (№ 41) появилось сообщение, что ученые Гарвардского университета планируют в 2019 г. провести эксперимент *Stratospheric Control Perturbation Experiment* по распылению в стратосфере карбоната кальция для борьбы с глобальным потеплением.

Получить более или менее надежные оценки изменения термического режима вследствие роста содержания парниковых газов и попадания в стратосферу сернистых аэрозолей возможно только с помощью моделирования. Учитывая многообразие факторов, определяющих изменение термического

* Виктор Абрамович Фролькис (vfrolkis@vf13868.spb.edu); Анатолий Михайлович Кокорин (kokam43@yandex.ru).

режима подстилающей поверхности и атмосферы, представляется разумным сначала рассмотреть более простую проблему: смоделировать воздействие различных распределений сульфатного аэрозоля на радиационный баланс системы «Земля – атмосфера» и в результате оценить возможную компенсацию глобального парникового потепления.

Без подробного изучения оптических характеристик, которые определяются микроструктурными параметрами частиц стратосферного сульфатного аэрозоля (форма, внутренняя структура, оптические константы, распределение по размерам), невозможно понять, каким образом он воздействует на климат. Согласно численным экспериментам влияние стратосферного аэрозоля на изменение радиационного режима может иметь разные знаки в зависимости от значений параметров распределения частиц по размерам, поэтому для получения соответствующих радиационных оценок целесообразно рассматривать спектр размеров частиц с различными наборами параметров [12–14].

Как правило, влияние на радиационный режим атмосферы внутренней структуры частиц и параметров распределения их по размерам рассматривается в предположении однородности и сферичности частиц. Однако воздействие неоднородной структуры частиц на оптические свойства аэрозольного ансамбля существенно. Тем не менее только в небольшом числе работ [13–19] учитывалась неоднородность аэрозольных частиц, но при этом не рассматривалось их влияние на радиационный режим атмосферы, а эффект воздействия просветленных частиц сульфатного аэрозоля на радиационный режим атмосферы вообще не изучался.

Для достижения этой цели моделируется влияние структуры частиц (одно- и двухфазных) и параметров распределения их по размерам на оптические характеристики стратосферного сульфатного аэрозольного ансамбля. К однофазным относятся однородные частицы, являющиеся жидкой каплей 75%-го раствора серной кислоты H_2SO_4 , а к двухфазным – капли H_2SO_4 , в которой растворены неорганические примеси. Предполагается, что последние могут быть двухслойными, просветленными и квазиоднородными. Двухслойные частицы – это частицы с твердым нерастворимым ядром, которое окружено сернокислой оболочкой. Просветленные частицы – частицы с не полностью растворенным в сернокислой оболочке твердым ядром, в результате чего появляется размытая граница между ядром и оболочкой, характеризующаяся совершенно другими оптическими свойствами по сравнению с двухслойными частицами. Квазиоднородные частицы – это двухфазные частицы с полностью растворенным в серной кислоте ядром.

Цель работы состоит в том, чтобы изучить оптические свойства указанных аэрозольных моделей и оценить зависимость изменения радиационных потоков, радиационной температуры подстилающей поверхности от типа внутренней структуры страто-

сферных сульфатных аэрозольных частиц и параметров их распределения по размерам.

Для получения радиационных и температурных оценок используется простая модель с достаточно детальным радиационным блоком и параметризованным описанием глобального меридионального переноса тепла – энергобалансовая радиационно-конвективная модель (ЭБРКМ) [20], для которой оптические параметры аэрозольных ансамблей рассчитываются на основе теории Ми.

Моделирование стратосферного сульфатного аэрозольного слоя

Сульфатные аэрозольные частицы диаметром от 0,1 до 0,3 мкм образуют на высотах 15–23 км слой Юнге. Важным источником таких частиц является карбонил-сульфид (COS), который появляется в тропосфере в результате антропогенных и естественных процессов, где он реагирует с гидроксидом ОН, но эта реакция очень медленная (константа скорости реакции $1,9 \cdot 10^{-15} \text{ см}^3 \cdot \text{мол.}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$). Время жизни COS в атмосфере приблизительно четыре года. За это время он достигает стратосферы, в которой окончательно окисляется в жидкие капли H_2SO_4 . Это основной источник частиц стратосферного сульфатного аэрозоля при отсутствии вулканических извержений. Концентрация H_2SO_4 в таких частицах в условиях стратосферы средних и низких широт обычно составляет 50–80%. Загрязнение стратосферы приводит к росту сульфатных аэрозольных частиц [21, 22]. Дополнительные сульфатные частицы формируются после вулканических извержений, когда газофазный SO_2 окисляется до серной кислоты и различных сульфатов. При сильных вулканических извержениях в стратосферу напрямую выбрасывается огромное количество газов и частиц. Возникающие при таких извержениях однородные жидкие частицы являются 60–80%-м раствором H_2SO_4 . Также в сульфатных частицах могут содержаться неорганические минералы, например силикаты, хлоридные соли и др. [22].

Как следствие в стратосфере появляются однофазные и двухфазные частицы сульфатного аэрозоля. Однофазные частицы состоят из капель примерно 75%-го раствора серной кислоты [23], являются однородными и описываются в приближении однородных сфер (ОС). Двухфазные частицы появляются в результате того, что вулканический пепел и метеорная пыль, имеющие сухую поверхность, становятся ядрами конденсации, постепенно покрываются оболочкой серной кислоты, процесс образования которой аналогичен процессу обводнения аэрозольной частицы в пограничном слое атмосферы [16]. Таким образом, двухфазные частицы – это частицы примерно 75%-го раствора H_2SO_4 , обволакивающие твердые гранулы сульфата аммония. Концентрация таких частиц радиусом более 0,15 мкм находится в диапазоне $1\text{--}3 \text{ см}^{-3}$. По оценкам [24], время жизни таких мелкодисперсных частиц в стратосфере составляет около трех лет.

Рассмотрим три наиболее типичных механизма возникновения двухфазных частиц стратосферного сульфатного аэрозоля в атмосфере, содержащей пары серной кислоты.

1. Сухое ядро не растворено в сернокислой оболочке, что приводит к образованию резкой границы между ними. Такие двухфазные частицы (с четкой границей между ядром и оболочкой) описываются в приближении двухслойных сфер (модель ДС) [17].

2. Сухое ядро не полностью растворено в сернокислой оболочке, поэтому создается плавный переход между двумя фракциями. Такие двухфазные частицы (с размытой границей между ядром и оболочкой) рассматриваются в приближении просветленных сфер (модель ПС) [19, 25].

3. Сухое ядро полностью растворяется в сернокислой оболочке. Такие частицы представляются в виде квазиоднородных сфер (модель КОС) [15].

В качестве первичного твердого ядра используется вулканический пепел (зола), а оболочкой является 75%-й раствор серной кислоты. Радиусы частиц КОС принимаются равными радиусам частиц ДС, а их распределение по размерам имеет такие же параметры, как и частицы ДС.

Стратосферный аэрозоль, как правило, представляет собой полидисперсные системы частиц с неоднородной структурой. К ним можно отнести однородные 75%-е сернокислотные частицы, сернокислотные частицы с твердым ядром первичного происхождения, сернокислотные частицы с периферийным слоем адсорбированных мельчайших частиц или с пленкой, образовавшейся в результате химических и фотохимических процессов на поверхности микрокапли, а также полые микросферы вулканического происхождения [15, 18]. Такое многообразие полидисперсных аэрозольных систем может описываться статистическим ансамблем ОС, КОС, ДС или ПС с задаваемым распределением частиц по размерам и различными соотношениями между радиусом ядра и толщиной оболочки для ДС и ПС [19, 25].

Структуру рассматриваемых двухфазных сульфатных частиц удобно описывать значением форм-фактора $ff = r/r_{\text{nucl}}$, где r – радиус частицы, r_{nucl} – радиус ее ядра. Различные значения ff соответствуют разным размерам сернокислой оболочки, а модели ДС, ПС и КОС – разным стадиям ее формирования.

Предполагается, что радиусы частиц r распределены по логнормальному закону, имеющему два параметра: a_g – параметр положения (мкм); s_g – параметр формы (мкм) [23, 26, 27].

Моделируются аэрозольные ансамбли частиц со следующими характеристиками: $a_g = 0,1; 0,2; 0,3; 0,4; 0,5$ и $0,6$ мкм; $s_g = 1,1; 1,5; 2,1; 2,5$ и $3,0$ мкм; внутренняя структура частицы описывается значениями форм-фактора $ff = 1,5; 1,6; 1,7; 1,8; 1,9$ и $2,1$. Расчеты, проведенные для всех рассматриваемых значений форм-фактора, усредняются, и именно усредненные по ff результаты приводятся на соответствующих рисунках.

Таким образом, сульфатный аэрозоль стратосферы описывается полидисперсным ансамблем частиц ДС, ПС (с различной внутренней структурой), КОС или ОС с указанными значениями a_g , s_g и ff и моделируется его влияние на радиационный форсинг и температурный режим поверхности и атмосферы.

Ансамбли частиц при разных значениях параметров распределения имеют близкие характеристики ослабления и рассеяния, если они описываются одинаковыми эффективными геометрическими характеристиками [26]. В качестве таковых рассматривается средний радиус частицы $R_{\text{av}} = \int_0^{\infty} rf(r)dr = a_g \exp(\ln^2(s_g))/2$ [27].

Аэрозольные частицы, представляемые в виде ПС, описывают двухслойную сферическую частицу, внутренняя часть которой является однородным ядром с показателем преломления n_{nucl} , а наружная – это неоднородный сферический слой с непрерывно изменяющимся показателем преломления от n_{nucl} до n_1 , где n_1 – значение показателя преломления оболочки частицы. Оптические свойства таких частиц мало изучены. В отличие от частиц, моделируемых как ДС, у частиц ПС отсутствует отражение света на границе переходного слоя ядро – оболочка. Это обстоятельство качественно меняет картину рассеянного поля: оболочка фокусирует поток энергии, проникающей внутрь частицы, на поглощающее ядро, повышая тем самым эффективность его поглощения. В результате у частиц ПС с поглощающим ядром значительно увеличивается сечение поглощения, что существенно образом сказывается на их оптических свойствах. Для частиц, описываемых КОС с полностью растворимым ядром, комплексный показатель преломления выбирается так, чтобы он был равен среднему по объему показателю преломления ДС и ПС, поскольку только в этом случае можно сравнивать разные модели этих частиц между собой. Комплексные показатели преломления ядра и оболочки берутся из [23], причем в качестве ядра рассматривается сажевая частица.

Оптические характеристики аэрозольного слоя

Оптические свойства аэрозольных частиц разной структуры вычисляются по теории Ми [13, 19, 28]. Для стратосферного сульфатного аэрозоля рассчитаны усредненные по ансамблю и пересчитанные на одну частицу коэффициент ослабления $k_{\text{vis}} = K_{\text{ex}}(\lambda)/N_0$ (мкм⁻¹) в видимом диапазоне (на длине волны $\lambda_{\text{vis}} = 0,55$ мкм), где $K_{\text{ex}}(\lambda)$ – объемный коэффициент ослабления; N_0 – концентрация частиц, а также нормированные на k_{vis} коэффициенты ослабления $k'_{\text{NIR}} = k_{\text{NIR}}/k_{\text{vis}}$ и $k'_{\text{IR}} = k_{\text{IR}}/k_{\text{vis}}$ в ближнем инфракрасном (БИК) и инфракрасном (ИК) диапазонах соответственно (при $\lambda_{\text{NIR}} = 1,06$ и $\lambda_{\text{IR}} = 10$ мкм), альbedo однократного рассеяния ω_{vis} , ω_{NIR} , ω_{IR} и средний косинус индикатрисы рассеяния (фактор

асимметрии) g_{Vis} , g_{NIR} , g_{IR} . Эти параметры необходимы при вычислении радиационных потоков в двухпоточковом приближении для оценки влияния аэрозолей на радиационную температуру поверхности.

На рис. 1, *a* показано, что в видимом диапазоне коэффициент ослабления ДС k_{Vis} линейно растет с увеличением среднего радиуса R_{av} частиц аэрозольного ансамбля, при этом чем меньше ширина распределения s_g , тем больше коэффициент ослабления. Таким образом, чем меньше R_{av} ансамбля частиц ДС, тем сильнее ослабление ими в видимом диапазоне (для рассматриваемых размеров). Так, для узкого распределения частиц (кривая 1) максимальное поглощение k_{Vis} от 2 до 3 мкм^{-1} достигается при $0,2 \leq R_{\text{av}} \leq 0,3$ мкм . В БИК-диапазоне нормирован-

ный коэффициент ослабления частиц ДС k_{NIR} имеет максимум при $R_{\text{av}} \approx 0,2$ мкм во всем рассматриваемом интервале значений параметра s_g . В окрестности точки максимума ослабление БИК-радиации превышает ослабление в видимом диапазоне, причем это справедливо как для узких, так и для широких распределений частиц. Когда ансамбль частиц характеризуется малым R_{av} и узким распределением (кривые 1 и 2), ДС неэффективно ослабляют радиацию в ИК, причем минимум нормированного коэффициента ослабления k_{IR} наблюдается при R_{av} порядка 0,18 мкм . Для широких распределений (кривые 1–3) и R_{av} , превышающих диапазон значений 0,16–0,32 мкм , ослабление в ИК-диапазоне сильнее, чем ослабление в видимом.

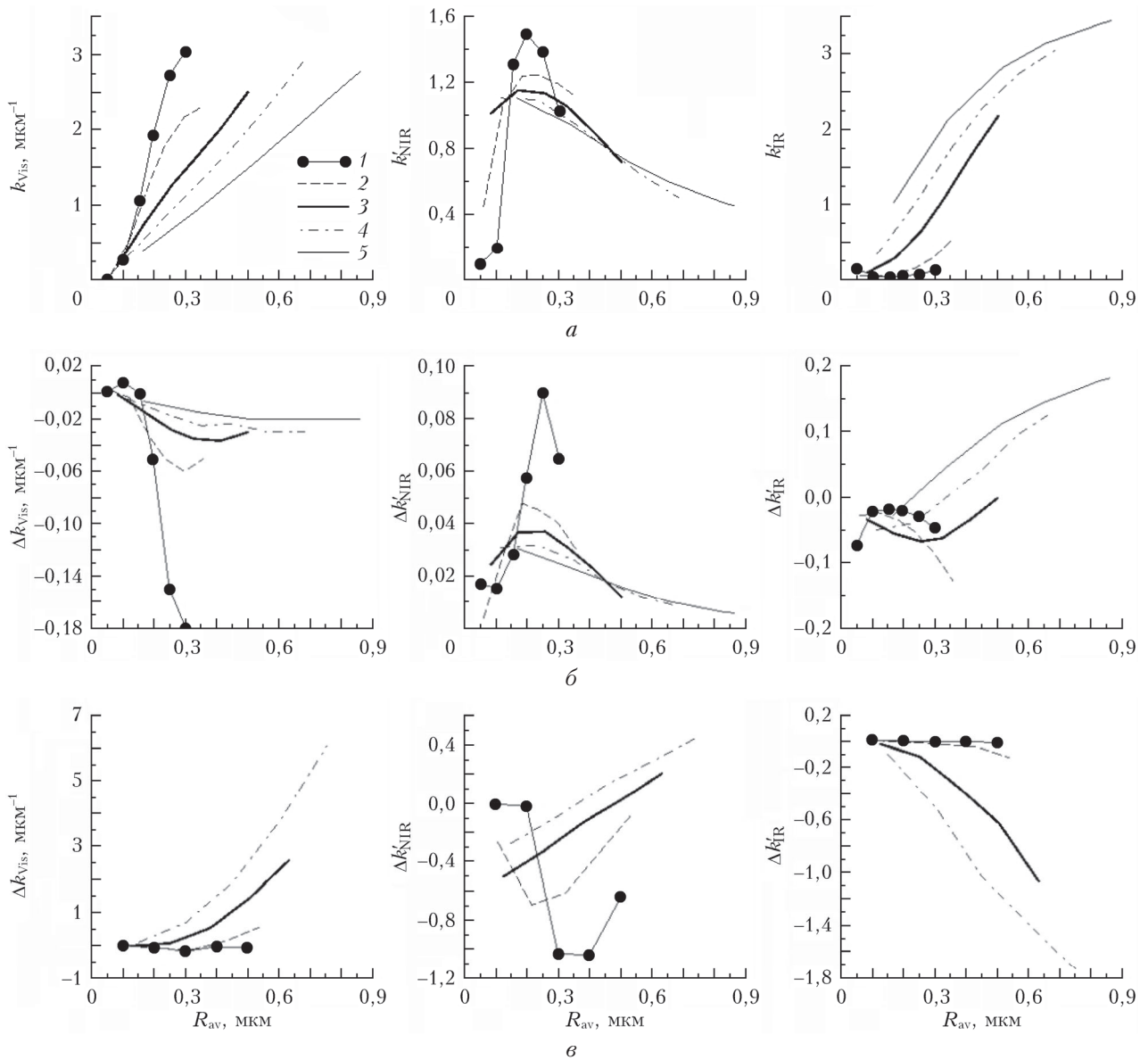


Рис. 1. Коэффициент ослабления в видимом диапазоне k_{Vis} , рассчитанный на одну частицу, и коэффициенты ослабления k_{NIR} и k_{IR} , осредненные по значениям форм-фактора ff , в зависимости от среднего радиуса R_{av} частиц для модели ДС (*a*). Отклонения Δk_{Vis} , Δk_{NIR} и Δk_{IR} от этих коэффициентов соответственно при замене частиц ДС моделью ПС (*б*), ОС (*в*). Параметр формы s_g распределения частиц по размерам равен 1,1 (1), 1,5 (2), 2,1 (3), 2,5 (4) и 3,0 мкм (5); $\Delta k_{\text{Vis}} = (k_{\text{Vis}})_M - (k_{\text{Vis}})_{\text{ДС}}$, $\Delta k_l = (k_l)_M - (k_l)_{\text{ДС}}$, где $l = \text{NIR}$ и IR , $M = \text{ПС}$ и ОС

Из рис. 1, б видно, что использование модели ПС приводит к уменьшению ослабления в видимом диапазоне, $\Delta k_{\text{vis}} < 0$, по сравнению с ДС. Для значений R_{av} , на которых наблюдается максимальное коротковолновое ослабление ДС, коэффициент ослабления k_{vis} ПС с узким распределением уменьшается примерно на 5%, а для остальных значений s_g снижение k_{vis} на порядок меньше. В БИК-диапазоне нормированный коэффициент ослабления k'_{NIR} для ПС увеличивается, $\Delta k'_{\text{NIR}} > 0$, по сравнению с ДС на величину порядка 0,04–0,05 для всех значений R_{av} и s_g , за исключением наиболее узкого распределения. В ИК-диапазоне при $R_{\text{av}} \leq 0,3$ мкм ансамбль частиц характеризуется незначительным уменьшением нормированного коэффициента ослабления k'_{IR} . С ростом R_{av} для узких распределений (кривые 1 и 2) характерна тенденция к уменьшению значений k'_{IR} , а для широких распределений (кривые 3–5) – к увеличению.

Коэффициенты ослабления для частиц, моделируемых ОС, приведены на рис. 1, в. В видимом и ИК-диапазонах значения k_{vis} k'_{IR} , как и у ДС, близки к нулю для ансамблей с узкими распределениями (кривые 1 и 2), а также для остальных s_g при $R_{\text{av}} \leq 0,2$ мкм. При $R_{\text{av}} > 0,2$ мкм k_{vis} быстро увеличивается, а k'_{IR} , наоборот, убывает по сравнению с ДС с ростом R_{av} . В БИК-диапазоне коэффициент ослабления k'_{NIR} в случае узких распределений существенно меньше, а для широких распределений больше по сравнению с k'_{NIR} для ДС.

Так как для частиц, моделируемых КОС, их комплексный показатель преломления равен среднему по объему показателю преломления ДС, коэффициенты ослабления у КОС практически такие же, как и у ДС.

Влияние форм-фактора ff на оптические свойства ансамбля частиц довольно слабое, ff практически не влияет на коэффициенты ослабления. В модели ДС при усреднении по ff среднеквадратичные отклонения относительно среднего значения: для k_{vis} не превышают 4% при $0,05 \leq R_{\text{av}} \leq 0,12$ мкм, а при $R_{\text{av}} > 0,12$ мкм составляют менее 1%; для k'_{NIR} меньше 1%, за исключением $R_{\text{av}} \approx 0,05$ мкм, когда отклонение порядка 3%; для k'_{IR} не более 3÷5% для широких распределений частиц (кривые 4 и 5) и достигают 8÷15% для более узких распределений независимо от R_{av} . Альbedo однократного рассеяния в видимом и БИК-диапазонах не зависит от ff .

Альbedo однократного рассеяния в видимом ω_{vis} и БИК-диапазонах ω_{NIR} частиц 75%-го раствора H_2SO_4 равно или порядка единицы [23]. Поэтому для рассматриваемых моделей аэрозольных частиц ДС, ПС, КОС или ОС альbedo однократного рассеяния ω_{vis} и ω_{NIR} также порядка единицы. На рис. 2 представлен ряд оптических характеристик, рассчитанных в зависимости от среднего радиуса R_{av} частиц в ансамбле при разных значениях параметра формы s_g .

Ансамбль ДС, описываемый узким распределением, характеризуется близкими к нулю значениями

альbedo однократного рассеяния ω_{IR} в ИК-области (рис. 2, а, кривая 1). Для более широких распределений альbedo ω_{IR} начинает возрастать по мере увеличения R_{av} и достигает насыщения ($0,44 \leq \omega_{\text{IR}} \leq 0,48$). Таким образом, возрастает роль рассеяния ИК-излучения большими частицами при ослаблении ИК-радиации. В БИК-области рассеяние в основном изотропно, небольшое отклонение от изотропного рассеяния ($0 \leq g_{\text{NIR}} \leq 0,3$) наблюдается для частиц с узким распределением (рис. 2, б, кривая 1). В ИК-области значения g_{IR} малы при небольших R_{av} , т.е. в этом случае рассеяние в ИК-диапазоне изотропно (рис. 2, в). По мере увеличения R_{av} величина g_{IR} резко возрастает для широких распределений (кривые 3–5), т.е. в ИК-диапазоне преобладает рассеяние вперед для больших частиц.

Использование модели частиц ПС вместо ДС (рис. 2, з) приводит для всех распределений, кроме узкого (кривая 1), к увеличению ω_{IR} приблизительно на 0,10. Для ансамбля ПС с узким распределением (рис. 2, д, кривая 1) g_{IR} увеличивается с ростом R_{av} практически линейно, что, в свою очередь, приводит к переходу от изотропного рассеяния к рассеянию вперед. Для более широких распределений использование частиц ПС не приводит к изменению режима рассеяния.

В случае применения модели ОС вместо ДС ω_{IR} остается неизменным, но g_{IR} увеличивается, что приводит к интенсивному рассеянию вперед (рис. 2, е). Аналогично ведет себя g_{vis} (рис. 2, ж). Значения g_{IR} для узких распределений частиц по размерам практически не меняются, а для широких распределений при малых R_{av} возрастают, что обеспечивает рассеяние вперед для всех величин R_{av} .

Таким образом, частицы ДС и ПС вносят больший вклад в увеличение альbedo за счет своего изотропного рассеяния в БИК-области, чем частицы ОС, для которых в этой области характерно интенсивное рассеяние вперед.

Мгновенный радиационный форсинг и изменение температуры поверхности

Мгновенным радиационным форсингом (МРФ) системы «поверхность – тропосфера» называется изменение интегрального эффективного радиационного потока на уровне тропопаузы, обусловленное возмущением какого-либо радиационно-активного фактора климатической системы при условии, что все остальные ее составляющие (в частности, температура) остаются неизменными [1]. При вычислении МРФ за базовое (невозмущенное) значение потока радиации принимается поток R^0 , вычисленный для атмосферы без стратосферных аэрозолей со стандартным распределением радиационно-активных газовых компонент. Коротковолновые и длинноволновые потоки определяются в рамках радиационного

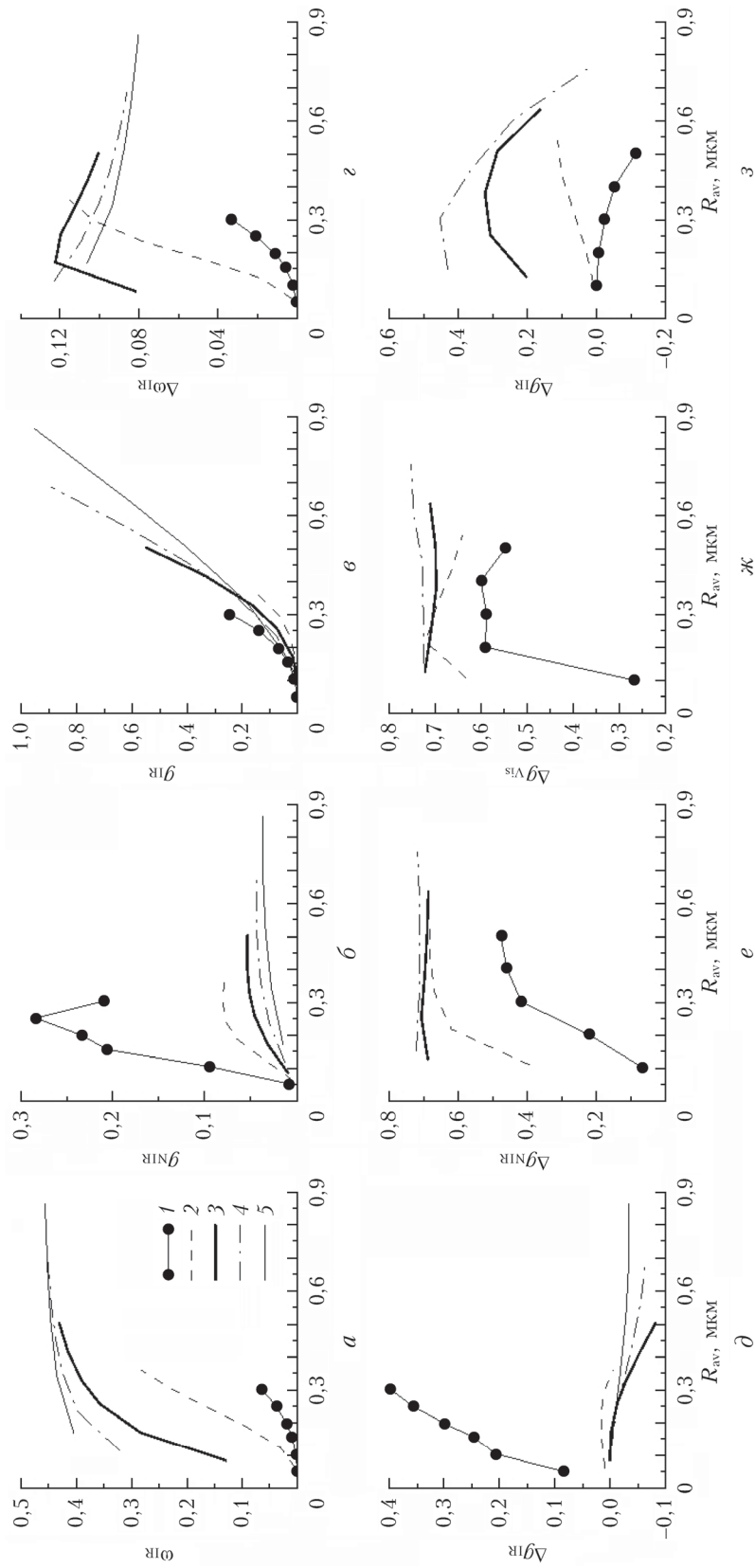


Рис. 2. Альbedo однократного рассеяния ϕ_{IR} в ИК-диапазоне (а) и средний косинус индикатрисы рассеяния g_{NIR} (б) и g_{IR} (в) в зависимости от среднего радиуса R_{av} частиц в ансамбле для модели ДС и их изменения: при замене ДС моделью ПС $\Delta\phi_{IR}$ (з), Δg_{IR} (д); при замене ДС моделью ОС Δg_{NIR} (е), Δg_{VIS} (ж), Δg_{IR} (з). Параметр формы s_{ij} распределения частиц равен 1,1 (1), 1,5 (2), 2,1 (3), 2,5 (4) и 3,0 мкм (5)

кода, основанного на двухпоточковом приближении [29]. Температура оценивается с помощью стационарной среднегодовой энергобалансовой радиационно-конвективной модели [20, 30].

Аэрозольный слой моделируется над тропопаузой на высоте $168 \div 123$ мбар ($\sim 12 \div 14$ км) и имеет оптическую толщину в видимом диапазоне, равную $\tau_{\text{vis}} = 0,05$. Рассчитываются невозмущенные среднегодовые стационарные потоки радиации R^0 и температура поверхности T_S^0 для атмосферы без и при наличии аэрозольного слоя, состоящего из частиц, представляемых ДС — $R^{\text{ДС}}$ и $T_S^{\text{ДС}}$, или ПС — $R^{\text{ПС}}$ и $T_S^{\text{ПС}}$, или КОС — $R^{\text{КОС}}$ и $T_S^{\text{КОС}}$, или ОС — $R^{\text{ОС}}$ и $T_S^{\text{ОС}}$ соответственно.

Для рассматриваемого аэрозольного слоя находится МРФ, вычисляемый как разность между возмущенным и невозмущенным потоками

$$F^M = R^M - R^0,$$

и изменение радиационной температуры поверхности, определяемое как разность между возмущенной и невозмущенной температурами,

$$\Delta T_S^M = T_S^M - T_S^0,$$

где индекс M соответствует типу аэрозольной модели ($M = \text{ДС}, \text{ПС}, \text{КОС}, \text{ОС}$).

На рис. 3 приведены усредненные по фактору ff МРФ $F^{\text{ДС}}$ (рис. 3, а, α) и радиационное изменение температуры $\Delta T_S^{\text{ДС}}$ (рис. 3, б, α), обусловленные радиационным форсингом частиц ДС. Там же указаны изменения МРФ (рис. 3, а, β–δ) и отклонение $\Delta^2 T_S$ от $T_S^{\text{ДС}}$ (рис. 3, б, β–δ), связанные с использованием моделей частиц ПС, КОС и ОС вместо модели ДС соответственно:

$$\Delta F^M = F^M - F^{\text{ДС}} \quad \text{и} \quad \Delta^2 T_S^M = \Delta T_S^M - \Delta T_S^{\text{ДС}} \\ (M = \text{ПС}, \text{КОС}, \text{ОС}).$$

Мгновенный радиационный форсинг $F^{\text{ДС}}$, его отклонения ΔF^M , изменение температуры $\Delta T_S^{\text{ДС}}$ и ее отклонения $\Delta^2 T_S^M$ рассматриваются как функции среднего радиуса $R_{\text{ав}}$ логнормального распределения частиц по размерам аэрозольного ансамбля, а разным кривым соответствуют различные значения параметра формы s_g этого распределения.

В зависимости от $R_{\text{ав}}$ аэрозольных частиц, моделируемых ДС, их МРФ $F^{\text{ДС}}$ может быть как положительным, так и отрицательным. Ансамбли частиц ДС с $R_{\text{ав}} \leq 0,4$ мкм характеризуются отрицательным $F^{\text{ДС}}$ для всех рассматриваемых вариантов ширины распределения s_g . В этом случае $F^{\text{ДС}}$ ($\tau_{\text{vis}} = 0,05$) достигает своего экстремального антипарникового значения порядка -7 Вт/м². Аэрозольные ансамбли со средним радиусом, большим 0,4 мкм, характеризуются положительным $F^{\text{ДС}}$, т.е. создают парниковый эффект. Интересно, что ансамбли частиц с узким распределением по размерам (рис. 3, α, кривые 1 и 2) имеют четко выраженный минимум $F^{\text{ДС}}$ при $R_{\text{ав}} = 0,2$ мкм. У ансамблей с широким распределением частиц по размерам $F^{\text{ДС}}$ монотонно возрастает с увеличением $R_{\text{ав}}$, постепенно

переходя от антипарникового эффекта к парниковому, который может достигать значения от 4 до 8 Вт/м². В моделях ДС и ПС при усреднении по ff среднеквадратичные отклонения МРФ составляют примерно 5%.

Использование модели частиц ПС вместо модели ДС (рис. 3, а, β) приводит к уменьшению МРФ $F^{\text{ПС}}$, т.е. парниковые свойства аэрозольного слоя значительно ослабляются приблизительно на $-1,8 \dots -1,3$ Вт/м², а антипарниковые — усиливаются на величину порядка $1 \div 2$ Вт/м². Расчеты с моделью КОС вместо модели ДС (рис. 3, а, γ), наоборот, показывают небольшое увеличение МРФ $F^{\text{КОС}}$ для всех s_g , т.е. антипарниковые свойства ослабляются на $0,1 \div 0,5$ Вт/м², а парниковые усиливаются на $0,4 \div 0,5$ Вт/м². И в том и в другом случаях несколько выделяется поведение частиц с узким распределением (кривая 1), которое характеризуется экстремальным значением при $R_{\text{ав}} \approx 0,1$ мкм. Аэрозольные частицы, моделируемые ОС, обладают большим положительным МРФ по сравнению с ДС, т.е. обладают худшими антипарниковыми свойствами, за исключением ансамблей с большими значениями $R_{\text{ав}}$. Таким образом, наилучшим антипарниковым эффектом обладают просветленные и двухслойные аэрозольные частицы.

Изменения температуры поверхности $\Delta T_S^{\text{ДС}}$ (рис. 3, б, α), обусловленные аэрозольными частицами ДС, для разных значений среднего радиуса $R_{\text{ав}}$ качественно подобны МРФ $F^{\text{ДС}}$ (рис. 3, а, α). Это объясняется тем, что стационарный среднегодовой температурный режим в значительной степени определяется радиационным балансом на верхней границе атмосферы. В свою очередь, усредненная за год стратосфера приблизительно находится в состоянии радиационного равновесия со слоем тропосфера — подстилающая поверхность. Таким образом, радиационное изменение температуры поверхности определяется в основном МРФ. Аэрозольный слой со средним радиусом $R_{\text{ав}}$ частиц, не превышающим 0,4 мкм, приводит к уменьшению радиационной температуры $\Delta T_S^{\text{ДС}}$ поверхности на $3 \div 5$ °С (антипарниковый эффект), причем для ансамблей с узким распределением частиц по размерам это уменьшение имеет четко выраженный максимум. Аэрозольный слой, характеризующийся $R_{\text{ав}} > 0,4$ мкм, обеспечивает радиационное увеличение температуры на $3 \div 7$ °С (парниковое потепление) по мере роста $R_{\text{ав}}$.

Использование модели частиц ПС (рис. 3, б, β) вместо частиц ДС показывает, что в зависимости от s_g радиационные отклонения температуры поверхности $\Delta^2 T_S^{\text{ПС}}$ от $\Delta T_S^{\text{ДС}}$ в среднем находятся в интервале $\pm 0,8$ °С. Аналогично использование частиц КОС (рис. 3, б, γ) приводит к отклонениям $\Delta^2 T_S^{\text{КОС}}$ от $\Delta T_S^{\text{ДС}}$, находящимся в среднем в диапазоне $-1 \dots +0,5$ °С. Частицы, моделируемые ОС, приводят для $R_{\text{ав}} < 0,4$ мкм к положительным, а для больших значений $R_{\text{ав}}$ — к отрицательным радиационным отклонениям температуры по сравнению с ДС. Заметим, что некоторая несогласованность между изменениями МРФ и радиационными отклонениями

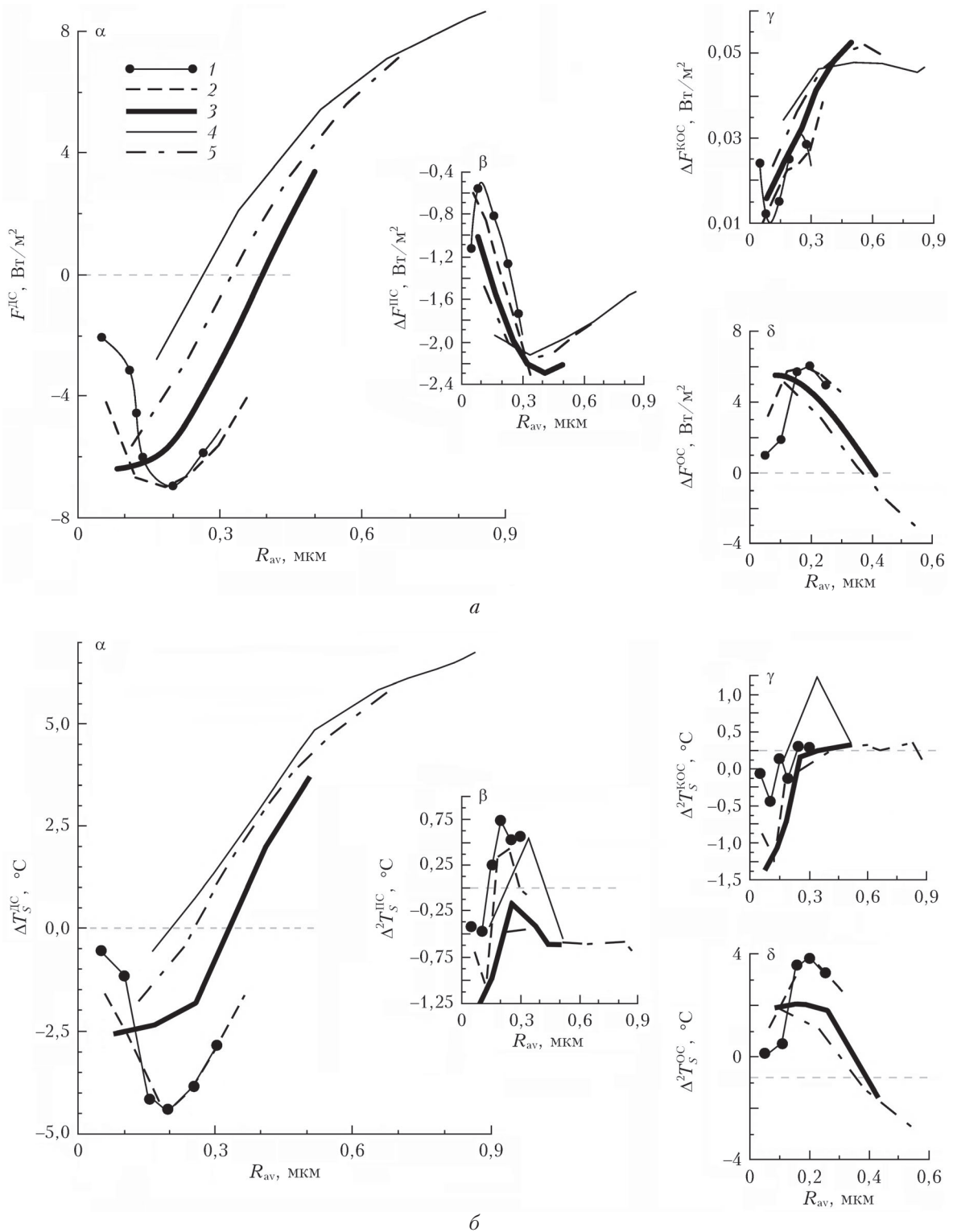


Рис. 3. Усредненный по форм-фактору $ff(\alpha)$ МРФ F^{LC} (а) и радиационное изменение температуры поверхности ΔT_S^{LC} (б) в зависимости от среднего радиуса частиц R_{av} по модели частиц ДС и их изменения, связанные с заменой модели ДС моделью частиц ПС (β), КОС (γ) и ОС (δ) соответственно

температуры поверхности связана с дискретностью и нелинейностью используемой ЭБРКМ, в результате которых скачкообразное изменение толщины слоя конвективного приспособления может приводить как

к увеличению, так и к уменьшению температуры, что влечет за собой неопределенность при определении модельной температуры, характеризуемой среднеквадратичным отклонением порядка $0,2\text{ }°C$ [30].

Заключение

Модельный глобальный термический режим (климат) весьма чувствителен к параметрам распределения по размерам стратосферных сернокислых аэрозольных частиц, а также к их внутренней структуре. Появление аэрозольного слоя может приводить как к парниковому, так и антипарниковому эффекту, который, в свою очередь, может усиливаться или ослабляться в зависимости от степени растворения ядра частицы в ее оболочке, а также от величины среднего радиуса частиц в ансамбле. Таким образом, неопределенность в размерах частиц и их внутренней структуре приводит к существенной ошибке при вычислении МРФ.

Наилучшим антипарниковым эффектом обладают просветленные и двухслойные аэрозольные частицы. При $\tau_{\text{vis}} = 0,05$ ансамбли стратосферных аэрозольных частиц ДС с узкими распределениями их по размерам, а также ансамбли с более широкими распределениями и средним радиусом, не превышающим $0,2 \div 0,4$ мкм, создают *антипарниковый эффект* порядка $4 \div 6$ Вт/м², тогда как при больших средних радиусах для широких распределений возникает *парниковый эффект* от 2 до 6 Вт/м². Просветленные частицы обладают более сильным антипарниковым эффектом, чем ДС, КОС и ОС. Стратосферные аэрозольные частицы ПС уменьшают МРФ на величину до $2,2$ Вт/м² по сравнению с ДС, что составляет до 30% от $F^{\text{ДС}}$. Таким образом, просветленные частицы создают более эффективный антипарниковый эффект по сравнению с двухслойными. Частицы, моделируемые как КОС, наоборот, усиливают МРФ $F^{\text{КОС}}$ на величину до $0,6$ Вт/м² по сравнению с $F^{\text{ДС}}$. Однородные частицы, если их средний радиус не превышает $0,4$ мкм, также увеличивают МРФ $F^{\text{ОС}}$ в среднем на $3 \div 5$ Вт/м² по сравнению с двухслойными, в случае больших размеров они будут уменьшать парниковый эффект на величину, достигающую 3 Вт/м². Таким образом, просветленные и двухслойные частицы приводят к антипарниковому эффекту для распределений частиц со средним радиусом, не превышающим $0,25 \div 0,40$ мкм, а у однородных частиц антипарниковый эффект возникает при узких распределениях для любых средних радиусов, а для широких — при средних радиусах, не превышающих $\sim 0,15 \div 0,33$ мкм.

Постоянно действующий антипарниковый эффект стратосферного сульфатного аэрозоля может приводить к радиационному охлаждению температуры поверхности на $2 \div 4$ °С, а парниковый — к радиационному нагреву до 6 °С.

Ошибка МРФ, обусловленная неопределенностью в структуре одно- и двухфазных сульфатных стратосферных аэрозольных частиц при заданных параметрах распределения по размерам, может составлять от $-4,8$ до $+6$ Вт/м² при $\tau_{\text{vis}} = 0,05$.

1. IPCC: Climate Change 2013 – The Physical Science Basis. Cambridge University Press, 2014. 1552 p. URL: <http://www.ipcc.ch/index.htm> (last access: 9.12.18).

2. Robock A. Volcanic eruption and climate // Rev. Geophys. 2000. V. 38, N 2. P. 191–219.
3. Будыко М.И. Изменения климата. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 280 с.
4. Gray W.M., Frank W.M., Corrin M.L., Stokes C.A. Weather modification by carbon dust absorption of solar Energy // J. Appl. Meteorol. 1976. V. 15. P. 355–386.
5. Будыко М.И., Голицын Г.С., Израэль Ю.А. Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеиздат, 1986. 159 с.
6. Кондратьев К.Я. Радиационное возмущающее воздействие, обусловленное аэрозолем // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16, № 1. С. 5–18.
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. Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие // Оптика атмосф. и океана. 2006. Т. 19, № 7. С. 565–575.
9. Macro-engineering. A challenge for the future / V. Badescu, R.B. Cathcart, R.D. Schuiling (eds.) // Water science and technology library. Dordrecht: Springer, 2006. V. 54. 318 p.
10. Возможности предотвращения изменения климата и его негативных последствий. Проблема Киотского протокола: материалы Совета-семинара при Президенте Российской академии наук / ред.-сост. Н.М. Шушарина. М.: Наука, 2006. 407 с.
11. Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата // Метеорол. и гидрол. 2007. № 1. С. 5–14.
12. 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.
13. Креков Г.М., Рахимов Р.О. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1982. 192 с.
14. Пришивалко А.П., Бабенко В.А., Кузьмин В.Н. Рассеяние и поглощение света неоднородными и анизотропными сферическими частицами. Минск: Наука и техника, 1984. 263 с.
15. Ивлев Л.С. Структура аэрозолей в стратосфере // Параметризация некоторых видов непреднамеренного и направленного воздействия на атмосферу. Л.: Изд-во ЛГУ, 1984. Вып. 84. С. 74–89.
16. Васильев А.В., Ивлев Л.С. Эмпирические модели и оптические характеристики аэрозольных ансамблей двухслойных сферических частиц // Оптика атмосф. и океана. 1997. Т. 10, № 8. С. 856–865.
17. Ивлев Л.С., Коростина О.М. Расчеты оптических характеристик стратосферных аэрозольных частиц двухслойной структуры // Изв. РАН. 1994. Физ. атмосф. и океана. Т. 30, № 6. С. 802–806.
18. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 194 с.
19. Кокорин А.М., Шифрин К.С. Влияние влажности на характеристики рассеяния света радиально-неоднородных частиц аэрозоля в пограничном слое над морем // Опт. журн. 2000. Т. 67, № 1. С. 26–31.
20. Кароль И.Л., Фролькис В.А. Энергобалансовая радиационно-конвективная модель глобального климата // Метеорол. и гидрол. 1984. № 8. С. 59–68.
21. Алоян А.Е., Ермаков А.Н., Арутюнян В.О. Аэрозоль в верхней тропосфере и нижней стратосфере. Сульфатные частицы в северных широтах // Оптика атмосф. и океана. 2018. Т. 31, № 2. С. 136–142.

22. Алоян А.Е. Моделирование динамики и кинетики газовых примесей и аэрозолей в атмосфере: М.: Наука, 2008. 415 с.
23. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. WCP-112. WMO/TD. № 24. 1986. 53 p.
24. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Современные проблемы атмосферной оптики. Т. 4. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 254 с.
25. Кокорин А.М. Влияние влажности на характеристики рассеяния и поглощения света радиально-неоднородных частиц аэрозоля в пограничном слое над морем // Опт. журн. 2012. Т. 79, № 12. С. 3–12.
26. Мааров М.Я., Шарив В.П., Ломакина Л.Д. Оптические характеристики модельных аэрозолей атмосферы Земли. М.: Ин-т прикл. матем. им. М.В. Келдыша АН СССР, 1989. 229 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. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами. М.: Мир, 1986. 660 с.
29. Frolkis V.A., Rozanov E.V. Radiation code for climate and general circulation models // IRS'92 Current problems in Atmospheric Radiation / S. Keevallik. Deepak Publ. Hampton, USA, 1993. P. 176–179.
30. Фролькис В.А., Кароль И.Л. Моделирование влияния параметров стратосферного аэрозольного экрана на эффективность компенсации парникового потепления глобального климата // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 8. С. 710–722; Frolkis V.A., Karol' I.L. Simulation of the effect of stratospheric aerosol dimming parameters on the efficiency of offsetting global greenhouse climate warming // Atmos. Ocean. Opt. 2011. V. 24, N 1. P. 74–87.

V.A. Frolkis, A.M. Kokorin. Effect of the internal structure of particles on optical properties of stratospheric aerosol, its radiative forcing, and average global mean surface temperature.

Single-phase and two-phase aerosol particles are considered. The influence of their structure and size distribution parameters on the optical characteristics of the stratospheric sulphate aerosol layer is simulated. The single-phase aerosol includes homogeneous particles, which are a liquid drop of 75% sulphuric acid, and the two-phase aerosol are drops of sulphuric acid with dissolved inorganic impurities. It is assumed that the latter can be two-layer, enlightened, and quasi-homogeneous. The dependence of instantaneous radiative forcing and radiative changes of surface temperature on the internal structure of stratospheric sulphate aerosol particles and the parameters of their size distribution is simulated. An aerosol layer with an optical thickness equal to 0.05 in the visible range is considered. Its particles can lead to the greenhouse and anti-greenhouse effects. Ensembles of two-layer particles with narrow size distributions, and ensembles with wider distributions and average radii not exceeding $0.25 \div 0.40 \mu\text{m}$, create the anti-greenhouse effect on the order of $4 \div 8 \text{ W/m}^2$, whereas for large average radii and wide distributions, occurring greenhouse effect ($2 \div 6 \text{ W/m}^2$) occurs.