

ОБ ОСЛАБЛЕНИИ ПОТОКА СОЛНЕЧНОЙ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИАЦИИ, ПОГЛОЩАЕМОЙ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ, ПРИ ИНЖЕКЦИИ В СТРАТОСФЕРУ СЕРНОКИСЛОТНОГО АЭРОЗОЛЯ

Д.А. Северов^{1), 2)}

¹⁾ Институт глобального климата и экологии Росгидромета и РАН,
РФ, 107258, г. Москва, ул. Глебовская, д. 20Б; *d_severov@mail.ru*

²⁾ Институт географии РАН,
РФ, 109017, г. Москва, Старомонетный пер., 29

Резюме. Методом Монте-Карло проведен расчет рассеяния коротковолнового излучения в атмосфере с помощью трехслойной модели атмосферы. Оценено уменьшение потока солнечной коротковолновой радиации, поглощенной подстилающей поверхностью, при инжекции в нижнюю стратосферу 1 Мт сернокислотного аэрозоля для усиления рассеяния. Учтены многократное рассеяние света, как молекулярное, так и на естественном и инжектируемом аэрозоле, и изменение поляризации света при рассеянии.

Ключевые слова. Сернокислотный аэрозоль, инжекция, стратосфера, солнечная радиация, земная поверхность, ослабление поглощения, расчет, метод Монте-Карло.

ON THE WEAKENING OF THE SHORT-WAVE SOLAR RADIATION FLUX ABSORBED BY THE EARTH'S SURFACE WITH INJECTION OF SULFURIC ACID AEROSOLS INTO THE STRATOSPHERE

D.A. Severov^{1), 2)}

¹⁾ Institute of Global Climate and Ecology of Roshydromet and RAS,
20B, Glebovskaya str., 107258, Moscow, Russia; *d_severov@mail.ru*

²⁾ Institute of Geography of RAS,
29, Staromonetny lane, 109017, Moscow, Russia

Summary. Scattering of short-wave radiation in the atmosphere with a three-layers atmospheric model using the Monte-Carlo method is proposed. Reduction in solar short-wave radiation flux absorbed by the Earth's surface caused by injection of 1 Mt sulfuric acid aerosol into the lower stratosphere for enhancing the scattering is estimated. Multiple scattering of radiation, both by molecules and by natural and injected aerosol particles, as well as changes in polarization due to scattering, are taken into account.

Keywords. Sulfuric acid aerosol, injection, stratosphere, solar radiation, Earth's surface, absorption decrease, computation, Monte-Carlo method.

Введение

Один из возможных путей предотвращения глобального потепления климата, как было показано М.И. Будыко, – введение в стратосферу искусственно созданного сернокислотного аэрозоля (здесь и далее для краткости под «искусственно созданным» или просто «искусственным» аэрозолем подразумевается тот, что намеренно инжектируется в стратосферу). В работе (Будыко и др., 1974) был проанализирован ряд результатов, полученных разными авторами, по ослаблению нисходящего потока солнечной радиации, поступающей на верхнюю границу тропосферы. В этой работе было показано, что при поступлении в нижнюю стратосферу около 0.6 Мт соединений серы уменьшение этого потока составит 0.3 %.

В работе (Будыко, 1980) с помощью полуэмпирической теории термического режима атмосферы, в предположении неизменного альбедо Земли и облачности, было показано, что изменение потока поглощенной земной поверхностью коротковолновой радиации на 1 % приведет к изменению средней температуры в приповерхностном слое на $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ¹⁾. Предполагая пропорциональность изменений нисходящего потока коротковолновой радиации на верхней границе тропосферы и поглощаемого земной поверхностью, комбинируя оценки М.И. Будыко, можно заключить, что уменьшение первого потока на 0.3% может вызвать уменьшение средней температуры в приповерхностном слое на $0.45\text{ }^{\circ}\text{C}$. Заметим, что это составляет примерно половину того глобального потепления $0.85\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($0.65 - 1.06\text{ }^{\circ}\text{C}$), которое произошло за 1880 – 2012 гг. (IPCC, 2014).

Однако теоретическая возможность такой компенсации глобального потепления еще не означает его практической целесообразности. В первую очередь, возникает вопрос об эффективности его применения. В частности, необходимо определить оптимальные размер частиц аэрозоля и его географическое размещение.

Со времени основополагающих работ М.И. Будыко исследования этого направления получили определенное развитие. Применение сернокислотного монодисперсного аэрозоля для ослабления нисходящего потока коротковолновой радиации, поступающего на верхнюю границу тропосферы, рассмотрено в работе (Израэль и др, 2007). На основе формул теории Ми для однородных сферических частиц (Хюлст, 1961; Зуев, Креков, 1986) и экспериментальных данных по спектральному составу прямой солнечной радиации, достигающей нижней стратосферы (Arvesen et al., 1969), определен оптимальный радиус частиц $\approx 0.28\text{ }\mu\text{m}$. При нем достигается максимальное ослабление 0.43 % нисходящего потока корот-

¹⁾ При долговременных процессах, приводящих к изменению площади оледенения полярных зон и альбедо Земли, изменение температуры может достигать $2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Cess, 1976).

коволновой радиации, поступающей на верхнюю границу тропосферы, для суммарной массы частиц в 1 Мт ($\approx 0.26\%$ в пересчете на 0.6 Мт).

Существующие в настоящее время описания распространения солнечного излучения в земной атмосфере можно условно разделить на две группы. К одной относятся модели с упрощенным представлением физических процессов, сопровождающих рассеяние света. Сюда, кроме уже упомянутых работ (Будыко и др., 1974; Израэль и др., 2007) можно отнести еще ряд публикаций (Donohoe, Battisti, 2011; Ming et al., 2014; Корнева, Семенов, 2016). К другой группе относятся модели с более подробным рассмотрением физики процессов рассеяния. Например, математическая модель (Postylyakov, 2004), в которой рассмотрены разные виды рассеяния излучения (молекулярное, на атмосферном аэрозоле, на подстилающей поверхности), учтено изменение поляризации излучения при его рассеянии и поглощении излучения атмосферным аэрозолем и газовыми составляющими атмосферы. Для численного расчета применен метод Монте-Карло, существенно облегчающий моделирование рассматриваемых процессов.

Цель данной работы:

- систематически описать схему расчета потока коротковолновой солнечной радиации, поглощаемой земной поверхностью, основанную на методе Монте-Карло, учитывающую возможность повторного рассеяния (рэлеевского и на атмосферном аэрозоле);

- используя эту схему расчета, получить расчетную оценку изменения потока коротковолновой радиации, поглощенной подстилающей поверхностью, при введении в нижнюю стратосферу заданного количества искусственного сернокислотного аэрозоля.

Методы

Рассматривается трехслойная модель земной атмосферы. Нижний слой - тропосфера, верхний стратосфера. Между ними находится "тонкий" слой толщиной 1 км, в который инжектируется искусственный аэрозоль.

В предлагаемой расчетной схеме учитываются многократное рассеяние (молекулярное и на естественном и искусственном аэрозоле), поглощение и рассеяние коротковолновой радиации земной поверхностью. При этом при модельных расчетах делается ряд упрощающих допущений. Приведем эти допущения.

1. Верхняя граница земной атмосферы считается сферой. Приходящий из космоса поток солнечной радиации в заданной точке на этой сфере характеризуется углом падения к этой сфере. При расчете потоков радиации внутри атмосферы внешняя граница и границы нижележащих атмосферных слоев рассматриваются уже как плоскости, слои считаются плоскопараллельными.

2. Искусственно созданный сернокислотный монодисперсный аэрозоль ($75\% \text{H}_2\text{SO}_4$) находится в атмосферном слое толщиной 1 км в нижней стратос-

фере на высоте 12 км в границах широтной зоны $\zeta \pm \Delta\zeta$ (ζ – географическая широта середины зоны). В этом атмосферном слое молекулярное рассеяние излучения и рассеяние на естественном аэрозоле не рассматриваются.

3. В альbedo подстилающей поверхности включено альbedo облачности, т. е. высотное распределение облачности не учитывается. Рассматриваются два значения такого «суммарного» альbedo земной поверхности - 0.23 (Атмосфера, 1991) и, дополнительно, 0.25²⁾.

4. Рассеяние коротковолнового излучения подстилающей поверхностью не зависит от угла падения, не приводит к поляризации излучения, подчиняется закону Ламберта.

5. Распределение атмосферного аэрозоля по размеру и высоте описывается моделью МакКлатчи (McClatchey et al., 1971; Зуев, Креков, 1986). Используются оптические свойства водного аэрозоля как одного из главных компонентов, дающих вклад в оптическую толщину атмосферы (Кон-драгьев, 1998). Расчет потоков излучения выполняется для диапазона длин волн 0.3 – 1.1 мкм, где у воды практически отсутствует поглощение радиации.

6. Спектральный состав солнечной радиации, поступающей из космоса на верхнюю границу атмосферы, задается по расчетным данным из работы (Arvesen et al., 1969).

Расчет потоков коротковолновой радиации проводился методом Монте-Карло в форме, называемой прямым моделированием (Марчук и др., 1976). Моделирование всех случайных процессов базируется на псевдослучайной выборке (последовательности реализаций) случайной величины, равномерно распределенной в промежутке 0 – 1.

Непрерывный поток солнечного излучения (Arvesen, 1969), заданный как сумма своих спектральных составляющих в виде спектральной плотности (solar spectral irradiance, Вт м⁻² мкм⁻¹), представляется при модельных расчетах в дискретной форме. А именно, выделяются определенные спектральные диапазоны $[\lambda, \lambda + \delta\lambda]$, а составляющие потока излучения, соответствующие этим диапазонам представляются как «спектральные порции энергии» (СПЭ). Количество таких СПЭ, на которые подразделяется непрерывный поток, и, соответственно, количество энергии, переносимой отдельной СПЭ в заданном спектральном диапазоне $[\lambda, \lambda + \delta\lambda]$, выбирается в соответствии с желаемой точностью результатов вычислений и допустимых вычислительных затрат времени. СПЭ при рассеянии сохраняют принадлежность к исходному спектральному диапазону.

При моделировании рассеяние реального коротковолнового излучения имитируется случайным изменением направления перемещения СПЭ, при этом плотность вероятности различных направлений соответствуют индикатрисе рассеяния, зависящей от поляризации падающего излучения.

Состояние СПЭ описывается шестью параметрами: высотой над уровнем моря, направлением движения (углом падения излучения к поверхности слоя) и

²⁾ Следует отметить, что существует разброс в оценке планетарного альbedo: 0.30 (Trenberth et al., 2009); 0.31 (Атмосфера, 1991); 0.32 (Ming et al., 2014).

вектор-параметром Стокса $\vec{S} = \{I_\ell, I_r, U, V\}$ (далее для краткости - вектор Стокса), описывающим в наиболее общем виде поляризацию излучения (Хюлст, 1961; Чандрасекар, 1953). Составляющие вектора Стокса задаются относительно плоскости референции (плоскости отсчета), в которой находится луч (прямолинейная траектория СПЭ). В исходном положении, до акта рассеяния СПЭ, в качестве плоскости референции выбирается плоскость падения, т. е. плоскость, содержащая вертикаль и луч. Компоненты вектора Стокса I_l и I_r представляют собой интенсивность двух составляющих потока излучения. Первый из них поляризован в плоскости референции, а второй – перпендикулярно к ней. Интенсивность общего потока радиации $I = I_l + I_r$ не зависит от ориентации плоскости референции. Для неполяризованного солнечного излучения, приходящего из космоса, начальное состояние вектора Стокса – $\vec{S} = \{I/2, I/2, 0, 0\}$ независимо от ориентации плоскости референции. Изменение состояния поляризации излучения при его рассеянии описывается формулами преобразования (1) – (6).

В формулах преобразования вектора Стокса предполагается, что плоскостью референции падающего и рассеянного луча является плоскость рассеяния – плоскость, в которой находятся падающий и рассеянный лучи. Направление рассеянного луча задается двумя сферическими координатами (углы Эйлера): углом θ ($0 \leq \theta \leq \pi$) между падающим и рассеянным лучами и углом поворота плоскости рассеяния вокруг падающего луча φ ($0 \leq \varphi \leq 2\pi$) относительно плоскости падения.

При повороте плоскости референции на угол φ вокруг луча преобразование вектора Стокса описывается матричным выражением:

$$\vec{S}' = \hat{F}(\varphi) \times \vec{S}, \quad \begin{pmatrix} I'_\ell \\ I'_r \\ U' \\ V' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos^2\varphi & \sin^2\varphi & \frac{1}{2} \sin 2\varphi & 0 \\ \sin^2\varphi & \cos^2\varphi & -\frac{1}{2} \sin 2\varphi & 0 \\ -\sin 2\varphi & \sin 2\varphi & \cos 2\varphi & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} I_\ell \\ I_r \\ U \\ V \end{pmatrix}, \quad (1)$$

где \vec{S} и его компоненты, записанные без штриха, относятся к исходному положению плоскости референции, а помеченные штрихом – к новому положению, $\hat{F}(\varphi)$ – матрица преобразования (Чандрасекар, 1953).

При рассеянии излучения, молекулярном или на аэрозольных частицах, угловая (по θ) зависимость интенсивности рассеянного потока относительно направления набегающего потока называется индикатрисой рассеяния.

При рассеянии излучения преобразование вектора Стокса описывается следующими матричными выражениями:

$$\hat{D}_R(\theta) = \frac{3}{2} \begin{pmatrix} \cos^2\theta & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \cos\theta & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \cos\theta \end{pmatrix}, \quad (2)$$

$$\hat{D}_A(\theta) = \begin{pmatrix} A_2 A_2^* & 0 & 0 & 0 \\ 0 & A_1 A_1^* & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1}{2}(A_2 A_1^* + A_1 A_2^*) & -\frac{i}{2}(A_2 A_1^* - A_1 A_2^*) \\ 0 & 0 & \frac{i}{2}(A_2 A_1^* - A_1 A_2^*) & \frac{1}{2}(A_2 A_1^* + A_1 A_2^*) \end{pmatrix}, \quad (3)$$

где $D_R(\theta)$ – матрица молекулярного (рэлеевского) рассеяния (Чандрасекар, 1953), $\hat{D}_A(\theta)$ – матрица аэрозольного рассеяния (Хюлст, 1961), A_i – комплексные амплитудные функции (звездочкой обозначена комплексно сопряженная величина). Эти величины вычисляются по формулам Ми:

$$A_1 = \frac{1}{k} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \pi_n(\cos \theta) + b_n \tau_n(\cos \theta)]$$

$$A_2 = \frac{1}{k} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \pi_n(\cos \theta) + a_n \tau_n(\cos \theta)]$$

$$a_n = \frac{\psi'_n(y) \psi_n(x) - m \psi'_n(x) \psi_n(y)}{\psi'_n(y) \zeta_n(x) - m \zeta'_n(x) \psi_n(y)}, \quad b_n = \frac{m \psi'_n(y) \psi_n(x) - \psi'_n(x) \psi_n(y)}{m \psi'_n(y) \zeta_n(x) - \zeta'_n(x) \psi_n(y)},$$

$$\psi_n(z) = \sqrt{\frac{\pi z}{2}} J_{n+\frac{1}{2}}(z), \quad \zeta_n(z) = \sqrt{\frac{\pi z}{2}} \left(J_{n+\frac{1}{2}}(z) - i \cdot N_{n+\frac{1}{2}}(z) \right), \quad (4)$$

$$\pi_n(\cos \theta) = \frac{1}{\sin \theta} P_n^{(1)}(\cos \theta), \quad \tau_n(\cos \theta) = \frac{1}{\sin \theta} P_n^{(1)}(\cos \theta),$$

$$Q_{осл} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \cdot Re(a_n + b_n), \quad x = \frac{2\pi a}{\lambda},$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}, \quad m = n - i \cdot n, \quad i = \sqrt{-1},$$

где a – радиус частицы, λ – длина волны, m – комплексный показатель преломления вещества частицы, $J_n(z)$, $N_n(z)$ – функции Бесселя первого и второго рода, $Q_{осл}$ – фактор эффективности ослабления потока прямой радиации, (Хюлст, 1961), $P_n^{(l)}$ – присоединенная функция Лежандра первого рода.

Угол падения рассеянного луча α' и угол поворота плоскости референции ψ вокруг рассеянного луча к плоскости его падения определяются выражениями:

$$\cos \alpha' = \cos \alpha \cdot \cos \theta + \sin \alpha \cdot \sin \theta \cdot \cos \varphi$$

$$\cos \psi = \frac{\cos \alpha \cdot \sin \theta - \sin \alpha \cdot \cos \theta \cdot \cos \varphi}{\sin \alpha'} \quad (5)$$

где α' - угол падения набегающего луча, θ и φ - углы рассеяния. При $\sin \alpha' = 0$ выбор плоскости референции произволен и в повороте нет необходимости (ею остается плоскость рассеяния).

В общем случае, при молекулярном (\hat{D}_M) рассеянии и при рассеянии на частице аэрозоля (\hat{D}_A), преобразование вектора Стокса записывается следующим образом:

$$\vec{S}' = \hat{F}(\psi) \cdot \hat{D}_{M,A}(\theta) \cdot \hat{F}(\varphi) \cdot \vec{S} \quad (6)$$

Одновременное рассеяние излучения по всем направлениям ($0 \leq \theta \leq \pi$, $0 \leq \varphi \leq 2\pi$) имитируется суммарным рассеянием разных СПЭ со случайным выбором углов рассеяния. Например, рассеяние на угол θ производится согласно весу этого направления в индикатрисе рассеяния:

$$P(\theta) = c \int_0^\theta p(\theta_1) \sin \theta_1 d\theta_1 \quad , \quad P(\pi) = I \quad ,$$

$$p(\theta) = \int_0^{2\pi} I(\theta, \varphi) d\varphi \quad , \quad I(\theta, \varphi) = I_\ell + I_r \quad (7)$$

$$\tilde{\theta} = P^{-1}(\gamma) \quad , \quad 0 \leq \gamma \leq 1$$

Здесь $P(\theta)$ – вероятность рассеяния в промежутке $0 \div \theta$; $P^{-1}(\gamma)$ – функция обратная функции $P(\theta)$; γ – случайная величина, равномерно распределенная на отрезке $[0, 1]$; $\tilde{\theta}$ – случайное значение угла θ , распределенное с плотностью вероятности $p(\theta)$, c – нормировочный коэффициент.

Для молекулярного (рэлеевского) и аэрозольного рассеяния (индексы M и A соответственно) случайное значение угла рассеяния $\tilde{\theta}(\gamma)$ имитируется, исходя из:

$$\int_{-1}^{\cos \tilde{\theta}} I(c) dc = \gamma \quad , \quad \cos \tilde{\theta}_M = g - \frac{1}{g} \quad , \quad g = \sqrt[3]{2 - 4 + \sqrt{16\gamma^2 - 16\gamma + 5}} \quad ,$$
(8)

$$P(\cos \tilde{\theta}) = \int_{-1}^{\cos \tilde{\theta}} A(c) dc \Big/ \int_{-1}^1 (A_1 A_1^* + A_2 A_2^*) dc = \gamma \quad , \quad \cos \tilde{\theta}_A = P^{-1}(\gamma) \quad ,$$

$$I(c) = \frac{3}{8}(1 + c^2) \quad , \quad A(c) = A_1(c) \cdot A_1^*(c) + A_2(c) \cdot A_2^*(c) \quad , \quad c \equiv \cos \theta \quad ,$$

где $I(c)$ – индикатриса молекулярного рассеяния, A_i и A_i^* – амплитудные и комплексно им сопряженные функции из (4). В программных расчетах для быстрого нахождения угла аэрозольного рассеяния использовалась предварительно построенная сплайн–интерполяция функции $P^{-1}(\gamma)$.

Этот же метод моделирования случайных величин, известный как метод обратных функций, используется и для описания рассеяния СПЭ вдоль ее траектории. Вероятность рассеяния в промежутке $0 - l$ вычисляется следующим образом:

$$P(\ell) = 1 - \exp\left\{-\int_0^{\ell} (E_A(z) + E_M(z)) dz\right\}$$

$$\ell = \frac{z_0 - z}{\cos \alpha}, \quad \ell \leq \ell_{max}, \quad (9)$$

$$E_A(z) = \pi a^2 Q_{осл} \cdot N(z), \quad E_M(z) = \frac{32 \pi^3 (n-1)^2}{3L \lambda^4} \frac{\rho(z)}{\rho(0)},$$

где z_0 – высота начальной точки траектории, z – высота, на которой произошло рассеяние, a – угол падения СПЭ, ℓ_{max} – максимальная длина траектории до границы слоя, $E_A(z)$ экстинкция для аэрозольных частиц радиуса a в количестве $N(z)$ частиц в единице объема на высоте z (Хюлст, 1961), $E_M(z)$ – экстинкция для молекулярного рассеяния, n – коэффициент преломления воздуха при нормальных условиях, L – число Лoshмидта, λ – длина волны, $\rho(z)$ – плотность воздуха на высоте z (Чандрасекар, 1953).

При описании рассеяния в модели сначала с помощью сплайн–интерполяции функции $P^{-1}(\gamma)$, обратной (9), для случайного значения γ определяется произошло ли рассеяние СПЭ на участке траектории $0 \leq l \leq \ell_{max}$ и, если произошло, то, на каком расстоянии l . Если рассеяние происходит, то случайным образом разыгрываются следующие три варианта пропорционально их вероятностям:

$$\begin{aligned} P_A &= (1 - \exp\{-E_A \ell\}) \cdot \exp\{-E_M \ell\}, \\ P_M &= (1 - \exp\{-E_M \ell\}) \cdot \exp\{-E_A \ell\}, \\ P_{AM} &= (1 - \exp\{-E_A \ell\}) \cdot (1 - \exp\{-E_M \ell\}), \\ P_A + P_M + P_{AM} &= P(\ell), \end{aligned} \quad (10)$$

где P_A – вероятность только аэрозольного рассеяния, P_M – только молекулярного, а P_{AM} – вероятность совместного рассеяния.

Элементы матрицы рассеяния и $Q_{осл}$ для атмосферного аэрозоля вычислялись по формулам Ми (4) и усреднялись с помощью нормированного распределения частиц МакКлатчи (McClatchey et al., 1971; Зуев, Креков, 1986).

$$\tilde{F}_A = \int_{0.02}^1 F_A(r) f(r) dr, \quad f(r) = \begin{cases} c_1 \cdot 10^4, & 0.02 \leq r \leq 0.1 \\ c_1 \cdot r^{-4}, & 0.1 \leq r \leq 1.0 \end{cases} \quad (11)$$

где радиус частиц аэрозоля задан в микрометрах, а $c_1 = 0.883 \cdot 10^{-3}$ – нормировочный коэффициент.

Нормированное распределение интенсивности рассеянного излучения по углу φ описывается формулой:

$$I(\varphi) = \frac{1}{2\pi} \left[1 - C_\varphi \cdot \sqrt{Q^2 + U^2} \cos \left(2\varphi - \arctg \frac{U}{Q} \right) \right],$$

$$Q = I_\ell - I_r, \quad I_\ell + I_r = 1,$$

$$C_\varphi = \frac{A_1 A_1^* - A_2 A_2^*}{A_1 A_1^* + A_2 A_2^*} \quad - \text{ для аэрозоля} \quad (12)$$

$$C_\varphi = \frac{1 - \cos^2 \theta}{1 + \cos^2 \theta} \quad - \text{ для молекулярного рассеяния.}$$

Случай $Q=U=0$ соответствует либо неполяризованному излучению, либо поляризованному по кругу. В обоих вариантах распределение интенсивности излучения равномерное по φ .

Моделирование случайного распределения с плотностью вероятности $I(\varphi)$ производится методом Неймана (Соболь, 1973). Для этого генерируется двумерная случайная последовательность точек $\varphi_i = 2\pi \cdot \gamma_i$, $0 \leq \gamma_i \leq 1$ (равномерно распределенная величина) и ξ_i , $0 \leq \xi_i \leq I_{max}$ (равномерно распределенная величина). Эти величины статистически независимы. Точки, для которых $I(\varphi_i) > \xi_i$, отбрасываются, а остальные образуют искомое распределение.

Альбеда alb ($0 < alb < 1$) определяет вероятность диффузного рассеяния СПЭ в случайном процессе, имитирующем взаимодействие СПЭ с земной поверхностью: если реализация случайной величины, равномерно распределенной на отрезке $[0, 1]$, попадает в промежуток $[0, alb]$, то происходит рассеяние, а в ином случае - поглощение.

При модельном расчете общий порядок прохождения СПЭ через каждый из горизонтальных атмосферных слоев описывается на основе следующих предположений. Рассмотрим СПЭ, находящуюся на границе слоя (верхней или нижней), с заданным углом падения и вектором Стокса.

1. По оптической толщине слоя вдоль направления перемещения СПЭ случайным образом определяется, будет ли прохождение через слой к другой границе без рассеяния или произойдет рассеяние в промежуточной точке. При выходе на границу без рассеяния исходные параметры состояния СПЭ сохраняются.

2. В случае, если рассеяние в промежуточной точке происходит, углы θ и φ задаются случайным образом в соответствии с формулами (10);

3. На следующем этапе определяются новые параметры СПЭ в точке рассеяния (угол падения и параметры Стокса, приведенные к плоскости падения рассеянного луча); далее повторяется пункт 2;

4. Расчет для каждой СПЭ завершается или при поглощении на нижней границе тропосферы или при выходе в космос через верхнюю границу стратосферы.

Спектральный состав солнечного излучения в диапазоне длин волн $0.3 \text{ мкм} \leq \lambda \leq 1.1 \text{ мкм}$ задавался в 50 точках, равномерно расположенных в логарифмическом масштабе λ (Arvesen et al., 1969).

Ослабление потока поглощенного земной поверхностью коротковолнового излучения вследствие инъекции искусственного аэрозоля в стратосферу оценивается как разность сумм поглощенных СПЭ, найденных в двух расчетах, в одном из которых учитывалась инъекция аэрозоля, а в другом – нет. В простейшем виде – это проведение двух независимых расчетов в полном объеме. В данной работе оценка этих двух количеств поглощенных СПЭ проводится в процессе одного расчета с учетом инъекции аэрозоля и с повторным расчетом для каждой СПЭ, для которой имело место рассеяние на искусственном аэрозоле, но уже без учета инъекции аэрозоля. Повторный расчет проводится по той же выборке (последовательности полученных реализаций случайной величины), что и первичный. Ослабление потока, поглощенного земной поверхностью, оценивается как разность сумм поглощенных СПЭ, построенных в первичном и повторном расчетах. Более подробно особенности этой процедуры рассмотрены в конце следующего раздела.

Результаты и обсуждение

Изложенная в предыдущем разделе расчетная схема была использована для оценки изменения потока поглощенной земной поверхностью коротковолновой радиации вследствие инъекции в нижнюю стратосферу 1 Мт сернокислотного аэрозоля. Расчет проводился для двух значений суммарного альбедо (земная поверхность + облачность): 0.23 и 0.25. Эти два варианта рассматривались для того, чтобы оценить чувствительность конечного результата расчета к изменению этой величины.

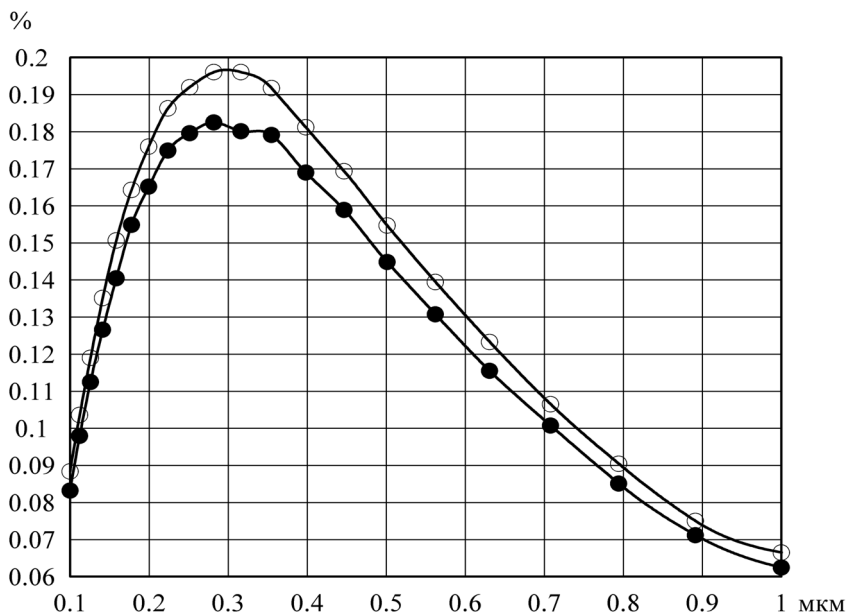


Рисунок 1. Ослабление (%) потока поглощенного земной поверхностью коротковолнового излучения в зависимости от радиуса частиц искусственного сернокислотного аэрозоля, инжестируемого в нижнюю стратосферу; альбедо: ● – 0.23; ○ – 0.25

На рис. 1 показана зависимость относительного уменьшения потока радиации, поглощаемого земной поверхностью, от радиуса частиц искусственного монодисперсного сернокислотного аэрозоля, внесенного в промежуточный слой (слой инъекции, соответствует нижней стратосфере) в количестве 1 Мт и равномерно в нем распределенного.

Расчет показывает наличие оптимального размера частиц искусственного сернокислотного аэрозоля в отношении ослабления потока коротковолновой радиации. Он оказался 0.28 мкм, что примерно соответствует значению, полученному в работе (Израэль и др., 2007). Максимальное ослабление потока коротковолновой радиации оказалось в этом случае на 22 - 27 % меньше оценки, приведенной в работе (Будыко и др., 1974): она составляла в пересчете на 1 Мт сернокислотного аэрозоля для обоих полушарий 0.25 %.

На рис. 2 и 3 представлено ослабление (%) поглощенного земной поверхностью потока коротковолновой радиации при инъекции частиц оптимального размера 0.28 мкм.

На рис. 2 показана зависимость относительного уменьшения потока коротковолновой радиации, поглощаемой земной поверхностью, от места расположения (широты ζ) зоны инъекции, содержащей 1 Мт монодисперсного сернокислотного аэрозоля. Аэрозоль равномерно распределен в границах широтной зоны ($\zeta \pm \Delta\zeta$). Оценки выполнены для различной ширины зоны инъекции – 10, 20 и 30 градусов, а также для двух значений суммарного альbedo – 0.23 и 0.25.

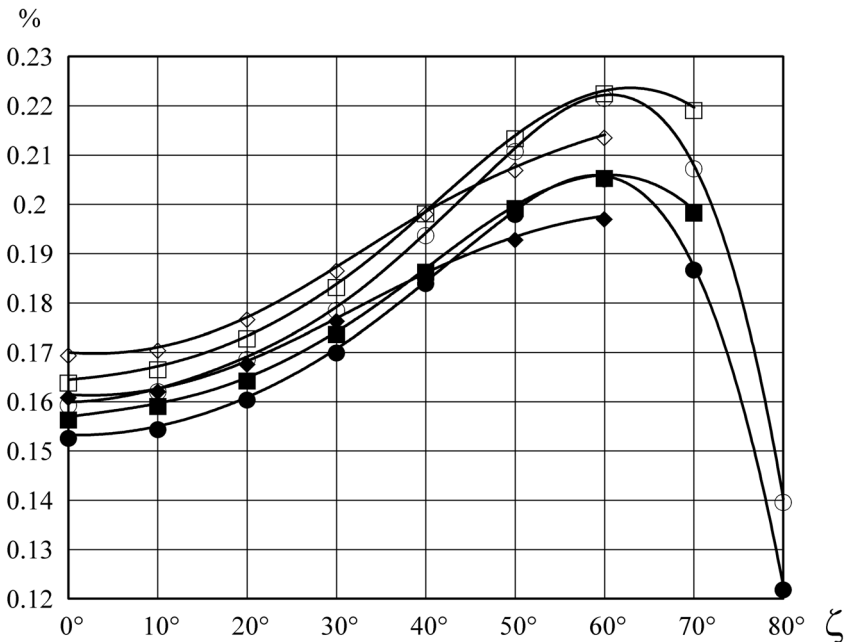


Рисунок 2. Ослабление (%) поглощенного земной поверхностью потока коротковолнового излучения при инъекции 1 Мт сернокислотного аэрозоля в нижнюю стратосферу в зависимости от широты ζ расположения зоны инъекции ($\zeta \pm \Delta\zeta$); $\Delta\zeta$: 10° ●○; 20° ■□; 30° ◆◇; альbedo: 0.23 – темные; 0.25 – светлые; радиус частиц 0.28 мкм

В пределах диапазона широт $0^\circ \leq \zeta \leq 60^\circ$ эффективность ослабления коротковолновой радиации сернокислотным аэрозолем увеличивается при смещении более высокие широты. При увеличении φ от 0° до 60° ослабление увеличивается примерно на 35 %. Рост сменяется почти двукратным спадом на участке $60^\circ \leq \zeta \leq 80^\circ$ для $\Delta\zeta = 10^\circ$.

Отмеченное снижение эффективности ослабления для узкой зоны в высоких широтах связано, во-первых, с уменьшением освещенности частиц искусственного аэрозоля из-за уменьшения проницаемости стратосферы при увеличении угла падения набегающего из космоса потока солнечной радиации. Это уменьшает количество радиации, рассеянной аэрозолем в космос. Во – вторых, это связано с уменьшением доли потока радиации, приходящегося на зону с аэрозолем, в общем потоке, достигающем подстилающей поверхности освещенного полушария, из-за уменьшения проницаемости тропосферы с ростом угла падения.

На рис. 3 показана зависимость относительного уменьшения потока коротковолновой радиации, поглощаемой земной поверхностью, от ширины экваториальной зоны $0^\circ \pm \Delta\zeta$, содержащей 1 Мт монодисперсного сернокислотного аэрозоля. Увеличение $\Delta\zeta$ от 0° до 90° сопровождается, приблизительно 20 %-м увеличением ослабления.

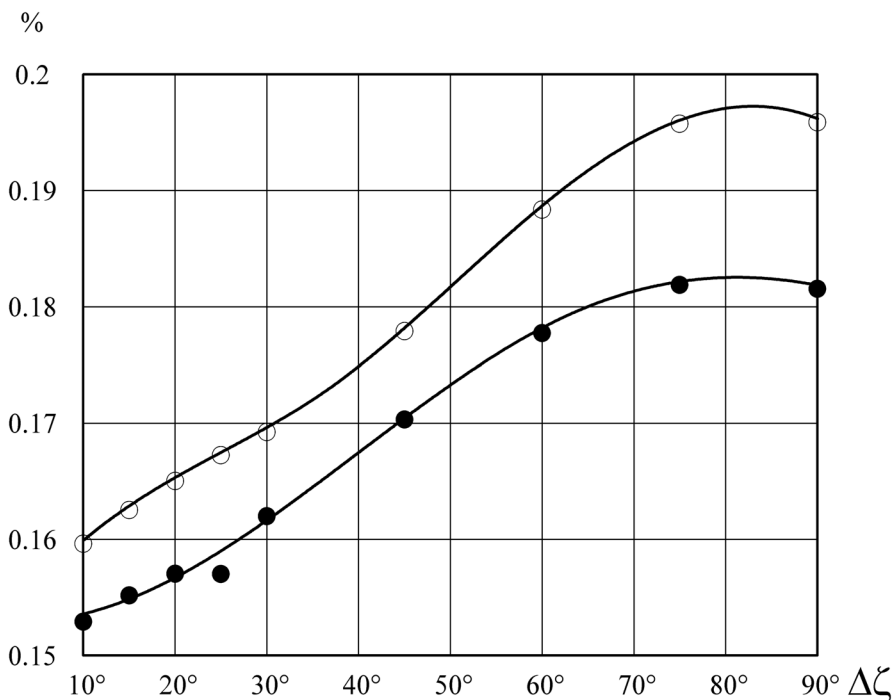


Рисунок 3. Ослабление (%) поглощенного земной поверхностью потока коротковолнового излучения при инъекции 1 Мт сернокислотного аэрозоля в зависимости от ширины экваториальной зоны ($0^\circ \pm \Delta\zeta$) инъекции; альбедо: ● – 0.23; ○ – 0.25; радиус частиц 0.28 мкм

В целом, эффективность применения серноокислотного аэрозоля для ослабления солнечной радиации заметно увеличивается при размещении аэрозоля в сравнительно узкой зоне на широте около 60° .

В заключение этого раздела коснемся вопроса о целесообразной реализации процедуры расчета ослабления потока излучения, поглощенного земной поверхностью, методом Монте-Карло.

Оценка ослабления потока поглощенного земной поверхностью коротковолнового излучения простейшим способом, т. е. путем проведения двух полных независимых расчетов с учетом инъекции искусственного аэрозоля и без ее учета, связана со значительными вычислительными затруднениями. Их причина - ограниченная точность метода Монте-Карло, которая обычно составляет несколько процентов от расчетного результата (Ленобль, 1990). Поэтому, оценка ослабления потока на доли процента (см. рис. 1 – 3) требует уменьшения погрешности вычислений как минимум на два порядка для достижения приемлемой точности результата. Это, в свою очередь, потребует увеличения количества статистических испытаний в 10^4 раз, поскольку в методе Монте-Карло погрешность результата обратно пропорциональна квадрату количества испытаний. Используемый в данной работе способ оценки ослабления с повторным расчетом только для тех СПЭ, которые перенесли рассеяние на искусственном аэрозоле, не предъявляет повышенных требований к точности расчета, что позволяет сократить объем вычислений примерно на два порядка (см. табл. 1).

Количество случайных чисел, использованных в повторном расчете, вообще говоря, не совпадает с количеством чисел, использованных в первичном расчете: могут остаться незатребованные числа, может потребоваться и дополнительное обращение к датчику случайных чисел. Здесь возможны разные варианты задания состояния датчика при переходе к расчету для следующей СПЭ. Простейший, использовавшийся в наших расчетах, способ – это оставить датчик в том состоянии, в каком он находился в конце повторного расчета³⁾.

Сравнение двух способов оценки ослабления потока поглощенного земной поверхностью коротковолнового излучения можно показать для случая упрощенной одномерной однослойной модели атмосферы, допускающей точное решение задачи. Упрощение состоит в том, что движение СПЭ предполагается одномерным (вверх-вниз). Также упрощенно задается рассеяние СПЭ в слое, содержащем искусственный аэрозоль: P – вероятность рассеяния, $(1 - P)$ – вероятность прохождения через слой и, если происходит рассеяние, то F -

³⁾ Следует отметить, что возможны и другие подходы к порядку расчета. Можно задавать состояние датчика, в котором он был перед повторным счетом, или задать состояние датчика как после наиболее длинной выборки, или использовать фиксированное число выборок для каждой СПЭ. В последнем случае может потребоваться его подбор с учетом соотношения между количеством невостребованных выборок и количеством СПЭ, которые придется отбросить из-за ограниченности выборки. При фиксированном количестве выборок состояние датчика в начале расчета для каждой СПЭ не зависит от исхода испытаний предыдущей.

вероятность рассеяния вперед, а $(1 - F)$ - назад. Вероятность рассеяния СПЭ подстилающей поверхностью - A (альbedo поверхности), вероятность поглощения $(1 - A)$. Одна и та же СПЭ может многократно рассеиваться аэрозолем и подстилающей поверхностью.

Похожая схема учета многократного рассеяния в одномерном приближении использована в статье (Donohoe, Battisti, 2011) для оценки вклада альbedo подстилающей поверхности в планетарное альbedo. Однако авторы считали рассеяние вверх и вниз одинаковым, что не вполне реалистично для аэрозольного рассеяния.

Вероятность первого подхода СПЭ к подстилающей поверхности $Q_1 = 1 - P + PF$, последующих подходов - $Q_{i+1} = cQ_i$ (геометрическая прогрессия), где i - порядковый номер подхода, а $c = AP(1 - F)$. Полная вероятность поглощения СПЭ подстилающей поверхности G равна:

$$G = \frac{(1 - A)[1 - P(1 - F)]}{1 - AP(1 - F)} \tag{13}$$

Уменьшение (в %) Δ потока излучения, поглощенного земной поверхностью вследствие рассеяния на искусственном аэрозоле, задается следующим выражением:

$$\Delta = 100 \cdot \left(1 - \frac{G}{1 - A}\right) \% \tag{14}$$

Для выбранных для демонстрационного расчета значений параметров $P=0.03$, $F=0.911170$ и $A=0.25$ точное значение Δ равно 0.2.

Статистическая оценка Δ проводится двумя способами: I – вышеописанным способом с повторным расчетом только для СПЭ, рассеянных на искусственном аэрозоле, и II – как разность результатов двух последовательных независимых расчетов.

Статистическая оценка $\bar{\Delta}$ значения Δ в каждом случае строилась следующим образом. Для заданных параметров $P=0.03$, $F=0.911170$ и $A=0.25$ выполнялись 100 последовательных расчетов значений Δ_i ; $i=1, 2, \dots, 100$ - номер расчета, а Δ_i -результат оценки. Далее определялось выборочное среднее $\bar{\Delta}$, его среднеквадратичное отклонение σ и коэффициент вариации $\text{Var} = 100\sigma/\bar{\Delta}$ (%). Расчет проводился при трех различных значениях количества испытаний N в методе Монте-Карло: 10^5 , 10^6 и 10^7 . Результаты расчета приведены в табл. 1.

Таблица 1. Оценка Δ .

	N	$\bar{\Delta}$	σ	Var, %
I	10^5	0.2010	0.0232	11.5
II		0.2200	0.2666	121.2
I	10^6	0.1998	0.0068	3.4
II		0.2041	0.0759	37.2
I	10^7	0.2000	0.0021	1.1
II		0.1947	0.0293	15.0

Из данных, приведенных в табл. 1 следует, что использованный в данной работе способ расчета (I) во всех рассмотренных случаях дает результаты, характеризующиеся существенно меньшим (на порядок) коэффициентом вариации.

Заключение

Проведенный численный эксперимент с построенной моделью атмосферы показывает возможность рационального использования искусственного аэрозоля путем выбора оптимального размера частиц (в его основной массе) и выбора географической зоны его размещения.

Полученная в данной работе оценка ослабления сернокислотным аэрозолем потока солнечной коротковолновой радиации, поглощаемой подстилающей поверхностью, уточняет ранее сделанные оценки, проведенные без учета возможного повторного рассеяния радиации и без учета ее поляризации (Будыко и др., 1974; Израэль и др., 2007). Это уточнение - в сторону понижения, примерно в два раза по сравнению с ранее полученными оценками. При этом, численный расчет показывает, что при инъекции в нижнюю стратосферу 1 Мт сернокислотного аэрозоля можно ожидать снижение на 0.2 % количества коротковолновой радиации, поглощаемой подстилающей поверхностью, при размере частиц аэрозоля близком к оптимальному.

Примененный в данной работе способ оценки ослабления поглощенной радиации методом Монте-Карло позволяет существенно уменьшить объем вычислительной работы. Это позволяет более эффективно использовать метод Монте-Карло в подобных ситуациях.

Благодарности

Пользуюсь случаем выразить благодарность С.М. Семенову за поддержку и помощь при подготовке статьи и А.Г. Рябошапко за ряд ценных замечаний.

Список литературы

- Атмосфера. 1991. – Л., Гидрометеиздат, 509 с.
- Будыко М.И., Винников К.Я., Гандин Л.С., Дроздов О.А., Кароль И.Л., Пивоварова З.И. 1974. Климат и воздействия на аэрозольный слой стратосферы. – Л., Гидрометеиздат, с. 23 – 25.
- Будыко М.И. 1980. Тепловой баланс Земного шара. – В кн.: Изменения климата /под ред. Дж. Гриббина; Пер. с англ. под ред. Э.К. Бютнер, В.А. Зубакова./ – Л., Гидрометеиздат, с.122 – 159.
- Зуев В.Е., Креков Г.М. 1986. Оптические модели атмосферы. – Серия: Современные проблемы атмосферной оптики, т. 2. – Л., Гидрометеиздат, 256 с.

Израэль Ю.А., Борзенкова И.И., Северов Д.А. 2007. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. – *Метеорология и гидрология*, № 1, с. 5 – 14.

Кондратьев К.Я. 1998. Аэрозоль и климат: некоторые результаты и перспективы дистанционного зондирования. – *Экологическая химия*, т. 7(3), с. 145 – 163.

Корнева И.А., Семенов С.М. 2016. Чувствительность температуры земной поверхности к изменению альбедо атмосферы: оценка радиационного эффекта. – *Метеорология и гидрология*, № 5, с. 5 – 11.

Ленобль Ж. 1990. Перенос радиации в рассеивающих и поглощающих атмосферах. – Л., Гидрометеиздат, 262 с.

Марчук Г. И., Михайлов Г. А., Назаралиев М.А., Дарбинян Р.А., Елепов Б.С. 1976. Методы Монте-Карло в атмосферной оптике. – Новосибирск, Наука, 282 с.

Соболь И.М. 1973. Численные методы Монте-Карло. – М., «Наука», ФМЛ, 311 с.

Хюлст ван Г. 1961. Рассеяние света малыми частицами. – М., Ин. лит., 536 с.

Чандрасекар С. 1953. Перенос лучистой энергии. – М., Ин. лит., 431 с.

Arvesen J.C., Griffin R.N., Pearson B.D. 1969. Determination of Extraterrestrial Solar Spectral Irradiance from a Research Aircraft. *Appl. Opt.*, vol. 8, No 11, p. 2215 – 2231.

Cess R.D. 1976. Climatic change: an appraisal of atmospheric feedback; mechanisms employing zonal climatology. *J. Atmos. Sci.*, vol. 33(10), p. 1831 – 1843.

Donohoe A., Battisti D.S. 2011. Atmospheric and Surface Contributions to Planetary Albedo. *J. of Climate*, vol. 24, p. 4402 – 4418.

IPCC 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

IPCC 2014. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Trenberth K.E., Fasullo J.T., Kiehl J.T. 2009. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, p. 311 – 323.

McClatchey R.A., Fenn R.W., Selby J.E.A. et al. 1971. Optical properties of the atmosphere (revised). Report AFCRL, Bedford, 88 pp.

Ming T., de Richter R., Liu W., Caillol S. 2014. Fighting global warming by climate engineering: Is the Earth radiation management and the solar radiation management any option for fighting climate change? Renewable and Sustainable Energy Reviews, vol. 31, p. 792 – 834.

Postylyakov O.V. 2004. Linearized vector radiative transfer model MCC++ for spherical atmosphere. J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, vol. 88(1-3), p. 297 – 317.

Статья поступила в редакцию: 11.07.2016.

После переработки: 20.09.2016.