

Моделирование прямого радиационного форсинга аэрозоля для типичных летних условий Сибири.

Часть 1: Метод расчета и выбор входных параметров

Т.Б. Журавлева¹, Д.М. Кабанов¹, С.М. Сакерин¹, К.М. Фирсов^{2*}

¹Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

²Волгоградский государственный университет
400062, г. Волгоград, пр. Университетский, 100

Поступила в редакцию 22.05.2008 г.

Представлен метод расчета потоков широкополосного солнечного излучения в условиях безоблачного неба, основанный на сочетании алгоритма статистического моделирования и модификации метода k -распределений. Описан подход к выбору входных параметров, необходимых для вычисления потоков и прямой компоненты радиационного форсинга аэрозоля на верхней и нижней границах атмосферы. В основе подхода лежит комбинация результатов многолетних измерений солнечными фотометрами аэрозольной оптической толщи в интервале 0,37–4,0 мкм и влагосодержания атмосферы в районе г. Томска и известных моделей аэрозоля, газовых компонентов атмосферы и подстилающей поверхности для определения недостающих параметров (альbedo однократного рассеяния и индикатрисы рассеяния аэрозольными частицами, альbedo подстилающей поверхности).

Ключевые слова: аэрозоль, атмосферные газы, солнечная радиация, метод Монте-Карло.

Введение

Известно, что атмосферный аэрозоль является одной из основных субстанций, определяющих характеристики климата [1, 2]. Влияние аэрозоля на радиационный бюджет может быть как прямым, так и косвенным: *прямой эффект* обусловлен свойством аэрозольных частиц рассеивать и поглощать солнечную и тепловую радиацию [3], а *косвенный эффект* связан с воздействием аэрозоля на микроструктуру облаков, процессы облакообразования, выпадение осадков и т.д. [4–6].

Для количественного описания влияния радиационных эффектов аэрозоля на климат в настоящее время наиболее часто используется понятие *радиационного форсинга*. В качестве характеристики прямого эффекта рассматривается величина, которая определяется как разница между притоками излучения на уровне верхней границы атмосферы (ВГА) и подстилающей поверхности (ПП), рассчитанными с учетом аэрозоля и в его отсутствие [3, 7–10]. Оценка прямого радиационного форсинга аэрозоля (РФА) как в отдельных регионах, так и на планете в целом, является очень сложной задачей ввиду сильной неоднородности пространственно-временного распределения аэрозольных частиц и еще

недостаточного уровня наших знаний об их микрофизических и (или) оптических характеристиках.

До недавнего времени расчеты РФА в глобальном масштабе выполнялись преимущественно в рамках СТ (Chemical Transport)-моделей, т.е. использовались данные об основных типах аэрозольных частиц, не всегда корректно учитывающие особенности регионального распределения аэрозоля [3]. В течение последнего десятилетия благодаря интенсивному развитию наземных наблюдений и совершенствованию качества спутниковой информации описание микрофизических (оптических) характеристик аэрозоля значительно улучшилось. Включение этих данных непосредственно в СТ-модели и отдельные радиационные коды дало возможность более точно вычислять РФА по сравнению с расчетами в рамках традиционных аэрозольных моделей [9–11]. Сочетание эффективных методов численного моделирования потоков солнечного излучения с климатологическими данными, полученными на основе фотометрических наблюдений глобальной аэрозольной сети AERONET (Aerosol Robotic Network), использовалось, в частности, для оценки прямого радиационного воздействия горящей биомассы (Южная Америка и Южная Африка), пылевого (Северная Африка и Аравийский полуостров) и индустриального аэрозоля (Северная Америка, Европа и Восточная Азия) [9].

Цель настоящей статьи состоит в выявлении особенностей формирования коротковолновой

* Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов; Сергей Михайлович Сакерин, Константин Михайлович Фирсов.

составляющей РФА в условиях бореальной зоны Сибири, которая охватывает значительную по площади территорию и до сих пор мало исследована. Представлены описание развитого нами метода расчета потоков коротковолновой радиации в условиях безоблачной атмосферы и подход к выбору входных параметров. Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи (АОТ) в интервале 0,37–4,0 мкм и значения влагосодержания атмосферы W определены по данным многолетних измерений автоматизированными солнечными фотометрами в г. Томске (56,48° с.ш. 85,05° в.д.) в летний период и являются типичными для районов бореальной зоны Евразии со слабым антропогенным воздействием [12].

1. Метод расчета широкополосных потоков излучения

При расчетах приходящей и уходящей радиации на разных атмосферных уровнях z используется традиционный подход, согласно которому широкополосные потоки излучения представляются суммой потоков в отдельных спектральных интервалах:

$$F^{\uparrow(\downarrow)}(z) = \sum_{i=1}^M F_i^{\uparrow(\downarrow)}(z), \quad (1)$$

где M — количество спектральных полос $\Delta\lambda = (\lambda_i, \lambda_{i+1})$, $i = 1, \dots, M$, $\lambda_1 = 0,2$ мкм, $\lambda_M = 5,0$ мкм. Разбиение интервала 0,2–5,0 мкм на отдельные полосы выбрано в соответствии с результатами [13]: $M = 30$, в том числе 5 полос в ультрафиолетовой, 6 — в видимой и 19 — в ближней ИК-областях спектра.

Вычисление $F_i^{\uparrow(\downarrow)}(z)$ выполняется методом Монте-Карло (прямое моделирование). Учет молекулярного поглощения в пределах спектральной полосы $\Delta\lambda$ осуществляется через функцию пропускания $T_{\Delta\lambda}$ атмосферными газами [14]. Суть этого подхода состоит в том, что траектории фотонов в молекулярно-аэрозольной атмосфере моделируются в среде без учета молекулярного поглощения, а при расчете потоков излучения на уровне $z = z^*$ используется статистическая оценка типа $\left(\sum_{i=1}^{N_{tr}} \sum_{j=1}^{m_i} T_{\Delta\lambda}(l_{ij}) \right) / N_{tr}$, где N_{tr} — число траекторий фотонов; m_i — число пересечений фотоном плоскости $z = z^*$ в i -й траектории в направлении движения; l_{ij} — длина пути фотона в i -й траектории от точки на верхней границе атмосферы до j -го пересечения фотоном уровня $z = z^*$.

При моделировании траектории предполагается, что в пределах i -го подынтервала оптические характеристики аэрозоля (коэффициенты ослабления σ_a и рассеяния $\sigma_{a,s}$, индикатриса рассеяния излучения $g_a(\mu)$, μ — косинус угла рассеяния), коэф-

фициент молекулярного рассеяния σ_R , а также альbedo подстилающей поверхности A_s являются постоянными и равны некоторым эффективным значениям ($\sigma_{a,i}^{ef}$, $\sigma_{a,s,i}^{ef}$, $g_{a,i}^{ef}(\mu)$, $\sigma_{R,i}^{ef}$, $A_{s,i}^{ef}$).

В наших расчетах в качестве «эффективных» значений оптических характеристик аэрозоля и молекулярного рассеяния в i -й полосе выбраны величины, соответствующие длине волны $\lambda_i^* = (\lambda_i + \lambda_{i+1})/2$, например $\sigma_{a,i}^{ef} = \sigma_a(\lambda_i^*)$. «Эффективное» альbedo ПП полагалось равным

$$A_{s,i}^{ef} = \int_{\lambda_i}^{\lambda_{i+1}} A_s(\lambda) d\lambda / (\lambda_{i+1} - \lambda_i). \quad (2)$$

Для увеличения точности расчетов потоков излучения в работе [15] предлагались, помимо указанного, и другие способы задания $A_{s,i}^{ef}$. Однако учитывая низкое спектральное разрешение, с которым описывается отражательная способность реальных поверхностей (см., например, [16, 17]), мы использовали в расчетах соотношение (2) как одно из наиболее простых.

Аппроксимация $T_{\Delta\lambda}$ реализована на основе метода k -распределений. Подход [18, 19] дает возможность использовать метод *line-by-line* для расчета оптической толщины молекулярного поглощения $\tau_m(g, z_1, z_2)$ в интервале высот (z_1, z_2) на кумулятивной частоте g и вычисления $T_{\Delta\lambda}$ с высокой точностью для однородной трассы. Однако построить модель, описывающую зависимость $\tau_m(g, z_1, z_2)$ от локальных характеристик, для неоднородной трассы не представляется возможным без дополнительных предположений. Наиболее естественным определением оптической толщины в пространстве кумулятивных частот по аналогии с прямым методом *line-by-line* является ее представление в виде

$$\tau_m(g, z_1, z_2) = \int_{z_1}^{z_2} k(g, z) \rho(z) dz, \quad (3)$$

где $\rho(z)$ — концентрация поглощающего газа на высоте z ; $k(g, z)$ — эффективный коэффициент поглощения на высоте z и кумулятивной частоте g , вычисление которого проводится на основе данных о коэффициентах молекулярного поглощения $\kappa(v, z)$ в пределах заданного интервала частот $\Delta\nu$.

Поясним коротко, от чего зависит точность приближения (3), известного под названием *метода корреляции k-распределений* (от англ. *ck-distribution* [20, 21]). Пусть в спектральном интервале $\Delta\nu$ для каждой высоты z проведен расчет коэффициентов поглощения $\kappa(v_n, z)$ с постоянным шагом по частоте. Чтобы рассчитать эффективный коэффициент поглощения $k(g, z)$, достаточно выполнить сортировку $\kappa(v_n, z)$ в порядке возрастания и для каждой высоты получить возрастающую по-

следовательность $\{k_m(v_n, z)\}$ [18]. Соотношение (3) будет точным, если на разных высотах членам последовательности с одним и тем же номером m будут соответствовать коэффициенты поглощения, рассчитанные на одной и той же частоте v_n . Если это условие не выполняется, точность (3) будет зависеть от того, насколько сильно коррелированы между собой рассчитанные для различных z значения $k_m(v_n, z)$.

Развиваемый нами подход к моделированию интегральных потоков солнечной радиации основывается на такой модификации метода k -распределения, когда функция пропускания учитывает поглощение всеми атмосферными газами одновременно. Результаты численного анализа показали, что практически во всем рассматриваемом нами коротковолновом диапазоне приближение (3) обеспечивает вычисления $T_{\Delta\lambda}$ с погрешностью, не превышающей 1%. Исключение составляют два спектральных диапазона — 4,6–4,8 и 4,8–5,0 мкм, где погрешности расчета функции пропускания достигают 5%. Разработанный нами другой метод учета перекрытия полос разных газов позволяет уменьшить эту ошибку до ~1% [22]. Однако поскольку в рамках данной задачи интерес представляют значения *широкополосных* потоков излучения, а вклад указанных спектральных интервалов в общий поток 0,2–5 мкм составляет менее 0,2%, мы не будем использовать здесь эту более точную, но трудоемкую процедуру.

С учетом вышесказанного в пределах каждой полосы $\Delta\lambda$ функция пропускания $T_{\Delta\lambda}$ преобразуется к виду [23]:

$$T_{\Delta\lambda}(m, z_1, z_2) = \int_0^1 \exp\left(-m \int_{z_1}^{z_2} k(g, z) dz\right) dg = \\ = \sum_{i=1}^{N_{\text{exp}}} C_i \exp\left(-m \int_{z_1}^{z_2} k(g_i, z) dz\right),$$

где $k(g, z)$ — непрерывная возрастающая функция аргумента g ; g_i и C_i — узлы и коэффициенты гауссовских квадратур; $\sum_{i=1}^{N_{\text{exp}}} C_i = 1$; как правило, $N_{\text{exp}} \leq 5-10$;

m — оптическая масса атмосферы в направлении на Солнце. Как и для узких спектральных интервалов ($\Delta\nu = 10-20 \text{ см}^{-1}$) [24], коэффициенты молекулярного поглощения рассчитывались методом *line-by-line* для смеси газов и заданных метеорологических условий в предположении (3) и наряду с данными о спектральной зависимости солнечной постоянной $I_0(\lambda)$ использовались затем для вычисления $k(g_i, z)$ и C_i , $i = 1, \dots, N_{\text{exp}}$.

Чтобы убедиться в правильности изложенного выше подхода к вычислению широкополосных по-

токов излучения, мы выполнили тестирование, которое позволило оценить: 1) насколько правомерным является выбор «эффективных» значений оптических характеристик аэрозоля и рэлеевского рассеяния, используемых при моделировании траекторий фотонов и 2) насколько значимой является погрешность в вычислении функции пропускания для потоков излучения в диапазоне 0,2–5 мкм.

Оценка точности учета молекулярного поглощения выполнена на основе сопоставлений с полинейными расчетами для различных атмосферных ситуаций, предложенных в ходе реализации международного проекта ICRCM (Intercomparison of Radiation Codes in Climate Models) [25, 26]. В таблице приведены значения потоков радиации, рассчитанных в метеомодели AFGL (Air Force Geophysics Laboratory) для лета умеренных широт [27] в молекулярной и аэрозольно-молекулярной атмосфере.

Отметим, что расчеты [26] выполнены с учетом только четырех газов (H_2O , CO_2 , O_3 и O_2) на основе базы данных HITRAN-92. В наших вычислениях использованы более поздние версии базы данных HITRAN-96, HITRAN-04 и более совершенная модель континуального поглощения MT_CKD (http://rtweb.aer.com/continuum_frame.html). При расчетах функции пропускания учитывались все газы, входящие в модель AFGL [27]; количество членов ряда экспонент полагалось равным $N_{\text{exp}} = 5$ (HITRAN-96) и 10 (HITRAN-04). В расчетах использовалась солнечная постоянная $S = 1373 \text{ Вт/м}^2$ [28], однако потоки вычислялись методом *line-by-line* в спектральном интервале 0,2–100 мкм, а мы ограничились рассмотрением диапазона 0,2–5,0 мкм, в пределах которого инсоляция на уровне ВГА составляет $1367,3 \text{ Вт/м}^2$.

Как следует из таблицы, максимальная разница между нашими и полинейными расчетами восходящих потоков излучения не превышает в большинстве случаев $2-3 \text{ Вт/м}^2$, но для нисходящих потоков может достигать $5-6 \text{ Вт/м}^2$. Это качественно согласуется с оценками, полученными в [29], где анализируется влияние спектроскопической информации на величину лучевых потоков. Различия радиационных характеристик связано с тем, что расчеты выполнялись по различным методикам, в пределах интервалов различной ширины с использованием разных газовых моделей атмосферы и спектроскопических баз данных, в том числе и для континуального поглощения.

Потоки, рассчитанные с использованием HITRAN-04 ($N_{\text{exp}} = 10$), практически всегда ниже по сравнению с вычислениями с HITRAN-96 ($N_{\text{exp}} = 5$): для $F^{\downarrow}(z)$ это различие может достигать 5 Вт/м^2 . Величина поглощения в молекулярной и молекулярно-аэрозольной атмосфере, согласно расчетам [26], составляет 239,6 и 245,1 Вт/м^2 соответственно. По нашим оценкам, поглощение в столбе атмосферы равно 232,94/238,18 и 239,84/245,08 Вт/м^2 (HITRAN-96/HITRAN-04) без учета и с учетом аэрозоля.

Интегральные потоки восходящей $F^\uparrow(z)$ и нисходящей $F^\downarrow(z)$ солнечной радиации ($Вт/м^2$), рассчитанные для условий молекулярной (случай 31 [26]) и аэрозольно-молекулярной (случай 50 [26]) атмосферы.

Метеомодель – лето умеренных широт [27], аэрозольная модель – maritime I [30], зенитный угол Солнца $SZA = 30^\circ$; $A_s = 0,2$. (В столбцах «Наши расчеты»: в числителе – потоки $F^{\uparrow(\downarrow)}(z)$, вычисленные с использованием HITRAN-96, в знаменателе – HITRAN-04)

z, км	Молекулярная атмосфера				Аэрозольно-молекулярная атмосфера			
	$F^\downarrow(z)$		$F^\uparrow(z)$		$F^\downarrow(z)$		$F^\uparrow(z)$	
	[26]	Наши расчеты	[26]	Наши расчеты	[26]	Наши расчеты	[26]	Наши расчеты
0	924,4	$\frac{926,76}{922,02}$	184,9	$\frac{185,36}{184,42}$	916,3	$\frac{914,31}{909,58}$	183,3	$\frac{182,87}{181,93}$
1	957,7	$\frac{958,96}{955,04}$	184,4	$\frac{184,97}{183,82}$	951,2	$\frac{950,57}{946,64}$	184,1	$\frac{185,40}{184,24}$
2	988,8	$\frac{989,10}{986,15}$	186,4	$\frac{187,00}{185,76}$	984,5	$\frac{984,43}{981,47}$	187,4	$\frac{189,95}{188,69}$
3	1017,4	$\frac{1016,07}{1014,41}$	189,1	$\frac{189,69}{188,39}$	1013,4	$\frac{1011,81}{1010,14}$	190,1	$\frac{192,60}{191,28}$
4	1042,6	$\frac{1040,52}{1038,72}$	191,9	$\frac{192,47}{191,13}$	1039,1	$\frac{1036,70}{1034,90}$	193,0	$\frac{195,39}{194,03}$
5	1063,9	$\frac{1062,04}{1059,76}$	194,6	$\frac{195,15}{193,78}$	1060,9	$\frac{1058,67}{1056,40}$	195,7	$\frac{198,10}{196,71}$
10	1130,6	$\frac{1127,88}{1125,02}$	204,6	$\frac{204,99}{202,06}$	1129,7	$\frac{1126,81}{1123,94}$	205,7	$\frac{207,99}{206,52}$
15	1149,5	$\frac{1143,70}{1144,44}$	209,3	$\frac{209,71}{208,23}$	1149,6	$\frac{1145,35}{1144,32}$	210,4	$\frac{212,73}{211,24}$
20	1157,6	$\frac{1152,46}{1152,05}$	210,6	$\frac{211,15}{209,68}$	1157,7	$\frac{1152,37}{1151,96}$	211,7	$\frac{214,19}{212,71}$
30	1170,4	$\frac{1164,78}{1164,39}$	210,0	$\frac{210,40}{208,96}$	1170,5	$\frac{1164,79}{1164,40}$	211,1	$\frac{213,49}{212,04}$
100	1188,8	$\frac{1184,06}{1184,06}$	209,7	$\frac{209,72}{208,28}$	1188,8	$\frac{1184,06}{1184,06}$	210,7	$\frac{212,78}{211,33}$

2. Параметры атмосферы для типичных летних условий Сибири

Опишем подход к выбору входных параметров атмосферы и подстилающей поверхности, необходимых для расчетов потоков коротковолновой радиации.

2.1. Оптические характеристики аэрозоля

Известно, что прямое радиационное воздействие аэрозоля существенно зависит от АОТ τ , альbedo однократного рассеяния (АОР) Λ и индикатрисы рассеяния излучения $g(\mu)$, μ – косинус угла рассеяния (см., например, [10]). Информация об этих характеристиках может быть получена различными способами, некоторые из них обсуждаются ниже.

1. Один из подходов основан на использовании общепринятых моделей аэрозоля, в которых содержится полный набор данных, необходимых для радиационных расчетов. Среди наиболее известных отметим модель, рекомендованную экспертами WCP (World Climate Program [30]), модель OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds [31]) и т.д. В их основе лежит информация, обобщающая сведения об аэрозольных характеристиках в большом пространственно-временном масштабе, ввиду чего особенности конкретного региона не всегда могут быть описаны адекватно.

2. Развитие регулярных сетевых наблюдений с использованием солнечных фотометров дало возможность учитывать особенности оптических и микрофизических характеристик аэрозоля в условиях различных районов и климатических зон. В частности, подход, реализованный в рамках глобальной сети AERONET, позволяет определить необходимые оптические характеристики аэрозоля в пределах всей коротковолновой области спектра на основе результатов восстановления распределения частиц по размерам $f(r)$, r – радиус частицы [32]. Методика восстановления $f(r)$ по данным о спектральной прозрачности и спектрально-угловых зависимостях коэффициентов направленного светорассеяния в области ореола предложена также в работе [33]. Однако следует учесть, что, во-первых, рассчитанные с использованием $f(r)$ значения Λ и $g(\mu)$ относятся ко всему столбу атмосферы, а во-вторых, ввиду специфики решения обратных задач погрешность восстановления $f(r)$ и, соответственно, оптических характеристик аэрозоля увеличивается по мере уменьшения АОТ [34].

3. К настоящему времени разработано большое количество методов, которые предназначены для восстановления оптических характеристик аэрозоля (Λ , фактор асимметрии (μ)) для заданного набора длин волн и не предусматривают решение задачи, связанной с определением микроструктуры аэрозоля. Большинство из них основано на данных на-

земных измерений спектральных потоков и полей яркости диффузной радиации, по которым восстанавливаются оптические свойства аэрозоля всей толщи атмосферы, как правило, в спектральном диапазоне 0,34–1,05 мкм (см., например, [35, 36] и приведенную там библиографию). Вторая группа – локальные методы [8, 37–39] – позволяют определять характеристики субмикронного аэрозоля (коэффициенты аэрозольного рассеяния и поглощения, Λ и μ) в отдельных слоях атмосферы преимущественно в видимом диапазоне.

При вычислении потоков широкополосного излучения на основе последнего подхода возникает вопрос, касающийся учета спектральной зависимости оптических характеристик аэрозоля во всем коротковолновом диапазоне. Эта проблема решается различными исследовательскими группами по-разному. Например, в работах [40, 41] моделирование $F^{\lambda(\tau)}$ выполнялось в предположении, что АОР постоянно по спектру и соответствует значениям, полученным на основе измерений нефелометром и аэталометром для $\lambda = 0,5$ мкм. Фактор асимметрии в расчетах [8, 40], восстановленный на основе локальных измерений, также полагался постоянным в пределах всего спектрального интервала 0,25–4,0 мкм.

Отметим, что в радиационных расчетах обычно используются значения АОР, измеренные солнечными фотометрами в ограниченной области спектра ~0,34–1,05 мкм, а экстраполяция данных на весь спектральный диапазон осуществляется на основе линейной регрессии для показателя Ангстрема $\alpha = \ln\tau(\lambda)/\ln\lambda$ (см., например, [8, 40, 41]), т.е. в предположении одинакового спектрального хода $\tau(\lambda)$ во всем диапазоне длин волн.

В последнее время опубликовано достаточное количество работ, в которых обсуждается вопрос о том, можно ли при расчетах радиационных свойств ограничиться заданием оптических характеристик аэрозоля только в видимом диапазоне. Так, из работы [42] следует, что при использовании

в расчетах аэрозольных характеристик только для видимой области спектра (0,55 мкм) корреляция измеренных и вычисленных потоков радиации остается практически такой же высокой, как и при строгом учете спектральной зависимости во всем коротковолновом диапазоне. В то же время, согласно исследованиям [9], РФА завышается примерно на 20 и 10% на ВГА и ПП соответственно, если при его моделировании используются данные, относящиеся только к видимому диапазону.

Проблема чувствительности радиационных эффектов к заданию спектрального хода оптических характеристик связана, по всей видимости, с такими факторами, как степень замутненности атмосферы, поглощательная способность аэрозоля, альбедо ПП и т.д. Для фоновых условий этот вопрос будет обсуждаться на с. 173–182 настоящего выпуска журнала.

Чтобы оценить РФА в типичных условиях Сибири, мы использовали комбинированный подход – сочетание результатов измерений спектральной аэрозольной толщи $\tau(\lambda)$ в интервале 0,37–4,0 мкм в районе г. Томска с модельными значениями АОР и индикатрисами рассеяния аэрозоля для континентальных условий.

Аэрозольная оптическая толщина атмосферы. Значения $\tau(\lambda)$ были получены на основе многолетних наблюдений солнечными фотометрами в пригороде г. Томска (Академгородок) в летние периоды 2001–2005 гг. [12]. Летний период считался не по календарным срокам, а с учетом особенностей регионального климата – с 21 мая по 9 сентября [43]. На это же время приходится основная масса измерений АОР в диапазоне спектра 0,37–4 мкм (расширенным по отношению к интервалу 0,37–1,05 мкм, в котором систематически выполнялись измерения АОР до 2001 г.).

Статистический анализ данных показал, что основная часть (95%) среднедневных значений АОР на длине волны $\lambda = 0,5$ мкм ($\tau_{0,5}$) в летнее время находится в пределах интервала 0,05–0,37 (рис. 1, а).

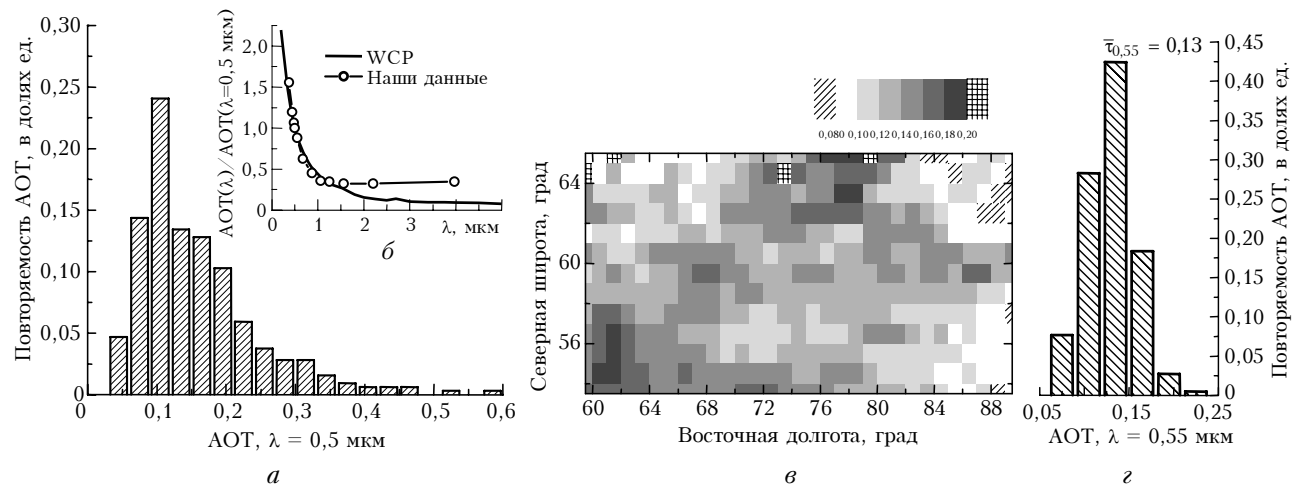


Рис. 1. Гистограмма повторяемости значений АОР в летние периоды 2001–2005 гг. в районе г. Томска (а) и спектральный ход АОР в интервале 0,37–4,0 мкм согласно нашим данным и модели WCP [29] (б). Пространственное распределение АОР над территорией Западной Сибири (з) по данным спутникового сканера MODIS (июнь–август 2001–2005 гг.)

Среднее, среднеквадратическое отклонение и модальные значения $\tau_{0,5}$ в этот период равны $\bar{\tau}_{0,5} = 0,16$, $\sigma_{\tau_{0,5}} = 0,85$ и $\tau_{0,5}^{\text{mod}} = 0,12$ соответственно; средняя спектральная изменчивость АОТ в г. Томске за указанный период времени представлена на рис. 1, б.

Пространственное распределение и повторяемость $\tau_{0,55}$ над территорией Западной Сибири по данным спутникового сканера MODIS/TERRA приведены на рис. 1, в и г. Эти характеристики получены на основе среднемесячных значений АОТ с пространственным разрешением 1° за июнь–август 2001, 2002, 2004 и 2005 гг. (коллекция 5; <http://disc1.sci.gsfc.nasa.gov>). Данные за 2003 г. были исключены из анализа в связи с тем, что циркуляционные и синоптические характеристики в этом году были нетипичными для территории Западной Сибири: это выражалось, в частности, в аномально малом количестве циклонических образований [44] и осадков [45]. Особенности циркуляции атмосферы в 2003 г., проявившиеся в пространственном распределении коэффициента корреляции АОТ относительно значений в г. Томске, отмечены также в [46].

Согласно данным спутниковых измерений, среднее и модальное значения $\tau_{0,55}$ на основе среднемесячных значений АОТ составили 0,13. Учитывая это обстоятельство, можно считать, что полученные на основе наземных измерений данные об аэрозольной оптической толще атмосферы в г. Томске ($\bar{\tau}_{0,55} = 0,14$ и $\tau_{0,55}^{\text{mod}} = 0,11$) являются типичными для фоновых районов Сибири. Это подтверждается также следующими фактами. Во-первых, несколько циклов сравнения этих данных с результатами параллельных измерений в удаленном на 60 км от г. Томска фоновом районе не выявили антропогенного воздействия города на характеристики прозрачности атмосферы (см., например, [47]). Во-

вторых, статистические характеристики АОТ в диапазоне 0,37–1,05 мкм согласуются с результатами для более длительного периода измерений (1995–2005 гг.) [12] и данными солнечного фотометра CE-318, действующего в г. Томске в рамках сети AERONET [48]. В-третьих, сравнение с данными в других фоновых районах азиатской части России (г. Якутск, п. Торы в Бурятии, п. Коуровка под г. Екатеринбург) показало, что различие средних АОТ невелико и данные для г. Томска близки к средним значениям для Сибири [49].

Альbedo однократного рассеяния и индикатриса рассеяния излучения. Размещенные на официальном сайте сети AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) данные о Λ и $\langle \mu \rangle / g(\mu)$ для г. Томска пока малочисленны и получены только в условиях высокой замутненности атмосферы $\tau_{0,44} \geq 0,4$ (рис. 2).

Поэтому при моделировании РФА в типичных условиях Сибирского региона мы использовали вертикальные профили $\Lambda(\lambda, z)$ и $g(\mu, \lambda, z)$, соответствующие континентальной модели аэрозоля WCP (cont-I [30]). На основе этой же модели рассчитывался постоянный в пределах слоя 0–2 км коэффициент ослабления аэрозоля, определяемый соотношением

$$\tau(\lambda, 0-2 \text{ км}) = \tau^{\text{meas}}(\lambda) - \tau^{\text{mod}}(\lambda, 2-30 \text{ км}),$$

где символы «meas» и «mod» соответствуют значениям измеренной (в пределах всей атмосферы) и модельной (в пределах 2–30 км) АОТ.

Аргументом в пользу такой комбинации входных параметров является хорошее согласие спектральной зависимости АОТ, полученной на основе наших измерений в интервале 0,37–1,5 мкм, и данными модели cont-I (см. рис. 1, б). (Как будет показано в ч. 2, величина радиационного форсинга более чем на 90% формируется в пределах именно этого спектрального диапазона).

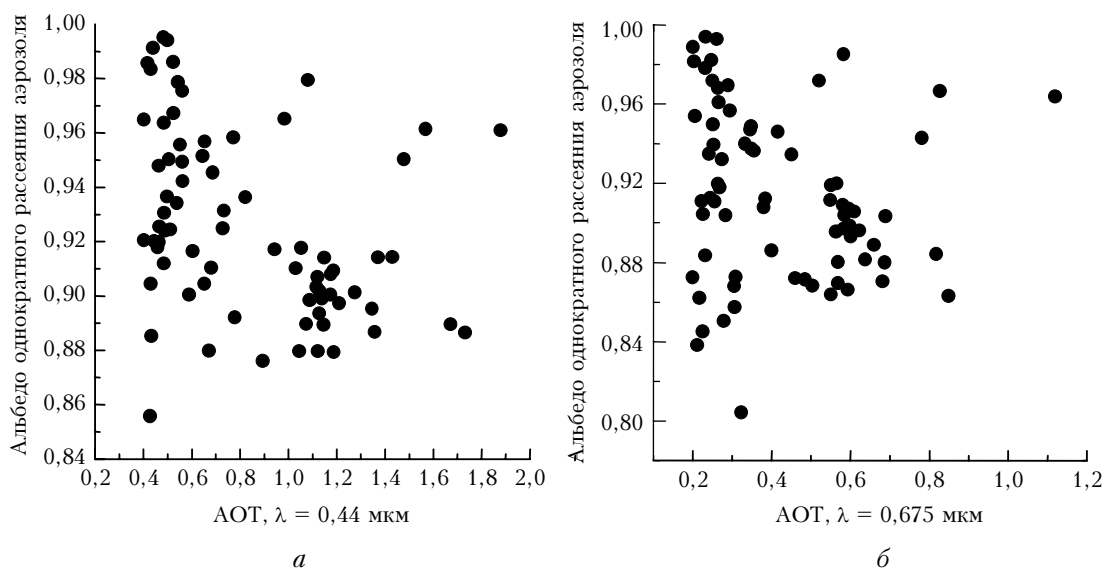


Рис. 2. Значения альbedo однократного рассеяния аэрозоля по данным сети AERONET в г. Томске (2003–2006 гг.)

Кроме того, результаты сравнения мгновенных потоков суммарной солнечной радиации, измеренных пиранометром MS-802, с данными численного моделирования показали, что различие между ними в спектральном интервале 0,305–2,8 мкм не превышало, как правило, 10 Вт/м^2 [50]. Отметим в заключение, что модель cont-I использовалась ранее для проведения радиационных расчетов в г. Москве и штате Оклахома (США) и обеспечила удовлетворительное совпадение результатов моделирования с данными измерений потоков коротковолнового излучения [7, 51].

2.2. Газовая модель атмосферы

Среди газовых компонентов наибольшее влияние на приходящую радиацию оказывает водяной пар. При учете поглощения H_2O за основу была взята интегральная величина – общее влагосодержание атмосферы W , а тип профилей влажности и температуры задавался по многолетним данным ближайшей аэрологической станции (г. Новосибирск). Влагосодержание атмосферы в районе наблюдений определялось по результатам измерений солнечных фотометров в полосе поглощения водяным паром 0,94 мкм [52]. Среднее значение и среднеквадратическое отклонение общего влагосодержания атмосферы для летнего периода 2001–2005 гг. составили $\bar{W}=1,9 \text{ г/см}^2$ и $\sigma_W = 0,6 \text{ г/см}^2$ соответственно (рис. 3).

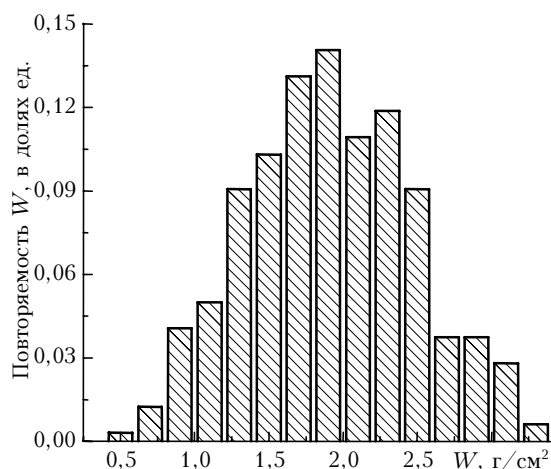


Рис. 3. Повторяемость влагосодержания атмосферы W за летний период 2001–2005 гг.

Для оценки общего содержания озона использовалась база спутниковых данных TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer, <http://toms.gsfc.nasa.gov/>), согласно которым среднее содержание O_3 за июнь–август 2001–2004 гг. равнялось 330 е.д. В соответствии с рекомендациям IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) радиационные расчеты выполнялись в предположении, что содержание CO_2 в атмосфере составляет 365 ppm. При расчетах РФА учитывалось, помимо H_2O , CO_2 и O_3 , поглощение всеми атмосферными газами, данные о которых присутствуют в модели AFGL [27].

2.3. Подстилающая поверхность

Предполагается, что излучение отражается от подстилающей поверхности согласно закону Ламберта. Для описания спектральной зависимости альбедо ПП $A_s(\lambda)$ используются модельные данные [16].

Спектральный ход $A_s(\lambda)$ для некоторых типов подстилающей поверхности в летних условиях представлен на рис. 4.

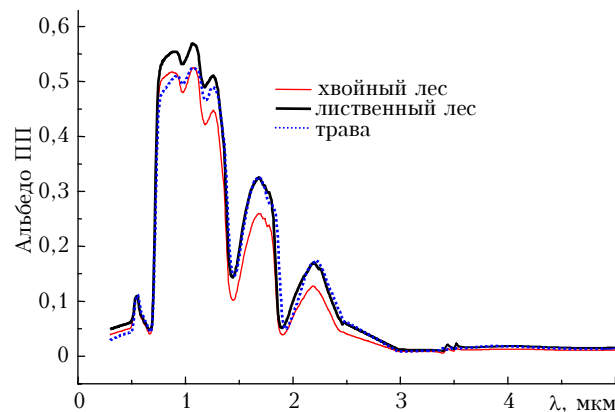


Рис. 4. Спектральный ход альбедо растительных покровов [16]

Альbedo растительных покровов зеленого цвета (лес, трава) возрастает в интервале 0,3–0,55 мкм, затем уменьшается в диапазоне 0,55–0,69 мкм, а в ближней ИК-области спектра наблюдаются несколько максимумов $A_s(\lambda)$, наибольший из которых приходится на участок $\sim 0,8–1,2$ мкм. Такая закономерность спектральной зависимости альбедо ПП определяется наличием в листе различных пигментов, прежде всего хлорофилла, максимум поглощения которого приходится на область 0,68–0,69 мкм [17].

Заключение

В данной статье представлен метод расчета потоков солнечного излучения в условиях безоблачного неба, в основе которого лежит разбиение интервала 0,2–5,0 мкм на полосы и предположение о постоянстве оптических характеристик аэрозоля, коэффициентов рэлеевского рассеяния и альбедо подстилающей поверхности в пределах каждой из них. Вычисление потоков выполняется на основе метода Монте-Карло; для учета молекулярного поглощения используется представление функции пропускания атмосферными газами в виде ряда экспонент.

В расчетах использовалась модификация метода k -распределений, в которой при параметризации функции пропускания учитывается поглощение всеми атмосферными газами одновременно. Проведенное нами численное моделирование показало, что такой подход обеспечивает эффективность вычисления функций пропускания и высокую точность расчета потоков в интервале 0,2–5,0 мкм в целом. Расхождение с полинейными расчетами [26] не превышает в основном $\sim 5 \text{ Вт/м}^2$ и обусловлено

преимущественно использованием различных баз данных спектроскопической информации, моделей континуального поглощения водяного пара, наборов поглощающих газов, а также различным количеством членов ряда экспонент.

Описан подход, выбранный нами для задания необходимых в расчетах входных параметров атмосферы. Суть его состоит в сочетании: а) результатов измерений спектральной АОТ в интервале 0,37–4,0 мкм и влагосодержания атмосферы в районе г. Томска и б) известных моделей аэрозоля, газовых компонентов атмосферы и подстилающей поверхности для определения недостающих параметров. При задании индикатрисы и альbedo однократного рассеяния аэрозоля на данном этапе исследования привлекались модельные данные. Это обусловлено тем, что для летних условий Сибири характерны достаточно низкие значения АОТ (модальное и среднее значения равны 0,12 и 0,16 при $\lambda = 0,5$ мкм), а ограниченное количество данных об индикатрисе рассеяния и АОР аэрозоля, полученных с использованием входящего в сеть AERONET фотометра, относится к ситуациям с более высоким замутнением атмосферы. Указанное несоответствие связано с известными ограничениями метода восстановления распределения частиц по размерам, точность которого падает по мере уменьшения АОТ [32, 34]. Это свидетельствует о важности развития новых методик восстановления оптических свойств аэрозоля (в первую очередь АОР и индикатрисы рассеяния излучения), имеющих приемлемую точность в условиях высокой прозрачности атмосферы.

Работа выполнена при частичной поддержке интеграционного проекта СО РАН № 3.23 и грантов РФФИ № 07-07-00269 и 06-05-64484.

1. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
2. Кондратьев К.Я. Аэрозоль и климат: современное состояние и перспективы разработок. 3. Аэрозольное радиационное возмущающее воздействие // Оптика атмосфер. и океана. 2006. Т. 19. № 7. С. 565–575.
3. Haywood J., Boucher O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review // Rev. Geophys. 2000. V. 38. N 4. P. 513–543.
4. Twomey S. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds // J. Atmos. Sci. 1977. V. 34. N 7. P. 1149–1152.
5. Albrecht B. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness // Science. 1989. V. 245. N 4923. P. 1227–1230.
6. Johnson B., Shine K., Forster P. The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 2004. V. 130. N 599. P. 1407–1422.
7. Тарасова Т.А., Горчакова И.А., Свириденков М.А., Аникин П.П., Ромашова Е.В. Оценка радиационного форсинга дымового аэрозоля по данным радиационных измерений на Звенигородской научной станции ИФА РАН летом 2002 года // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2004. Т. 40. № 4. С. 514–524.

8. Горчакова И.А., Мохов И.И., Рублев А.Н. Влияние аэрозоля на радиационный режим безоблачной атмосферы по данным Звенигородских аэрозольно-облачно-радиационных экспериментов // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2005. Т. 41. № 4. С. 496–510.
9. Zhou M., Yu H., Dickinson R., Dubovik O., Holben B. A normalized description of the direct effect of key aerosol types on solar radiation as estimated from AERONET aerosols and MODIS albedo // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. D19202. doi:10.1029/2005JD005909.
10. Yu H., Kaufman Y., Chin M., Feingold G., Remer L., Anderson T., Balkanski Y., Bellouin N., Boucher O., Christopher S., DeCola P., Kahn R., Koch D., Loeb N., Reddy M., Schulz M., Takemura T., Zhou M. A review of measurement-based assessments of the aerosol direct radiative effect and forcing // Atmos. Chem. Phys. 2006. N 6. P. 613–666.
11. Yu H., Dickinson R., Chin M., Kaufman Y., Zhou M., Zhou L., Tian Y., Dubovik O., Holben B. The direct radiative effect of aerosols as determined from combination of MODIS retrievals and GOCART simulation // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D03206. doi: 10.1029/2003JD003914.
12. Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи атмосферы в области спектра 0,37–4 мкм // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20. № 2. С. 156–164.
13. Slingo A. A GCM parameterization for shortwave radiative properties of water clouds // J. Atmos. Sci. 1989. V. 46. N 10. P. 1419–1427.
14. Журавлева Т.Б. Моделирование переноса солнечного излучения в различных атмосферных условиях. Часть I: Детерминированная атмосфера // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21. № 2. С. 99–114.
15. Чеснокова Т.Ю., Фирсов К.М., Воронина Ю.В. Применение рядов экспонент при моделировании широкополосных потоков солнечного излучения в атмосфере Земли // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20. № 9. С. 799–804.
16. Hook S.J. ASTER Spectral Library: Johns Hopkins University (JHU) spectral library; Jet Propulsion Laboratory (JPL) spectral library; The United States Geological Survey (USGS-Reston) spectral library, 1998. Dedicated CD-ROM, Version 1.2 (см. также <http://speclib.jpl.nasa.gov>).
17. Альbedo и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеониздат, 1981. 232 с.
18. Мицель А.А., Фирсов К.М. Развитие моделей молекулярного поглощения в задачах переноса излучения в атмосфере Земли // Оптика атмосфер. и океана. 2000. Т. 13. № 2. С. 179–197.
19. Фирсов К.М., Митсел А.А., Пономарев Ю.Н., Пташник И.В. Parametrization of transmittance for application in atmospheric optics // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 1998. V. 59. N 3–5. P. 203–213.
20. Lacis A.A., Oinas V. A description of the correlated correlated k distribution method for modelling nongray gaseous absorption, thermal emission, and multiple scattering in vertically inhomogeneous atmospheres // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. N 5. P. 9027–9063.
21. Goody R., West R., Chen L., Crisp D. The correlated- k method for radiation calculations in nonhomogeneous atmospheres // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 1989. V. 42. N 6. P. 539–550.
22. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю. Новый метод учета перекрывания полос поглощения атмосферных газов при параметризации уравнения переноса // Оптика атмосфер. и океана. 1998. Т. 11. № 4. С. 410–415.

23. Фирсов К.М., Чеснокова Т.Ю., Белов В.В., Серебrenников А.Б., Пономарев Ю.Н. Ряды экспонент в расчетах переноса излучения методом Монте-Карло в пространственно неоднородных аэрозольно-газовых средах // Вычисл. техн. 2002. Т. 7. № 5. С. 77–87.
24. Журавлева Т.Б., Фирсов К.М. Алгоритмы расчетов спектральных потоков солнечной радиации в облачной и безоблачной атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2004. Т. 17. № 11. С. 903–911.
25. Fouquart Y., Bonnel B., Ramaswamy V. The intercomping shortwave radiation codes for climate studies // J. Geophys. Res. D. 1991. V. 96. N 5. P. 8955–8968.
26. Fomin B.A., Gershanov Yu.V. Tables of the benchmark calculations of atmospheric fluxes for ICRCCM test cases. Part II: Shortwave results / Preprint IAE 5990/1. Moscow, 1996.
27. Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., Shettle E. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km), Air Force Geophysics Laboratory. AFGL-TR-86-0110. 1986. Environ. Res. Paper. N 954.
28. Kneizys F.X., Robertson D.S., Abreu L.W., Acharya P., Anderson G.P., Rothman L.S., Chetwynd J.H., Selby J.E.A., Shettle E.P., Gallery W.O., Berk A., Clough S.A., Bernstein L.S. The MODTRAN 2/3 report and LOWTRAN 7 model. Phillips Laboratory, Geophysics Directorate, Hanscom AFB, MA 01731–3010. 1996. 260 p.
29. Пташник И.В., Шайн К.П. Влияние обновления спектроскопической информации на расчет потоков солнечной радиации в атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 3. С. 276–281.
30. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, World Climate Research Program, WCP-112. WMO/TD № 24. 1986. 60 p.
31. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. N 5. P. 831–844.
32. Dubovik O.T., King M.A. Flexible inversion algorithm for retrieval aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 16. P. 20673–20696.
33. Свириденков М.А. Определение характеристик атмосферного аэрозоля по спектральным измерениям прозрачности и малоуглового рассеяния // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1115–1118.
34. Dubovik O., Smirnov A., Holben B., King M., Kaufman Y., Eck T., Slutsker I. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 8. P. 9791–9806.
35. Zhuravleva T.B., Pavlov V.E., Pashnev V.V., Shetukhin A.S. Integral and difference methods for the determination of the aerosol scattering optical depth from sky brightness data // J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer. 2004. V. 88. N 1–3. P. 191–209.
36. Свириденков М.А., Аникин П.П., Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М. Параметризация отношения потоков рассеянного и прямого солнечного излучения и ее использование для оценок альбедо однократного рассеяния с помощью приборов типа MFRSR // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21. № 4. С. 333–338.
37. Andrews E., Sheridan P., Orgen J., Ferrare R. In situ aerosol profiles over the Southern Great Plains cloud and radiation test bed site: 1. Aerosol optical properties // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D06208. doi:10.1029/2003JD004025.
38. Sheridan P., Delene D., Orgen J. Four years of continuous surface aerosol measurements from the Department of Energy's Atmospheric Radiation Measurement Program Southern Great Plains Cloud and Radiation Testbed site // J. Geophys. Res. D. 2001. V. 106. N 18. P. 20735–20747.
39. Козлов В.С., Тихомиров А.Б., Панченко М.В., Тихомиров Б.А. Аппаратура и методика оценки альбедо однократного рассеяния для локальных объемов воздуха // Междунар. симп. стран СНГ «Атмосферная радиация» (МСАР–2): Сб. тезисов. СПб.: СПбГУ, 2002. С. 63–64.
40. Halthore R., Schwartz S. Comparison of model-estimated and measured diffuse downward irradiance at surface in cloud-free skies // J. Geophys. Res. D. 2000. V. 105. N 15. P. 20165–20177.
41. Henzing J., Knap W., Stammes P., Apituley A., Bergwerff J., Swart D., Kos A., ten Brink H. Effect of aerosols on downward shortwave irradiances at the surface: Measurements versus calculations with MODTRAN4.1 // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D14204. doi:10.1029/2003JD004142.
42. Won J.-G., Yoon S.-N., Kim S.-W., Jefferson A., Dutton E., Holben B. Estimation of direct radiative forcing of Asian dust aerosols with Sun/sky radiometer and lidar measurements at Gosan, Korea // J. Meteorol. Soc. Jap. 2004. V. 82. N 1. P. 115–130.
43. Климат Томска / Под ред. С.Д. Кашинского, Л.И. Трифионовой, Ц.А. Швер. Л.: Гидрометеоздат, 1982. 176 с.
44. Белан Б.Д., Рассказчикова Т.М., Складнева Т.К. Синоптический режим Томска за 1993–2004 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18. № 10. С. 887–892.
45. Журавлева Т.Б., Рассказчикова Т.М., Складнева Т.К., Смирнов С.В. Статистика облачности над г. Томском: данные наземных наблюдений 1993–2004 гг. // Оптика атмосфер. и океана. 2006. Т. 19. № 10. С. 880–887.
46. Афонин С.В., Белов В.В., Панченко М.В., Сакерин С.М., Энгель М.В. Корреляционный анализ пространственных полей аэрозольной оптической толщи на основе спутниковых данных MODIS // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21. № 6. С. 510–515.
47. Сакерин С.М., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С. Солнечная фотометрия в задачах мониторинга радиационно-активных компонент атмосферы // Сб. трудов VI Сибирского совещания по климато-экологическому мониторингу. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2005. С. 106–111.
48. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Панченко М.В., Польшкин В.В., Холбен Б.Н., Смирнов А.В., Береснев С.А., Горда С.Ю., Корниенко Г.И., Николашкин С.В., Поддубный В.А., Тацилин М.А. Результаты мониторинга атмосферного аэрозоля в азиатской части России по программе AEROSIBNET в 2004 г. // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18. № 11. С. 968–975.
49. Сакерин С.М., Береснев С.А., Вершинин И.М., Горда С.Ю., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Кабанов Д.М., Копылов В.Н., Корниенко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Польшкин В.В., Потемкин В.Л., Свириденков М.А., Смирнов А.В., Тацилин М.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б.Н. Средние аэрозольные характеристики всей толщи атмосферы по данным сетевых наблюдений в азиатской части России // Тезисы докл. XIV Рабочей группы «Аэрозоли Сибири». Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2007. С. 42.

50. Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М., Сакерин С.М., Фирсов К.М. Моделирование потоков солнечного излучения и сравнение с результатами измерений в районе г. Томска (безоблачная атмосфера) // Тезисы докл. XIII Рабочей группы «Аэрозоли Сибири». Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2007. С. 48.
51. Чубарова Н.Е., Рублев А.Н., Троценко А.Н., Трембач В.В. Вычисление потоков солнечного излучения и сравнение с результатами наземных измерений в безоблачной атмосфере // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 1999. Т. 35. № 1. С. 222–239.
52. Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Результаты исследований общего влагосодержания атмосферы методом оптической гигрометрии. Ч. II. Характеристики изменчивости влагосодержания // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 5. С. 656–663.

T.B. Zhuravleva, D.M. Kabanov, S.M. Sakerin, K.M. Firsov. Simulation of direct aerosol radiative forcing for typical summer conditions of Siberia. Part 1: Method of calculation and choice of the input parameters.

We present the method of calculation of the shortwave radiative fluxes under clear-sky conditions, based on the combination of the algorithm of statistical simulation and a modification of the *k*-distribution technique. An approach to the choice of the input parameters, required for the calculation of the radiative fluxes and direct component of aerosol radiative forcing at the top and bottom atmospheric boundaries is described. The approach is based on the combination of results of the multiyear sun photometer measurements of aerosol optical depth in the wavelength range 0.37–4.0 μm and atmospheric moisture content in the region of Tomsk and known models of aerosol, atmospheric gas constituents, and underlying surface for determination of the missing parameters (single scattering albedo, aerosol particle scattering phase function, and surface albedo).