

АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ, ОПТИЧЕСКАЯ ПОГОДА И КЛИМАТ

УДК 551.521

## Оценки прямых радиационных эффектов фонового и дымового аэрозоля в ИК-области спектра для летних условий Сибири

И.М. Насртдинов, Т.Б. Журавлева, Т.Ю. Чеснокова\*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 2.11.2017 г.

Представлены оценки прямых радиационных эффектов (ПРЭ) фонового и дымового аэрозоля в ИК-области спектра, полученные с использованием оригинального алгоритма метода Монте-Карло и моделей ОПАС для типичных летних условий и условий дымной мглы 2012 г. на территории Сибирского региона. Показано, что на границах атмосферы величина ПРЭ в тепловом диапазоне по отношению к среднесуточному значению радиационного воздействия в солнечной области спектра составляет примерно 3% в фоновых условиях и 10–15% в условиях сильного замутнения.

*Ключевые слова:* численное моделирование, модели ОПАС, прямой радиационный эффект, фоновый и дымовой аэрозоль, ИК-область спектра; numerical simulation, OPAC models, direct radiation effect, background and smoke aerosol, IR spectral region.

### Введение

Количественными характеристиками воздействия аэрозоля на радиационный бюджет Земли являются значения его прямых, полупрямых и косвенных эффектов [1]. Прямой радиационный эффект аэрозоля (ПРЭ) определяется процессами рассеяния и поглощения, а в ИК-диапазоне – еще и эмиссией аэрозольных частиц. В современной научной литературе основное внимание уделено анализу ПРЭ в солнечной области спектра ( $\Phi_{SW}$ ), поскольку радиационное воздействие аэрозоля в длинноволновом диапазоне ( $\Phi_{LW}$ ), как правило, значительно меньше. Вместе с тем известно, что на уровне нижней границы атмосферы (НГА) величина  $\Phi_{LW}$  может изменяться в широких пределах в зависимости от региона и оптических свойств аэрозоля [2–5], а в ряде ситуаций может быть сопоставимой с радиационным форсингом парниковых газов, обуславливающих нагревание подстилающей поверхности (ПП) [6].

Согласно [1], на верхней границе атмосферы (ВГА) радиационные эффекты максимальны для типов аэрозоля с доминирующей грубодисперсной фракцией (пылевые выносы, стратосферный вулканический аэрозоль). На сегодняшний день наиболее подробно исследовано радиационное воздействие пылевого аэрозоля (см., например, [6–9]), тогда как оценки  $\Phi_{LW}$  для других типов – фонового, дымового, антропогенного – представлены в существенно меньшем объеме [4, 10, 11].

\* Ильмир Мансурович Насртдинов (wizard@iao.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Татьяна Юрьевна Чеснокова (ches@iao.ru).

Ранее нами были получены оценки ПРЭ аэрозоля в солнечном диапазоне для фоновых и дымовых ситуаций на территории Сибирского региона (лето) [12–14] с использованием данных наблюдений AERONET в г. Томске, вертикальных профилей оптических характеристик по данным самолетного зондирования тропосферного аэрозоля и модели континентального аэрозоля ОПАС (continental average [15]). Для более полного представления об особенностях формирования радиационного бюджета в климатических условиях Сибири в настоящей работе приведены результаты моделирования прямого воздействия аэрозоля в длинноволновой области спектра для фоновых и задымленных условий в столбе атмосферы и на ее границах, а также их сопоставление с ПРЭ в солнечном диапазоне. Анализ дымовых ситуаций выполнен для случая умеренно поглощающего (в видимой области спектра) аэрозоля, который наблюдался в условиях дымной мглы 2012 г. в период самолетного зондирования вдоль участка «Якутск–Мирный» [13].

### 1. Метод расчета и входные параметры

Для моделирования широкополосных потоков в длинноволновой области спектра используются различные радиационные коды [16–19], отличающиеся способами учета молекулярного поглощения (*line-by-line*, *k*-распределения) и многократного рассеяния излучения (метод дискретных ординат, потоковые приближения, метод Монте-Карло). Независимо от методических различий используемых подходов одна из основных проблем при численных

оценках  $\Phi_{LW}$  — высокая степень неопределенности в задании оптических характеристик аэрозоля, необходимых для решения уравнения переноса излучения (УПИ). Если при формировании входных параметров используются результаты комплексных экспериментов, то аэрозольные характеристики рассчитываются на основе данных о функции распределения частиц по размерам и химическом составе вещества, полученных в ходе измерений различными приборами спутникового, самолетного и наземного базирования [7, 20], а также комплексного показателя преломления (как правило, взятом из литературных источников). Однако в большинстве случаев результатов измерений недостаточно для того, чтобы описать спектральную изменчивость аэрозольной оптической толщины (АОТ), индикатрисы и альbedo однократного рассеяния в длинноволновой области спектра. Тогда для формирования входных параметров УПИ используют оптические характеристики аэрозоля в видимом и ближнем ИК-диапазонах, полученные с использованием приборов типа MFRSR, солнечных фотометров (сеть AERONET), лидаров и *in situ* наблюдений. В сочетании с аэрозольными моделями OPAC [15], WCP [21] и так далее эти данные пролонгируются в длинноволновый диапазон [5, 8, 9, 11]. Входные параметры УПИ могут быть уточнены на основе результатов восстановления аэрозольных характеристик по радиационным измерениям в ИК-области спектра: например, в [22] предложен алгоритм восстановления АОТ на длине волны  $\lambda = 11$  мкм и эффективного радиуса пылевых частиц по данным измерений AERI (Atmosphere Emitted Radiance Interferometer) в диапазоне 8–13 мкм. Однако даже при сочетании перечисленных выше подходов корректное задание множества оптических характеристик аэрозоля — чрезвычайно сложная задача.

В данной работе моделирование широкополосных потоков восходящей  $F^\uparrow(z)$  и нисходящей  $F^\downarrow(z)$  радиации в солнечном (0,2–4,0 мкм) и тепловом (4–50 мкм) диапазонах выполнено с помощью статистических алгоритмов, реализованных в вертикально-неоднородной модели атмосферы [23, 24]. Алгоритмы учитывают поглощение и рассеяние излучения молекулами воздуха, аэрозольными и облачными частицами, а также отражение от ПП согласно закону Ламберта. Для учета поглощения атмосферными газами в солнечной области спектра применяется метод *k*-распределений, в соответствии с которым функция пропускания представляется в виде конечного ряда экспонент в каждой из 30 спектральных полос [23]. Молекулярное поглощение в ИК-диапазоне учитывается на основе подхода «рандомизация по частоте» [24], реализации которого предшествует расчет коэффициентов молекулярного поглощения с высоким спектральным разрешением (в нашем случае  $\Delta\nu = 0,005 \text{ см}^{-1}$ ).

Вычисление функций пропускания и коэффициентов молекулярного поглощения выполнено с привлечением спектроскопической базы данных HITRAN2012 (<http://hitran.org/>) и модели континуума

MT\_CKD2.5 ([http://rtweb.aer.com/continuum\\_description.html](http://rtweb.aer.com/continuum_description.html)). Коэффициенты молекулярного поглощения атмосферных газов рассчитывались на отдельных слоях атмосферы с постоянными характеристиками в слое. Температура, давление и концентрации основных газов распределялись по высоте согласно высотным профилям метеомодели лета средних широт AFGL [25], кроме озона ( $\text{O}_3$ ), метана ( $\text{CH}_4$ ) и углекислого газа ( $\text{CO}_2$ ). Общее содержание  $\text{CH}_4$  задавалось равным 1,8 ppm согласно [26, 27], общее содержание  $\text{O}_3$  в столбе атмосферы — 300 еД, как среднее глобальное значение [28]. При подготовке необходимых для решения УПИ данных использовались две модели атмосферы, отличающиеся содержанием  $\text{CO}_2$ : 280 ppm (доиндустриальная эпоха, [29]) и 400 ppm (среднегодовое содержание  $\text{CO}_2$  в Северном полушарии в 2016 г. по данным ВМО, <https://public.wmo.int/en/meteoworld/co2-crosses-400-ppm-threshold-throughout-northern-hemisphere>). Общее содержание водяного пара в столбе атмосферы в метеомодели AFGL составляет  $W = 3 \text{ г/см}^2$ . Эта величина близка к значению, характерному для летних условий в ряде районов Западной Сибири ( $W = 2,8 \text{ г/см}^2$  [13]).

Как уже отмечалось выше, наиболее проблематичным аспектом в решении УПИ применительно к рассматриваемой задаче является выбор оптических характеристик аэрозоля. В отсутствие необходимой информации моделирование потоков излучения в данной работе будет выполнено с использованием аэрозольных моделей OPAC [15] continental average (МСА) и continental polluted (МСП).

Для обоснования правомерности их применения сопоставим модельные данные [15] с оптическими характеристиками аэрозоля, полученными на основе результатов самолетного зондирования в диапазоне 0,44–0,87 мкм в фоновых условиях (лето) и в условиях дымной мглы 2012 г. вдоль участка «Якутск–Мирный» над территорией Сибири [12–14]. Результаты сравнения показывают удовлетворительное согласие спектральной изменчивости отношения АОТ  $\tau_\lambda^a(H)/\tau_{0,55}^a(H)$  и альbedo однократного рассеяния  $\Lambda_\lambda(H)$  (в диапазоне 0,44–0,87 мкм) в столбе (0,  $H$ ) (рис. 1): для фонового аэрозоля — с моделью МСА (см. также [14]), для дымового аэрозоля — с моделью МСП при относительной влажности воздуха  $RH = 80\%$ . Отметим также, что зависимость отношения  $\tau_\lambda^a(H)/\tau_{0,55}^a(H)$  в фоновых условиях хорошо согласуется с данными многолетних фотометрических изменений АОТ в столбе атмосферы в г. Томске (рис. 1, *a* [12]).

Эти результаты позволяют использовать оптические характеристики, рассчитанные с помощью аэрозольных моделей, для задания спектральной зависимости АОТ, индикатрисы и альbedo однократного рассеяния в ИК-области спектра.

Согласно [15], в обеих моделях аэрозоль представлен смесью одних и тех же частиц (гидрофильные — сульфаты, нитраты и другие органические водорастворимые вещества; нерастворимые — час-

тицы почвы с долей органических соединений; сажевые частицы) и отличается пропорцией счетных/массовых концентраций. В частности, массовая концентрация сажи в МСР примерно в 2 раза больше, чем в МСА.

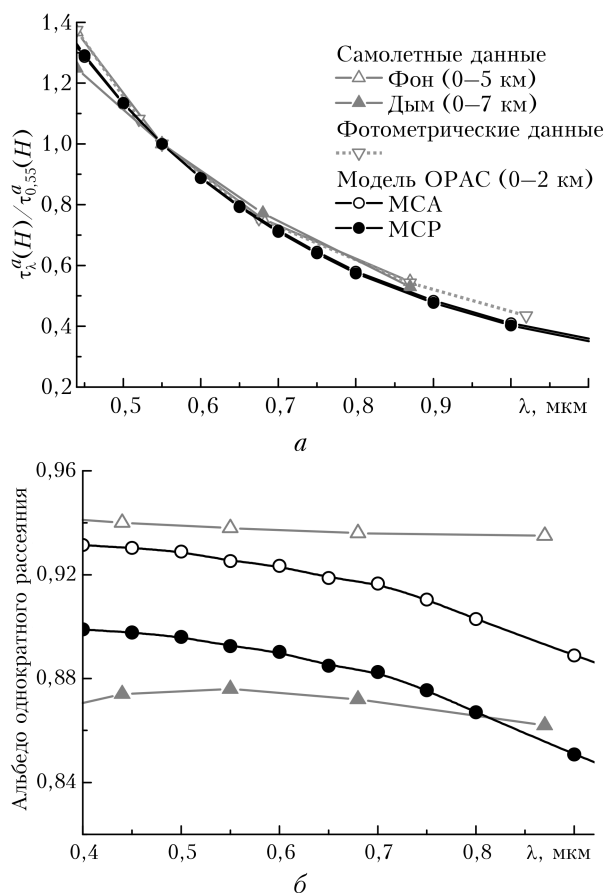


Рис. 1. Спектральная зависимость отношения  $\tau_{\lambda}^a(H)/\tau_{0,55}^a(H)$  (а) и альbedo однократного рассеяния аэрозоля (б) по данным наблюдений в фоновых и дымовых условиях Сибири и рассчитанные в моделях OPAC [15]

На рис. 2 показаны спектральные зависимости отношения  $\tau_{\lambda}^a(H)/\tau_{0,55}^a(H)$  в слое 0–2 км и альbedo однократного рассеяния рассматриваемых моделей МСА и МСР в спектральном интервале 4–40 мкм. Заметим, что в «окне прозрачности» 8–13 мкм, где следует ожидать максимальные значения радиационных эффектов аэрозоля [20, 27], отношение  $\tau_{\lambda}^a(H)/\tau_{0,55}^a(H)$  находится в интервале 0,03–0,08, а величина  $\Lambda(\lambda)$  не превышает 0,4.

Моделирование радиационных потоков в фоновых условиях выполнено с использованием  $\tau_{0,55}^a = 0,12$  (по данным многолетних фотометрических измерений АОТ в г. Томске [12]). Для расчетов в задымленной атмосфере выбраны значения АОТ, которые наблюдались в Сибири в период дымной мглы 2012 г.:  $\tau_{0,55}^a = 2$  (по результатам самолетного зондирования вдоль участка «Якутск–Мирный», [13]) и  $\tau_{0,55}^a = 5$  (максимальное значение

АОТ, зафиксированное на станции сети AERONET в г. Томске, [12]).

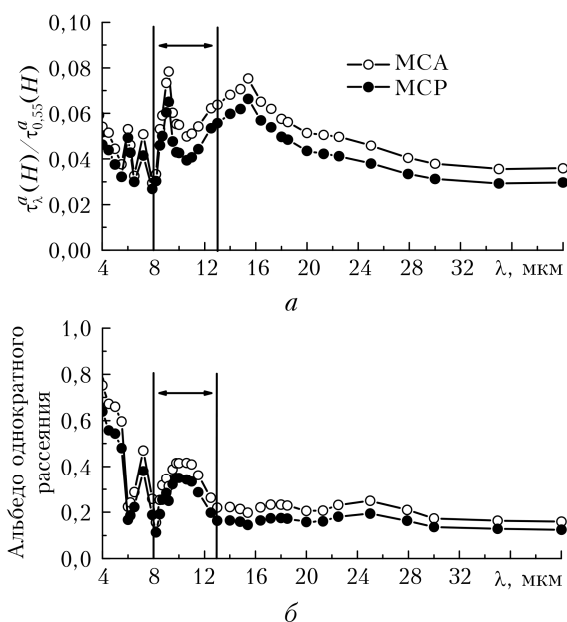


Рис. 2. Спектральная зависимость  $\tau_{\lambda}^a(H)/\tau_{0,55}^a(H)$  (а) и альbedo однократного рассеяния аэрозоля (б) в моделях OPAC в диапазоне 4–40 мкм [15]

Стратификация оптических характеристик фонового аэрозоля соответствовала вертикальной структуре МСА, согласно которой максимальная концентрация частиц имеет место в слое 0–2 км. При рассмотрении дымового аэрозоля в МСР предполагалось, что высота верхней границы аэрозольного слоя равнялась  $H_{sm} = 2$  и 5 км.

Альbedo подстилающей поверхности  $A_{s,\lambda}$  соответствовало типу ПП «смешанный лес» [30]: в окне прозрачности 8–13 мкм  $A_{s,\lambda}$  имеет слабую спектральную зависимость и не превышает 0,02. Основные расчеты выполнены в предположении, что содержание  $CO_2$  в атмосфере равно 400 ppm.

## 2. Радиационные эффекты аэрозоля

Мгновенные значения прямых радиационных эффектов аэрозоля в тепловом и солнечном (при заданном зенитном угле Солнца SZA) диапазонах спектра на атмосферном уровне  $z$  рассчитаны на основе общепринятых формул [12]:

$$\Phi_{LW}(z) = F_{LW}^{net,a}(z) - F_{LW}^{net,R}(z), \quad (1)$$

$$\Phi_{SW}(z, SZA) = F_{SW}^{net,a}(z, SZA) - F_{SW}^{net,R}(z, SZA).$$

Радиационные притоки  $F^{net}(z)$  определяются соотношениями

$$F_{LW}^{net}(z) = F_{LW}^{\downarrow}(z) - F_{LW}^{\uparrow}(z), \quad (2)$$

$$F_{SW}^{net}(z, SZA) = F_{SW}^{\downarrow}(z, SZA) - F_{SW}^{\uparrow}(z, SZA),$$

а символы «a» и «R» соответствуют расчетам в присутствии и отсутствие аэрозоля.

Из приведенных соотношений следует, что на уровне ВГА значение ПРЭ равно

$$\Phi_{LW}(z = 100 \text{ км}) = F_{LW}^{\uparrow,R}(z = 100 \text{ км}) - F_{LW}^{\uparrow,a}(z = 100 \text{ км}). \quad (3a)$$

При  $z = 0$  потоки восходящей радиации складываются из собственного излучения ПП (этот компонент зависит только от температуры и излучательной способности поверхности Земли) и отраженной части противоизлучения атмосферы, вклад которой в  $F_{LW}^{\uparrow}(z = 0)$  при малых значениях  $A_{s,\lambda}$  невелик. Поэтому величина радиационного воздействия на НГА может быть оценена приближенной формулой

$$\Phi_{LW}(z = 0) \approx F_{LW}^{\downarrow,a}(z = 0) - F_{LW}^{\downarrow,R}(z = 0). \quad (3б)$$

Для характеристики среднесуточного эффекта аэрозоля в солнечной области спектра  $\Phi_{SW}^{\text{day}}(z)$  используется величина

$$\Phi_{SW}^{\text{day}}(z) = \frac{1}{24} \int_{t_1}^{t_2} \Phi_{SW}(z, SZA(t)) dt, \quad (4)$$

$t_1, t_2$  – время восхода и заката Солнца.

Корректное определение среднесуточного эффекта аэрозоля в ИК-диапазоне  $\Phi_{LW}^{\text{day}}(z)$  предполагает учет суточной изменчивости профилей метеопараметров атмосферы. Однако на данном этапе исследования этот фактор не принимался во внимание и величина  $\Phi_{LW}^{\text{day}}(z)$  полагалась равной мгновенному значению  $\Phi_{LW}(z)$ , неизменному в течение суток.

Прежде чем анализировать радиационные эффекты аэрозоля в ИК-области спектра, кратко поясним, как изменяются потоки восходящего и нисходящего излучения в молекулярной атмосфере при появлении рассеивающего и поглощающего аэрозольного слоя (см., например, [7, 20, 31]).

На верхней границе атмосферы ( $z = 100$  км) поток восходящего от ПП излучения  $F_{LW}^{\uparrow,a}(z = 100 \text{ км})$

уменьшается относительно  $F_{LW}^{\uparrow,R}(z = 100 \text{ км})$  из-за поглощения и рассеяния излучения аэрозолем: аэрозольный слой блокирует тепловую радиацию, которую испускает ПП. Это уменьшение не компенсируется приростом потока за счет эмиссии, обусловленной аэрозольными частицами, поскольку температура в атмосфере ниже, чем температура подстилающей поверхности. (Исключение составляют атмосферные ситуации с выраженной температурной инверсией, когда температура в пределах инверсионного слоя выше температуры ПП [7].) Следствием этого являются неотрицательные значения  $\Phi_{LW}(z = 100 \text{ км})$  (3a). На уровне подстилающей поверхности величина  $\Phi_{LW}(z = 0)$  всегда положительна ввиду увеличения нисходящего потока излучения, направленного от аэрозольного слоя к ПП (3б). Важную роль в формировании радиационных эффектов в «окнах прозрачности» атмосферы играют процессы рассеяния излучения: рассеяние в направлении «назад» обуславливает увеличение ПРЭ на границах атмосферы, и приращение тем больше, чем больше АОТ и меньше фактор асимметрии индикатрисы рассеяния излучения.

В таблице приведены среднесуточные значения ПРЭ в солнечном и тепловом диапазонах спектра на границах и в столбе атмосферы

$$\Phi^{\text{atm}} = \Phi^{\text{day}}(z = 100 \text{ км}) - \Phi^{\text{day}}(z = 0),$$

рассчитанные для различных значений АОТ и высоты верхней границы дымового слоя.

Из анализа результатов численного моделирования следует несколько выводов.

1. Основное воздействие и фонового, и дымового аэрозоля в тепловом диапазоне проявляется в «окне прозрачности» 8–13 мкм (рис. 3): так, при  $H = 2$  км для  $\tau_{0,55}^a = 0,12$  и  $\tau_{0,55}^a = 2$  относительный вклад  $\Phi_{LW}(8\text{--}13 \text{ мкм})$  в  $\Phi_{LW}$  на нижней границе атмосферы превышает 95%, а на верхней границе увеличивается от 78 (фон) до 90% (дымная мгла).

**Среднесуточный прямой радиационный эффект аэрозоля на границах и в столбе атмосферы в солнечном и тепловом диапазонах спектра для различных атмосферных условий (потоки излучения в солнечном диапазоне рассчитаны для астрономических условий 15 июля для 56° с.ш. г. Томска)**

	$\Phi_{LW}(z = 0)$	$\Phi_{LW}(z = 100 \text{ км})$	$\Phi_{LW}^{\text{atm}}$	$\Phi_{SW}^{\text{day}}(z = 0)$	$\Phi_{SW}^{\text{day}}(z = 100 \text{ км})$	$\Phi_{SW}^{\text{atm}}$
<i>Фооновая атмосфера, Вт/м<sup>2</sup></i>						
$\tau_{0,55}^a = 0,12$ $H_{\text{background}} = 2 \text{ км}$	0,3	0,1	-0,2	-10,4	-4,6	5,8
<i>Дымная мгла, Вт/м<sup>2</sup></i>						
$\tau_{0,55}^a = 2$ ; $H_{\text{sm}} = 2 \text{ км}$	5,3	0,7	-4,6	-131,6	-23,6	108,0
$\tau_{0,55}^a = 5$ ; $H_{\text{sm}} = 2 \text{ км}$	12,2	1,5	-10,7	-131,4	-24,5	106,9
$\tau_{0,55}^a = 2$ ; $H_{\text{sm}} = 5 \text{ км}$	4,5	2,0	-2,5	-213,1	-26,7	186,4
$\tau_{0,55}^a = 5$ ; $H_{\text{sm}} = 5 \text{ км}$	10,4	4,6	-5,8	-213,1	-28,6	184,5



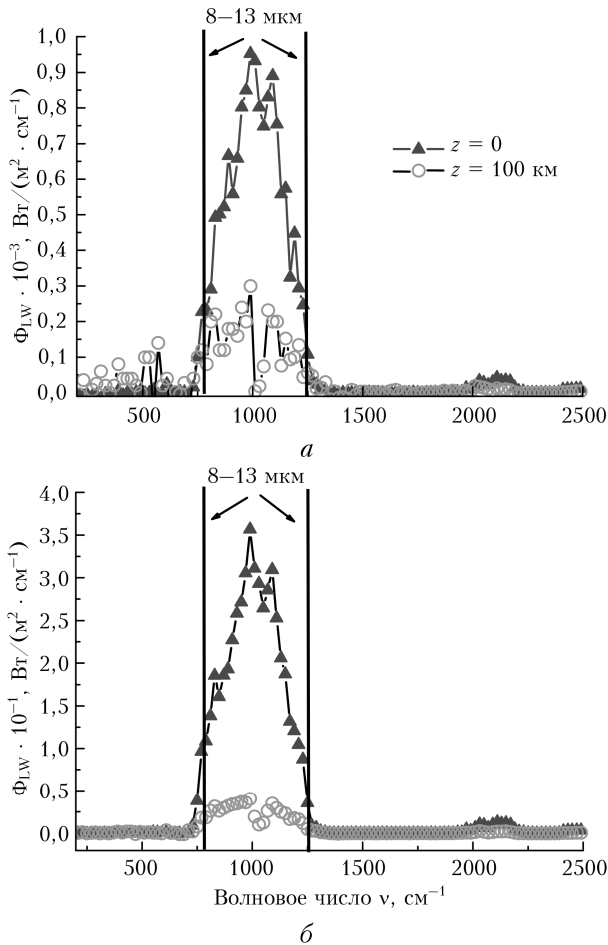


Рис. 3. Спектральная плотность  $\Phi_{LW}$  на нижней и верхней границах атмосферы в фоновых ( $\tau_{0,55}^a = 0,12$ ) (а) и задымленных ( $\tau_{0,55}^a = 2$ ) (б) условиях; спектральное разрешение  $\Delta\nu = 20 \text{ см}^{-1}$

2. С увеличением АОТ и при фиксированном значении высоты аэрозольного слоя  $0-H$  величина  $\Phi_{LW}$  возрастает: при  $H_{sm} = 2 \text{ км}$  изменение  $\tau_{0,55}^a$  от 2 до 5 сопровождается увеличением  $\Phi_{LW}(z = 0)$  от 5,3 до 12,2 Вт/м<sup>2</sup> и  $\Phi_{LW}(z = 100 \text{ км})$  от 0,7 до 1,5 Вт/м<sup>2</sup>. Это связано, как уже отмечалось выше, с эффектами рассеяния излучения в направлении «назад» от аэрозольного слоя к границам атмосферы, а также с увеличением эмиссии аэрозольных частиц за счет возрастания их концентрации.

3. При фиксированной АОТ с возрастанием высоты  $H$  радиационное воздействие  $\Phi_{LW}$  на уровне НГА убывает, а на уровне ВГА возрастает: при  $\tau_{0,55}^a = 2$  изменение  $H_{sm}$  от 2 до 5 км сопровождается уменьшением  $\Phi_{LW}(z = 0)$  от 5,3 до 4,5 Вт/м<sup>2</sup> и увеличением  $\Phi_{LW}(z = 100 \text{ км})$  от 0,7 до 2 Вт/м<sup>2</sup>.

Данный эффект зафиксирован и другими исследователями (см., например, [32] и приведенную библиографию) и обусловлен тем, что с ростом высоты аэрозольного слоя и при неизменной АОТ количество аэрозольных частиц в слоях атмосферы с более низкой температурой растет, а в более «теплых» нижних слоях соответственно падает. При таком перераспределении частиц по высоте эмиссия

аэрозольных частиц снижается, что приводит к уменьшению восходящих  $F_a^\uparrow(z = 100 \text{ км})$  и нисходящих  $F_a^\downarrow(z = 0)$  потоков. Вследствие этого ПРЭ на уровне ВГА увеличивается (3а), а на уровне НГА уменьшается (3б).

4. В отличие от солнечного диапазона, величина радиационного воздействия аэрозоля в ИК-области спектра на границах атмосферы в фоновых и дымовых условиях положительна.

Количественные оценки показывают, что аэрозольный эффект  $\Phi_{LW}$  в фоновых условиях очень мал и отношение  $R = 100\% \times \Phi_{LW} / |\Phi_{SW}^{day}|$  по абсолютной величине не превышает 3%.

Наибольшие значения радиационных эффектов дымового аэрозоля и отношения  $R$  наблюдаются в условиях максимального замутнения ( $\tau_{0,55}^a = 5$ ), причем на уровне НГА максимум имеет место при  $H_{sm} = 2 \text{ км}$  ( $\Phi_{LW}(z = 0) = 12,2 \text{ Вт/м}^2$ ,  $R \approx 9\%$ ), на уровне ВГА — при  $H_{sm} = 5 \text{ км}$  ( $\Phi_{LW}(z = 100 \text{ км}) = 4,6 \text{ Вт/м}^2$ ,  $R \approx 16\%$ ).

5. Появление аэрозольного слоя приводит к выхолаживанию столба атмосферы в отличие от его нагревания за счет поглощения солнечной радиации (таблица). Для рассмотренных параметров атмосферы соотношение между поглощением в длинноволновом и солнечном диапазонах даже в условиях сильного задымления не превышает ~10%.

В заключение сопоставим радиационные эффекты аэрозоля с форсингом углекислого газа. Моделирование потоков излучения выполнено в молекулярной атмосфере для двух концентраций  $\text{CO}_2$  — 280 и 400 ppm. Форсинг  $\text{CO}_2$  вычислялся по формуле

$$\Phi_{\text{CO}_2}(z) = F_{LW}^{\text{net},R}(z, 400 \text{ ppm}) - F_{LW}^{\text{net},R}(z, 280 \text{ ppm}). \quad (4)$$

Значения  $\Phi_{\text{CO}_2}(z = 0) = 0,8$  и  $\Phi_{\text{CO}_2}(z = 100 \text{ км}) = 1,4 \text{ Вт/м}^2$  значительно превышают радиационное воздействие фонового аэрозоля на границах атмосферы. В условиях интенсивных задымлений форсинг углекислого газа на нижней границе атмосферы примерно в 5–10 раз меньше  $\Phi_{LW}(z = 0)$ , тогда как при  $z = 100 \text{ км}$  аэрозольное воздействие и  $\Phi_{\text{CO}_2}$  различаются в меньшей степени, причем соотношение между ними зависит от высоты дымового слоя и АОТ. В частности, в рассматриваемых условиях ПРЭ дымового аэрозоля при  $H_{sm} = 5 \text{ км}$  превышает радиационный форсинг углекислого газа в ~1,3–3 раза.

## Заключение

В настоящей работе представлены результаты моделирования прямых радиационных эффектов фонового и дымового аэрозоля в ИК-области спектра. Расчеты широкополосных потоков излучения выполнены с использованием разработанных нами ранее алгоритмов метода Монте-Карло. В качестве входных параметров для решения УПИ для типичных летних условий Сибири и условий дымной

мглы 2012 г. соответственно использованы модели аэрозоля, представленные в пакете OPAC – continental average и continental polluted. Основанием для такого выбора является удовлетворительное согласие модельных и полученных на основе данных самолетного зондирования тропосферного аэрозоля оптических характеристик аэрозоля в диапазоне 0,44–0,87 мкм.

Анализ результатов численного моделирования показал, что закономерности формирования и изменения ПРЭ фоновых и дымовых аэрозолей качественно совпадают с особенностями радиационного воздействия пылевого аэрозоля, выявленными ранее другими авторами. На наш взгляд, наиболее важные факторы, определяющие величину прямых радиационных эффектов аэрозоля, характеристики которого типичны для летних условий Сибирского региона и наблюдаются в задымленной атмосфере, при умеренном поглощении аэрозольными частицами ( $\Lambda_{0,55} \sim 0,88$ ), следующие.

1. Основной вклад в  $\Phi_{LW}$  формируется в диапазоне 8–13 мкм: на уровне НГА он превышает 95%, а на уровне ВГА составляет примерно 78 и 90% для фоновых и дымовых условий соответственно.

2. Величина ПРЭ растет по мере увеличения АОТ, а изменение ПРЭ в зависимости от верхней границы аэрозольного слоя  $H$  имеет противоположные тенденции на границах атмосферы: при ее возрастании  $\Phi_{LW}(z = 100 \text{ км})$  увеличивается, а  $\Phi_{LW}(z = 0)$ , наоборот, уменьшается.

3. В отличие от солнечного диапазона, величина радиационного воздействия аэрозоля в ИК-области спектра на границах атмосферы в фоновых и дымовых условиях положительна, но существенно меньше, чем среднесуточное значение  $|\Phi_{SW}^{day}|$ . Для типичных летних условий Сибирского региона  $|R = 100\% \times \Phi_{LW} / |\Phi_{SW}^{day}| \leq 3\%$ . Максимум этой величины в сильно задымленной атмосфере достигает 9 и 16% на нижней и верхней границах атмосферы соответственно, частично компенсируя выхолаживающий эффект аэрозоля в солнечном диапазоне. Вместе с тем ПРЭ аэрозоля может превысить форсинг углекислого газа на нижней границе атмосферы примерно в 5–10 раз и в меньшей степени на верхней границе. Это свидетельствует о необходимости учета ПРЭ аэрозоля в ИК-диапазоне при расчете радиационного баланса на локальном, региональном и глобальном уровнях.

Отметим, что представленные результаты можно рассматривать как первое приближение к оценке ПРЭ в тепловом диапазоне. Более обоснованные оценки могут быть сделаны после уточнения оптических моделей аэрозоля, а также с использованием в расчетах профилей метеопараметров, характерных для данного региона с учетом их изменчивости в течение суток.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ (№ 16-01-00617, 17-05-002450).

1. Myhre G., Shindell D., Bréon F.-M., Collins W., Fuglestedt J., Huang J., Koch D., Lamarque J.-F., Lee D., Mendoza B., Nakajima T., Robock A., Stephens G., Takemura T., Zhang H. Anthropogenic and natural radiative forcing // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis* / T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Doschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P.M. Midgley (eds.). UK: Cambridge University Press, 2014. P. 659–740. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.018.
2. Claquin T., Schulz M., Balkanski Y., Boucher O. Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust // *Tellus*. 1998. V. 50, P. 491–505. DOI:10.1034/j.1600-0889.1998.t01-2-00007.x.
3. Miller R.L., Tegen I., Perlwitz J. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. P. D04203. DOI: 10.1029/2003JD004085.
4. Ritter C., Notholt J., Fischer J., Rathke C. Direct thermal radiative forcing of tropospheric aerosol in the Arctic measured by ground based infrared spectrometry // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. L23816. DOI: 10.1029/2005GL024331.
5. Dey S., Tripathi S.N. Aerosol direct radiative effects over Kanpur in the Indo-Gangetic basin, northern India: Long-term (2001–2005) observations and implications to regional climate // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D04212. DOI:10.1029/2007JD009029.
6. Vogelmann A.M., Flatau P.J., Szczodrak M., Markowicz K.M., Minnett P.J. Observations of large aerosol infrared forcing at the surface // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30, N 12. P. 1655. DOI: 10.1029/2002GL016829.
7. Markowicz K., Flatau P.J., Vogelmann A.M., Quinn P.K., Welton E.J. Clear-sky infrared aerosol radiative forcing at the surface and the top of the atmosphere // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2003. V. 129. P. 2927–2947.
8. Hansell R.A., Tsay S.C., Ji Q., Hsu N.C., Jeong M.J., Wang S.H., Reid J.S., Liou K.N., Ou S.C. An assessment of the surface longwave direct radiative effect of airborne Saharan dust during the NAMMA field campaign // *J. Atmos. Sci.* 2010. V. 67. P. 1048–1065.
9. Sicard M., Bertolin S., Muñoz C., Rodríguez A., Roca-denbosch F., Comerón A. Separation of aerosol fine- and coarse-mode radiative properties: Effect on the mineral dust longwave, direct radiative forcing // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41, iss. 19. P. 6978–6985. DOI: 10.1002/2014GL060946.
10. 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. атмосф. и океана*. 2005. Т. 41, № 4. С. 496–510.
11. Panicker A.S., Pandithurai G., Safai P.D., Kewat S. Observations of enhanced aerosol longwave radiative forcing over an urban environment // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35, iss. 4. P. L04817. DOI: 10.1029/2007GL032879.
12. Zhuravleva T.B., Kabanov D.M., Nasrtdinov I.M., Russkova T.V., Sakerin S.M., Smirnov A., Holben B.N. Radiative characteristics of aerosol during extreme fire event over Siberia in summer 2012 // *Atmos. Meas. Tech.* 2017. V. 10. P. 179–198. DOI: 10.5194/amt-10-179-2017.
13. Журавлева Т.Б., Панченко М.В., Козлов В.С., Насртдинов И.М., Польшин В.В., Терпугова С.А., Чернов Д.Г. Модельные оценки дневного хода вертикальной структуры поглощения солнечного излучения и температурных эффектов в фоновых условиях

- и экстремально задымленной атмосфере по данным самолетных наблюдений // Оптика атмосфер и океана. 2017. Т. 30, № 10. С. 834–839; Zhuravleva T.B., Panchenko M.V., Kozlov V.S., Nasrtdinov I.M., Polkin V.V., Terpugova S.A., Chernov D.G. Model estimates of dynamics of the vertical structure of solar absorption and temperature effects under background conditions and in an extremely smoke-laden atmosphere according to data of aircraft observations // Atmos. Ocean. Opt. 2018. V. 31, N 1. P. 25–30.
14. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Polkin V.V., Kozlov V.S. An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer. // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5, N 7. P. 1513–1527. DOI: 10.5194/amt-5-1513-2012.
  15. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // Bull. Am. Meteorol. Soc. 1998. V. 79. P. 831–844.
  16. Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.C. MODTRAN: A moderate resolution model for LOWTRAN7. GL-TR-89-0122 // Geophysics Directorate. Hanscom: Phillips Laboratory, 1989. 42 p.
  17. Mayer B., Kylling A. Technical note: The libRadtran software package for radiative transfer calculations: Description and examples of use // Atmos. Chem. Phys. 2005. V. 5. P. 1855–1877.
  18. Fomin B.A. Monte-Carlo algorithm for line-by-line calculations of thermal radiation in multiple scattering layered atmosphere // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2006. V. 98. P. 107–115.
  19. Edwards J.M., Slingo A. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1996. V. 122. P. 689–719.
  20. Lubin D., Satheesh S.-K., McFarquhar G., Heysfield A.J. Longwave radiative forcing of Indian Ocean tropospheric aerosol // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107, N 19. P. 2156–2202. DOI: 10.1029/2001JD001183.
  21. World Climate Program: 1986. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. WCP-112, WMO/TD-24. Geneva, Switzerland: WMO, 1986. 60 p.
  22. Turner D.D. Ground-based infrared retrievals of optical depth, effective radius, and composition of airborne mineral dust above the Sahel // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. P. D00E03. DOI: 10.1029/2008JD010054.
  23. Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Фирсов К.М. Моделирование прямого радиационного форсинга для типичных летних условий Сибири. Часть 1: Метод расчета и выбор входных параметров // Оптика атмосфер и океана. 2009. Т. 22, № 2. С. 163–172; Zhuravleva T.B., Kabanov D.M., Sakerin S.M., Firsov K.M. Simulation of aerosol direct radiative forcing under typical summer conditions of Siberia. Part 1. Method of calculation and choice of input parameters // Atmos. Ocean. Opt. 2009. V. 22, N 1. P. 63–73.
  24. Насртдинов И.М., Журавлёва Т.Б., Чеснокова Т.Ю., Дучко А.Н. Моделирование потоков длинноволнового излучения с учетом рассеяния: сравнение алгоритмов [Электронный ресурс] // Оптика атмосфер и океана. Физ. атмосфер.: Материалы XXII Междунар. симпозиума. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. URL: <http://symp.iao.ru/files/symp/aoo/22/Section%20A.pdf> (дата обращения: 10.09.2017).
  25. Anderson G. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km) / G. Anderson, S. Clough, F. Kneizys, J. Chetwynd, E. Shettle (eds.) // Air Force Geophysics Laboratory. AFGL-TR-86-0110. Environmental Research Paper. 1986. N 954. 25 p.
  26. Morino I., Uchino O., Inoue M., Yoshida Y., Yokota T., Wennberg P.O., Toon G.C., Wunch D., Roehl C.M., Notholt J., Warneke T., Messerschmidt J., Griffith D.W.T., Deutscher N.M., Sherlock V., Connor B., Robinson J., Sussmann R., Rettinger M. Preliminary validation of column-averaged volume mixing ratios of carbon dioxide and methane retrieved from GOSAT short-wavelength infrared spectra // Atmos. Meas. Tech. Discuss. 2010. V. 3. P. 5613–5643.
  27. Chesnokova T.Yu., Chentsov A.V., Rokotyay N.V., Zakharov V.I. Impact of difference in absorption line parameters in spectroscopic databases on CO<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> atmospheric content retrievals // J. Mol. Spectrosc. 2016. V. 327. P. 171–179. DOI: 10.1016/j.jms.2016.07.001.
  28. Sivasakthivel T., Siva Kumar Reddy K.K. Ozone layer depletion and its effects: A review // Int. J. Environ. Sci. Dev. 2011. V. 2, N 1. P. 30–37.
  29. Forster P., Ramaswamy V., Artaxo P., Bernsten T., Betts R., Fahey D.W., Haywood J., Lean J., Lowe D.C., Myhre G., Nganga J., Prinn R., Raga G., Schulz M., Van Dorland R. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing // Climate Change 2007: The Physical Science Basis / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller (eds.). Cambridge University Press, 2007. P. 129–234.
  30. ASTER Spectral Library. Version 1.2. [Electronic resource]. URL: <http://speclib.jpl.nasa.gov> (last access: 17.02.2017).
  31. Dufresne J.-L., Gautier C., Ricchiuzzi P., Fouquart Y. Longwave scattering effects of mineral aerosols // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. P. 1959–1966.
  32. Mishra A.K., Koren I., Rudich Y. Effect of aerosol vertical distribution on aerosol-radiation interaction: A theoretical prospect // Heliyon. 2015. V. 1, N 2. P. e00036.

*I.M. Nasrtdinov, T.B. Zhuravleva, T.Yu. Chesnokova. Estimates of direct radiation effects of background and smoke aerosol in IR spectral region for Siberian summer conditions.*

We presented estimates of direct radiation effects (DRE) of background and smoke aerosol in the IR spectral region obtained using an original algorithm of the Monte Carlo method and OPAC models for typical summer conditions and conditions of 2012 smoke haze on the territory of Siberia. It is shown that the DRE value at the atmospheric boundaries in the thermal range with respect to the daily average radiative effect in the solar spectral region is approximately 3% under the background conditions and 10–15% under the conditions of strong turbidity.