

ОПТИКА КЛАСТЕРОВ, АЭРОЗОЛЕЙ И ГИДРОЗОЛЕЙ

УДК 551.521

Модельные оценки динамики вертикальной структуры поглощения солнечного излучения и температурных эффектов в фоновых условиях и экстремально задымленной атмосфере по данным самолетных наблюдений

Т.Б. Журавлева, М.В. Панченко, В.С. Козлов, И.М. Насртдинов, В.В. Польшкин, С.А. Терпугова, Д.Г. Чернов*

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

Поступила в редакцию 4.05.2017 г.

Представлены количественные оценки вертикального распределения поглощенной солнечной радиации и температурных эффектов в фоновой и экстремально задымленной тропосфере Сибири, полученные с использованием эмпирических данных и численного моделирования. Вертикальные профили аэрозольных характеристик сформированы на базе эмпирической модели, основанной на результатах самолетного зондирования коэффициентов направленного рассеяния и содержания поглощающих частиц на разных высотах. Показано, что в условиях дымной мглы радиационное воздействие аэрозольных частиц с высоким содержанием сажи на суточный приток солнечной радиации в центральной части дымового слоя превышает 50%. Обусловленное поглощением солнечной радиации изменение температуры воздуха в течение светового дня составляет примерно 2,5–5,5 К при вариациях оптической толщины дымового аэрозоля в интервале $2 \leq \tau_{\text{дым}}(0,55 \text{ мкм}) \leq 4$.

Ключевые слова: эмпирическая модель аэрозоля, фоновые условия, дымная мгла, численное моделирование, суммарное поглощение солнечной радиации, температурные эффекты; aerosol empirical model, background conditions, smoke haze, numerical simulation, daily absorption of solar radiation, thermal effects.

Введение

Выделяющиеся при сжигании биомассы дымовые аэрозоли поглощают и рассеивают солнечное излучение и тем самым уменьшают количество солнечной радиации, достигающей подстилающей поверхности [1, 2]. По заключению многих специалистов, входящее в состав аэрозоля поглощающее вещество (главным образом углеродсодержащие частицы «сажи» – «черный углерод», ВС) является следующим по значимости компонентом после углекислого газа, от которого зависит нагрев атмосферы [3, 4].

В настоящее время широкомасштабные исследования пространственно-временной динамики вертикального распределения сажи проводятся в различных регионах земного шара: Индии [5–7], Китае [8], США [9], бассейне р. Амазонки [10], Арктике [11], над акваториями Мирового океана [12, 13] и т.д. В большинстве указанных работ не-

обходимые для оценок скоростей нагревания вертикальные профили характеристик рассеяния аэрозоля конструировались на основе дополнительной информации, которая была получена в ходе каждого конкретного эксперимента (концентрация и распределение частиц по размерам, наземные и спутниковые измерения аэрозольной оптической толщины (АОТ) и т.п.), а также модельных данных. Сведения о вертикальных профилях коэффициентов поглощения и рассеяния [14], полученные на основе самолетных *in situ* измерений в период интенсивных пожаров в африканской саванне (SAFARI-2000), были использованы только для оценок радиационного воздействия аэрозоля на границах атмосферы и не дают представления о вертикальной структуре поглощения и скоростей нагревания.

Летом 2012 г. в Сибирском регионе в условиях малоградиентного барического поля повышенного давления сформировался устойчивый антициклон, следствием которого стали лесные и торфяные пожары, охватившие, по разным оценкам, территорию от 1 до 10 млн га. В этот период (31 июля – 1 августа 2012 г.) был выполнен цикл полетов самолета-лаборатории ИОА СО РАН Ту-134 «Оптик» в северо-восточных районах Сибири (55–62° с.ш., 83–130° в.д.) по маршруту Мирный – Якутск – Братск – Новосибирск. На основе результатов изме-

* Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Михаил Васильевич Панченко (pmv@iao.ru); Валерий Степанович Козлов (vkozlov@iao.ru); Ильмир Мансурович Насртдинов (wizard@iao.ru); Виктор Викторович Польшкин (victor@iao.ru); Светлана Александровна Терпугова (swet@iao.ru); Дмитрий Григорьевич Чернов (chernov@iao.ru).

рений вертикальных профилей коэффициентов направленного светорассеяния и массового содержания поглощающего вещества («сажи») в рамках эмпирической модели были сформированы вертикальные профили микрофизических и оптических характеристик дымового аэрозоля до высоты 7 км [15–17]. Показано, что дефицит суточных значений суммарной солнечной радиации на уровне подстилающей поверхности, обусловленный появлением оптически плотного дымового слоя, по сравнению с фоновыми условиями составляет более 13 МДж/м² [17].

В нашей работе представлены распределения поглощенной солнечной радиации по вертикали и соответствующие температурные эффекты в экстремально задымленной и фоновой тропосфере.

1. Моделирование потоков солнечного излучения

Входные параметры. В качестве основных входных параметров радиационных расчетов использовались вертикальные профили спектральных коэффициентов ослабления $\sigma(\lambda, z)$, альbedo однократного рассеяния $\Lambda(\lambda, z)$ и индикатрисы рассеяния излучения $g_a(\mu, \lambda, z)$, восстановленные в рамках эмпирической модели [15–17] в спектральном диапазоне 0,37–0,87 мкм и интервале высот $0 \leq z \leq H_{\text{exp}}$, где $H_{\text{exp}} = 5$ км в фоновых и 7 км в дымовых условиях. Аналогично [16–18] значения $\sigma(\lambda, z)$, $\Lambda(\lambda, z)$ и $g_a(\mu, \lambda, z)$ экстраполировались на весь интервал (0,2–5,0 мкм), а в диапазоне высот $z \geq H_{\text{exp}}$ дополнялись данными из модели OPAC до высоты 35 км (averaged continental aerosol, [19]). Чтобы провести оценку радиационных эффектов, обусловленных дымовым аэрозолем от природных пожаров, для восстановления $\sigma(\lambda, z)$, $\Lambda(\lambda, z)$ и $g_a(\mu, \lambda, z)$ были использованы результаты самолетного зондирования на маршруте Мирный – Якутск 1 августа 2012 г., где наблюдались экстремальные значения коэффициентов направленного светорассеяния и массовой концентрации сажи, являющихся входными параметрами эмпирической модели. Аэрозольная оптическая толщина $\tau(\lambda = 0,55 \text{ мкм})$ в фоновой атмосфере и дымной мгле равнялась 0,12 и 2,10 соответственно [17]. Усредненные в пределах столба $0 \leq z \leq H_{\text{exp}}$ значения альbedo однократного рассеяния составили $\Lambda_{\text{фон}}(0,55 \text{ мкм}) = 0,94$ и $\Lambda_{\text{дым}}(0,55 \text{ мкм}) = 0,88$.

Прежде чем приступить к анализу результатов радиационных расчетов, необходимо отметить, что используемая нами для фоновых условий величина $\Lambda_{\text{фон}}(0,55 \text{ мкм}) = 0,94$ практически совпадает с принятым в модели OPAC значением $\Lambda = 0,93$ для континентального аэрозоля. В дымовых условиях значение $\Lambda_{\text{дым}}(0,55 \text{ мкм})$ оказалось заметно ниже средних значений альbedo однократного рассеяния, восстановленных по данным сети AERONET в зоне бореальных лесов, в том числе и в Томске в период дымной мглы 2012 г. (~0,95–0,96 [18, 20]).

Очевидно, что при использовании данных, полученных с помощью различных приборов и методик, существуют неизбежные погрешности восста-

новления значений альbedo однократного рассеяния. В частности, фотометрические измерения дают информацию об интегральных по столбу атмосферы оптических характеристиках аэрозоля, а альbedo однократного рассеяния является результатом решения обратной задачи [21]. При таком подходе помимо ошибок, связанных непосредственно с процедурой обращения, в условиях значительного замутнения атмосферы возникают проблемы, обусловленные необходимостью корректно учитывать многократное рассеяние излучения, возможное присутствие над дымовым слоем перистой облачности и т.д. Используемые в настоящей работе входные параметры получены по данным оптических измерений в локальных объемах воздуха в течение относительно ограниченного во времени самолетного зондирования на разных высотах.

Помимо этого, основные различия между нашими данными и данными работ [18–20] объективно обусловлены особенностями рассматриваемых дымовых ситуаций. Например, в [20] высокие значения $\Lambda_{\text{дым}} = 0,95–0,97$ на сети AERONET наблюдаются при пожарах в бореальных лесах или при сжигании торфа, тогда как при горении территорий с преобладанием кустарников, травы и сельскохозяйственных культур величина $\Lambda_{\text{дым}}$ снижается до 0,88–0,90.

По данным самолетного зондирования в течение эксперимента SAFARI-2000 средние значения альbedo однократного рассеяния составили $\sim 0,89 \pm 0,03$, а минимальные значения $\Lambda_{\text{дым}}(0,55 \text{ мкм})$, наблюдаемые в дымах африканской саванны при максимальных замутнениях, опускались до $\sim 0,85$ [14]. Самолетное зондирование на маршруте Мирный – Якутск в августе 2012 г. проводилось непосредственно над территорией обширных пожаров. В этот период наблюдалось мощное горение различных видов биомассы (деревьев, кустарников, травы, хозяйственных построек и т.п.), а под действием высоких температур происходил вынос в атмосферу не только дымовой компоненты, но и золы и перегретой почвы. Учитывая эти обстоятельства, можно полагать, что используемая нами для дальнейших расчетов величина $\Lambda_{\text{дым}}(0,55 \text{ мкм}) = 0,88$ вполне соответствует рассматриваемой ситуации.

Схема расчетов. Моделирование потоков солнечной радиации выполнено на основе развитого нами алгоритма метода Монте-Карло [22]. Согласно указанной выше работе, диапазон (0,2–5,0 мкм) был разбит на 30 полос $(\lambda_i, \lambda_{i+1})$, $i = 1, \dots, 29$, в пределах каждой из которых моделирование потоков излучения выполнялось для значений оптических характеристик аэрозоля и коэффициентов молекулярного рассеяния, соответствующих середине интервала, а функция пропускания аппроксимировалась конечным рядом экспонент (метод k -распределений).

Коэффициенты молекулярного поглощения рассчитывались на основе базы данных HITRAN-2008 для высотного распределения температуры, давления и водяного пара, характерных для летних условий района 2.4.3 в Западной Сибири (общее содержание водяного пара в атмосфере полагалось равным $W = 2,8 \text{ г/см}^2$, [23]). Профили концентраций

атмосферных газов, кроме CO₂ и O₃, соответствовали метеомодели AFGL [24]. Содержание CO₂ в атмосфере задавалось равным 380 ppm на основе региональной модели, построенной по данным самолетного зондирования на территории Западной Сибири [25]; общее содержание озона принималось равным 336 е.Д., исходя из базы спутниковых данных TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer, <http://toms.gsfc.nasa.gov/>).

Отражение излучения от подстилающей поверхности (ПП) описывалось законом Ламберта. Для задания альбедо ПП использовались данные измерений спутникового сканера MODIS для летних условий в районе г. Томска.

Моделирование мгновенных значений потоков нисходящей ($\hat{F}^\downarrow(z, t)$) и восходящей ($\hat{F}^\uparrow(z, t)$) радиации, а также поглощения $\hat{A}_{z_1-z_2}(t)$ в слое $z_1 \leq z \leq z_2$ было выполнено для астрономических условий г. Томска (56,5° с.ш., 85° в.д.), середины летнего сезона (15 июля), с шагом по времени 0,5 ч; максимальная высота Солнца составила 35° в 12:00. На основе мгновенных значений рассчитывались суммы восходящей, нисходящей и поглощенной в слое $z_1 \leq z \leq z_2$ радиации за период (t_1, t_2) :

$$F^{\downarrow(\uparrow)}(z) = \int_{t_1}^{t_2} \hat{F}^{\downarrow(\uparrow)}(z, t) dt,$$

$$A_{z_1-z_2} = F_{\text{net}}(z_2) - F_{\text{net}}(z_1).$$

где

$$F_{\text{net}}(z) = F^\downarrow(z) - F^\uparrow(z). \quad (1)$$

Скорости нагревания в слое атмосферы $\frac{\partial T}{\partial t}$ и изменения температуры ΔT за период (t_1, t_2) вычислялись по стандартным формулам [26]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{g}{c_p} \frac{\hat{A}_{z_1-z_2}(t)}{\Delta p(z_1, z_2)},$$

$$\Delta T(z_1, z_2) = \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T}{\partial t} dt = \frac{g}{c_p} \frac{A_{z_1-z_2}}{\Delta p(z_1, z_2)}, \quad (2)$$

где g – ускорение свободного падения (9,80665 м/с²); c_p – удельная теплоемкость воздуха (1,006 Дж/(кг·К)); $\Delta p = p(z_1) - p(z_2)$ – разница давлений (10² кг/(м·с²)).

Ниже мы будем рассматривать значения радиационных характеристик (1), (2) либо в пределах часовых промежутков, либо в период от восхода до захода Солнца («суточные» значения).

2. Вертикальная структура поглощенной солнечной радиации

Распределение поглощенной солнечной радиации в столбе молекулярно-аэрозольной атмосферы при заданных условиях освещенности зависит от вертикальных профилей коэффициентов ослабления $\sigma(\lambda, z)$ и поглощения $\sigma_{\text{abs}}(\lambda, z) = \sigma(\lambda, z)(1 - \Lambda(\lambda, z))$ аэрозоля, а также концентраций атмосферных га-

зов. Среди последних основным поглотителем в тропосфере является водяной пар (H₂O), основная масса которого сосредоточена в диапазоне высот 0–3 км. Подчеркнем, что в настоящей работе расчеты во всех рассматриваемых ситуациях от $\tau = 0$ (молекулярная атмосфера) до $\tau = 4$ проведены в предположении, что газовый состав атмосферы не изменялся, а увеличение оптической толщины при оценках влияния дымового аэрозоля моделировалось только за счет изменения концентрации частиц.

При фиксированном молекулярном поглощении величина $A_{z_1-z_2}$ обусловлена совокупным влиянием двух основных факторов: 1) аэрозольным рассеянием и поглощением непосредственно в слое $z_1 \leq z \leq z_2$; 2) потоками нисходящего $F^\downarrow(z_2)$ и восходящего $F^\uparrow(z_1)$ излучения на его верхней и нижней границах.

На рис. 1, а представлено вертикальное распределение накопленной в течение дневного времени поглощенной солнечной радиации (геометрические характеристики объема воздуха в слое: площадь 1 м², высота 1 км) для различных значений $\tau_{\text{дым}}$.

В фоновых условиях величина поглощения $A_{z_1-z_2}$ убывает с высотой, следуя за изменением вертикальных профилей $\sigma(z)$, $\sigma_{\text{abs}}(z)$ и концентрации H₂O (рис. 1, б). При наличии дымового аэрозоля значение $A_{z_1-z_2}$ возрастает, достигая максимальных значений в слое 3–4 км, а затем постепенно уменьшается (рис. 1, а). Обратим особое внимание на то, что наибольшие значения входных параметров для дымовых ситуаций $\sigma(z)$ и $\sigma_{\text{abs}}(z)$, наблюдаемые в слое 2–3 км (рис. 1, б), определяют положение максимума поглощательной способности. Смещение максимальных значений поглощения $A_{z_1-z_2}$ в более высокие слои обусловлено тем, что из-за ослабления солнечного излучения лежащим выше оптически плотным дымом поступление радиации к слою 2–3 км сокращается. Отметим, что для рассматриваемых входных параметров поступающее в каждый слой излучение определяется преимущественно потоком нисходящей радиации на его верхней границе, который убывает по мере приближения к подстилающей поверхности значительно сильнее с изменением восходящего потока (рис. 1, в).

Очевидно, что с увеличением оптической толщины дымового аэрозоля происходит рост радиационного притока (рис. 1, а), который обусловлен главным образом повышением концентрации поглощающих частиц. Но в этом случае в каждом слое возрастает также и рассеянное излучение, которое приводит к дополнительному поглощению радиации атмосферными газами.

В рамках заданных нами предположений о постоянстве газового состава атмосферы в рассматриваемых реализациях для оценки доли вклада аэрозоля в поглощение всеми компонентами атмосферы рассмотрим величину

$$\Delta A_{z_1-z_2}(\tau) = 100\% (A_{z_1-z_2}(\tau) - A_{z_1-z_2}(\tau = 0)) / A_{z_1-z_2}(\tau). \quad (3)$$

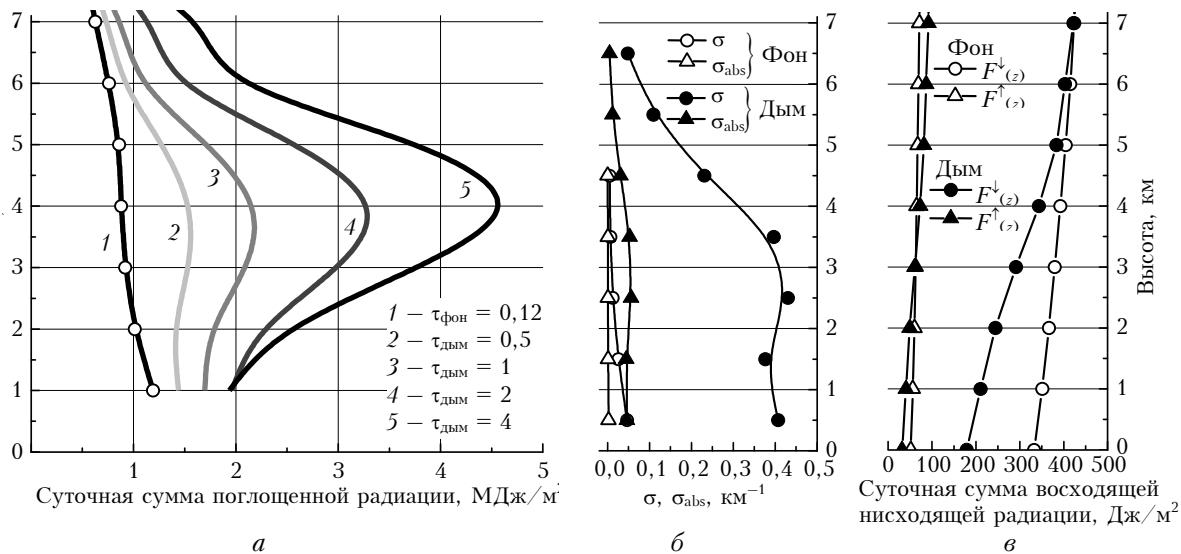


Рис. 1. Вертикальное распределение суточной суммы поглощенной радиации в слоях толщиной 1 км в различных атмосферных условиях (а); коэффициентов ослабления и поглощения ($\lambda = 0,55$ мкм) (б) и потоков нисходящего и восходящего излучения в фоновых и дымовых условиях при $\tau_{\text{дым}} = 2$ (в)

Во всех ситуациях в нижнем километровом слое более 50% всей поглощенной солнечной радиации обусловлено атмосферными газами (главным образом водяным паром).

В фоновой атмосфере радиационное воздействие аэрозоля $\Delta A_{z_1-z_2}(\tau)$ монотонно убывает с высотой, уменьшаясь от ~10% в нижнем слое до ~4% в слое 6–7 км (рис. 2).

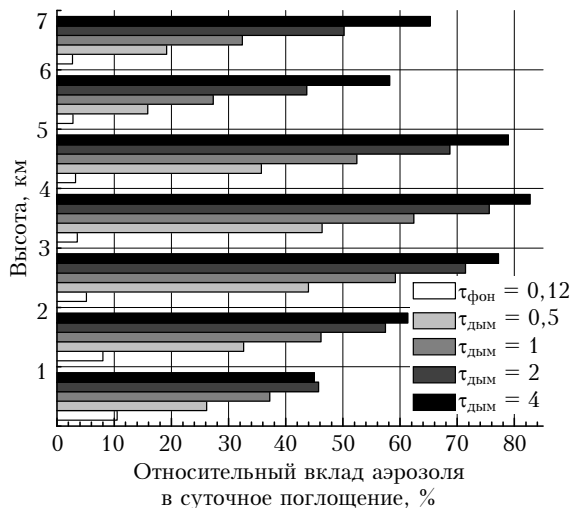


Рис. 2. Вертикальное распределение вклада аэрозоля в суммарный суточный приток радиации для каждого километрового слоя в фоновых условиях и для различных уровней задымленности

В условиях дымной мглы для всех значений АОТ $\Delta A_{z_1-z_2}$ сначала возрастает, достигая максимальных значений в слое 3–4 км, а затем постепенно уменьшается. При $\tau_{\text{дым}} = 0,5$ величина $\Delta A_{z_1-z_2}$ не превышает 50%, но, начиная с $\tau_{\text{дым}} \geq 1$, в диапазоне высот 2–5 км поглощение частицами дыма становится доминирующим и $\Delta A_{z_1-z_2}$ варьируется от 60 до 80%.

3. Температурные эффекты

Рассмотрим изменение вертикального профиля температуры воздуха в течение дня на примере условий дымной мглы при $\tau_{\text{дым}} = 2$. Для расчетов $\Delta T(z_1, z_2)$ использованы интегрированные в течение часового интервала (К/ч) значения мгновенных потоков солнечной радиации на высотах до 7 км с шагом 1 км.

Среди особенностей распределения $\Delta T(z_1, z_2)$ отметим следующие (рис. 3).

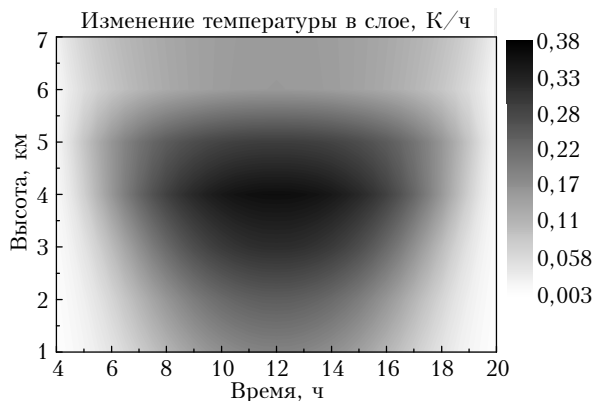


Рис. 3. Изменение температуры воздуха в задымленной атмосфере ($\tau_{\text{дым}} = 2$) в течение светового дня (15 июля)

В течение часа после восхода (4:00–5:00) и перед заходом (19:00–20:00) Солнца изменение температуры во всех слоях атмосферы меньше 0,05 К/ч. Вблизи подстилающей поверхности и верхнего уровня $z = 7$ км скорость нагрева минимальна и за весь день не превышает ~0,2 К/ч. Наиболее сильный рост температуры происходит в диапазоне высот 2–5 км, в пределах которого уже с 8:00 и до 17:00 $\Delta T \geq 0,2$ К/ч, и максимум $\Delta T = 0,38$ К/ч наблюдается в полуденные часы между $z \sim 3,5$ и 4,5 км.

На рис. 4 представлены вертикальные профили изменения температуры воздуха в течение светового дня в фоновых и задымленных условиях, а также изменение ΔT , обусловленные радиационным воздействием аэрозоля:

$$\Delta_a T = \Delta T(\tau) - \Delta T(\tau = 0). \quad (4)$$

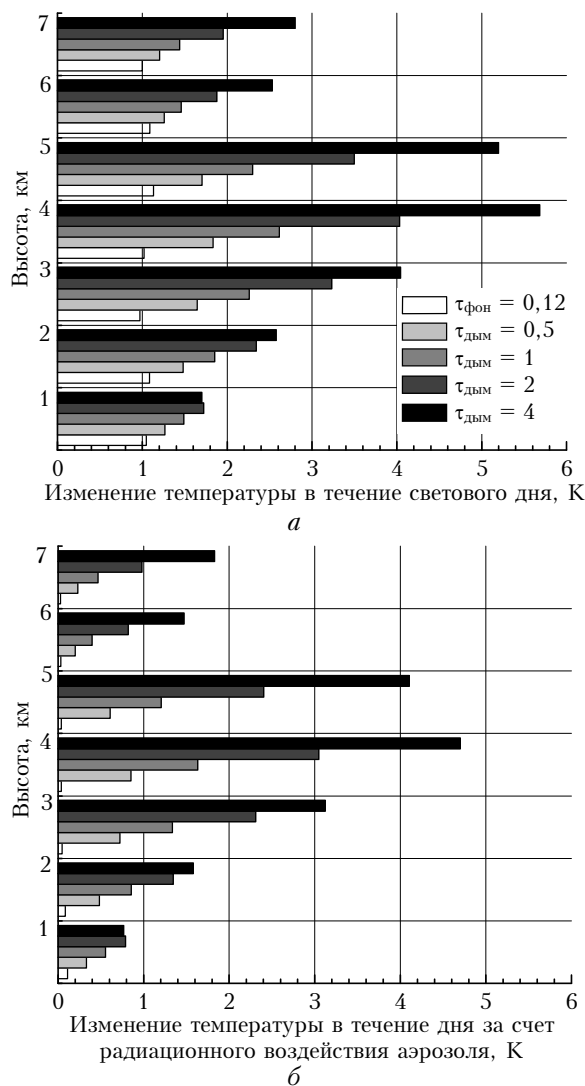


Рис. 4. Изменение температуры ΔT (а) и изменение температуры, обусловленное радиационным воздействием аэрозоля $\Delta_a T$ (б), в слоях атмосферы в различных атмосферных ситуациях

Как видим, с высотой температура в фоновых условиях меняется незначительно ($\Delta T \approx 1$ К, рис. 4, а) и зависит преимущественно от молекулярной компоненты атмосферы ($\Delta_a T \leq 1$ К, рис. 4, б).

Поглощение солнечной радиации в присутствии дымной мглы приводит к нагреву атмосферы, и изменения температуры существенно возрастают по мере увеличения АОТ (рис. 4, а): максимальные значения ΔT , наблюдаемые в слое 3–4 км, повышаются от 1,8 К при $\tau = 0,5$ до 5,5 К при $\tau = 4$. Соответствующие изменения температуры $\Delta_a T$ (~0,8 и ~4,9 К, рис. 4, б) свидетельствуют о том, что

нагревание атмосферы в середине дымового слоя обусловлено интенсивным поглощением содержащими сажу аэрозольными частицами. Вместе с тем, в прилегающих к ПП слоях атмосферы суточное изменение температуры меньше по сравнению с центральной частью дымового слоя: в частности, в интервале высот 0–1 км значения ΔT составляет ~1,2–1,6 К при $0,5 \leq \tau \leq 4,0$ (рис. 4, а).

Заключение

В работе анализируются количественные оценки радиационных и температурных эффектов фоновых и дымовых аэрозолей, полученные на основе данных самолетного зондирования и результатов численного моделирования.

Показано, что в фоновых условиях ($\tau_{\text{фон}} = 0,12$) поглощение солнечной радиации определяется в основном молекулярной составляющей, а радиационное воздействие аэрозоля даже в нижнем километровом слое не превышает 10%.

При появлении оптически плотного дымового облака главная роль в формировании процесса поглощения солнечного излучения в нижней тропосфере принадлежит аэрозольным частицам с высоким содержанием «сажи». В этом случае радиационное воздействие аэрозоля в зависимости от АОТ составляет уже десятки процентов, а в слое 3–4 км достигает 50–80%.

Наиболее сильное поглощение радиации и, следовательно, нагрев происходят в центральной части дымового слоя на высотах 3–4 км, где изменение температуры за сутки составляет ~2,5 К при $\tau_{\text{дым}} = 2$, увеличиваясь до 5,5 К при $\tau_{\text{дым}} = 4$.

Работа выполнена при частичной поддержке комплексной программы фундаментальных исследований СО РАН № П.2П «Интеграция и развитие» (проекты П.2П/IX.135-10, П.2П/IX.135-8) и гранта РФФИ № 17-05-00245.

1. Hansen J., Sato M., Ruedy R. Radiative forcing and climate response // J. Geophys. Res. D. 1997. V. 102, N 6. P. 6831–6864.
2. Ackerman A.S., Toon O.B., Stevens D.E., Heymsfield A.J., Ramanathan V., Welton E.J. Reduction of tropical cloudiness by soot // Science. 2000. V. 288. P. 1042–1047.
3. Ramanathan V., Carmichael G. Global and regional climate changes due to black carbon // Nat. Geosci. 2008. V. 1. P. 221–227.
4. Bond T.C., Doherty S.J., Fahey D.W., Forster P.M., Berntsen T., DeAngelo B.J., Flanner M.G., Ghan S., Karcher B., Koch D., Kinne S., Kondo Y., Quinn P.K., Sarofim M.C., Schultz M.G., Schulz M., Venkataraman C., Zhang H., Zhang S., Bellouin N., Guttikunda S.K., Hopke P.K., Jacobson M.Z., Kaiser J.W., Klimont Z., Lohmann U., Schwarz J.P., Shindell D., Storelvmo T., Warren S.G., Zender C.S. Bounding the role of black carbon in the climate system? A scientific assessment // J. Geophys. Res. 2013. V. 118, N 11. P. 5380–5552.
5. Tripathi S.N., Srivastava A.K., Dey S., Satheesh S.K., Krishnamoorthy K. The vertical profile of atmospheric heating rate of black carbon aerosols at Kanpur in Northern India // Atmos. Environ. 2007. V. 41, N 32. P. 6909–6915.

6. Ramachandran S., Kedia S. Black carbon aerosols over an urban region: Radiative forcing and climate impact // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. D10202. DOI: 10.1029/2009JD013560.
7. Safai P.D., Raju M.P., Maheshkumar R.S., Kulkarni J.R., Rao P.S.P., Devara P.C.S. Vertical profiles of black carbon aerosols over the urban locations in South India // *Sci. Total Environ.* 2012. V. 431. P. 323–331.
8. Ramana M.V., Ramanathan V., Feng Y., Yoon S.-C., Kim S.-W., Carmichael G.R., Schauer J.J. Warming influenced by the ratio of black carbon to sulphate and the black-carbon source // *Nat. Geosci.* 2010. V. 3. P. 542–545.
9. Schwarz J.P., Stark H., Spackman J.R., Ryerson T.B., Peischl J., Swartz W.H., Gao R.S., Watts L.A., Fahey D.W. Heating rates and surface dimming due to black carbon aerosol absorption associated with a major U.S. city // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36, P. L15807.
10. Davidi A., Koren I., Remer L. Direct measurements of the effect of biomass burning over the Amazon on the atmospheric temperature profile // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9, N 21. P. 8211–8221.
11. Stone R.S., Anderson G.P., Shettle E.P., Andrews E., Loukachine K., Dutton E.G., Schaaf C., Roman III M.O. Radiative impact of boreal smoke in the Arctic: Observed and modeled // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D14S16.
12. Corrigan C.E., Roberts G.C., Ramana M.V., Kim D., Ramanathan V. Capturing vertical profiles of aerosols and black carbon over the Indian Ocean using autonomous unmanned aerial vehicles // *Atmos. Chem. Phys.* 2008. V. 8, N 3. P. 737–747.
13. Ramana M.V., Ramanathan V., Kim D., Roberts G.C., Corrigan C.E. Albedo, atmospheric solar absorption and heating rate measurements with stacked UAVs // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2007. V. 133. P. 1913–1931.
14. Magi B.I. Optical properties and radiative forcing of Southern African biomass burning aerosol: PhD dissertation. University of Washington, USA. 2006. 180 p.
15. Панченко М.В., Козлов В.С., Полькин В.В., Терпугова С.А., Гумаков А.Г., Шмаргунов В.П. Восстановление оптических характеристик тропосферного аэрозоля Западной Сибири на основе обобщенной эмпирической модели, учитывающей поглощающие и гигроскопические свойства частиц // *Оптика атмосф. и океана.* 2012. Т. 25, № 1. С. 46–54.
16. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Pol'kin 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.
17. Панченко М.В., Журавлева Т.Б., Козлов В.С., Насртдинов И.М., Полькин В.В., Терпугова С.А., Чернов Д.Г. Оценка радиационных эффектов аэрозоля в фоновых и задымленных условиях атмосферы Сибири на основе эмпирических данных // *Метеорол. и гидрол.* 2016. № 2. С. 45–54.
18. 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, N 1. P. 179–198.
19. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1998. V. 79, N 5. P. 831–844.
20. Sayer A.M., Hsu N.C., Eck T.F., Smirnov A., Holben B.N. AERONET-based models of smoke-dominated aerosol near source regions and transported over oceans, and implications for satellite retrievals of aerosol optical depth // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14, N 20. P. 11493–11523.
21. 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.
22. Журавлева Т.Б., Кabanov 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 атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 2. С. 163–172; Zhuravleva T.B., Kabanov A.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.
23. Чеснокова Т.Ю., Журавлева Т.Б., Воронина Ю.В., Складнева Т.К., Ломкина Н.Я., Ченцов А.В. Моделирование потоков солнечного излучения с использованием высотных профилей концентрации водяного пара, характерных для условий Западной Сибири // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 11. С. 969–975; Chesnokova T.Yu., Zhuravleva T.B., Voronina Yu.V., Sklyadneva T.K., Lomakina N.Ya., Chentsov A.V. Simulation of solar radiative fluxes using altitude profiles of water vapor concentration, characteristic for conditions of Western Siberia // *Atmos. Ocean. Opt.* 2012. V. 25, N 2. P. 147–153.
24. Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., Shettle E. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km). AFGL-TR-86-0110. Environmental Research Papers. N 954. (Air Force Geophysics Laboratory, 1986). 25 p.
25. Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Давыдов Д.К., Иноути Г., Максюттов Ш., Мачида Т., Фофанов А.В. Вертикальное распределение парниковых газов над Западной Сибирью по данным многолетних измерений // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 5. С. 457–464; Arshinov M.Yu., Belan B.D., Davydov D.K., Inouye G., Maksyutov Sh., Machida T., Fofonov A.V. Vertical distribution of greenhouse gases above Western Siberia by the long-term measurement data // *Atmos. Ocean. Opt.* 2009. V. 22, N 3. P. 316–324.
26. Ку-Нан Луоу. Основы радиационных процессов в атмосфере Л.: Гидрометеиздат. 1984. 376 с.

T.B. Zhuravleva, M.V. Panchenko, V.S. Kozlov, I.M. Nasrtdinov, V.V. Pol'kin, S.A. Terpugova, D.G. Chernov. Model estimates of the dynamics of solar radiation absorption vertical structure and temperature effects under background conditions and in extreme smoke haze from data of airborne observations.

Quantitative estimates of the distribution of absorbed solar radiation and temperature effects in the background atmosphere and under conditions of extreme smoke haze in Siberia from empirical data and numerical modeling are presented. Vertical profiles of the aerosol characteristics are formed on the basis of an empirical model constructed from the results of airborne sounding of the angular scattering coefficient and the concentration of absorbing substance at different altitudes. It is shown that under smoke haze conditions the radiative effect of aerosol particles with a high soot content on the daily influx of solar radiation in the central part of the smoke layer exceeds 50%. The change in air temperature due to the absorption of solar radiation during the daylight time is approximately 2.5–5.5 K at variations in the smoke aerosol optical thickness in the range $2 \leq \tau_{\text{smoke}}(0.55 \mu\text{m}) \leq 4$.