

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.521.3:535.36

С.В. Афонин, В.В. Белов, И.Ю. Макушкина

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАССЕЯННОГО АЭРОЗОЛЕМ ВОСХОДЯЩЕГО ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ С УЧЕТОМ ТЕМПЕРАТУРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА ПОВЕРХНОСТИ. ЧАСТЬ 3. МЕЛКОМАСШТАБНЫЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНЫЕ АНОМАЛИИ

Рассмотрены результаты статистического моделирования искаженного аэрозолем теплового излучения в спектральном канале 3,75 мкм при наличии на однородной подстилающей поверхности высокотемпературной малоразмерной пространственной аномалии. Для различных оптико-геометрических ситуаций имитировались спутниковые наблюдения через замутненную атмосферу малоразмерных очагов пожара с помощью прибора среднего пространственного разрешения. Исследования выполнены в рамках теории линейных систем в оптике дисперсных сред.

Приводятся количественные данные, характеризующие искажающее влияние на результаты таких измерений различных типов аэрозоля: континентального и городского в приземном слое, а также поствулканического слоя в стратосфере. Анализ расчетных данных показал, что в случае высокой замутненности именно приземного слоя атмосферы аэрозольный фактор может оказывать заметное влияние на точность решения задачи раннего обнаружения и оценки площади малоразмерного очага пожара по спутниковым данным.

1. Введение

В [2] были рассмотрены результаты моделирования рассеянного аэрозолем восходящего теплового излучения в спектральных каналах 3,75 и 10,8 мкм для случая крупномасштабных температурных градиентов на подстилающей поверхности и определены ситуации, при которых искажающее влияние градиентов на регистрируемую прибором радиационную температуру составляет, благодаря аэрозольному рассеянию, более 0,5 К. В основе этих результатов лежат полученные ранее [1] для различных оптико-геометрических условий наблюдения данные об импульсной реакции (функции размытия точки) ИК-каналов.

В настоящей работе исследовано влияние аэрозольного рассеяния на интенсивность восходящего теплового излучения для другого типа температурных неоднородностей – мелко-масштабных высокотемпературных аномалий. Как и в предыдущем случае, проведенные исследования имеют практическую направленность и тесно связаны с задачей повышения эффективности алгоритмов аэрокосмического обнаружения и оценки характеристик очагов лесных пожаров в начальной стадии их развития. Таким образом, термин «мелкомасштабный» соответствует ситуации, когда размер высокотемпературного участка меньше элемента мгновенного поля зрения радиометров среднего пространственного разрешения.

Необходимо отметить, что в литературе уделяется серьезное внимание изучению различных аспектов данной проблемы, созданию эффективных методов и оперативных алгоритмов ее решения [3–6]. Имеется и практический опыт использования спутниковой информации для этих целей. Подробный обзор современного состояния проблемы раннего обнаружения очагов лесных пожаров представлен в работе [3]. Там же отмечена необходимость осуществления этапа атмосферной коррекции спутниковых данных для надежного решения рассматриваемой задачи. Однако предлагаемые для этих целей алгоритмы атмосферной коррекции не учитывают искажающего влияния аэрозольного рассеяния. В данной статье приведены результаты исследований, которые позволяют количественно оценить возможное влияние данного фактора на точность определения по спутниковым данным размеров очагов лесных пожаров на ранней стадии их развития.

В заключение вводной части сделаем два замечания. Известно, что в качестве основного дешифровочного признака малоразмерного очага пожара служат результаты дистанционных измерений в спектральном диапазоне 3–5 мкм. По этой причине в исследованиях мы ограничились изучением поставленной задачи только для канала 3,75 мкм. Второе замечание касается технической проблемы существования «порога насыщения» для измерений в ИК-каналах,

который лежит в интервале 320–330 К для многих приборов, в частности радиометра AVHRR. В нашей работе мы не принимали во внимание это ограничение, не считая его принципиальным. Примером решения этой технической проблемы служит прибор MODIS, имеющий для обнаружения очагов пожара ИК-каналы с порогом насыщения 400–500 К.

2. Основные характеристики моделирования

Как и ранее [2], при моделировании осуществлялся расчет интенсивности J_λ и радиационной температуры T_λ собственного излучения системы «атмосфера – подстилающая поверхность»:

$$J_\lambda = J_\lambda^0 + J_\lambda^{MS}, \quad T_\lambda = B_\lambda^{-1} [J_\lambda]; \quad J_\lambda^0 = J_{ATM}^0 + J_{SURF}^0, \quad J_1^{MS} = J_{ATM}^{MS} + J_{SURF}^{MS};$$

$$J_{SURF}^0(x', y') = B_\lambda [T_S(x', y')] \exp(-\tau);$$

$$J_{SURF}^{MS}(x', y') = \iint_S h_\lambda(x-x', y-y') B_\lambda [T_S(x, y)] dx dy,$$

где J_{ATM}^0 , J_{SURF}^0 , J_{ATM}^{MS} , J_{SURF}^{MS} – вклады атмосферы и подстилающей поверхности в интенсивность нерассеянного (J_λ^0) и рассеянного (J_λ^{MS}) излучения; (x', y') – координаты точки внутри области S_0 ; τ – оптическая толщина атмосферы; B_λ – функция Планка; B_λ^{-1} – обратная функция Планка; T_S – температура подстилающей поверхности; $h_\lambda(x-x', y-y')$ – функция размытия точки; S – эффективная пространственная область формирования бокового подсвета. В наших расчетах S ограничивается окружностью с центром в точке пересечения оптической оси приемника с поверхностью Земли (x_0, y_0) и радиусом R .

Однако в рассматриваемом случае для исследований необходимо учитывать, что масштаб неоднородностей сравним с разрешающей способностью S_0 приемного устройства на поверхности. Поэтому мы вычисляли средние по площади S_0 интенсивности нерассеянного \bar{J}_{SURF}^0 и рассеянного излучений \bar{J}_{SURF}^{MS} :

$$\bar{J}_{SURF}^0 = \frac{1}{S_0} \iint_{S_0} J_{SURF}^0(x', y') dx' dy'; \quad \bar{J}_{SURF}^{MS} = \frac{1}{S_0} \iint_{S_0} J_{SURF}^{MS}(x', y') dx' dy'.$$

Предположив, что в пределах поля зрения приемника функция размытия точки инвариантна к сдвигу, при вычислении \bar{J}_{SURF}^{MS} мы использовали функцию $h(x, y)$, результаты моделирования и описание свойств которой приведены в работе [1].

3. Оптико-геометрические условия моделирования

Как и ранее, в численных экспериментах имитировались наблюдения со спутников серии NOAA с помощью ИК-каналов радиометра AVHRR:

- спектральный канал – $\lambda = 3,75$ мкм;
- зенитные углы наблюдения – $\Theta = 0$ и 45° ;
- высота наблюдения – 800 км;
- площадь элемента пространственного разрешения прибора – $S_0 \approx 1,0$ км² при $\Theta = 0^\circ$ и $S_0 \approx 4,0$ км² при $\Theta = 45^\circ$.

Моделирование проводилось для следующих оптико-метеорологических условий наблюдения:

- атмосфера – безоблачная, молекулярно-аэрозольная, сферически-симметричная, вертикально-стратифицированная, горизонтально-однородная;
- метеомодель атмосферы – лето средних широт;
- аэрозольные модели (две ситуации):

континентальный (rural) или городской (urban) типы аэрозоля в приземном слое атмосферы 0–2 км (дальность видимости $S_m = 1, 2, 3, 5, 10, 20, 35, 50$ км) и фоновое содержание аэрозоля в тропосфере и стратосфере;

безаэрозольная атмосфера в приземном слое и модель поствулканического стратосферного аэрозольного слоя с оптической толщиной от 0,015 (умеренное содержание) до 0,15 (экстремальное содержание), который имеет максимальные характеристики ослабления на высотах 15–20 км.

4. Модель подстилающей поверхности

Модель подстилающей поверхности задавалась следующим образом. На поверхности выделялся элемент площадью S_0 . В центре его располагался высокотемпературный участок поверхности площадью $S_H < S_0$, имеющий температуру T_H .

Величина $S_H = L_H \times L_H$ (L_H – линейный размер пожара) изменялась в пределах от 10×10 до 1000×1000 м².

Температура пожара $T_H = 600$ и 1000 К, что соответствовало случаям тления и горения. Температура окружающей поверхности $T_S = 294,2$ К.

5. Результаты моделирования

Рассмотрим сначала результаты исследований для первой ситуации – замутненный приземный слой в сочетании с фоновым содержанием аэрозоля в тропосфере и стратосфере.

На рис. 1 представлены расчетные данные, которые дают качественное и количественное представление об искажающем влиянии молекулярной и аэрозольной компонент атмосферы на результаты дистанционных ИК-измерений при различных значениях линейного размера L_H и температуры T_H пожара. Сравнение данных для континентального и городского аэрозолей, когда различия в альбедо однократного рассеяния достигают 1,8 раза, позволяет выделить роль именно рассеяния в аэрозольном искажении величины линейного размера высокотемпературной аномалии. Там же приведена зависимость радиационной температуры абсолютно черного тела (АЧТ), соответствующей интенсивности излучения $S_H B_\lambda(T_H) + (S_0 - S_H) B_\lambda(T_S)$, от величины L_H . Как и ожидалось, анализ полученных данных позволяет отметить, прежде всего, доминирующий в условиях лета средних широт искажающий вклад молекулярной компоненты. Это обстоятельство и объясняет тот факт, что этап атмосферной коррекции ограничивается, как правило, учетом только молекулярного ослабления [3]. Однако в условиях высокой замутненности атмосферы искажающее влияние аэрозоля становится сравнимым с молекулярным и требует его учета.

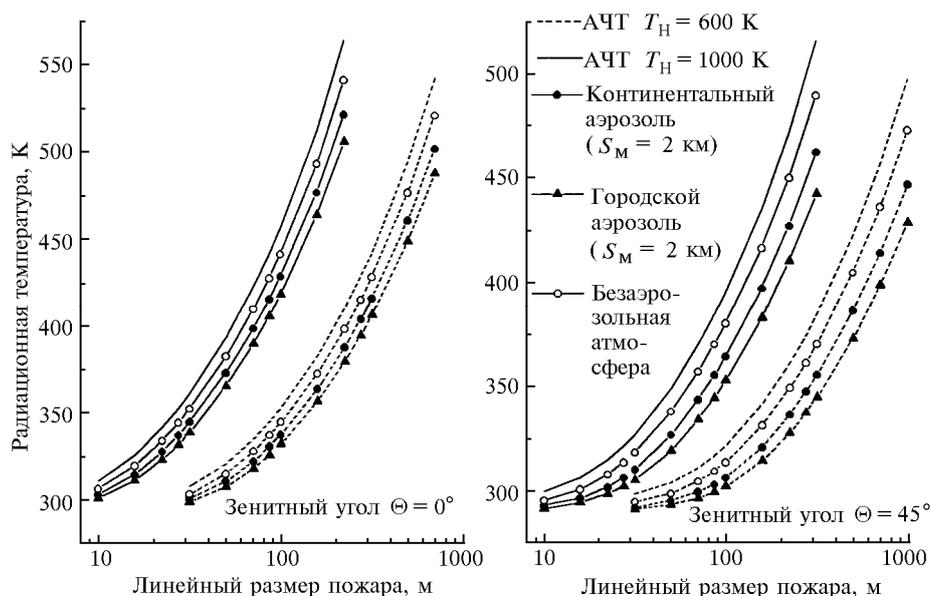


Рис. 1. Зависимость радиационной температуры от линейного размера пожара

Количественная оценка возможного аэрозольного влияния на точность дистанционного определения размера L_H осуществлялась с помощью следующей процедуры.

а) Для фиксированного значения радиационной температуры T_λ на основе расчетных данных при различных значениях аэрозольной оптической толщины «восстанавливается» соответствующая ей величина $L_H^*(\tau_{\text{аэп}})$ – искаженный аэрозольно-молекулярной атмосферой (наблюдаемый) размер пожара. Таким образом, величина $L_H^*(0)$ соответствует случаю молекулярной (безаэрозольной) атмосферы. Результаты расчета L_H^* для $T_\lambda = 315, 350, 400$ К представлены на рис. 2 и демонстрируют практически линейный рост величины L_H^* с увеличением $\tau_{\text{аэп}}$ во всем рассмотренном диапазоне значений радиационной температуры. Следует также отметить, что значение $T_\lambda = 315$ К часто используется как пороговое для обнаружения минимально различимого пожара [3].

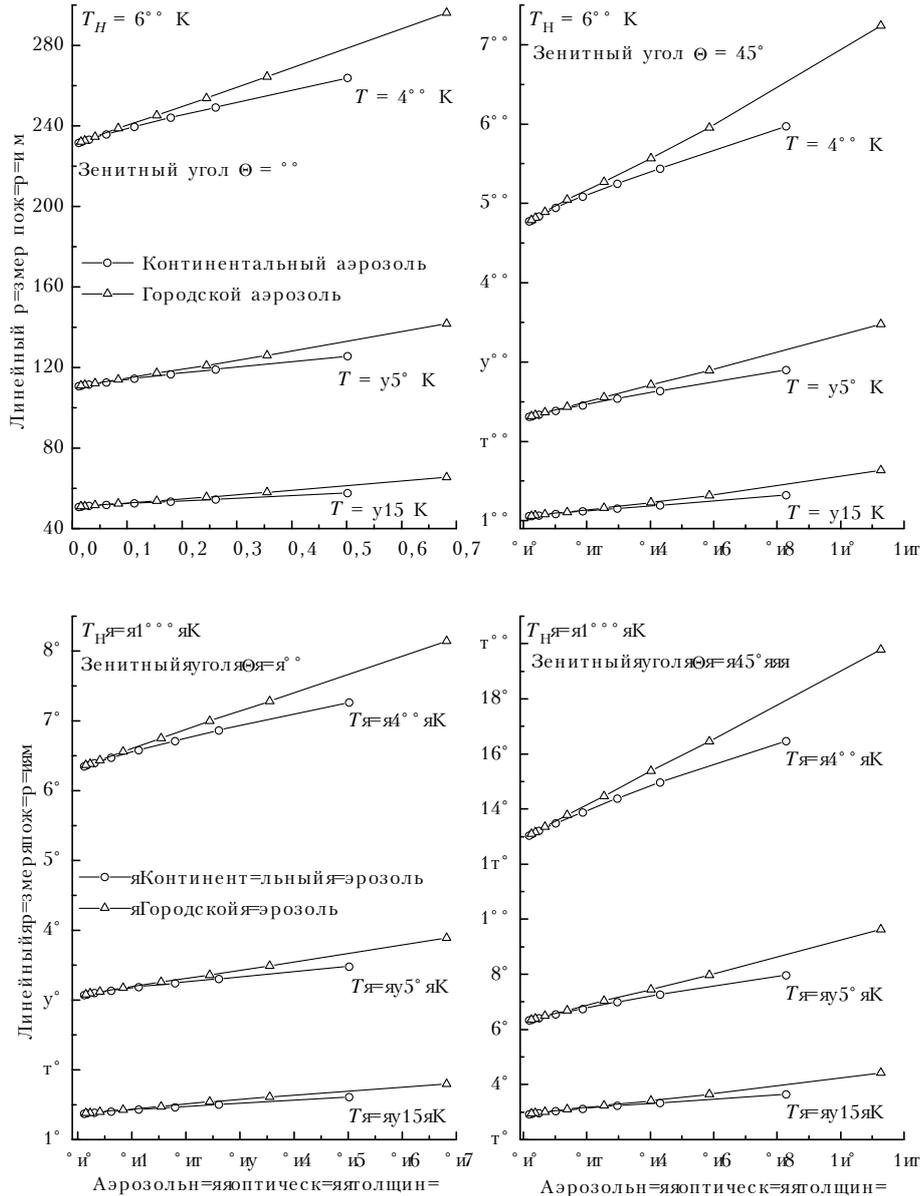


Рис. 2. Зависимость линейного размера пожара от аэрозольной оптической толщины

б) Далее по величине $k_{\text{аэп}} = L_H^*(\tau_{\text{аэп}})/L_H^*(0)$ оценивается степень уменьшения наблюдаемого размера пожара, которое вызвано неучетом аэрозольного фактора. Результаты расчетов пока-

зали, что с удовлетворительной точностью относительное изменение коэффициента $k_{\text{аэр}}$ в зависимости от $\tau_{\text{аэр}}$ будет идентичным при различных значениях L_H и T_H . Таким образом, для рассмотренных характеристик высокотемпературных аномалий относительная погрешность восстановления линейного размера будет зависеть только от величины $\tau_{\text{аэр}}$. Поведение $k_{\text{аэр}}$ иллюстрируется рис. 3. Если не учитывать даже молекулярного ослабления (т.е. полностью отсутствует этап атмосферной коррекции), то коэффициент $k_{\text{аэр}}$ уменьшится на величину порядка 0,80–0,85, которая представляет собой степень искажения линейного размера за счет молекулярной компоненты. Данное обстоятельство также отражено на рис. 3.

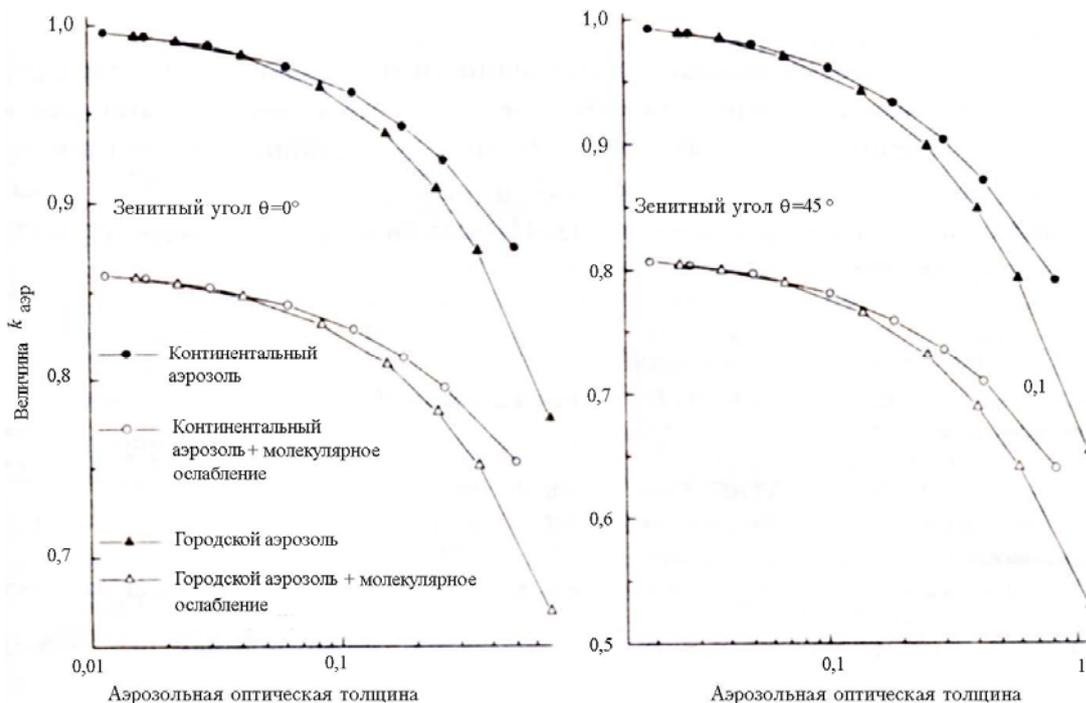


Рис. 3. Зависимость величины $k_{\text{аэр}}$ от аэрозольной оптической толщины

Сформулируем для первой ситуации основные результаты исследований.

а) Анализ значений квадрата величины $k_{\text{аэр}}$ указывает на возможность заметных ошибок, приводящих к недооценке (до 1,5–2,5 раза) площади пожара по спутниковым данным, если в условиях высокой замутненности атмосферы не учитывать искажающее аэрозольное влияние.

б) Из данных для значения $T_\lambda = 315$ К следует, что линейный размер минимально различимого очага пожара при отсутствии аэрозоля лежит в диапазонах 15 – 50 и 30 – 100 м в зависимости от угла наблюдения и температуры T_H . Рост замутненности атмосферы увеличивает это значение на 15–30 % ($\Theta = 0^\circ$) и 25–50 % ($\Theta = 45^\circ$).

в) Сравнение данных для континентального и городского аэрозолей показывает, что для учета искажающего влияния аэрозоля требуется, главным образом, знание $\tau_{\text{аэр}}$ – оптической толщины аэрозольного ослабления. Так, увеличение доли рассеяния для фиксированного значения $\tau_{\text{аэр}}$ с 50 % (городской тип) до 90 % (континентальный тип) приводит к изменению величины L_H^* не более чем на 5–10 %.

Рассмотрим далее результаты исследований для второй ситуации – в стратосфере присутствует аэрозольный слой повышенной мутности вулканического происхождения. Прежде всего необходимо отметить, что стратосферный аэрозоль оказывает значительно меньшее (по сравнению с приземным) искажающее влияние на измеряемую радиационную температуру при наличии мелкомасштабных высокотемпературных аномалий. В связи с этим мы не приводим иллюстраций и ограничиваемся кратким перечнем основных количественных данных, полученных для случая экстремального содержания вулканического аэрозоля в стратосфере:

а) ошибка дистанционной оценки площади пожара не превышает 30 %;

б) увеличение линейного размера минимально различимого пожара составляет менее 6–12 %.

Итак, в условиях высокой замутненности приземного слоя атмосферы искажающее влияние аэрозоля может являться серьезной помехой для надежного решения задачи обнаружения мелко-масштабных высокотемпературных аномалий (очагов пожаров) и определения их температуры и размера на основе аэрокосмических ИК-данных среднего пространственного разрешения.

1. Афонин С.В., Белов В.В., Макушкина И.Ю. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 9. С. 1402–1410.
2. Афонин С.В., Белов В.В., Макушкина И.Ю. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. N 12. С. 1812–1820.
3. Kaufman Y. and Justice Ch. FIRE PRODUCTS (Version 1.2.2 Feb. 21 1994, EOS ID#2741). MODIS ATBD. Fires. March 10, 1994.
4. Жеребцов Г.А., Кокоуров В.Д., Кошелев В.В., Минько Н.П. // Исследование Земли из космоса. 1995. N 5. С. 74–77.
5. Кондранин Т.В., Овчинникова Е.В. // Исследование Земли из космоса. 1995. N 6. С. 51–57.
6. Астафуров В.Г., Титов Г.А. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. N 5. С. 647–655.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
18 октября 1996 г.

S.V. Afonin, V.V. Belov, I.Ju. Makushkina. Simulation of Upgoing Thermal Radiation Scattered by Aerosol Allowing for Temperature Inhomogeneities on a Surface. P. 3. Small-scale High-temperature Anomalies.

The results of statistical modeling of 3,75 μm thermal radiation distorted by aerosol in the presence of high-temperature small-sized spatial anomaly on homogeneous underlying surface are treated in the paper. Satellite observations of small-sized fire seats through the turbid atmosphere using a device with average spatial resolution were simulated for various optical-geometric situations. The investigations were conducted in the framework of the theory of linear systems in the disperse media optics.

Quantitative data are presented characterizing the measurements distortions caused by various aerosols: continental and urban in the ground layer and post-volcanic in the stratosphere. The calculations have shown that just in the case of the ground atmospheric layer turbidity the aerosol components can affect noticeably on the solution accuracy of the problem of early detection and estimation of the small-sized fire seat area based on the satellite data.