

# Оценка аэрозольного поглощения в летних условиях Западной Сибири по данным солнечной фотометрии

Т.В. Бедарева, Т.Б. Журавлева\*

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

Поступила в редакцию 3.08.2011 г.

Выполнена апробация разработанных авторами ранее методов восстановления альbedo и индикатрисы однократного рассеяния (фактора асимметрии) аэрозоля по данным измерений яркости безоблачного неба в альмукантарате Солнца на Томской станции фотометрической сети AERONET в 2003–2009 гг. Показано, что в условиях сильной замутненности атмосферы (пожары) результаты восстановления, полученные с использованием предлагаемого подхода и алгоритма Dubovik–King, находятся в удовлетворительном согласии. В типичных летних условиях Западной Сибири средние значения альbedo однократного рассеяния в синей и зеленой областях спектра равны  $\sim 0,9$ – $0,92$  и близки значениям, представленным в моделях континентального аэрозоля WCP и OPAC.

*Ключевые слова:* численное моделирование, солнечная фотометрия, аэрозоль, альbedo и индикатриса однократного рассеяния; numerical modeling, sun photometry, aerosol, single scattering albedo and scattering phase function.

## Введение

Предложенные нами в [1] оригинальные методы восстановления альbedo и индикатрисы однократного рассеяния аэрозоля по данным измерений яркости *безоблачного* неба в альмукантарате Солнца ориентированы прежде всего на использование в условиях слабо и умеренно замутненной атмосферы. Предпосылкой развития этих методов послужило то обстоятельство, что получаемые на станциях фотометрической сети AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) ряды наблюдений используются для восстановления такой важной радиационно-значимой характеристики, как альbedo однократного рассеяния (АОР) на уровне *Level 2.0* только в тех случаях, когда для аэрозольной оптической толщи (АОТ)  $\tau_a^\lambda$  выполняется неравенство  $\tau_a^{\lambda=440\text{ нм}} > 0,4$  [2]. В связи с этим накопленный за годы функционирования фотометра в г. Томске (2002–2011 гг.) массив данных об оптических и микрофизических характеристиках аэрозоля в столбе атмосферы (функция распределения частиц по размерам, комплексный показатель преломления, аэрозольная оптическая толщина, альbedo  $\omega_a^\lambda$  и индикатриса однократного рассеяния  $g_a^\lambda(\theta)$ ) характеризует состояние аэрозоля лишь в условиях повышенной замутненности атмосферы, обусловленного преимущественно лесными пожарами. В то же время для характерных на территории Западной

Сибири условий ( $\tau_a^{550} = 0,15$ , [3]) сведения об этих характеристиках на уровне *Level 2.0* отсутствуют.

В настоящей статье представлены результаты апробации наших методов [1] на основе измерений яркости диффузной радиации в альмукантарате Солнца  $I(\theta)$ ,  $\theta$  — угол рассеяния, проведенных с использованием установленного в г. Томске солнечного фотометра CIMEL CE-318 в спектральных каналах 440, 675, 870 и 1020 нм. Для сравнения с представленными на официальном сайте AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) данными приведены оценки оптических характеристик, восстановленные в условиях повышенной замутненности атмосферы.

## 1. Методы восстановления

Для оценки оптических характеристик аэрозоля — альbedo и индикатрисы однократного рассеяния (фактора асимметрии  $\mu_a^\lambda$ ) — мы используем два итерационных метода восстановления, подробно рассмотренных в предыдущей статье авторов [1]. Основой методов является процедура выделения доли однократно рассеянного излучения на аэрозольных частицах (метод *A*) и аэрозольных частицах и молекулах воздуха (метод *B*) с помощью численного моделирования. (Подчеркнем, что возможность восстановления  $\omega_a^\lambda$  и  $g_a^\lambda(\theta)$  в условиях слабо замутненной атмосферы обусловлена большим вкладом однократно рассеянной компоненты в  $I(\theta)$ .) Прерывание итерационного процесса происходит тогда, когда относительное различие  $\epsilon$  между измеренной и рассчитанной яркостями становится меньше

\* Татьяна Владимировна Бедарева (btv@iao.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru).

заданного порогового значения (0,5%). Моделирование диффузной яркости в альмукантарате Солнца в аэрозольно-молекулярной плоскопараллельной атмосфере осуществляется методом Монте-Карло (алгоритм сопряженных блужданий). В отличие от [2] для реализации методов восстановления [1] не требуются информация о форме аэрозольных частиц и, соответственно, применение сложного математического аппарата для ее учета.

Результаты численных экспериментов для видимой области спектра (440 и 675 нм) [1] показали, что в широком диапазоне значений альbedo подстилающей поверхности (ПП)  $\rho^\lambda$  ( $0,0 \leq \rho^\lambda \leq 0,9$ ) метод *A* сходится при  $0,05 \leq \tau_a^\lambda \leq 0,6$ , а для сходимости метода *B* необходимо выполнение условия  $\tau^\lambda \leq 0,5$ , где  $\tau^\lambda$  – оптическая толщина атмосферы. Погрешность методов в восстановлении  $\omega_a^\lambda$  (при точном задании  $I(\theta)$ ,  $\tau_a^\lambda$  и  $\rho^\lambda$ ) – менее ~2–4%. Средняя по множеству углов рассеяния ошибка восстановления  $g_a^\lambda(\theta, \theta \leq 2\theta_0)$ ,  $\theta_0$  – зенитный угол Солнца, не превосходит 4–6%.

Очевидно, что ошибки в восстановлении альbedo и индикатрисы однократного рассеяния (при условии, что сходимость алгоритма достигнута) могут существенно возрасти из-за наличия ошибок в измерениях яркости и восстановлении АОТ и альbedo ПП (см. [1]). Погрешности в определении аэрозольной оптической толщи наиболее значимо сказываются на результатах решения обратной задачи в области ее малых значений: согласно [1] при  $\tau_a^\lambda = 0,05$  наибольшие ошибки восстановления  $g_a^\lambda(\theta)$  (~20%) наблюдаются в спектральном канале 440 нм, тогда как максимальные отклонения  $\omega_a^\lambda$  (~15%) имеют место при  $\lambda = 675$  нм. Возрастание АОТ до  $\tau_a^\lambda = 0,15$  сопровождается уменьшением погрешностей как минимум в 2 раза. Погрешности в определении альbedo ПП  $\Delta\rho = \pm 10\%$  являются причиной ошибок порядка 5–10% при восстановлении  $\omega_a^\lambda$  и  $g_a^\lambda(\theta)$ .

В работе [1] также показано, что наличие случайных ошибок  $\Delta_{rad}I = \pm 1\%$  в измерениях яркости практически нивелирует ошибки восстановления  $\omega_a^\lambda$  ( $\Delta \leq 1,5\%$ ), а систематические погрешности  $\Delta_{sys}I = \pm 5\%$  приводят к завышению/занижению альbedo однократного рассеяния на ~5–10%. Отметим, что эти оценки получены в наиболее неблагоприятных для решения обратной задачи условиях (низкие значения АОТ, завышенные – для летних условий Сибири – значения альbedo ПП), поэтому их можно рассматривать как верхнюю границу возможных погрешностей.

В рассматриваемых спектральных каналах имеет место слабое поглощение диоксидом азота  $\text{NO}_2$  (440 и 675 нм), озоном  $\text{O}_3$  (675 нм) и водяным паром  $\text{H}_2\text{O}$  (1020 нм). Анализ данных AERONET для г. Томска показал, что оптические толщи поглощения  $\text{NO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  сравнительно малы ( $\tau_{\text{NO}_2}^{440, \max} \sim 2,1 \cdot 10^{-3}$ ,  $\tau_{\text{NO}_2}^{675, \max} \sim 4,0 \cdot 10^{-5}$ ,  $\tau_{\text{H}_2\text{O}}^{1020, \max} \sim 8,8 \cdot 10^{-3}$ ) и наибольшее

влияние на  $I(\theta)$  может оказать поглощение озоном в канале 675 нм ( $\tau_{\text{O}_3}^{675, \max} \sim 1,8 \cdot 10^{-2}$ ).

По аналогии с работами других авторов (см., например, [2]), при вычислении яркости мы учитывали молекулярное поглощение на основе приближения

$$I(\theta) = \exp(-\tau_{gas}^\lambda m) \tilde{I}(\theta), \quad (1)$$

где  $\tau_{gas}^\lambda$  – толщина молекулярного поглощения;  $m$  – воздушная масса в направлении «на Солнце»;  $\tilde{I}(\theta)$  – яркость неба, рассчитанная без учета поглощения атмосферными газами в вертикально однородной модели атмосферы. Согласно численным экспериментам приближение (1) обеспечивает расчет яркости в пределах относительной погрешности ~1%. Расчеты показали также, что ошибки в определении оптических толщ поглощения незначительно сказываются на точности восстановления АОР: например, при задании  $\tau_{\text{O}_3}^{675}$  с ошибкой 40% погрешность восстановления  $\omega_a^\lambda$  составила ~2%.

Поскольку оценки альbedo и индикатрисы однократного рассеяния, полученные с использованием методов *A* и *B*, идентичны, ниже представлены результаты апробации метода *B*. Для увеличения скорости сходимости этого метода (уменьшения итераций, необходимых для достижения заданной точности между измеренной и рассчитанной яркостями) использовалась следующая его модификация: на каждом итерационном шаге величина АОР полагалась равной полусумме значений, восстановленных на двух предыдущих итерациях. Этот прием позволяет также использовать метод *B* в условиях повышенного замутнения атмосферы, когда  $\tau^\lambda > 0,5$ .

## 2. Характеристика экспериментальных данных и критерии их отбора

В качестве исходного материала для апробации наших методов использованы данные радиационных измерений (*Level 2.0*) на Томской станции сети AERONET в летний период 2003–2009 гг. С учетом возможной пространственной неоднородности аэрозоля, наличия зарождающейся или невидимой наблюдателем облачности, систематических и случайных помех измерений и т.д. среди полученных в безоблачные/малооблачные дни измерений яркости были отобраны реализации  $I(\theta)$ , удовлетворяющие критериям, аналогичным реализованным в [4, 5].

Солнечные фотометры CIMEL, выпущенные до 2004 г., имеют два независимых оптических канала: канал Sun, измеряющий прямое излучение и ореольную часть диффузной радиации  $I^{aur}$ , и канал Sky, измеряющий диффузную радиацию  $I^{alm}$  для остальной совокупности азимутальных углов  $\phi$ . Будем считать, что измерения в правой и левой полуплоскостях относительно направления визирования «на Солнце» соответствуют положительным

и отрицательным значениям  $\varphi$ . В каждой серии измерений яркость в области околосолнечного ореола ( $2^\circ \leq |\varphi| \leq 6^\circ$ ) измеряется дважды – до и после сканирования альмукантарата ( $6^\circ \leq |\varphi| \leq 180^\circ$ ) [5]. Поскольку данные измерений второго цикла в области околосолнечного ореола для г. Томска представлены не в полном объеме, при анализе использовалась яркость, полученная в первом цикле. Кроме того, ввиду отсутствия данных для  $2^\circ \leq |\varphi| \leq 3^\circ$  и сильной асимметрии яркости при азимутальном направлении  $|\varphi| = 3^\circ$  мы рассматривали  $I^{aur}(\pm\varphi, |\varphi| \geq 3,5^\circ)$ .

Сформулируем критерии селекции реализаций  $I(\varphi)$  (таблица) и поясним, как на основе  $I(\varphi)$  формируются значения яркости  $I(\varphi, \varphi \leq 180^\circ)$ , используемые в итерационной схеме в качестве экспериментальных.

**Критерии и условия для селекции экспериментальных данных**

Параметр	Критерий
Спектральные каналы	440, 675, 870, 1020 нм
Азимутальные углы	$3,5^\circ \leq  \varphi  \leq 180^\circ$
Околосолнечный ореол $3,5^\circ \leq  \varphi  \leq 6^\circ$	$\delta_{aur}(\varphi) \leq 10\%$
Область альмукантарата $6^\circ \leq  \varphi  \leq 180^\circ$	$\delta_{alm}(\varphi) \leq 10\%$
Стыковка Sun и Sky каналов $ \varphi  = 6^\circ$	$\delta_{\varphi=6^\circ} \leq 5\%$

### 2.1. Квазисимметрия углового распределения диффузной яркости

В автоматическом режиме работы солнечного фотометра наиболее вероятным признаком отсутствия облаков в области визирования является квазисимметрия значений яркости неба в полуплоскостях альмукантарата относительно направления «на Солнце»:  $I(\varphi) \approx I(-\varphi)$ ,  $2^\circ < |\varphi| \leq 180^\circ$ . Ограничимся рассмотрением лишь тех измерений  $I(\theta)$ , которые во всех спектральных каналах удовлетворяют неравенству  $\delta \leq 10\%$ , где  $\delta = 100\% \cdot |I(\varphi) - I(-\varphi)| / [0,5(I(\varphi) + I(-\varphi))]$ .

В соответствии с рабочим протоколом AERONET восстановление АОТ, осуществляемое по данным измерений оптическим каналом Sun прямого солнечного излучения, выполняется только при успешном прохождении процедуры «cloud-screening» (см. [6]). При таком достаточно жестком контроле наличие в области ореола облаков (возможно, за исключением тонкой перистой облачности) является маловероятным, и основными причинами асимметрии  $I^{aur}$  могут быть неоднородное распределение мутности атмосферы вблизи Солнца и погрешности при наводке на Солнце по причине отсутствия оптического искателя. Кроме того, в результате длительной эксплуатации фотометра происходит постепенный сдвиг его механических элементов при установке в заданном направлении (см., например, [7]). Вследствие сильного градиента яркости в этом

диапазоне углов любой из отмеченных факторов может оказать значительное искажающее воздействие на ее угловую структуру.

Для коррекции асимметрии яркости в области ореола мы рассчитывали  $\bar{F}(\varphi)$  как среднегеометрическое значение величин

$$\bar{F}(3,5^\circ \leq \varphi \leq 6^\circ) = \sqrt{I(\varphi)I(-\varphi)}, \quad (2)$$

а в области альмукантарата  $|\varphi| \geq 6^\circ$   $\bar{F}(\varphi)$  определялось как среднее арифметическое значение яркости в симметричных точках:

$$\bar{F}(\varphi, 6^\circ \leq \varphi \leq 180^\circ) = 0,5(I(\varphi) + I(-\varphi)). \quad (3)$$

Рассмотренные критерии квазисимметрии являются более жесткими по сравнению с описанными в [4], где, в частности, допускается, что условия квазисимметрии могут выполняться лишь для некоторого подмножества азимутальных углов  $\varphi' \in \{2^\circ \leq \varphi \leq 160^\circ\}$ ,  $N_{\varphi'} \geq 21$ . Однако даже используемые нами ограничения не гарантируют выбора абсолютно безоблачных ситуаций. При наличии облаков по обе стороны от направления «на Солнце» относительное различие яркости в углах  $\varphi = \varphi^*$  и  $\varphi = -\varphi^*$  может оказаться в пределах 10%, а реализация пройти автоматическую селекцию. Кроме того, как показано в [8], частота шага по азимутальному углу наблюдения не всегда позволяет четко определить границы облака, а иногда и зафиксировать его присутствие на небосводе. Вариант еще более жесткой селекции фотометрических измерений подробно рассмотрен в [9, 10]. На данном этапе для исключения подобных ситуаций отобранные реализации ввиду своей немногочисленности дополнительно проходили визуальный контроль.

### 2.2. Соответствие каналов Sun и Sky

В идеальном случае измеряемые обоими каналами значения яркости при азимутальном угле визирования  $|\varphi| = 6^\circ$ , где происходит стыковка каналов Sun и Sky, должны совпадать. Однако ввиду особенностей преобразования поступающих от прибора сигналов разной чувствительности в единый гладкий спектр их значения, как правило, различны.

На рис. 1 представлены значения отношения  $R(\varphi = 6^\circ) = \bar{F}^{alm}(\varphi = 6^\circ) / \bar{F}^{aur}(\varphi = 6^\circ)$  за 2003–2009 гг. Наибольшие отклонения наблюдались в 2003 и 2006 гг., когда значения  $R(\varphi = 6^\circ)$  достигали ~1,25. Такое существенное несоответствие каналов Sun и Sky может оказаться источником дополнительных ошибок при решении обратной задачи. Поэтому при селекции экспериментальных данных предпочтение было отдано реализациям, удовлетворяющим во всех спектральных каналах условию  $\delta_{\varphi=6^\circ} < 5\%$ , где

$$\delta_{\varphi=6^\circ} = 100\% \cdot |\bar{F}^{alm}(\varphi) - \bar{F}^{aur}(\varphi)| / [0,5(\bar{F}^{alm}(\varphi) + \bar{F}^{aur}(\varphi))].$$

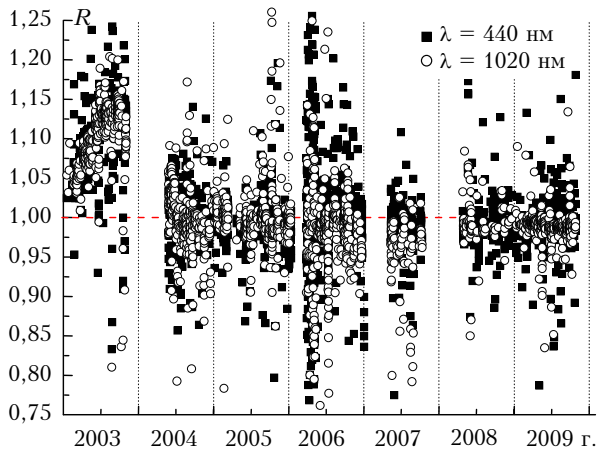


Рис. 1. Отношение  $R(\varphi = 6^\circ)$  для измерений на Томской станции сети AERONET в 2003–2009 гг.

В силу наложенного ограничения мы не использовали в этой работе фотометрические измерения 2003 г. В остальных случаях «сшивание» измерений яркости в ореоле и альмукантарате выполнялось согласно соотношению

$$\hat{f}(\varphi = 6^\circ) = 0,5[\hat{f}^{alm}(\varphi = 6) + \hat{f}^{aur}(\varphi = 6)]. \quad (4)$$

### 3. Результаты восстановления альbedo однократного рассеяния и фактора асимметрии

Особенностью бореальной зоны Западной Сибири является отсутствие сильных пылевых выносов и антропогенных воздействий. Как следствие, данный регион характеризуется сравнительно невысокими значениями АОТ (рис. 2). Отдельные эпизодические всплески мутности атмосферы обусловлены, прежде всего, влиянием дымов удаленных лесных пожаров [11].

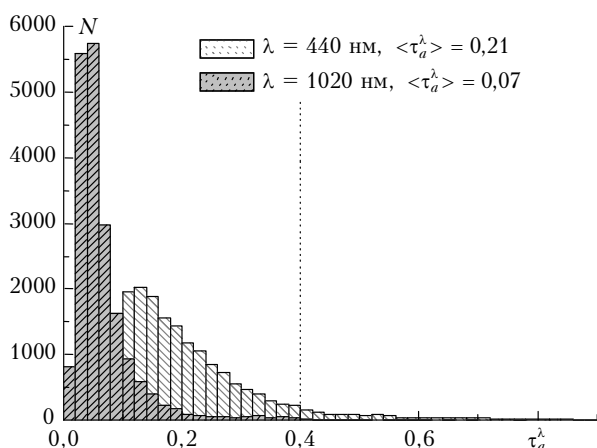


Рис. 2. Распределение аэрозольной оптической толщины  $\tau_a^{440}$  и  $\tau_a^{1020}$  по данным солнечного фотометра CIMEL на Томской станции сети AERONET за 2003–2009 гг.

Поскольку АОТ определяется в начале и в конце серии измерений, при наличии обеих величин

использовалось их среднее значение. Оптическая толщина молекулярного рассеяния рассчитывалась на основе модельных профилей температуры и давления для лета средних широт [12] с учетом высоты расположения фотометра на Томской станции (130 м над уровнем моря). Оптическая толщина молекулярного поглощения и данные об альbedo ПП были взяты с сайта <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>. Внеатмосферные спектральные солнечные постоянные для приборов, которые в разное время работали в г. Томске, были любезно предоставлены сотрудниками GSFC NASA A. Smirnov и I. Slutsker. Измерения яркости, выполненные при зенитном угле Солнца менее  $50^\circ$ , не рассматривались.

Совокупное применение критериев к экспериментальным данным (а это около 19200 измерений для всех 4 спектральных каналов) привело к исключению измерений, полученных в 2003 и 2007 гг. Для апробации было отобрано 60 серий измерений (33 дня наблюдения) для фоновых условий ( $\tau_a^{440} \leq 0,4$ ) и 11 серий (8 дней) для условий повышенного замутнения ( $\tau_a^{440} > 0,4$ ). (Под серией будем понимать последовательность измерений во всех спектральных каналах.) В обоих случаях значения АОТ удовлетворяли условию  $\tau_a^{1020} > 0,05$ . Заметим, что главными причинами отсеивания измерений послужили наличие облачности и высокая прозрачность атмосферы.

#### Повышенное замутнение атмосферы ( $\tau_a^{440} > 0,4$ )

Реализация нашего алгоритма в условиях экстремально замутненной атмосферы позволяет сопоставить восстановленные оптические характеристики с данными, представленными на сайте AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

Рассмотрим в качестве примера ситуацию, наблюдаемую 16 мая 2004 г. Сильное замутнение атмосферы ( $\tau_a^{440} \approx 1,35$ ) и преобладание мелкодисперсной фракции в функции объемного распределения частиц аэрозоля по размерам (рис. 3, б) позволяют классифицировать данную ситуацию как дымовую. Восстановленные с использованием нашего метода [1] АОР и фактор асимметрии находятся в пределах погрешности определения этих характеристик по алгоритму, применяемому в AERONET (рис. 3, а) [13]. Спектральная изменчивость  $\omega_a^\lambda$  и  $\mu_a^\lambda$  в рассматриваемой ситуации соответствует модели, полученной в результате статистической обработки многолетних значений АОР (*Level 2.0*) на Томской станции AERONET (рис. 3, а, кривая «дым»).

Полученные оценки АОР хорошо согласуются также с данными, характерными для ряда дымовых ситуаций при горении лесных массивов (см., например, [14]).

Соответствие значений АОР и фактора асимметрии, полученных разными методами, свидетельствует о том, что существенно более простой, но не менее эффективный метод [1] позволяет получать

оценки оптических характеристик, которые не противоречат результатам, рассчитываемым на основе восстановленных микрофизических параметров [2].

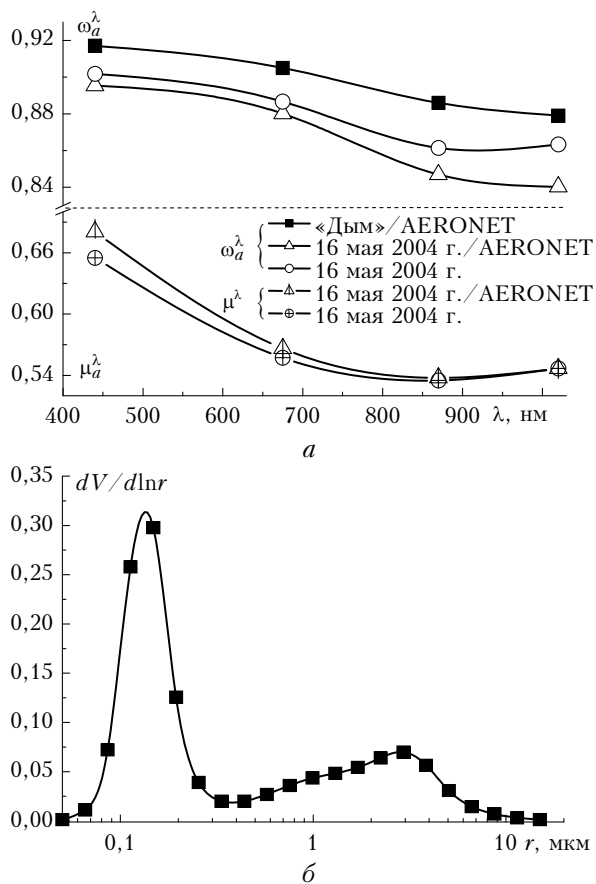


Рис. 3. АОР и фактор асимметрии, полученные методами [1] и [2] (а), и функция объемного распределения аэрозольных частиц по размерам, восстановленная методом [2] (б), 16 мая 2004 г., 16:49, г. Томск

### Фоновые ситуации ( $\tau_a^{440} \leq 0,4$ )

При анализе результатов восстановления альbedo однократного рассеяния аэрозоля были выявлены три множества данных, отличающихся разным характером спектральной зависимости  $\omega_a^\lambda$ . С увеличением длины волны АОР: 1) убывает (5 из 60 серий); 2) возрастает (6 серий); 3) монотонная зависимость отсутствует (49 серий). В последней — самой многочисленной группе — имеют место неравенства  $\omega_a^{440} \geq \omega_a^{675}$  или  $\omega_a^{440} \geq \omega_a^{675} \geq \omega_a^{870}$ , а отклонения от монотонности в спектральных каналах 870 и/или 1020 нм обусловлены, с большой вероятностью, ошибками восстановления АОР, возрастающими с уменьшением  $\tau_a^\lambda$ .

*Убывающая спектральная зависимость АОР (случаи 1 и 3).* На рис. 4 представлены оценки АОР в разное время суток для трех спектральных каналов  $\lambda = 440, 675$  и  $870$  нм. Результаты на длине волны 1020 нм не показаны в силу большой погрешности в их определении.

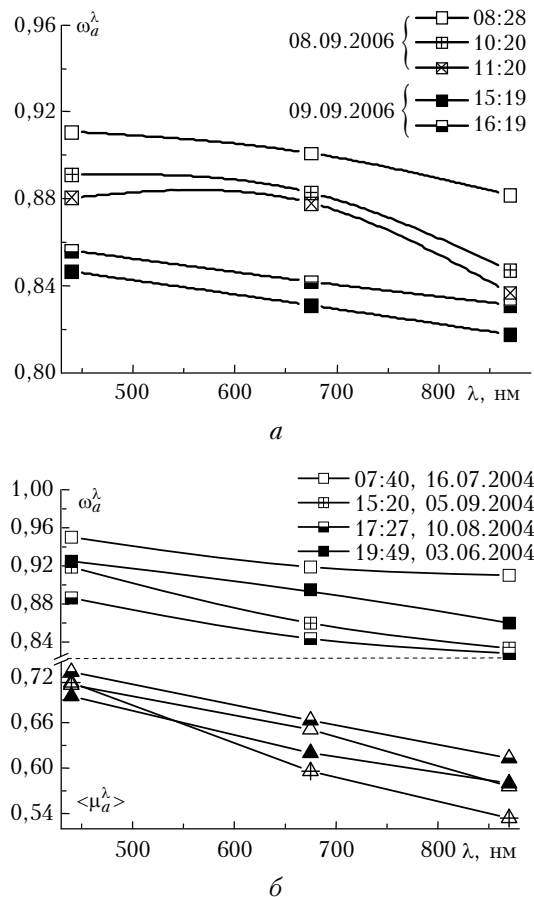


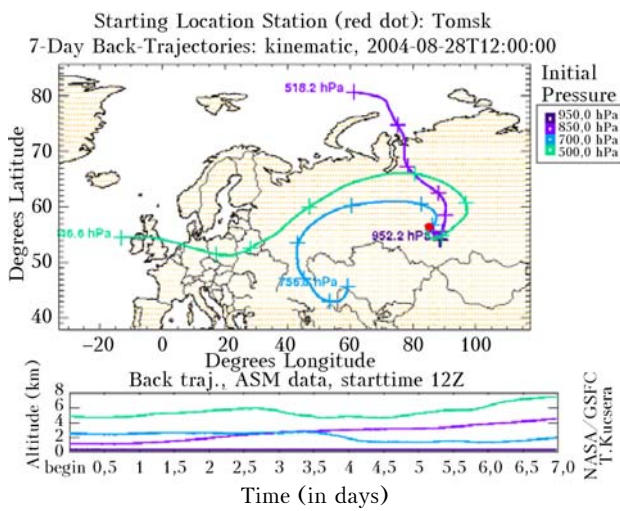
Рис. 4. Значения АОР и фактора асимметрии в разное время суток: а – 8 и 9 сентября 2006 г. и б – летом 2004 г.

Вариации АОР 8 сентября 2006 г. между 8:28 и 10:20 (рис. 4, а) обусловлены, по-видимому, сравнительно большим промежутком времени между измерениями. Значения АОР, восстановленные на основе наблюдений с интервалом 1 ч 8 и 9 сентября 2006 г., сопоставимы между собой, что свидетельствует об устойчивой работе итерационного алгоритма [1]. Поскольку максимальное количество восстановлений  $\omega_a^\lambda$  и  $g_a^\lambda(\theta)$  в течение одного и того же дня не превышало трех, делать какие-либо выводы о дневной изменчивости АОР и фактора асимметрии преждевременно.

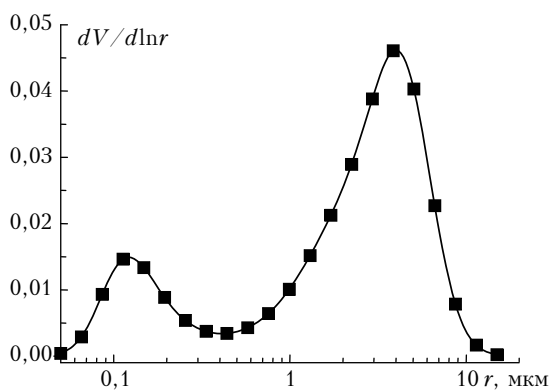
*Возрастающая спектральная зависимость АОР (случай 2).* Как известно, на территории Томской области преобладают ветра северо-западного направления. В летнее время, когда циклоническая деятельность ослабевает, в Западную Сибирь поступают арктические воздушные массы, способствующие поддержанию «чистой» атмосферы. Тем не менее на территории Западной Сибири возможно проявление эффектов дальних южного и восточного переносов воздушных масс, сформировавшихся или прошедших над аридными территориями. Следствием этого может стать возрастание АОР аэрозоля с увеличением длины волны, которое, согласно [15–17], в большей степени характерно для пылевого аэрозоля. Отметим, что причиной

отклонений АОР от своих реальных значений может быть также наличие тонкой перистой облачности.

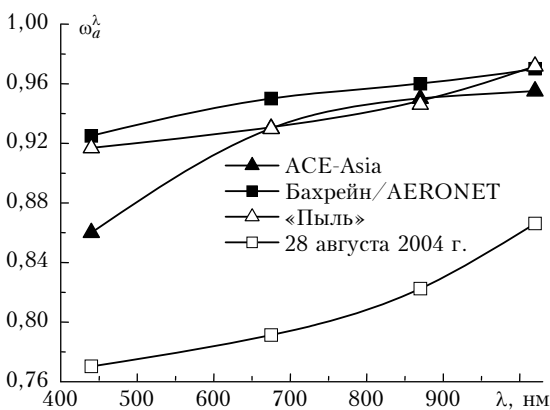
В качестве примера рассмотрим более подробно ситуацию 28 августа 2004 г. (рис. 5).



*a*



*б*



*в*

Рис. 5. Обратные траектории переноса воздушных масс (*a*); функция объемного распределения частиц по размерам 28 августа 2004 г., 18: 36 (данные взяты с сайта AERONET <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) (*б*); спектральная изменчивость АОР, наблюдавшаяся 28 августа 2004 г. в г. Томске [1], на ст. Бахрейн [15] и по данным эксперимента ACE-Asia [18] (*в*)

Как показывает обратный траекторный анализ (рис. 5, *a*), пылевые частицы могли проникнуть в регион с прикаспийских степей Туранской низменности Казахстана, а также аридной территории, занятой большей частью пустынями (Каракумы, Кызылкум). Более того, согласно данным AERONET (*Level 1.5*), в этот день в микроструктуре аэрозоля преобладала выраженная грубодисперсная фракция (рис. 5, *б*).

Результаты восстановления АОР 28 августа 2004 г. приведены на рис. 5, *в*. Для сравнения здесь же представлены спектральные зависимости АОР, полученные по методике Bergstrom et al. на основе данных эксперимента ACE-Asia [18] и с использованием алгоритма Dubovik–King по измерениям на ст. Бахрейн сети AERONET [15]. Отметим, что усредненные (по 6 сериям, кривая «пыль» на рис. 5, *в*) значения АОР близки по величине и типу спектральной изменчивости к данным, полученным на ст. Бахрейн и ACE-Asia (за исключением синей области спектра).

#### 4. Сопоставление с модельными данными

В этом разделе выполнено сопоставление результатов восстановления АОР и фактора асимметрии на основе нашего подхода и данных, представленных в широко используемых аэрозольных моделях. Наибольший интерес, безусловно, представляет рассмотрение моделей оптических характеристик аэрозоля, которые бы учитывали региональные и сезонные особенности Западной Сибири. Однако единственная на сегодняшний день модель вертикальных профилей оптических и микрофизических характеристик аэрозоля, разрабатываемая на основе данных самолетного зондирования над территорией Западной Сибири [19], находится еще в стадии завершения. Поэтому в настоящей статье мы сопоставляем полученные результаты с моделями WCP (World Climate Program [20]) и OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds [21]). В их основе лежит информация, обобщающая сведения об аэрозольных характеристиках в большом пространственно-временном масштабе, что не всегда позволяет в достаточной степени адекватно воспроизвести региональные и сезонные особенности. Тем не менее выполнение такого сравнения представляется нам целесообразным.

Рассмотрим результаты восстановления оптических характеристик, полученные в условиях слабого и умеренного замутнения атмосферы ( $\tau_a^{440} \leq 0,4$ , «фоновая» модель). Как уже отмечалось выше, для большинства ситуаций монотонный характер изменения АОР с длиной волны нарушался ввиду существенных погрешностей восстановления  $\omega_a^\lambda$  при малых АОР  $\sim 0,05-0,07$  в спектральных каналах 870 и 1020 нм. Эти значения ( $\omega_a^{870}$  и/или  $\omega_a^{1020}$ ) были исключены из рассмотрения, ввиду чего объемы пригодных для усреднения данных в различных каналах существенно отличались: при  $\lambda = 440$

и 670 нм было использовано 60 значений, тогда как при  $\lambda = 870$  и 1020 нм количество АОР уменьшилось практически на порядок.

Очевидно, что такая неравномерная статистическая обеспеченность данными не позволяет адекватно оценить как собственно средние значения, так и спектральную изменчивость АОР при  $\lambda > 670$  нм. Тем не менее на рис. 6 наряду со значениями  $\langle \omega_a^{440} \rangle$  и  $\langle \omega_a^{1020} \rangle$  мы привели для полноты представления осредненные по существенно меньшему объему данных значения  $\langle \omega_a^{870} \rangle$  и  $\langle \omega_a^{1020} \rangle$ .

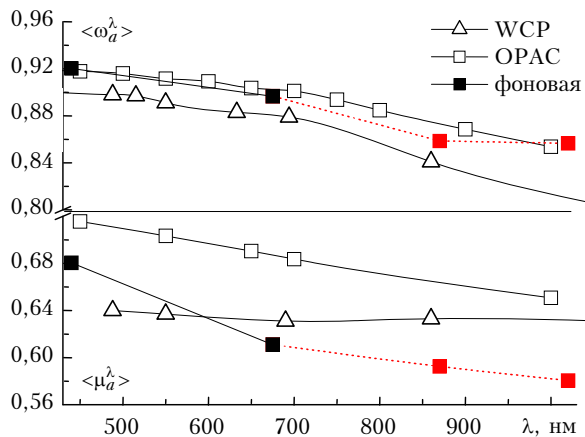


Рис. 6. Сравнение АОР и фактора асимметрии, полученных по методу [1] в фоновых условиях, с данными WCP и OPAC для континентального аэрозоля

Сопоставление показывает, что в синей и зеленой областях спектра средние значения АОР практически совпадают с моделью континентального аэрозоля OPAC (continental average, относительная влажность 70%) и близки к модели континентального аэрозоля в модели WCP. В отсутствие достаточной статистики выполнять сравнение наших данных с модельными в каналах 870 и 1020 нм нецелесообразно; отметим лишь, что восстановленные значения  $\langle \omega_a^{870} \rangle$  и  $\langle \omega_a^{1020} \rangle$  занимают промежуточное положение между значениями АОР аэрозоля, представленными в моделях WCP и OPAC.

Что касается восстановленного фактора асимметрии, то как его абсолютные значения, так и спектральное поведение не согласуются ни с одной из рассмотренных моделей (см. рис. 6).

### Заключение

В статье представлены результаты апробации развитых нами ранее методов восстановления индикатрисы и альбедо однократного рассеяния аэрозоля на основе измерений диффузной яркости безоблачного неба в альмукантарате Солнца [1]. В качестве экспериментальных данных использованы данные фотометрических измерений (Level 2.0) на Томской станции сети AERONET в летний период (16 мая — 9 сентября) 2003–2009 гг. При отборе данных наблюдений, пригодных для реализа-

ции алгоритмов, требовалось выполнение условий квазисимметрии (относительные различия в правой и левой полуплоскостях относительно направления на Солнце во всех спектральных каналах и азимутальных углах не превышали 10%) и согласования измерений яркости в угле  $\phi = 6^\circ$ , где происходит стыковка измерений оптическими каналами Sun и Sky (относительное различие не превышало 5%).

Показано, что результаты восстановления АОР и фактора асимметрии в условиях замутненной атмосферы ( $\tau_a^{440} > 0,4$ ) находятся в хорошем согласии с аналогичными данными, восстановленными на основе оригинального алгоритма Dubovik–King [2] и представленными на сайте сети AERONET.

При использовании нашего подхода в диапазоне значений АОР  $\{\tau_a^{440} \leq 0,4, \tau_a^{1020} > 0,05\}$  выявлено, что АОР может как монотонно убывать, так и монотонно возрастать с длиной волны. Наиболее типичным поведением спектральной зависимости АОР является уменьшение АОР с увеличением  $\lambda$ , однако при уменьшении аэрозольной оптической толщи (каналы 870 и 1020 нм) ошибка восстановления  $\omega_a^\lambda$  возрастает, что влечет за собой отклонение от монотонного характера спектральной изменчивости АОР. Привлечение к анализу полученных результатов метода обратных траекторий и данных о микроструктуре аэрозоля (см. <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>) показало, что увеличение АОР с возрастанием длины волны может быть связано с эффектами дальних южного и восточного переносов воздушных масс с аридных территорий. Другой возможной причиной такой спектральной зависимости АОР может быть присутствие тонкой перистой облачности.

Выявлено, что средние значения АОР и фактора асимметрии аэрозоля находятся в удовлетворительном согласии с данными, представленными в моделях WCP и OPAC (континентальный аэрозоль), в синей и зеленой областях спектра. Выводы о спектральной изменчивости  $\langle \omega_a^\lambda \rangle$  и  $\langle \mu_a^\lambda \rangle$  в более широком спектральном интервале делать пока преждевременно из-за их недостаточной статистической обеспеченности в каналах 870 и 1020 нм.

Таким образом, развитый нами эффективный (с точки зрения затрат компьютерного времени) метод решения обратных задач оптики аэрозоля позволяет восстанавливать оптические характеристики в широком спектре атмосферных условий вне зависимости от структуры и состава аэрозольных частиц, что особенно ценно при наличии в атмосфере частиц сложной геометрической формы. Этот метод может быть полезен при создании региональной модели оптических характеристик аэрозоля, однако для достаточной статистической обеспеченности область его применения должна быть расширена — прежде всего за счет использования в малооблачных ситуациях.

Авторы выражают благодарность В.Е. Павлову, М.А. Свириденкову и С.М. Сакерину за обсуждение и полезные рекомендации в ходе проведения

исследований, М.В. Панченко — за возможность использования данных AERONET (г. Томск).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-05-0961), Программы ОНЗ-11.1. РАН и государственных контрактов 02.740.11.0674 и 14.740.11.0204.

1. Бедарева Т.В., Журавлева Т.Б. Восстановление индикатрисы и альbedo однократного рассеяния аэрозоля по данным радиационных измерений в альмукантарате Солнца: численное моделирование // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 2. С. 128–138.
2. Dubovik O., 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.
3. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю., Кабанов Д.М., Корниенко Г.И., Маркелов Ю.И., Михалев А.В., Николашкин С.В., Панченко М.В., Поддубный В.А., Полькин В.В., Смирнов А., Тацлин М.А., Турчинович С.А., Турчинович Ю.С., Холбен Б., Еремшина Т.А. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 6. С. 566–574.
4. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Smirnov A., Sinyuk A., Schafer J., Giles D., Dubovik O. AERONET's Version 2.0 quality assurance criteria // Proc. SPIE. 2006. V. 6408. 64080Q.
5. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanre D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A. AERONET — A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // Remote Sens. Environ. 1998. V. 66, is. 1. P. 1–16.
6. Smirnov A., Holben B.N., Eck T.F., Dubovik O., Slutsker I. Cloud-screening and quality control algorithms for the AERONET database // Remote Sens. Environ. 2000. V. 73, is. 3. P. 337–349.
7. Павлов В.Е., Матющенко Ю.Я., Ошлаков В.К. О селекции данных AERONET. Часть 2: метод коррекции ореолов // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20, № 2. С. 188–194.
8. Журавлева Т.Б., Бедарева Т.В., Насртдинов И.М., Сакерин С.М. Особенности угловых характеристик диффузной солнечной радиации в малооблачной атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 8. С. 777–786.
9. Матющенко Ю.Я., Ошлаков В.К., Павлов В.Е. О селекции данных AERONET. Часть 1: обоснования методики // Оптика атмосфер. и океана. 2006. Т. 19, № 4. С. 271–277.
10. Зинченко Г.С., Матющенко Ю.Я., Павлов В.Е., Смирнов С.В. О селекции данных AERONET. Часть 3: облачность и эффективность функционирования солнечных фотометров в южных районах Сибири // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 1. С. 19–22.
11. Сакерин С.М., Веретенников В.В., Журавлева Т.Б., Кабанов Д.М., Насртдинов И.М. Сравнительный анализ радиационных характеристик аэрозоля в ситуациях дымов пожаров и обычных условиях // Оптика атмосфер. и океана. 2010. Т. 23, № 6. С. 451–461.
12. Anderson G., Clough S., Kneizys F., Chetwynd J., and Shettle E. AFGL Atmospheric Constituent Profiles (0–120 km) // Air Force Geophysics Laboratory. AFGL-TR-86-0110. Environ. Res. Paper. 1986. N 954. 25 p.
13. Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M.D., Kaufman Y.J., Eck T.F., 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.
14. Chin Mian, Diehl T., Dubovik O., Eck T.F., Holben B.N., Sinyuk A., Streets D.G. Light absorption by pollution, dust, and biomass burning aerosols: a global model study and evaluation with AERONET measurements // Ann. Geophys. 2009. V. 27, N 9. P. 3439–3464.
15. Russell P.B., Bergstrom R.W., Shinzuka Y., Clarke A.D., DeCarlo P.F., Jimenez J.L., Livingston J.M., Redemann J., Dubovik O., Strawa A. Absorption Angstrom Exponent in AERONET and related data as an indicator of aerosol composition // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10, N 3. P. 1155–1169.
16. Bergstrom R.W., Pilewskie P., Russell P.B., Redemann J., Bond T.C., Quinn P.K., Sierau B. Spectral absorption properties of atmospheric aerosols // Atmos. Chem. Phys. 2007. V. 7, N 23. P. 5937–5943.
17. Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanre D., Slutsker I. Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59, is. 3. P. 590–608.
18. Bergstrom R.W., Pilewskie P., Pommier J., Rabette M., Russell P.B., Schmid B., Redemann J., Higurashi A., Nakajima T., Quinn P.K. Spectral absorption of solar radiation by aerosols during ACE-Asia // J. Geophys. Res. 2003. V. 109. D19S15.
19. Панченко М.В., Терпугова С.А., Полькин В.В., Козлов В.С. Оценка оптических характеристик аэрозоля на основе эмпирической модели для летнего сезона Западной Сибири // Тезисы докл. XVII Рабочей группы «Аэрозоли Сибири». Томск: ИОА СО РАН, 2010. С. 13.
20. A preliminary cloudless standart atmosphere for radiation computation. World Climate Research Programme. WCP-112. WMO/TD N 24. 1986. 60 p.
21. 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.

**T.V. Bedareva, T.B. Zhuravleva. Assessment of aerosol absorption from sun photometry for West Siberia in summer.**

The approbation of the developed methods for retrieval of the single scattering albedo and the scattering phase function (asymmetry factor) of aerosol is performed using clear sky radiance measurements in the solar almucantar at Tomsk station of the AERONET photometric network in 2003–2009. It is shown that the retrieval results obtained from the suggested approaches and the algorithm by Dubovik–King are in good agreement in high atmospheric turbidity (smokes). Under typical summer conditions of West Siberia the average single scattering albedo in blue and green spectral ranges are equal to 0.90–0.92 and close to the model values of WCP and OPAC continental aerosol.