

УДК 551.521.3

О влиянии стратификации оптических характеристик атмосферы на яркость неба в плоскости солнечного вертикала

Т.В. Русскова¹, М.А. Свириденков², Т.Б. Журавлева^{1*}

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

² Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН
119017, г. Москва, Пыжевский пер., 3

Поступила в редакцию 23.10.2015 г.

Отсутствие детальной информации о вертикальном распределении оптических характеристик атмосферного аэрозоля *in situ* — нередкая ситуация в силу сложности и высокой стоимости проведения авиационного мониторинга окружающей среды. Представлены оценки влияния стратификации оптических характеристик атмосферы на нисходящую рассеянную радиацию, измеряемую солнечным фотометром на поверхности Земли в двух основных конфигурациях — альмукантарате Солнца и плоскости солнечного вертикала. Оценки получены на базе численных экспериментов, ключевые параметры которых имитируют как фоновые (области со слабой антропогенной нагрузкой), так и экстремальные атмосферные ситуации (городской смог, пыльная мгла над сушей, пылевой вынос над водной поверхностью). Показано, что в видимой области спектра вне полос поглощения излучения кислородом, озоном, водяным паром и двуокисью азота стратификация оптических характеристик атмосферы не оказывает существенного влияния на формирование яркости неба в альмукантарате Солнца, но в вертикале Солнца играет значительную роль. Основным фактором является высотный ход коэффициента аэрозольного ослабления излучения. Использование простейших вертикальных профилей, в частности экспоненциального распределения коэффициента ослабления по высоте, позволяет существенно снизить ошибки в расчетах яркости.

Ключевые слова: солнечная радиация, аэрозоль, вертикальный профиль аэрозольных характеристик, плоскость солнечного вертикала, численное моделирование; solar radiation, aerosol, vertical profile of aerosol characteristics, solar principal plane, numerical simulation.

Введение

Наземная фотометрия Солнца и дневного безоблачного неба является наиболее распространенным и одним из наименее затратных методов исследования свойств аэрозоля в толще атмосферы. Фотометры CIMEL, установленные на станциях международной сети AERONET (NASA), позволяют в автоматическом режиме проводить измерения нисходящей рассеянной радиации в диапазоне спектра 0,44–1,02 мкм в двух разных конфигурациях: в альмукантарате Солнца и плоскости солнечного вертикала (ПСВ) [1]. Большинство известных алгоритмов решения обратной задачи аэрозольного светорассеяния, позволяющих получать оптические и микроструктурные характеристики аэрозоля в столбе атмосферы, адаптированы к обращению данных измерений в рамках первой схемы визирования [2–4]. Между тем измерения второго типа являются не менее информативными относительно свойств аэрозоля в столбе атмосферы [5, 6]. Основное преимущество использования измерений яркости в сол-

нечном альмукантарате связано с возможностью проводить измерения рассеянной радиации в левой и правой полуплоскостях относительно направления «на Солнце». Это обеспечивает реализацию автоматической процедуры «cloud screening». Кроме того, использование в процедуре обращения усредненных по полуплоскостям значений яркости неба уменьшает влияние ошибок измерений (в частности, ошибок угловой наводки фотометра) и горизонтальной неоднородности аэрозоля. Показано также, что результаты восстановления слабо чувствительны к стратификации аэрозольных характеристик [7].

Однако информативность данных измерений относительно действительной и мнимой частей показателя преломления аэрозольного вещества при наблюдениях в солнечном альмукантарате уменьшается при малых значениях зенитного угла Солнца θ_s . Следствием этого является тот факт, что на уровне Level 2.0 (Version 2.0) в AERONET представлены лишь те результаты восстановления, которые соответствуют случаям с $\theta_s > 50^\circ$ [8]. Этим недостатком лишены решения обратной задачи, полученные с использованием измерений в ПСВ, когда диапазон углов рассеяния расширяется по сравнению с солнечным альмукантаратом от $\theta_{\max} = 2\theta_s$ до $\theta_{\max} = \theta_s + 90^\circ$ (фактически $\theta_{\max} \approx \theta_s + 80^\circ$). В связи

* Татьяна Владимировна Русскова (btv@iao.ru); Татьяна Борисовна Журавлева (ztb@iao.ru); Михаил Алексеевич Свириденков (sviridenkov@ifaran.ru).

с этим вопрос о возможности использования данных измерений в ПСВ (независимо или в комбинации с измерениями в альмукантарате) представляет безусловный интерес.

Результаты сопоставления оптических характеристик аэрозоля в столбе атмосферы, восстановленных с использованием измерений яркости в альмукантарате и ПСВ, приведены в работе [6]. Показано, что между полученными характеристиками имеются некоторые различия. Одной из причин этих различий авторы [6] называют пренебрежение вертикальной изменчивостью аэрозольных характеристик в ПСВ. Однако исследование чувствительности результатов восстановления к стратификации аэрозольных характеристик выполнено на основе численных экспериментов в предположении, что индикатриса и альbedo однократного рассеяния постоянны, а вертикальная неоднородность определяется, как и в работе [9], изменчивостью концентрации аэрозольных частиц по высоте. Следствием использования такой упрощенной оптической модели может быть недооценка влияния вертикальной изменчивости микрофизических и оптических характеристик аэрозоля на результаты обращения.

Важнейшим этапом решения обратной задачи является сопоставление измеренной и рассчитанной яркости неба для выбранной схемы зондирования. Целью данной работы является исследование чувствительности яркости неба в ПСВ к стратификации аэрозольных характеристик с использованием более сложных моделей, предусматривающих изменение по высоте не только коэффициента ослабления, но и индикатрисы и альbedo однократного рассеяния. Исследование проведено с помощью методов численного моделирования.

1. Входные параметры численных экспериментов

Была выбрана следующая общая схема численных экспериментов. Выполняется расчет яркости неба с использованием некоторой «эталонной» оптической модели аэрозоля, предполагающей детальное описание вертикального профиля коэффициента ослабления $\sigma_a(z)$, индикатрисы $g_a(\theta, z)$ [θ — угол рассеяния] и альbedo $\omega_a(z)$ однократного рассеяния. В натурном эксперименте этот расчет соответствовал бы измеренной яркости. Аналогичный расчет производится на базе упрощенной модели. Под упрощенной будем понимать модель, в которой распределение одного или нескольких аэрозольных параметров по высоте описывается простейшей функцией (константа, экспоненциальное распределение и др.), но аэрозольная оптическая толщина (АОТ) τ_a и толщина рассеяния τ_{as} совпадают с эталонными. Величина относительного различия $\delta(\theta)$ яркостей, рассчитанных в рамках эталонной ($I^*(\theta)$) и упрощенной ($I_c(\theta)$) моделей, определяемая как

$$\delta(\theta) = \left[1 - \frac{I_c(\theta)}{I^*(\theta)} \right] \cdot 100\%, \quad (1)$$

будет показателем того, насколько анализируемая энергетическая характеристика чувствительна к стратификации аэрозольных свойств в атмосфере Земли.

Исследованию особенностей стратификации аэрозольных характеристик посвящено большое количество работ [10–15]. Как правило, это единичные комплексные эксперименты, нацеленные на изучение конкретного района в конкретный период времени. Из-за трудоемкости, сложности и высокой стоимости получения таких данных количество региональных моделей вертикальных профилей оптических и микрофизических характеристик атмосферного аэрозоля крайне ограничено.

В настоящей статье рассматриваются четыре оптические модели аэрозоля, принимаемые в качестве эталонных: фоновая модель (Ф), модели пыльной мглы над сушей (ПС), пылевого выноса над водной поверхностью (ПВ) и городского смога (Г), и характеризующие разное состояние атмосферы — от фонового (слабая пространственно-временная изменчивость аэрозоля) (разд. 2) до возмущенного (сильные высотные вариации аэрозольных свойств) (разд. 3).

Моделирование переноса монохроматической солнечной радиации в рамках плоскопараллельной вертикально неоднородной аэрозольно-молекулярной модели атмосферы высотой $H = 30$ км выполнено методом Монте-Карло в спектральных каналах λ солнечного фотометра CIMEL (0,44; 0,675; 0,87 и 1,02 мкм). Для расчета яркости неба в альмукантарате Солнца используется алгоритм сопряженных блужданий, а в плоскости вертикала — метод локальной оценки [16]. Критерием выбора того или иного алгоритма являлась его трудоемкость с учетом специфики каждой из схем визирования. Погрешность вычислений не превышает 0,5%. В статье представлены результаты моделирования в спектральных каналах 0,44 и 0,675 мкм, в которых особенности анализируемых характеристик выражены наиболее явно. На данном этапе мы не учитываем поглощение излучения атмосферными газами. При формировании вертикального профиля коэффициента молекулярного рассеяния σ_R использована модель [17].

Альbedo подстилающей поверхности соответствует типам «смешанный лес» (ситуация (Ф)) [18], «шоссе сухое» (ситуация (Г)) [19], «кварцевый песок» (ситуация (ПС)) и «водная поверхность» (ситуация (ПВ)) [18]. Расчеты проведены для зенитных углов Солнца 30 и 70°.

2. Фоновая атмосфера

Для описания свойств фонового аэрозоля выбрана полуэмпирическая модель вертикальных профилей оптических характеристик аэрозоля для летних условий, полученная на основе данных многолетнего самолетного зондирования вертикальных профилей коэффициентов направленного светорассеяния, дисперсного состава атмосферного аэрозоля и содержания поглощающих частиц в тропосфере Западной Сибири [10]. На основе восстановленных в соответствии с методикой [10] значений ком-

плексного показателя преломления и функции распределения частиц по размерам и предположения о сферичности аэрозольных частиц рассчитываются коэффициенты ослабления излучения, а также индикатрисы и альбеда однократного рассеяния в диапазоне 0,44–0,87 мкм для интервала высот 0–5 км. Эти характеристики пролонгированы вплоть до высоты $H = 30$ км с использованием модели OPAC (Optical Properties of Aerosol and Clouds) [20]: при $h \geq 12$ км используется модель стратосферного аэрозоля, а в интервале высот 5–12 км – комбинация данных эмпирической модели и аэрозольных характеристик свободной тропосферы OPAC (таблица). В спектральных каналах 0,44 и 0,675 мкм АОТ составляет 0,33 и 0,18 соответственно.

2.1. Вертикально однородная атмосфера

Пусть все оптические характеристики аэрозоля, а также характеристики молекулярного рассеяния не меняются с высотой. Переход от переменных по

высоте оптических характеристик к интегральным, описывающим свойства рассеяния и ослабления излучения в столбе атмосферы, осуществляется по известным формулам:

$$\sigma = \frac{\sum_{i=1}^N \sigma_i \Delta h_i}{\sum_{i=1}^N \Delta h_i}, \quad \omega = \frac{\sum_{i=1}^N \sigma_{s,i} \Delta h_i}{\sum_{i=1}^N \sigma_i \Delta h_i}, \quad g(\theta) = \frac{\sum_{i=1}^N \sigma_{s,i} g_i(\theta) \Delta h_i}{\sum_{i=1}^N \sigma_{s,i} \Delta h_i}, \quad (2)$$

где $\Delta h_i = h_{i+1} - h_i$, h_i – высота верхней границы i -го слоя, отсчитываемая от поверхности Земли, $h_1 = 0$, $h_{N+1} = H$; N – количество слоев в атмосфере; σ_i и $\sigma_{s,i}$ – коэффициенты ослабления и рассеяния излучения в i -м слое соответственно; $g_i(\theta)$ – индикатриса рассеяния в i -м слое.

На рис. 1 представлена угловая зависимость параметра $\delta(\theta)$, полученная для яркости неба в альмукантарате (а) и плоскости вертикала Солнца (б) при двух зенитных углах θ_s и длинах волн 0,44 и 0,675 мкм.

Вертикальное распределение типов аэрозоля в оптических моделях (Г), (ПС) и (ПВ)

Высота, км	Модель		
	(Г)	(ПС)	(ПВ)
12–30	Стратосферный аэрозоль $\omega_a^{0,44} = 1, \omega_a^{0,675} = 1$ $\bar{\mu}_a^{0,44} = 0,69, \bar{\mu}_a^{0,675} = 0,65$		
6–12	Тропосферный аэрозоль $\omega_a^{0,44} = 0,94, \omega_a^{0,675} = 0,93$ $\bar{\mu}_a^{0,44} = 0,73, \bar{\mu}_a^{0,675} = 0,70$		
2–6	Тропосферный аэрозоль $\omega_a^{0,44} = 0,94, \omega_a^{0,675} = 0,93$ $\bar{\mu}_a^{0,44} = 0,73, \bar{\mu}_a^{0,675} = 0,70$	Пылевой аэрозоль $\omega_a^{0,44} = 0,84, \omega_a^{0,675} = 0,92$ $\bar{\mu}_a^{0,44} = 0,76, \bar{\mu}_a^{0,675} = 0,72$	Пылевой аэрозоль $\omega_a^{0,44} = 0,84, \omega_a^{0,675} = 0,92$ $\bar{\mu}_a^{0,44} = 0,76, \bar{\mu}_a^{0,675} = 0,72$
1–2	Антропогенный аэрозоль $\omega_a^{0,44} = 0,82, \omega_a^{0,675} = 0,81$ $\bar{\mu}_a^{0,44} = 0,70, \bar{\mu}_a^{0,675} = 0,67$		Морской аэрозоль $\omega_a^{0,44} = 0,99, \omega_a^{0,675} = 0,99$ $\bar{\mu}_a^{0,44} = 0,78, \bar{\mu}_a^{0,675} = 0,77$
0–1			
АОТ	$\tau_a^{0,44} = 0,40, \tau_a^{0,675} = 0,23$	$\tau_a^{0,44} = 0,86, \tau_a^{0,675} = 0,79$	$\tau_a^{0,44} = 0,79, \tau_a^{0,675} = 0,73$

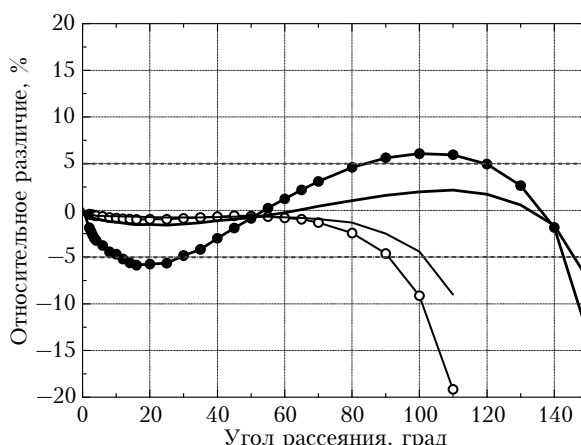
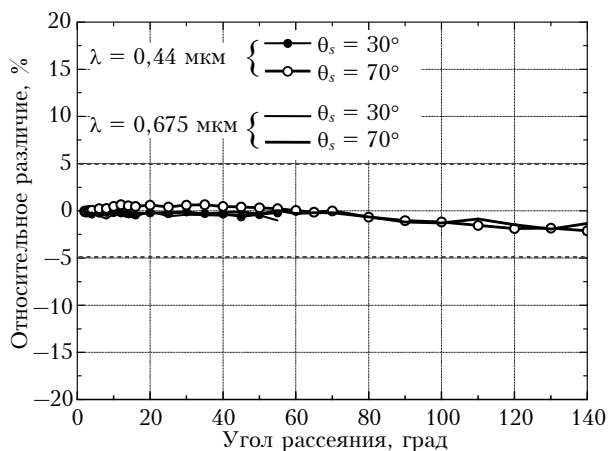


Рис. 1. Относительное различие $\delta(\theta)$ в альмукантарате (а) и плоскости вертикала Солнца (б)

Как отмечено ранее [2, 6], яркость рассеянного излучения в альмукантарате слабо зависит от стратификации оптических характеристик атмосферы: относительное различие яркостей сопоставимо с погрешностью расчета и составляет ~1%. Незначительное увеличение до 2,5% отмечается с ростом угла рассеяния. Кардинально иной характер зависимости $\delta(\theta)$ наблюдается для второй конфигурации визирования: между $I^*(\theta)$ и $I_c(\theta)$ имеют место существенные отличия, достигающие 20% ($\lambda = 0,44$ мкм, $\theta_s = 30^\circ$).

Таким образом, результаты расчетов подтверждают допустимость пренебрежения высотной вариацией аэрозольных характеристик при расчетах яркости неба в альмукантарате Солнца и, следовательно, возможность решения обратной задачи по альмукантарату в рамках вертикально однородной оптической модели атмосферы. Данный подход неприемлем при расчете яркости рассеянного излучения в плоскости солнечного вертикала.

2.2. Вертикально неоднородная атмосфера

Рассмотрим сначала менее жесткое ограничение, накладываемое на исходную модель атмосферы. Пусть стратификация коэффициентов аэрозольного ослабления и молекулярного рассеяния соответствует эталонной, а аэрозольные индикатриса и альbedo однократного рассеяния не меняются с высотой, удовлетворяя соотношениям (2).

Анализ результатов расчетов показывает, что величина δ в этом случае не превышает 0,5% в рассматриваемых диапазонах спектра и углов рассеяния и обусловлена, преимущественно, погрешностью расчета. Таким образом, яркость неба в ПСВ в рамках заданной оптической модели атмосферы имеет слабую чувствительность к стратификации $g_a(\theta)$ и ω_a . Так ли это, когда параметры $g_a(\theta)$ и ω_a характеризуются сильной вертикальной изменчивостью в случае экстремальных атмосферных условий, будет обсуждаться в разд. 3.

Отметим, что в отсутствие молекулярной компоненты оптической модели атмосферы величина δ не превосходит 3% даже при использовании самой сильной модели атмосферы. Этот факт, а также существенное снижение относительных различий $I^*(\theta)$ и $I_c(\theta)$ с ростом длины волны (рис. 2, «б») свидетельствуют о том, что специфика спектрально-угловой зависимости величины δ есть результат прежде всего существенно разного высотного хода коэффициентов молекулярного и аэрозольного ослабления.

Таким образом, точность решения прямой задачи в ПСВ определяется корректностью задания вертикального профиля σ_a . Оценим ошибку в расчетах яркости рассеянной радиации при замене эталонных вертикальных профилей коэффициента аэрозольного ослабления излучения упрощенными моделями.

Рассмотрим следующие упрощенные варианты стратификации коэффициента аэрозольного ослабления:

а) σ_a не меняется с высотой:

$$\sigma_a(h) = \tau_a/H; \quad (3)$$

б) σ_a описывается двухслойным распределением по высоте, при этом 95% аэрозольного вещества сосредоточено в первом слое:

$$\sigma_a(h) = \begin{cases} 0,95\tau_a/H, & h \leq t, \\ 0,05\tau_a/H, & h > t, \end{cases} \quad (4)$$

где $t = \{3, 6, 10$ км};

в) σ_a меняется с высотой по экспоненциальному закону (см., например, [14]):

$$\sigma_a(h) = \alpha e^{(-\beta h)}, \quad (5)$$

где $\beta = 0,45$; α — некоторый множитель, определяемый исходя из условия $\int_0^H \sigma_a(h)dh = \tau_a$;

г) σ_a соответствует эталонному вертикальному профилю, модифицированному с учетом температурной инверсии [21, 22], искусственно введенной на высоте 1 км.

Эталонный и упрощенные вертикальные профили коэффициента аэрозольного ослабления излучения фоновой модели приведены на рис. 2. Результаты расчетов для всех перечисленных вариантов «а»–«г» представлены на рис. 3.

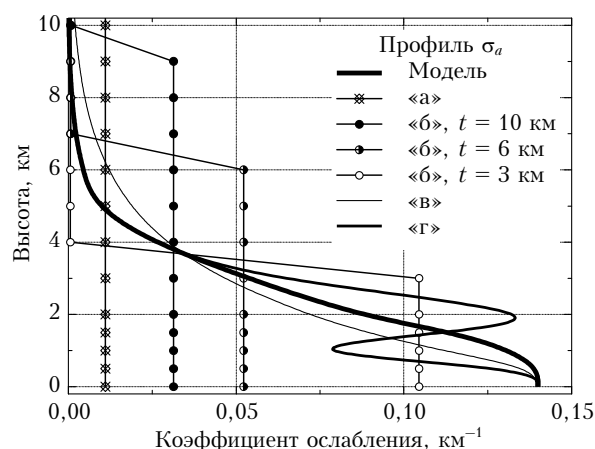


Рис. 2. Эталонный и упрощенные вертикальные профили коэффициента аэрозольного ослабления излучения фоновой модели в спектральном канале 0,44 мкм

Как и следовало ожидать, наибольшие различия — порядка 10–15% — возникают в случае, когда при расчете $I_c(\theta)$ предполагается неизменность коэффициента аэрозольного ослабления по высоте. При использовании двухслойных распределений σ_a уже при высоте первого слоя $t = 10$ км относительные различия уменьшаются почти в 2 раза. Использование профилей «в» и «г» обеспечивает практически идентичные результаты — величина δ не превышает 3% во всем диапазоне углов рассеяния как при высоком, так и низком положениях Солнца. Наименьшие отличия — на уровне погрешности

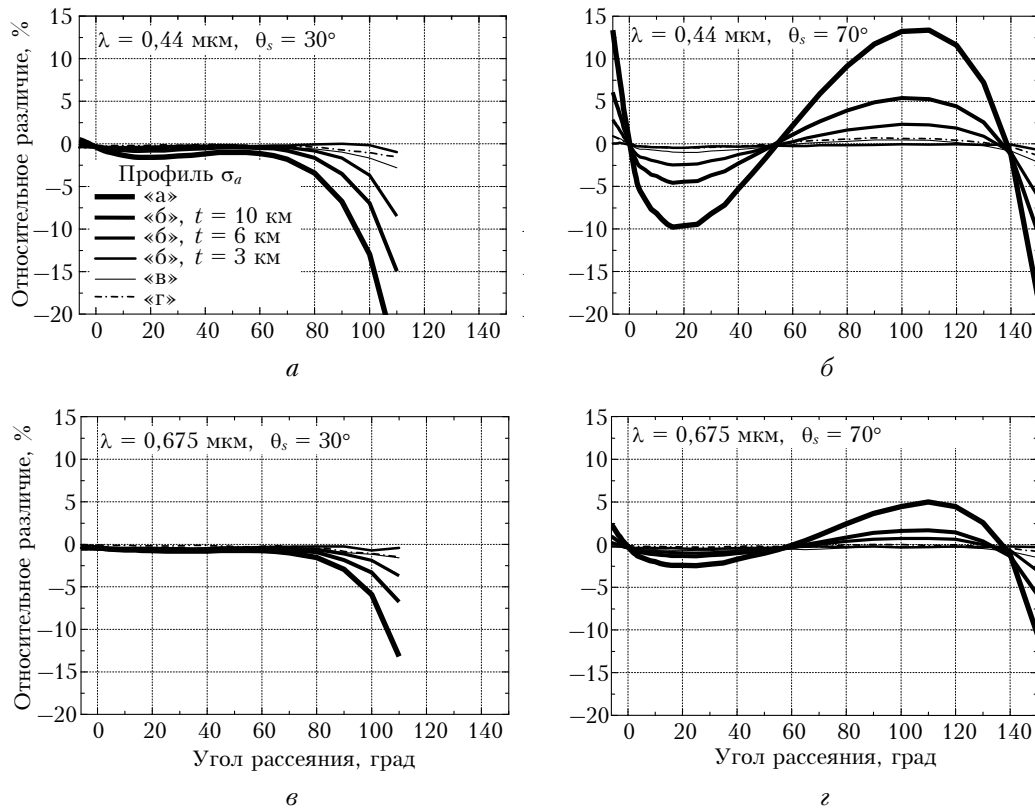


Рис. 3. Относительные различия $\delta(\theta)$ между эталонной яркостью и яркостью, рассчитанной с использованием одного из упрощенных вертикальных профилей «а»–«г»

расчета – между яркостями $I^*(\theta)$ и $I_c(\theta)$ обнаруживаются при использовании простого двухслойного распределения σ_a с высотой нижнего слоя $t = 3$ км.

Результаты моделирования (рис. 3) показывают также, что с изменением зенитного угла Солнца меняется и характер угловой зависимости $\delta(\theta)$. (На рис. 3 отрицательные значения углов рассеяния использованы для описания яркости неба в плоскости солнечного вертикала в ситуации, когда ось визирования расположена ниже направления «на Солнце» [8].) Обсуждению факторов, определяющих угловую ход $\delta(\theta)$, посвящен подразд. 2.3.

Аналогичные численные эксперименты были проведены и при повышенном аэрозольном замутнении атмосферы, когда аэрозольная оптическая толщина составляла 0,77 в спектральном канале $\lambda = 0,44$ мкм. Анализ результатов расчетов в данных условиях выявил лишь незначительное увеличение δ .

2.3. Интерпретация $\delta(\theta)$ в приближении однократного рассеяния

Для того чтобы выяснить, связаны ли отличия $I^*(\theta)$ и $I_c(\theta)$ только с эффектами многократного рассеяния, проанализируем закономерности их формирования, ограничившись рассеянием первого порядка. В этом приближении связь яркости неба с оптическими характеристиками аэрозоля может быть выражена аналитически.

Введем горизонтально однородный слой L_n : $h_{n-1} \leq z \leq h_n$ с оптическими характеристиками аэрозольно-молекулярной среды σ_n , ω_n и $g_n(\theta)$, где $g_n(\theta)$ – индикатриса рассеяния, нормированная исходя из условия $\int_0^\pi g_n(\theta) \sin\theta d\theta = 1/2$. Пусть на поверхность слоя падает единичный поток солнечного излучения. Тогда яркость неба в приближении однократного рассеяния на нижней границе слоя можно представить в виде

$$I_{1,n}(\theta) = \omega_n g_n(\theta) \sigma_n \int_{h_{n-1}}^{h_n} \left[e^{-\sigma(h_n-z)/\mu_s} e^{-\sigma(z-h_{n-1})/\mu_v} \right] dz / \mu_v, \quad (6)$$

где $\mu_s = \cos\theta_s$, $\mu_v = \cos\theta_v$ (θ_v – зенитный угол наблюдения). Из выражения (6) получаем известные формулы для яркости неба в альмукантарате ($\mu_s = \mu_v$) (7) и вертикале (8) Солнца [6, 23]:

$$I_{1,n}^{alm}(\theta) = \omega_n g_n(\theta) \tau_n e^{-\tau_n/\mu_s} / \mu_s \quad (7)$$

и

$$I_{1,n}^{ppt} = (\mu_s / (\mu_v - \mu_s)) \omega_n g_n(\theta) \left[e^{-\tau_n/\mu_v} - e^{-\tau_n/\mu_s} \right], \quad (8)$$

где τ_n – оптическая толщина слоя.

Пусть слой L_n ограничен ниже- и вышележащими слоями L_i с соответствующими характеристиками

σ_i , ω_i и $g_i(\theta)$ и $i = \overline{1, N}$, $i \neq n$; πS – поток падающего на верхний слой атмосферы солнечного излучения. Тогда формула для интенсивности однократно рассеянного излучения в солнечном альмукантарате при наблюдении с поверхности Земли принимает вид

$$I_1^{alm}(\theta) = \pi S \left(e^{-\tau/\mu_s} / \mu_s \right) \sum_{n=0}^N \omega_n \tau_n g_n(\theta), \quad (9)$$

где τ – оптическая толщина атмосферы. Разложив индикатрису рассеяния среды $g_n(\theta)$ на аэрозольную и молекулярную составляющие, получим

$$I_1^{alm}(\theta) = \pi S \left(e^{-\tau/\mu_s} / \mu_s \right) \sum_{n=0}^N (\sigma_{as,n} g_{a,n}(\theta) + \sigma_{R,n} g_R(\theta)) h_n, \quad (10)$$

где σ_{as} – коэффициент аэрозольного рассеяния излучения.

Из соотношения (10) следует, что только в предположении об отсутствии вариаций аэрозольной индикатрисы по высоте яркость неба в альмукантарате для первого порядка рассеяния абсолютно не зависит от стратификации остальных оптических характеристик атмосферы и определяется формулой

$$I_1^{alm}(\theta) = \pi S \left(e^{-\tau/\mu_s} / \mu_s \right) (\tau_{as} g_a(\theta) + \tau_R g_R(\theta)). \quad (11)$$

В противном случае имеет место лишь приближенное равенство. Формула (11) показывает, что при несущественной вертикальной изменчивости аэрозольной индикатрисы пренебрежение стратификацией альbedo однократного рассеяния и коэффициента аэрозольного ослабления слабо повлияет на наблюдаемую яркость. Результаты расчетов указывают также на то, что эффекты многократного рассеяния не изменяют качественно этот результат.

Яркость неба в плоскости солнечного вертикала при наблюдении с поверхности Земли в однократном приближении можно записать в виде

$$I_1^{ppl}(\theta) = \pi S \sum_{n=1}^N I_{1,n}^{ppl}(\theta) \times \exp \left[- \int_{h_{n+1}}^H \sigma(z) dz / \mu_s \right] \exp \left[- \int_0^{h_{n-1}} \sigma(z) dz / \mu_v \right] \Delta h_n. \quad (12)$$

В предположении о кусочно-постоянном характере функций формула (12) трансформируется в выражение

$$I_1^{ppl}(\theta) = \pi S (\mu_s / (\mu_v - \mu_s)) \sum_{n=0}^N \omega_n g_n(\theta) \left[e^{-\tau_n / \mu_v} - e^{-\tau_n / \mu_s} \right] \times \exp \left[- \sum_{k=n+1}^N \tau_k / \mu_s - \sum_{k=1}^{n-1} \tau_k / \mu_v \right]. \quad (13)$$

Аналогично с помощью простых математических преобразований выделим в (13) аэрозольную и рэлеевскую индикатрисы рассеяния, допуская, что $g_{a,n}(z, \theta) = g_a(\theta)$, и преобразуем формулу (13) к виду

$$I_1^{ppl}(\theta) = g_a(\theta) T_1(\tau, \mu_v, \mu_s) + g_R(\theta) T_2(\tau, \mu_v, \mu_s), \quad (14)$$

где $T_1(\tau, \mu_v, \mu_s)$ и $T_2(\tau, \mu_v, \mu_s)$ – некоторые весовые функции, определяемые стратифицированными коэффициентами рассеяния и ослабления излучения в аэрозольно-молекулярной среде, а также зенитными углами θ_v и θ_s (далее просто T_1 и T_2). Таким образом, особенности угловой изменчивости относительного различия однократных компонент эталонной и рассчитанной яркости обусловлены как зависимостью аэрозольной и рэлеевской индикатрис от угла рассеяния, так и весовым вкладом каждой компоненты, определяемым множителями T_1 и T_2 .

Рассчитаем величины T_1 и T_2 для двух случаев: а) коэффициент аэрозольного ослабления излучения меняется в соответствии с эталонной моделью (T_1^z и T_2^z) и б) остается неизменным в пределах столба атмосферы (T_1^{const} и T_2^{const}). На рис. 4 приведены значения этих величин для спектрального канала 0,44 мкм, когда влияние вертикальной неоднородности на δ максимально (см. рис. 3).

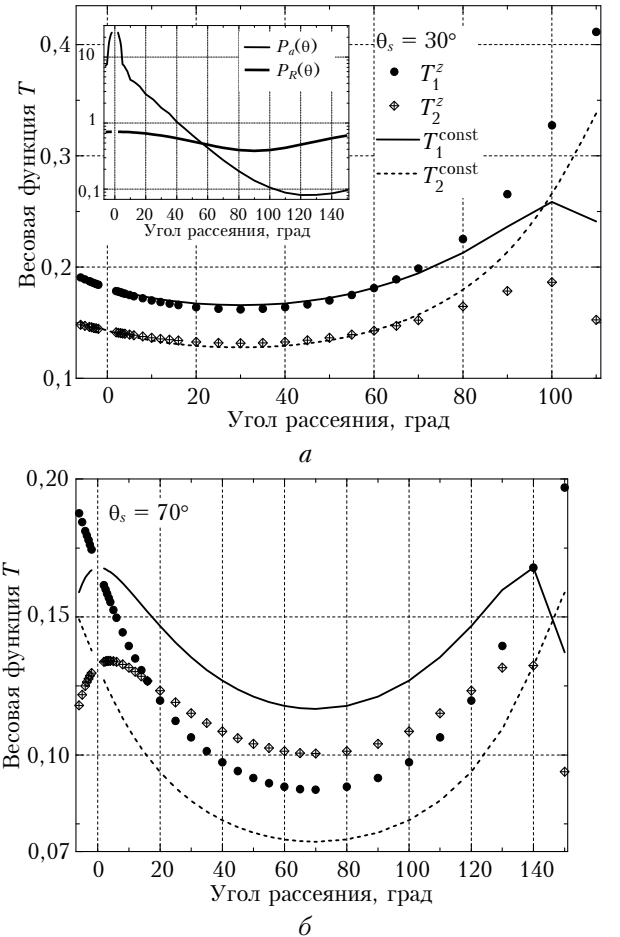


Рис. 4. Угловая зависимость весовых функций T_1^z , T_2^z , T_1^{const} и T_2^{const} для двух зенитных углов Солнца (на вставке – аэрозольная и рэлеевская индикатрисы рассеяния)

Для простоты будем полагать, что индикатриса и альbedo однократного рассеяния не зависят от высоты и рассчитаны по формулам (2) с использо-

ванием эталонного профиля коэффициента аэрозольного ослабления. Абсолютное различие $\Delta_1(\theta)$ яркостей, рассчитанных в однократном приближении, представим в виде

$$\Delta_1(\theta) = g_a(\theta)(T_1^z - T_1^{const}) + g_R(\theta)(T_2^z - T_2^{const}). \quad (15)$$

Согласно результатам расчетов для $\theta_s = 30^\circ$ (рис. 3, а, в) при изменении угла рассеяния от -6 до примерно 70° справедливо приближенное равенство $T_i \approx T_i^{const}$, $i = 1, 2$, т.е. величина $\Delta_1(\theta)$ близка к нулю. Заметим, что в диапазоне углов $\theta \leq 57^\circ$ аэрозольная индикатриса превалирует над рэлеевской индикатрисой, а в остальном диапазоне наблюдается обратная тенденция (вставка на рис. 4, а). В силу того что на интервале $70 \leq \theta \leq 180^\circ$ доминирует рэлеевская индикатриса и $T_2^z < T_2^{const}$, значения $\Delta_1(\theta)$ отрицательны. Таким образом, близость к нулю функции $\Delta_1(\theta)$ объясняет невысокие значения функции $\delta(\theta)$ на первом интервале углов рассеяния, а отрицательные значения $\Delta_1(\theta)$ обуславливают резкий спад значений $\delta(\theta)$ на втором интервале (см. рис. 3, а).

Анализируя результаты расчетов (см. рис. 3, б, г) для $\theta_s = 70^\circ$, можно выделить четыре интервала знакопостоянства функции $\delta(\theta)$: $(-6 \div 0^\circ)$, $(0 \div 57^\circ)$, $(57 \div 140^\circ)$, $(140 \div 150^\circ)$. В диапазоне углов до $\theta = 57^\circ$ превалирует аэрозольная индикатриса и разность $T_1^z - T_1^{const}$ меняет знак с положительного на отрицательный при $\theta = 0^\circ$. В области доминирования рэлеевской индикатрисы смена знака $T_2^z - T_2^{const}$ с положительного на отрицательный происходит примерно при $\theta = 140^\circ$. Именно эти закономерности и определяют характер изменения $\delta(\theta)$ на рис. 3, б, г. Отметим также, что углы рассеяния 0° и 140° соответствуют случаю визирования неба в солнечном альмукантарате, где влияние стратификации аэрозольных свойств крайне невелико.

3. Экстремальные атмосферные условия

До сих пор речь шла о численных экспериментах, имитирующих фоновое состояние атмосферы. Оценим, насколько изменится величина δ в случае явно выраженной, или экстремальной, вариабельности по высоте свойств аэрозоля природного (пыльная мгла над сушей, пылевой вынос над водной поверхностью) или техногенного (городской смог) происхождения.

3.1. Оптические модели аэрозоля

Ввиду сильной пространственно-временной изменчивости аэрозольных свойств, высокой сложности прямых измерений оптических и микроструктурных характеристик аэрозолей в экстремальных условиях и, как следствие, фрагментарности информации об их стратификации, формирование вышеприведенных моделей осуществлялось путем сочетания представленных в литературе эмпириче-

ских данных (профиль коэффициента ослабления) и данных модели ОРАС (профили индикатрисы и альbedo однократного рассеяния) [20, 24].

Особенности высотного распределения атмосферных слоев по типам аэрозоля для каждой из моделей (Г), (ПС) и (ПВ) отражены в таблице. В таблице также приведены соответствующие значения альbedo однократного рассеяния ω_a^z и среднего косинуса μ_a^z индикатрисы рассеяния, рассчитанные на основе модели ОРАС при атмосферной влажности 80%.

Отметим, что в настоящей статье использована последняя версия модели ОРАС, в которой пылевые частицы аппроксимируются хаотически ориентированными в пространстве сфероидами (ОРАС 4.0) [24]. Их оптические характеристики вычисляются с помощью современного метода Т-матриц [25]. В остальных случаях реализовано предположение о сферической форме аэрозольных частиц, расчет оптических свойств которых осуществляется в соответствии с теорией Ми (см., например, [26]). Следует заметить, что форма индикатрисы пылевого аэрозоля в области задней полусферы существенно отличается от формы индикатрис остальных типов аэрозоля. В отличие от индикатрис сферических частиц, имеющих явно выраженный пик в направлении «назад», пылевая индикатриса представляет собой сглаженную функцию угла рассеяния, гладкость которой достигается за счет разной степени вытянутости сфероидов в ансамбле [27].

Вертикальные профили коэффициента аэрозольного ослабления излучения всех моделей показаны на рис. 5 (для сравнения приведен также вертикальный профиль коэффициента аэрозольного ослабления фоновой модели, описанной в разд. 2). Профили для ситуаций (Г) и (ПС) соответствуют частным случаям, определенным по данным измерений *in situ*. Профиль для ситуации (ПВ) сформирован на базе профиля для ситуации (ПС).

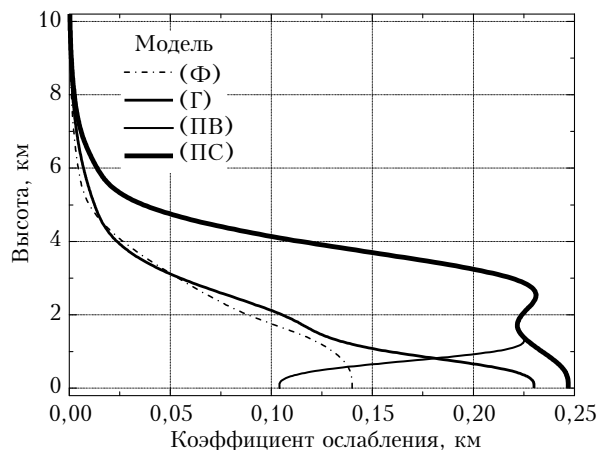


Рис. 5. Вертикальные профили коэффициента аэрозольного ослабления излучения эталонных моделей в спектральном канале 0,44 мкм

Вертикальный профиль коэффициента ослабления для ситуации (Г) взят из работы [28]. Лидарные измерения проводились в районе с высоким трафиком движения г. Мехико — центре мощнейшего

источника антропогенного загрязнения в регионе. Транспортная система города играет важную роль в формировании пограничного слоя атмосферы, о чем свидетельствуют высокие уровни аэрозольной нагрузки для выбранного периода наблюдений [28].

Вертикальному профилю σ_a для ситуации (ПС) соответствует частный случай (27 мая 2006 г., 21:00–22:00 UTC), представленный в работе [13]. Профиль получен с помощью поляризационного двухканального рамановского лидара на ст. Тинфоу, расположенной в Сахарских дюнах (Марокко), и соответствует ситуации развития пыльной мглы, когда пыльное облако поднято мощным вертикальным потоком и вовлечено в высотную атмосферную циркуляцию.

Вертикальный профиль σ_a для ситуации (ПВ) отвечает условиям затухания пыльной бури, когда наиболее крупнодисперсная фракция пылевых частиц выпадает из пыльного облака, а само облако рассасывается вертикальными и горизонтальными циркуляционными процессами (см., например, [29]).

3.2. Яркость неба в вертикале Солнца

Как и в разд. 2, рассчитываемую яркость неба в плоскости солнечного вертикала с использованием одной из трех обозначенных выше оптических моделей аэрозоля будем считать эталонной. Для оценки $\delta(\theta)$ выбраны аналогичные варианты упрощенных вертикальных профилей коэффициента аэрозольного ослабления «а»–«г» (см. подразд. 2.2). Рассматривается также ситуация, когда стратификация коэффициентов аэрозольного ослабления и молекулярного рассеяния соответствует эталонной, а аэрозольные индикатриса и альbedo однократного рассеяния не меняются с высотой, удовлетворяя соотношениям (2) (вариант «д»).

В процессе анализа результатов моделирования выявлены аналогичные рассмотренным в предыдущем разделе особенности углового поведения δ . Характер изменения относительного различия с изменением угла рассеяния идентичен во всех трех случаях – меняется лишь абсолютная величина этого различия. Наибольшие значения δ (порядка 20% и более) наблюдаются в случаях с постоянным значением коэффициента аэрозольного ослабления в столбе атмосферы. Для остальных вариантов вертикального распределения σ_a («б» ($t = 3$ км) и «в») величины δ сопоставимы между собой и не превосходят 5%.

Исключением из общей схемы является ситуация пылевого выноса над водной поверхностью (ПВ). Как видно из рис. 6, а, пренебрежение стратификацией аэрозольных свойств – даже в случае «д» – приводит к систематическому сдвигу значений яркости на 2–2,5% (для сравнения см. оценки δ для пыльной мглы, представленные на рис. 6, б). Причиной тому служит, прежде всего, сильный контраст аэрозольных характеристик эталонной модели (ПВ) в приземном слое атмосферы, который отсутствует в модели (ПС).

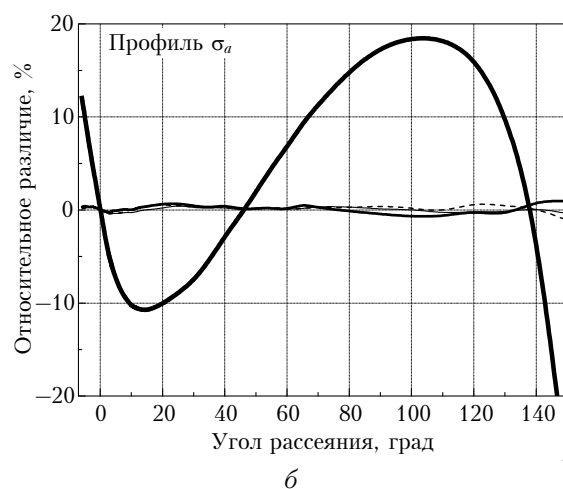
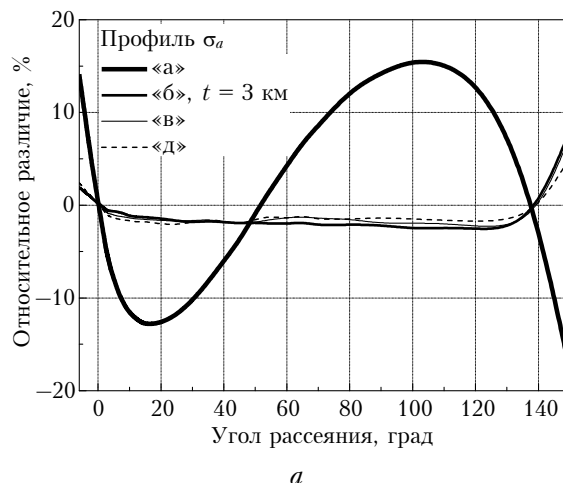


Рис. 6. Относительное различие между эталонной яркостью и яркостью, рассчитанной в рамках упрощенной оптической модели аэрозоля: а – модель (ПВ); б – модель (ПС); $\lambda = 0,44$ мкм, $\theta_s = 70^\circ$

Таким образом, в экстремальных условиях атмосферы яркость неба в ПСВ проявляет слабую чувствительность к стратификации индикатрисы и альbedo однократного рассеяния (менее 1%), но в случае, когда столб атмосферы – в особенности его нижняя часть – включает в себя сложную комбинацию существенно отличных типов аэрозоля, пренебрежение стратификацией приводит к увеличению различий до 3%.

В заключение сравним оценку величины $\delta(\theta)$ для рассмотренных экстремальных атмосферных ситуаций. Введем среднее относительное различие $\langle \delta \rangle$, определяемое как

$$\langle \delta \rangle = \frac{\sum_{i=1}^{N_\theta} |\delta_i(\theta_i)|}{N_\theta}, \quad (16)$$

где N_θ – количество углов рассеяния. На рис. 7 приведены значения $\langle \delta \rangle$, а также $\min \delta_i$ и $\max \delta_i$, $i = 1, N_\theta$, для каждого случая в спектральных каналах 0,44 и 0,675 мкм и для зенитных углов Солнца 30 и 70°.

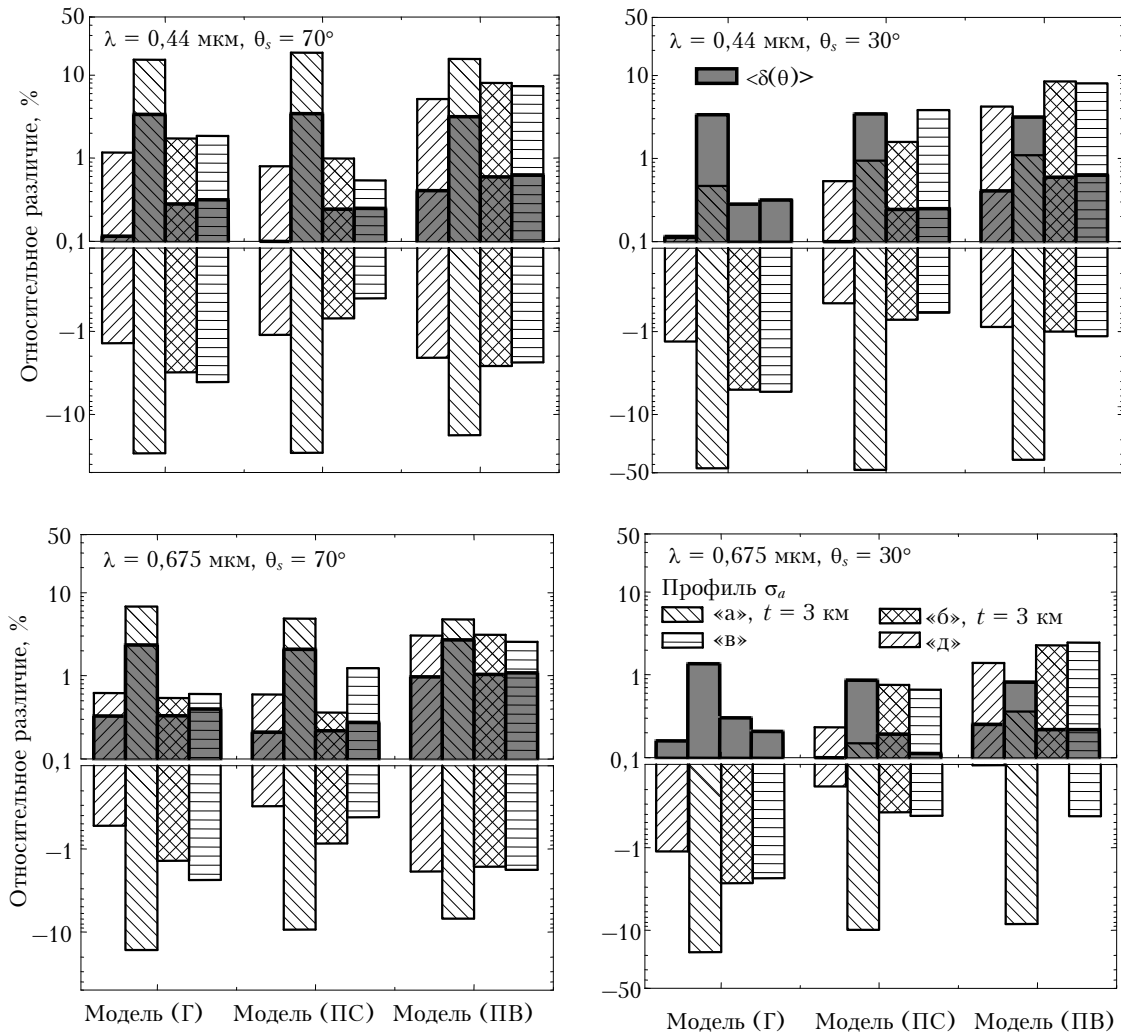


Рис. 7. Минимальные и максимальные значения δ , а также среднее относительное различие $\langle \delta \rangle$ для ситуаций (Г), (ПС), (ПВ)

Сравнивая между собой величины $\langle \delta \rangle$, рассчитанные для каждой из ситуаций, можно заметить, что их значения наиболее высоки для случая пылевого выноса над водной поверхностью, который и отличается максимальной вариабельностью оптических характеристик по высоте. В случае пылевого выноса над сушей относительные различия $\langle \delta \rangle$ минимальны — порядка 0,5% при использовании профилей коэффициента ослабления «б» и «в», и в пределах от 1 до 10% — при использовании профиля «а». Объясняется этот факт тем, что пылевой аэрозоль в рамках эталонной модели простирается до высоты 6 км, в пределах которой индикатриса и альbedo однократного рассеяния аэрозоля не меняются. Поскольку подавляющее большинство актов взаимодействия излучения с веществом происходит в нижних (оптически более плотных) слоях атмосферы, эта однородность аэрозольных свойств и обеспечивает невысокие значения относительных различий. Очевидно, с ростом длины волны и высоты Солнца над горизонтом средние различия $\langle \delta \rangle$ будут уменьшаться.

Заключение

С помощью численных экспериментов проведено исследование чувствительности яркости неба в альмукантарате и плоскости вертикала Солнца к стратификации оптических характеристик атмосферы. В отличие от работ [2, 6] исследование выполнено в предположении, что вертикальная неоднородность аэрозоля обусловлена стратификацией не только коэффициента аэрозольного ослабления, но и индикатрисы и альbedo однократного рассеяния.

Слабое влияние вертикальной неоднородности атмосферы на яркость неба в альмукантарате трансформируется в существенное при наблюдении яркости неба в плоскости солнечного вертикала. Пренебрежение стратификацией оптических характеристик даже в фоновом состоянии атмосферы может привести к существенным ошибкам в расчетах яркости во всем диапазоне углов рассеяния — до 20% и более. Показано, что определяющая роль в формировании этой ошибки принадлежит коэффициенту аэрозольного ослабления.

Анализ результатов численного моделирования в фоновых условиях атмосферы показал, что расчет яркости неба в ПСВ возможен с приемлемой точностью (ошибка менее 1,5%) уже при использовании простых моделей вертикальных профилей коэффициента аэрозольного ослабления (двухслойное или экспоненциальное распределение и др.). Этот факт учитывается при восстановлении оптических и микрофизических характеристик в алгоритмах, реализованных в сети AERONET, где при решении обратной задачи используется двухслойная модель вертикального профиля коэффициента аэрозольного ослабления [6].

Сделанные выводы сохраняются и для случаев экстремальных состояний атмосферы, таких как городской смог и пыльная мгла. Однако сильная вариабельность свойств аэрозоля, в том числе характеристик аэрозольного рассеяния и поглощения, как в случае с пылевым выносом над водной поверхностью, может привести к повышенным систематическим ошибкам в расчетах яркости. В то же время в рассмотренных примерах эти ошибки не превышают величину погрешности измерения.

Таким образом, аппроксимация вертикального профиля коэффициента аэрозольного ослабления излучения простейшими функциями делает допустимым использование яркости неба в плоскости солнечного вертикала в решении обратных задач аэрозольного светорассеяния.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-35-50374 мол_нр и 13-05-00956 а). Авторы выражают благодарность научной группе лаборатории оптики аэрозоля под руководством М.В. Панченко за предоставленную модель оптических характеристик тропосферного аэрозоля, созданную на базе данных многолетних самолетных измерений.

1. Holben B.N., Eck T.F., Slutsker I., Tanré D., Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowski I., Smirnov A. AERONET – A federated instrument network and data archive for aerosol characterization // *Remote Sens. Environ.* 1998. V. 66, iss. 1. P. 1–16.
2. Dubovik O., King M. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105, N 16. P. 20673–20696.
3. Nakajima T., Tonna G., Rao R., Holben B.N. Use of sky brightness measurements from ground for remote sensing of particulate polydispersions // *Appl. Opt.* 1996. V. 35, N 15. P. 2672–2686.
4. Lopatin A., Dubovik O., Chaikovskiy A., Goloub P., Lapyonok T., Tanre D., Litvinov P. Enhancement of aerosol characterization using synergy of lidar and sun-photometer coincident observations: the GARRLiC algorithm // *Atmos. Meas. Tech.* 2013. V. 6, iss. 8. P. 2065–2088.
5. Olmo F.J., Quirantes A., Lara V., Lyamani H., Alados-Arboledas L. Aerosol optical properties assessed by an inversion method using the solar principal plane for non-spherical particles // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2008. V. 109, iss. 8. P. 1504–1516.
6. Torres B., Dubovik O., Toledano C., Berjon A., Cachorro V.E., Lapyonok T., Litvinov P., Goloub P. Sen-

sitivity of aerosol retrieval to geometrical configuration of ground-based sun/sky radiometer observations // *Atmos. Chem. Phys.* 2014. V. 14, iss. 2. P. 847–875.

7. Dubovik O., Smirnov A., Holben B., King M., Kaufman Y., Eck T., Slutsker I. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) Sun and sky radiance measurements // *J. Geophys. Res. D.* 2000. V. 105, iss. 8. P. 9791–9806.
8. 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.
9. Sinyuk A., Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Breon F.-M., Martonchik J., Kahn R., Diner D.J., Vermote E.F., Roger J.-C., Lapyonok T., Slutsker I. Simultaneous retrieval of aerosol and surface properties from a combination of AERONET and satellite // *Remote Sens. Environ.* 2007. V. 107, iss. 1–2. P. 90–108.
10. 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, iss. 7. P. 1513–1527.
11. Rogers R.R., Hair J.W., Hostetler C.A., Ferrare R.A., Obland M.D., Cook A.L., Harper D.B., Burton S.P., Shinzuka Y., McNaughton C.S., Clarke A.D., Redemann J., Russell P.B., Livingston J.M., Kleinman L.I. NASA LaRC airborne high spectral resolution lidar measurements during MILAGRO: observations and validation // *Atmos. Chem. Phys.* 2009. V. 9, iss. 14. P. 4811–4826.
12. Molina L.T., Madronich S., Gaffney J.S., Apel E., de Foy B., Fast J., Ferrare R., Herndon S., Jimenez J.L., Lamb B., Osornio-Vargas A.R., Russell P., Schauer J.J., Stevens P.S., Volkamer R., Zavala M. An overview of the MILAGRO 2006 Campaign: Mexico City emissions and their transport and transformation // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10, iss. 18. P. 8697–8760.
13. Heese B., Althausen D., Dinter T., Esselborn M., Mueller T., Tesche M., Weigner M. Vertically resolved dust optical properties during SAMUM: Tinfou compared to Quarzazate // *Tellus. B.* 2009. V. 61, N 1. P. 195–205.
14. Liu P., Zhao C.S., Zhang Q., Deng Z., Huang M., Ma X., Tie X. Aircraft study of aerosol vertical distributions over Beijing and their optical properties // *Tellus. B.* 2009. V. 61, N 5. P. 756–767.
15. Hair J.W., Hostetler C.A., Cook A.L., Harper D.B., Ferrare R.A., Mack T.L., Welch W., Izquierdo L.R., Hovis F.E. Airborne High Spectral Resolution Lidar for profiling aerosol optical properties // *Appl. Opt.* 2008. V. 47, N 36. P. 6734–6753.
16. Марчук Г.И., Михайлов Г.А., Назаралиев М.А., Дарбинян Р.А., Каргин Б.А., Елепов Б.С. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике. Новосибирск: Наука, 1976. 280 с.
17. Комаров В.С., Ломакина Н.Я. Статистические модели пограничного слоя атмосферы Западной Сибири. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2008. 222 с.
18. Hook S.J. ASTER Spectral Library: Johns Hopkins University (JHU) spectral library; Jet Propulsion Laboratory (JPL) spectral library; The United States Geological Survey (USGS-Reston) spectral library. 1998. Dedicated CD-ROM. Version 1.2. (см. также <http://speclib.jpl.nasa.gov>).
19. Альбедро и угловые характеристики отражения подстилающей поверхности и облаков / Под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 232 с.

20. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical Properties of Aerosols and Clouds: The software package OPAC // Bull. Am. Meteorol. Soc. V. 79, N 5. P. 831–844.
21. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Оптика атмосферного аэрозоля. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 254 с.
22. Оценка и регулирование качества окружающей природной среды / Под ред. проф. А.Ф. Порядина, А.Д. Хованского. М.: НУМЦ Минприроды России; Издательский Дом «Прибой», 1996. 350 с.
23. Лившиц Г.Ш. Рассеянный свет дневного неба. Алма-Ата: Наука, 1973. 148 с.
24. Koepke P., Gasteiger J., Hess M. Technical note: optical properties of desert aerosol with non-spherical mineral particles: data incorporated to OPAC // Atmos. Chem. Phys. 2015. V. 15, iss. 10. P. 5947–5956.
25. Mishchenko M.I., Travis L.D. Capabilities and limitations of a current Fortran implementation of the T-Matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 1998. V. 60, iss. 3. P. 309–324.
26. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние малыми частицами. М.: Мир, 1986. 664 с.
27. Bedareva T.V., Sviridenkov M.A., Zhuravleva T.B. Retrieval of dust aerosol optical and microphysical properties from ground-based Sun-sky radiometer measurements in approximation of randomly oriented spheroids // J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer. 2014. V. 146. P. 140–157.
28. Lewandowski P.A., Eichinger W.E., Holder H., Prueger J., Wang J., Kleinman L.I. Vertical distribution of aerosols in the vicinity of Mexico City during MILAGRO-2006 Campaign // Atmos. Chem. Phys. 2010. V. 10, iss. 3. P. 1017–1030.
29. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 225 с.

T.V. Russkova, M.A. Sviridenkov, T.B. Zhuravleva. Effects of atmospheric optical characteristic stratification on the sky radiance in the solar principal plane.

The absence of explicit information on the “*in situ*” vertical distribution of optical characteristics of atmospheric aerosol is a common situation because of the complexity and high cost of environmental monitoring from aircraft. The paper presents estimates of effects of stratification of the atmospheric optical characteristics on the downward scattered radiation measured by a sun photometer at the surface of the Earth in two basic configurations – in the solar almucantar and the solar principal plane. The assessments were made on the basis of numerical experiments using the parameters which describe both background (areas with low anthropogenic loading) and extreme atmospheric situations (urban smog, dusty haze over the land, dust cloud above the water surface). It is shown that in the visible region of the spectrum beyond radiation absorption by the oxygen, ozone, water vapor, and nitrogen dioxide the stratification of the atmospheric optical characteristics has no significant effect on the sky radiance in solar almucantar, but in the solar principal plane it plays a significant role. The vertical variation of the aerosol extinction coefficient is the main factor. Using the simplified vertical profiles, in particular, the exponential distribution of the extinction coefficient, the error in the radiance calculation can be significantly reduced.