

ОПТИКА КЛАСТЕРОВ, АЭРОЗОЛЕЙ И ГИДРОЗОЛЕЙ

УДК 551.521.3

Грубодисперсный аэрозоль и его роль в формировании высоты однородной аэрозольной атмосферы

В.Н. Ужегов, Ю.А. Пхалагов, Д.М. Кабанов, С.М. Сакерин*

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

Поступила в редакцию 18.04.2012 г.

Проведен анализ большого массива одновременно измеренных спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ (приземный слой) и аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau^a(\lambda)$ в диапазоне $\lambda = 0,45\div 3,9$ мкм. Во многих случаях выявлены ситуации, когда с увеличением длины волны в ИК-области спектра растет высота однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda) = \tau^a(\lambda)/\beta(\lambda)$. Высказано предположение, что такая аномальная спектральная зависимость параметра $H_0(\lambda)$ связана с присутствием в пограничном слое безоблачной атмосферы визуально неразличимого грубодисперсного аэрозоля разной природы (почвенного или жидкокапельного). Показано, что для выявления такого аэрозоля безоблачной атмосферы необходимо проводить одновременные измерения параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ на длине волны $\lambda > 2$ мкм.

Ключевые слова: спектральная прозрачность приземной атмосферы, коэффициент аэрозольного ослабления, аэрозольная оптическая толщина атмосферы, высота однородной аэрозольной атмосферы; spectral transparency of the terrestrial atmosphere, the ratio of aerosol extinction, aerosol optical thickness of the atmosphere, the height of the homogeneous aerosol atmosphere.

Введение

Известно, что аэрозоль пограничного слоя атмосферы (ПСА), прилегающего к земной поверхности до высоты порядка 1000 м, является важным климатообразующим фактором [1–4]. Рассеивая и поглощая солнечную радиацию в пограничном слое атмосферы, аэрозоль влияет на вертикальное распределение радиационного притока тепла, что влечет за собой изменения теплового режима и динамики ПСА. Поэтому неадекватность учета аэрозольной компоненты атмосферы в климатических моделях приводит к большому разбросам в оценках температурных трендов [5]. В целом модельные расчеты показывают, что радиационное влияние тропосферного аэрозоля может быть различным и точность прогноза климатических оценок существенно зависит от того, насколько адекватно заданы его оптико-микрофизические параметры. Это определяет актуальность всесторонних натурных исследований оптических характеристик аэрозоля ПСА.

Одним из интересных подходов к исследованиям оптических характеристик аэрозоля пограничного слоя атмосферы, наряду с лазерным зондированием [6–8], является проведение одновременных измерений спектральной прозрачности атмосферы $T(\lambda)$ в широком диапазоне длин волн на приземной трассе и по всей толще атмосферы с последующим

выделением коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ и аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau^a(\lambda)$. Это позволяет исследовать корреляционную взаимосвязь вариаций параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$, а также относительную величину $H_0(\lambda) = \tau^a/\beta(\lambda)$, которую можно определить как эффективную высоту, или высоту однородного слоя аэрозоля, характеризующую динамику слоя перемешивания как для мелких, так и для крупных частиц при различных метеорологических условиях и состояниях подстилающей поверхности.

Состояние вопроса

Комплексные измерения в условиях летних дымок (1995–2000 гг.) проводились нами в диапазоне длин волн $\lambda = 0,45\div 1,06$ мкм [7, 8]. Анализ результатов показал, что в общем случае вариации $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ слабо коррелируют между собой (коэффициенты взаимной корреляции составляют $\sim 0,37$ при уровне значимости 0,16). Это согласуется с данными других авторов [9, 10] и свидетельствует о том, что временные вариации $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ зачастую обусловлены разными факторами. Также было выявлено, что высота однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ в летних дымках Западно-Сибирского региона в среднем составляет около 1000 м в видимом диапазоне длин волн и 400–600 м в области $\lambda = 1,06$ мкм.

Аналогичные измерения были продолжены в работах [11–13] в более широком диапазоне длин волн, охватывающем спектральную область от 0,45

* Виктор Николаевич Ужегов (uzhegov@iao.ru); Юрий Александрович Пхалагов (pkhalagov@iao.ru); Дмитрий Михайлович Кабанов (dkab@iao.ru); Сергей Михайлович Сакерин (sms@iao.ru).

до 3,9 мкм. Результаты этих исследований, проведенных в летних дымках 2002 г., подтвердили слабую корреляционную связь вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ во всем диапазоне длин волн, за исключением случая дымов лесных пожаров, где коэффициент взаимной корреляции вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ в области $\lambda = 0,45$ мкм достигал значения 0,67 [12].

Полученные оценки высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ показали, что в диапазоне длин волн $\lambda = 0,45 \pm 0,55$ мкм высота H_0 также составляет около 1000 м, затем с ростом длины волны медленно убывает и в области $\lambda = 1,06$ мкм составляет 690 м. Однако при дальнейшем продвижении в ИК-область длин волн величина H_0 вновь возрастает и в районе $\lambda = 3,9$ мкм достигает уровня 1340 м [11]. Для наглядности на рис. 1 приведен пример усредненного спектрального хода параметра $H_0(\lambda)$, заимствованный из работы [11].

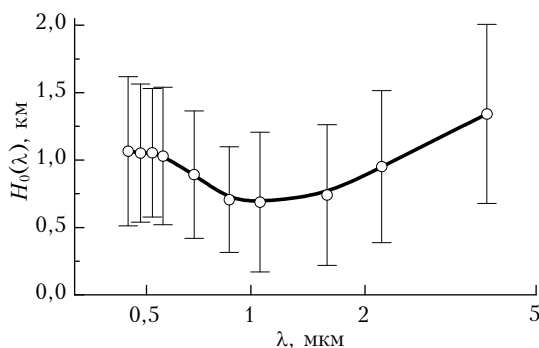


Рис. 1. Усредненная по массиву спектральная зависимость параметра $H_0(\lambda)$, полученная с 15 мая по 7 июля 2002 г. в районе г. Томска

Из общих соображений следовало ожидать уменьшения $H_0(\lambda)$ с ростом длины волны, поскольку при этом в аэрозольном ослаблении увеличивается вклад все более крупных частиц, концентрация которых в приземном слое должна быть выше. Очевидно, что полученная аномальная спектральная зависимость параметра $H_0(\lambda)$ является следствием аномального спектрального хода параметра $\tau^a(\lambda)$ в области λ от 1 до 3,9 мкм. Для объяснения этого эффекта было высказано предположение о наличии в верхних слоях атмосферы монодисперсных частиц радиусом $r \sim 3$ мкм.

В настоящей статье обсуждаются результаты исследований корреляционных связей параметров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ и спектральной структуры высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ на основе массива данных, полученных в период 2003–2006 гг. и насчитывающих более 2000 реализаций. Основной задачей этих исследований является выяснение физических причин часто наблюдаемого аномального спектрального хода параметра $H_0(\lambda)$ в инфракрасном диапазоне длин волн.

Статистика исходных данных

Конкретные периоды проведения измерений, а также общая статистика полученных данных приведены в таблице.

Распределение числа реализаций спектральных зависимостей $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ по годам и сезонам года

Год	Число измерительных дней	Число реализаций спектральных зависимостей $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$			
		Весна	Лето	Осень	Всего
2003	68	—	285	143	428
2004	67	31	285	82	398
2005	107	193	342	112	647
2006	91	264	350	10	624
<i>Весь массив</i>	333	488	1262	347	2097

Видно, что общий массив данных является довольно представительным как по годам, так и по сезонам года и должен хорошо отражать статистически значимые процессы изменчивости аэрозольного ослабления оптического излучения в приземном слое и по всей толще атмосферы.

Результаты исследований

Как было отмечено выше, максимальный уровень взаимной корреляции между вариациями $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ наблюдается в условиях задымленной атмосферы, когда субмикронные дымовые частицы вносят значимый вклад в аэрозольное ослабление как на приземной трассе, так и по всей толще атмосферы. Это позволяет предположить, что ослабление взаимной корреляции вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$, наблюдаемое в незадымленной атмосфере (в дымках), связано с некоррелированными вариациями концентрации грубодисперсного аэрозоля в приземном слое и по всей толще атмосферы.

На рис. 2 показана связь между параметрами $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ на длине волны $\lambda = 3,9$ мкм, где аэрозольное ослабление радиации обусловлено в основном грубодисперсными частицами.

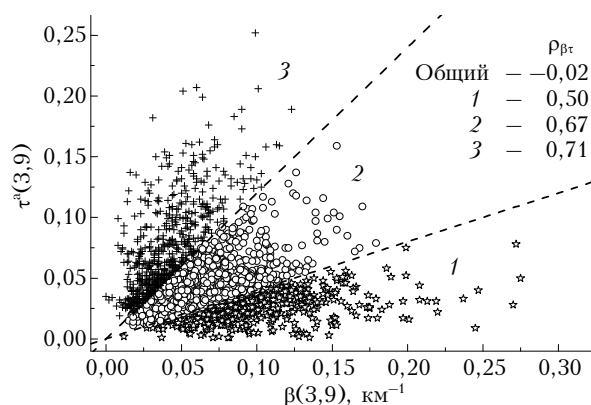


Рис. 2. Схема разделения общего массива точек на три отдельных массива (1–3). Нижняя пунктирная прямая соответствует высоте однородной аэрозольной атмосферы $H_0(3,9) = 0,4$ км, а верхняя — 1,2 км

Видно, что коэффициент взаимной корреляции между параметрами $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ практически равен нулю. Для объяснения этого экспериментального факта были рассмотрены механизмы, которые могут привести к разрушению взаимной корреляции между вариациями аэрозольного ослабления на при-

земной трассе $\beta(3,9)$ и по всей толще атмосферы $\tau^a(3,9)$. В частности, очень слабую взаимную корреляцию между вариациями обсуждаемых параметров следует ожидать в случае, когда в приземном слое преобладает грубодисперсный аэрозоль почвенного происхождения, а в более высоких слоях атмосферы — грубодисперсный аэрозоль слабой облачности [14, 15] (механизм 1).

Под термином «аэрозоль слабой облачности» понимается часто наблюдаемое с помощью лидарных методов наличие повышенной концентрации аэрозольных частиц в межоблачном пространстве. Заметим, что аэрозоль слабой облачности формируется на высотах облакообразования, но в силу низкой концентрации визуально не выявляется. Наличие двух независимых источников грубодисперсного аэрозоля в общем случае естественно приводит к разрушению взаимной корреляции между вариациями $\beta(3,9)$ и $\tau^a(3,9)$.

В качестве второго такого механизма можно рассматривать вариант, когда грубодисперсный аэрозоль почвенного происхождения при развитой конвекции выносится в более высокие слои атмосферы. При этом за счет уменьшения концентрации аэрозоля в приземном слое будет уменьшаться и коэффициент аэрозольного ослабления $\beta(3,9)$, в то время как значение $\tau^a(3,9)$ может либо не изменяться, либо даже возрастать (механизм 2). В конечном итоге проявление такого механизма также может приводить к ослаблению взаимной корреляции между вариациями $\beta(3,9)$ и $\tau^a(3,9)$.

Для выделения ситуаций, когда грубодисперсный аэрозоль поступает в атмосферу преимущественно от какого-то одного источника, было проведено разделение общего массива точек (рис. 2) на три отдельных массива (массивы 1, 2 и 3). За ос-

нову разделения была взята эффективная высота однородной аэрозольной атмосферы на длине волны $\lambda = 3,9$ мкм $H_0(3,9) = \tau^a(3,9)/\beta(3,9)$.

В результате такого разбиения в массив 1 вошли экспериментальные точки, полученные при $H_0(3,9) < 400$ м, где существенный вклад вносит прижатый к земле почвенный аэрозоль. Массив 3 составили точки при $H_0(3,9) > 1200$ м, где, возможно, образуется аэрозоль слабой облачности. Наконец, массив 2 является промежуточным случаем, где высота однородной аэрозольной атмосферы $H_0(3,9)$ изменялась в диапазоне 400–1200 м. Предполагается, что в этом слое могут присутствовать оба типа грубодисперсного аэрозоля. Градации по высоте $H_0(3,9)$, равные 400 и 1200 м, были взяты условно в предположении, что почвенный грубодисперсный аэрозоль, главным образом, сосредоточен в нижнем слое до 400 м, а аэрозоль слабой облачности формируется на высотах более 1200 м. В результате такого разделения в массивы 1, 2 и 3 вошло соответственно 500, 1096 и 520 синхронно измеренных спектров $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$. Заметим, что если в общем массиве коэффициент корреляции $\rho_{\beta\tau}$ на длине волны 3,9 мкм составлял $-0,02$, то внутри отдельных массивов, за счет искусственного ограничения разброса точек, коэффициенты $\rho_{\beta\tau}$ естественно стали существенно выше (см. вставку на рис. 2).

Представляется интересным выяснить, в каких условиях чаще всего встречаются экстремальные ситуации, соответствующие массивам 1 и 3. С этой целью на рис. 3 приведена вероятность реализации ситуаций с повышенным содержанием в приземном слое грубодисперсных почвенных частиц (массив 1) и частиц слабой облачности (массив 3) в зависимости от сезона года, температуры воздуха и времени суток.

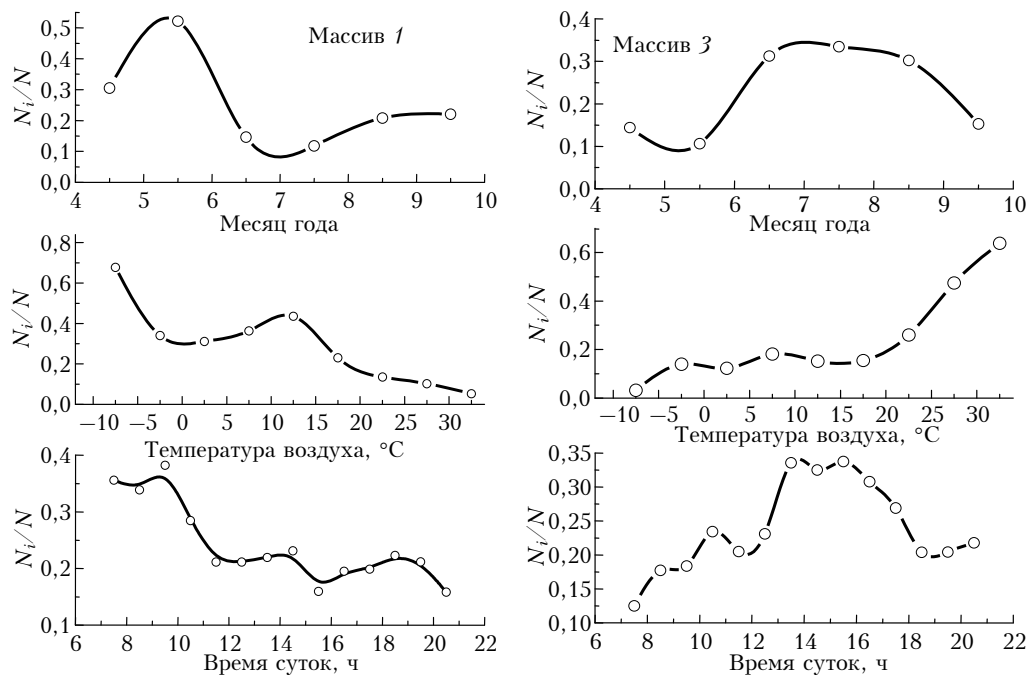


Рис. 3. Вероятность реализации N_i/N ситуации с повышенным содержанием в приземном слое почвенных частиц (массив 1) и частиц слабой облачности (массив 3) в зависимости от сезона года, температуры воздуха и времени суток

Из приведенных данных следует, что условия формирования массива 1 наиболее вероятны в середине мая в утренние часы, при достаточно низких температурах воздуха, когда грубодисперсный аэрозоль прижат к земле. Ситуации же с повышенным содержанием грубодисперсных частиц в верхних слоях атмосферы (возможно, частиц слабой облачности) (массив 3) наиболее часто реализуются в летние месяцы (июнь, июль, август) с 14 до 17 ч, при температуре воздуха $t > 25^\circ\text{C}$ и при наиболее развитой конвекции [16].

На рис. 4 приведены усредненные спектральные зависимости коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ (рис. 4, а), аэрозольной оптической толщи $\tau^a(\lambda)$ (рис. 4, б) и высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ (рис. 4, в) для массивов 1, 2 и 3.

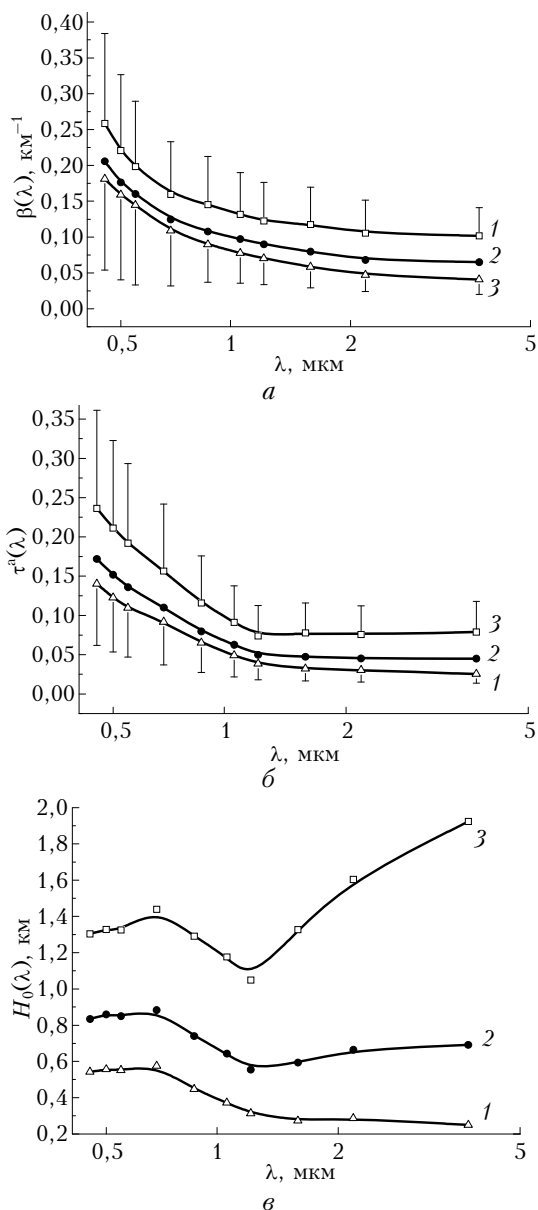


Рис. 4. Усредненные спектральные зависимости коэффициента аэрозольного ослабления (а), аэрозольной оптической толщи (б) и высоты однородной аэрозольной атмосферы (в) для массивов 1, 2 и 3

Анализ приведенных данных показывает, что спектральные зависимости коэффициентов $\beta(\lambda)$ для всех массивов представляют собой гладкие функции, спадающие с ростом длины волны (рис. 4, а). Спектральные зависимости аэрозольной оптической толщи $\tau^a(\lambda)$ для всех трех массивов также подобны друг другу, но в отличие от $\beta(\lambda)$ меняют наклон в области $\lambda = 1,2$ мкм (рис. 4, б). Относительно спектральной структуры высоты однородной аэрозольной атмосферы (рис. 4, в) можно отметить, что для массива 1 с ростом длины волны высота $H_0(\lambda)$ уменьшается во всем диапазоне длин волн, а для массива 2 уменьшение $H_0(\lambda)$ отмечается только в диапазоне $\lambda = 0,69 \div 1,2$ мкм, а затем $H_0(\lambda)$ остается практически постоянной. Наконец, для массива 3 в диапазоне длин волн $\lambda = 1,2 \div 3,9$ мкм отмечается хорошо выраженный рост высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$. Если в области $\lambda = 1,2$ мкм $H_0(\lambda)$ составляла около 1000 м, то в области $\lambda = 3,9$ мкм она возросла до 1900 м. Следует заметить, что ситуации, входящие в массив 3, составляют примерно четвертую часть рассмотренных здесь случаев.

Таким образом, результаты исследований показали, что зачастую наблюдаемый рост $H_0(\lambda)$ в ИК-диапазоне длин волн свидетельствует о том, что при безоблачном небе в высоких слоях атмосферы имеются грубодисперсные частицы аэрозоля. Какова природа этих частиц, пока сказать трудно. Можно лишь предполагать, что это либо частицы почвенного происхождения, поднятые турбулентными и конвективными потоками в верхние слои ПСА, либо аэрозоль слабой облачности, находящийся в межоблачном пространстве. Вследствие низкой концентрации эти частицы визуально неразличимы и, чтобы учесть их вклад в радиационных расчетах, нужны одновременные измерения аэрозольного ослабления на приземных и наклонных трассах в инфракрасном диапазоне длин волн.

Заключение

1. На основе данных одновременных натуральных измерений спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta(\lambda)$ и аэрозольной оптической толщи атмосферы $\tau^a(\lambda)$ в диапазоне длин волн 0,45–3,9 мкм впервые проведено разделение общего массива данных на три отдельных массива с целью минимизации влияния грубодисперсного аэрозоля разной природы на взаимосвязь вариаций $\beta(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$. За основу разделения была взята эффективная высота однородной аэрозольной атмосферы $H_0(3,9) = \tau^a(3,9)/\beta(3,9)$. В результате такого разбиения в первый массив вошли экспериментальные точки, полученные при $H_0(3,9) < 400$ м, где существенный вклад вносит почвенный аэрозоль. Третий массив составили точки при $H_0(3,9) > 1200$ м, где образуется аэрозоль слабой облачности. Вторым массив является промежуточным случаем (между первым и третьим), где высота $H_0(3,9)$ изменялась в диапазоне от 400 до 1200 м.

2. Часто наблюдаемый рост высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ в инфракрасном диапазоне длин волн свидетельствует о том, что при безоблачном небе в высоких слоях атмосферы имеются грубодисперсные частицы аэрозоля. Какова природа этих частиц, пока сказать трудно. Можно лишь предполагать, что это либо частицы почвенного происхождения, поднятые турбулентными и конвективными потоками в верхние слои ПСА, либо аэрозоль слабой облачности, находящийся в межоблачном пространстве. Вследствие низкой концентрации эти частицы визуальны неразличимы и, чтобы учесть их вклад в радиационных расчетах, нужны одновременные измерения аэрозольного ослабления на приземных и наклонных трассах в инфракрасном диапазоне длин волн.

1. Розенберг Г.В. Тонкодисперсный аэрозоль и климат // Изв. АН СССР Физ. атмосфер. и океана. 1982. Т. 18, № 11. С. 1192–1198.
2. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Физические свойства и химический состав // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15, № 2. С. 123–146.
3. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15, № 4. С. 301–320.
4. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 14, № 4. С. 392–410.
5. Yu Hongbin, Liu S.C., Dickinson R.E. Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric boundary layer // J. Geophys. Res. 2002. V. 107, N 12. P. AAC3/1–AAC3/14.
6. Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 3. Спектральные особенности вертикального распределения оптических характеристик аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 2011. Т. 24, № 3. С. 216–223.
7. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н. Исследование одновременных вариаций аэрозольного ослабления радиации на горизонтальных и наклонных трассах // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15, № 4. С. 321–327.
8. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Исследование дневной динамики аэрозольного ослабления оптической радиации в дымках на приземной и наклонных трассах // Оптика атмосфер. и океана. 2003. Т. 16, № 8. С. 708–713.
9. Tomasi C. Features of the Scale Height for Particulate Extinction in Hazy Atmospheres // J. Appl. Meteorol. 1982. V. 21, N 7. P. 931–944.
10. Лукшин В.В., Горчаков Г.И., Смирнов А.С. Спектральная прозрачность атмосферы // Результаты комплексного аэрозольного эксперимента ОДАЭК-87. Томск: Изд-е ТНЦ СО АН СССР, 1989. С. 70–76.
11. Ужегов В.Н., Пхалагов Ю.А., Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Панченко М.В. Исследования высоты однородной аэрозольной атмосферы в видимой и инфракрасной областях спектра // Оптика атмосфер. и океана. 2005. Т. 18, № 5–6. С. 410–415.
12. Ужегов В.Н., Кабанов Д.М., Пхалагов Ю.А., Сакерин С.М. Взаимосвязь вариаций аэрозольного ослабления видимой и ИК-радиации приземного слоя воздуха и всей атмосферной толщи // Оптика атмосфер. и океана. 2009. Т. 22, № 4. С. 386–391.
13. Ужегов В.Н., Кабанов Д.М., Пхалагов Ю.А., Сакерин С.М. Высота однородной аэрозольной атмосферы в диапазоне длин волн 0,45–4 мкм при разных типах замутнения: Тезисы докл. // XVII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Томск: ИОА СО РАН, 2010. С. 107.
14. Щелканов Н.Н. Влияние слабой облачности на спектральный ход эффективной высоты атмосферы // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 10. С. 876–879.
15. Улюмджиева Н.Н., Чубарова Н.Е., Смирнов А.Н. Характеристики атмосферного аэрозоля в Москве по данным солнечного фотометра CIMEL // Метеорол. и гидрол. 2005. № 1. С. 48–57.
16. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. СПб.: Гидрометеоздат, 2000. 780 с.

V.N. Uzhegov, Yu.A. Pkhalagov, D.M. Kabanov, S.M. Sakerin. Coarse aerosol and its role in shaping the height of the homogeneous aerosol atmosphere.

Large array of simultaneous measurements of spectral aerosol extinction coefficients $\beta(\lambda)$ (surface layer) and the aerosol optical thickness $\tau^a(\lambda)$ of the atmosphere in the range $\lambda = 0,45\text{--}3,9 \mu\text{m}$ is analyzed. In many cases, situations revealed, where the height of the homogeneous aerosol atmosphere $H_0(\lambda) = \tau^a(\lambda)/\beta(\lambda)$ increases with increasing wavelength in the infrared region of the spectrum. It is suggested that such anomalous spectral dependence of the $H_0(\lambda)$ is associated with the presence in the boundary layer of clear atmosphere of the visually indistinguishable coarse aerosol of different nature (soil or liquid-drop). It is shown that for detection of such aerosol in the cloud-free atmosphere it is necessary to perform simultaneous measurement of $\beta(\lambda)$ and $\tau^a(\lambda)$ at wavelength $\lambda > 2 \mu\text{m}$.