

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

Исследования высоты однородной аэрозольной атмосферы в видимой и инфракрасной областях спектра

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 27.12.2004 г.

На основе одновременных измерений спектрального пропускания атмосферы в приземном слое и по всей толще атмосферы впервые получены оценки высоты однородной аэрозольной атмосферы в диапазоне длин волн $\lambda = 0,44 \div 3,9$ мкм в летний сезон 2002 г. в районе г. Томска. Однородная высота аэрозольной атмосферы определялась как отношение аэрозольной оптической толщи $\tau^a(\lambda)$ к коэффициенту аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$. Обнаружено, что в среднем в диапазоне длин волн 0,44–0,56 мкм высота однородной аэрозольной атмосферы составляет около 1 100 м, затем медленно убывает и в области $\lambda = 1,06$ мкм составляет 690 м. Однако при дальнейшем продвижении в ИК-область длин волн значение H_0 неожиданно вновь начинает возрастать и в районе $\lambda = 3,9$ мкм достигает уровня 1 340 м. Предположительно это может быть связано с наличием в верхних слоях атмосферы монодисперсных частиц радиусом ~ 3 мкм. Выявлена дневная динамика спектральной зависимости высоты однородной аэрозольной атмосферы. Показано, что в утренние часы зависимость $H_0(\lambda)$ имеет максимум в видимой области, а днем и вечером в области $\lambda = 3,9$ мкм.

Введение

В последние годы в литературе активно обсуждается проблема изменения климата Земли, в основе которой лежит реально наблюдаемое повышение среднелобальной приземной температуры воздуха, частично обусловленное антропогенным ростом концентрации CO_2 и других парниковых газов [1–3]. Для оценки дальнейшего развития этого процесса и его социально-экономических последствий разработано большое число климатических моделей и проведена масса соответствующих расчетов с использованием различных вариантов возможной динамики накопления парниковых газов в будущем (см., например, [3]). Однако оказалось, что модельные расчеты дают очень большие разбросы получаемых оценок, что является следствием неопределенности используемых в расчетах важных климатоформирующих параметров. К числу таких параметров, несомненно, относится и аэрозоль пограничного слоя атмосферы (ПСА).

Радиационная значимость аэрозоля ПСА, в частности, наглядно продемонстрирована в работе [4] на примере одномерной интерактивной модели CAPS (*Coupled Atmosphere–Plant–Soil model*) для условий ясной погоды. Показано, что, 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. При этом если ослабление потока солнечной радиации происходит только за счет рассеивающего аэрозоля, то вследствие уменьшения суммы явного и скрытого тепла наблюдаются увлажнение пограничного слоя атмосферы и, соответствен-

но, подавление процесса испарения. Если же ослабление потока солнечной радиации происходит при наличии поглощающего аэрозоля, то возникает обусловленное им дополнительное прогревание атмосферы и пограничный слой воздуха становится более сухим, что способствует процессу испарения. Уменьшение суммы явного и скрытого тепла приводит также к изменению потока плавучести аэрозоля у поверхности и тем самым влияет на структуру инверсии в ПСА.

В случае чисто рассеивающего аэрозоля понижение температуры ПСА и ослабление потока плавучести ведут к усилению инверсии и к понижению уровня верхней границы слоя перемешивания. Напротив, повышение температуры ПСА (в случае поглощающего аэрозоля) может способствовать повышению верхней границы ПСА, несмотря на уменьшение потока плавучести. Отмечается также, что наличие в ПСА поглощающего аэрозоля уменьшает вероятность образования облаков, что способствует прогреванию воздуха.

В целом расчеты [4] показали, 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 пограничного слоя атмосферы.

В качестве перспективного метода исследований оптических характеристик ПСА является метод, основанный на одновременных измерениях аэрозольного ослабления оптической радиации в широком диапазоне длин волн на наклонных и приземных трассах. В приближении экспоненциального рас-

предела аэрозоля по высоте такие исследования позволяют получить не только аэрозольную оптическую толщину атмосферы $\tau^a(\lambda)$ и коэффициент аэрозольного ослабления излучения в приземном слое $\alpha(\lambda)$, но и оценить высоту однородной аэрозольной атмосферы в разных спектральных участках $H_0(\lambda)$, определяемую из соотношения

$$H_0(\lambda) = \tau^a(\lambda)/\alpha(\lambda).$$

Заметим, что параметр H_0 иногда называют «эффективной» высотой аэрозольной атмосферы, или приведенной высотой (Scale Height).

Поскольку H_0 в разных участках спектра, по определению, характеризует высоту слоя перемешивания для частиц разных размеров, то этот параметр можно использовать для изучения динамики слоя перемешивания как для мелких, так и для крупных частиц при различных метеорологических условиях и состояниях подстилающей поверхности.

До последнего времени целенаправленных исследований высоты однородной аэрозольной атмосферы проводилось очень мало. Здесь можно отметить работу [5], в которой выявлена сезонная и дневная изменчивость параметра H_0 в области длины волны $\lambda = 0,55$ мкм в ряде районов Италии. Было показано, что минимальные значения $H_0(0,55) = 0,5 \div 1,3$ км наблюдаются в осенние и зимние дни при сильной температурной инверсии, а максимальные (2–2,5 км) – в летние дни в городских условиях при развитой конвекции. При этом в большинстве случаев в утренние часы наблюдается рост H_0 со скоростью от 30 до 180 м/ч, связанный с ростом температуры воздуха. Заметим, что в [5] значения коэффициента $\alpha(0,55)$ находились из наблюдений метеорологической дальности видимости и ограничивались только безоблачными условиями для обеспечения однородности освещенности по трассе наблюдения.

Спектральные измерения $H_0(\lambda)$ в диапазоне длин волн 0,37–0,85 мкм в течение пяти дней (конец сентября – начало октября) были проведены вблизи г. Одессы [6]. Здесь значения коэффициента $\alpha(\lambda)$ находились инструментально с помощью спектрофелометров. Показано, что в указанном диапазоне длин волн высота однородной атмосферы уменьшается с ростом длины волны с 0,8 до 0,5 км.

В наших работах [7, 8] рассматриваются результаты измерений параметра $H_0(\lambda)$ в диапазоне $\lambda = 0,44 \div 1,06$ мкм. Измерения проводились в районе г. Томска в теплые сезоны 1995–2000 гг. Спектральные коэффициенты $\alpha(\lambda)$ в приземном слое находились с помощью трассового измерителя прозрачности атмосферы.

Выявлено, что в среднем высота однородной аэрозольной атмосферы в коротковолновой области спектра в течение дня в летних условиях изменяется в небольших пределах и составляет 0,6–0,8 км, а в области $\lambda = 1,06$ мкм 0,25–0,4 км, т.е. высота однородной аэрозольной атмосферы уменьшается с ростом длины волны. Однако в особо чистых условиях в спектре H_0 наблюдается слабо выражен-

ный максимум в районе $\lambda = 0,52 \div 0,56$ мкм, предположительно обусловленный частицами среднедисперсного диапазона.

В настоящей работе впервые предпринята попытка определения высоты однородной аэрозольной атмосферы в интервале длин волн $\lambda = 0,44 \div 3,9$ мкм.

Аппаратура и условия измерений

Для решения поставленной задачи в районе г. Томска с 15 мая по 7 июля 2002 г. была проведена серия синхронных измерений прозрачности всей толщи атмосферы и ее приземного слоя на длинах волн $\lambda = 0,44; 0,48; 0,52; 0,56; 0,69; 0,87; 1,06; 1,60; 2,20$ и 3,91 мкм.

Измерения в приземном слое проводились с помощью фильтрового фотометра [9] на трассе длиной 830 м. Периодичность измерений составляла 2 ч (12 циклов в сутки). За время одного цикла (~30 мин) измерялось шесть спектров в области длин волн 0,44–1,06 мкм и четыре в области 1,06–3,91 мкм, которые затем усреднялись. По полученным значениям прозрачности атмосферы находились спектральные коэффициенты общего ослабления излучения $\epsilon(\lambda)$, из которых с помощью аппарата множественной линейной регрессии выделялись коэффициенты аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$.

Измерения прозрачности всей толщи атмосферы осуществлялись с использованием многоволнового солнечного фотометра [10]. Наблюдения проводились короткими сериями, когда Солнце не было закрыто облаками. Из полученных данных рассчитывались среднечасовые значения пропускания атмосферной толщи. Учет молекулярного поглощения излучения газовыми компонентами атмосферы и выделение аэрозольной оптической толщи $\tau^a(\lambda)$ осуществлялись с помощью пакета программ LOWTRAN-7.

Всего за 33 дня было получено около 160 одновременно измеренных спектральных зависимостей параметров $\tau^a(\lambda)$ и $\alpha(\lambda)$. Все оптические измерения сопровождались наблюдениями за метеорологическими параметрами приземного слоя атмосферы, включающими в себя: температуру воздуха t , относительную RH и абсолютную a влажность воздуха, парциальное давление паров воды e , атмосферное давление P и скорость ветра V . Средние значения метеопараметров, их среднеквадратические отклонения и диапазон изменчивости приведены в табл. 1. Заметим, что большой диапазон изменчивости указанных параметров свидетельствует о представительности полученного массива данных.

Таблица 1

Статистические характеристики метеопараметров атмосферы в период измерений

Параметр	Среднее значение	СКО	max	min
t , °С	19,7	5,48	31,4	5,50
e , мбар	9,9	3,53	19,3	4,19
RH , %	43	15,8	92,0	18,0
a , г/м ³	7,3	2,56	14,2	3,25
P , мм рт. ст.	743,8	4,62	753	734
V , м/с	3,4	1,65	7,90	0,0

Результаты измерений

В результате статистической обработки данных оптических измерений были получены средние значения параметров $\alpha(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$, их среднеквадратические отклонения и коэффициенты автокорреляции $\rho_{\alpha\alpha}$ и $\rho_{\tau\tau}$, приведенные для нескольких длин волн в табл. 2 и 3 соответственно. Из табличных данных видно, что автокорреляционные матрицы параметров $\alpha(\lambda)$ и $\tau^a(\lambda)$ заметно различаются. Нагляднее всего это следует из анализа коэффициентов автокорреляции $\rho_{\alpha(0,44)\alpha(\lambda)}$ и $\rho_{\tau(0,44)\tau^a(\lambda)}$, характеризующих взаимосвязь вариаций параметров α и τ^a на длине волны $\lambda = 0,44$ мкм с другими длинами волн. Видно, что в приземном слое (табл. 2) для данного массива наблюдается достаточно тесная взаимосвязь вариаций коэффициентов $\alpha(0,44)$ и $\alpha(\lambda)$ во всем диапазоне длин волн (коэффициенты $\rho_{\alpha(0,44)\alpha(\lambda)}$ изменяются от 0,94 до 0,74 при уровне значимости $\sim 0,17$). Это свидетельствует о том, что в изменчивость параметра $\alpha(\lambda)$ во всем спектральном диапазоне значительный вклад вносит грубодисперсный аэрозоль. Для аэрозольной оптической толщи (табл. 3) коэффициент автокорреляции $\rho_{\tau(0,44)\tau^a(\lambda)}$ с ростом длины волны довольно быстро спадает и в области $\lambda \geq 1,06$ мкм достигает уровня $\sim 0,50$. Такой характер коэффициента $\rho_{\tau(0,44)\tau^a(\lambda)}$ показывает, что грубодисперсный аэрозоль вносит значительно меньший вклад в вариации оптической толщи атмосферы в видимой области спектра по сравнению с приземным слоем.

На рис. 1 представлены усредненные за период измерений спектральные зависимости параметров τ^a , α и H_0 , а также среднеквадратические отклонения этих величин.

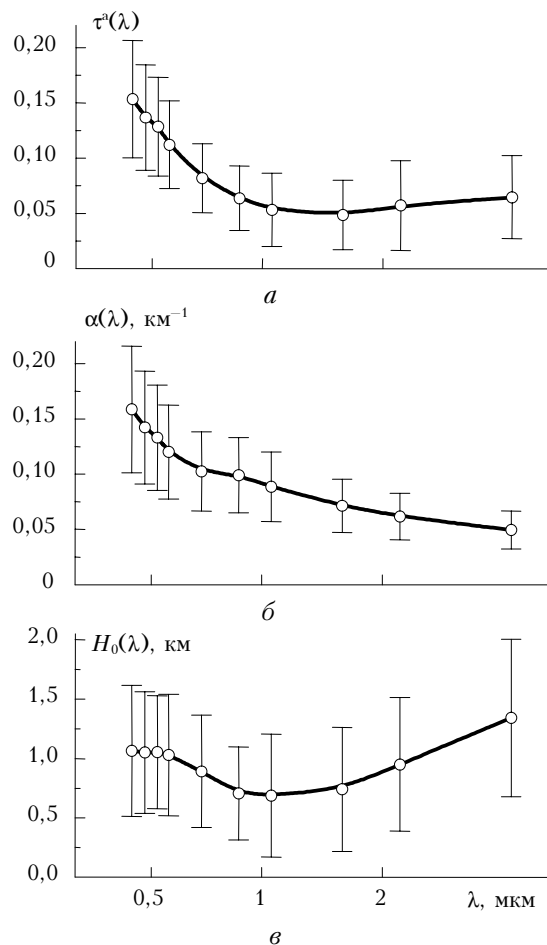


Рис. 1. Усредненные по массиву спектральные зависимости параметров $\tau^a(\lambda)$, $\alpha(\lambda)$ и $H_0(\lambda)$, полученные с 15 мая по 7 июля 2002 г. в районе г. Томска

Таблица 2

Статистические характеристики коэффициентов аэрозольного ослабления излучения $\alpha(\lambda)$

λ , мкм	$\bar{\alpha}(\lambda)$, км ⁻¹	СКО, км ⁻¹	Коэффициенты автокорреляции $\rho_{\alpha(\lambda)\alpha(\lambda)}$						
			$\alpha(0,44)$	$\alpha(0,56)$	$\alpha(0,69)$	$\alpha(0,87)$	$\alpha(1,06)$	$\alpha(2,2)$	$\alpha(3,9)$
0,44	0,159	0,057	1	0,94	0,92	0,88	0,85	0,75	0,74
0,56	0,120	0,043		1	0,98	0,97	0,90	0,82	0,82
0,69	0,103	0,036			1	0,97	0,93	0,84	0,84
0,87	0,099	0,034				1	0,94	0,89	0,88
1,06	0,089	0,032					1	0,93	0,90
2,2	0,062	0,021						1	0,93
3,9	0,050	0,017							1

Таблица 3

Статистические характеристики аэрозольной оптической толщи

λ , мкм	$\tau^a(\lambda)$	СКО	Коэффициенты автокорреляции $\rho_{\tau^a(\lambda)\tau^a(\lambda)}$						
			$\tau^a(0,44)$	$\tau^a(0,56)$	$\tau^a(0,69)$	$\tau^a(0,87)$	$\tau^a(1,06)$	$\tau^a(2,2)$	$\tau^a(3,9)$
0,44	0,153	0,053	1	0,97	0,83	0,72	0,50	0,45	0,52
0,56	0,112	0,040		1	0,93	0,85	0,65	0,50	0,56
0,69	0,082	0,031			1	0,94	0,81	0,50	0,52
0,87	0,064	0,029				1	0,85	0,48	0,50
1,06	0,053	0,033					1	0,39	0,36
2,2	0,057	0,041						1	0,89
3,9	0,065	0,038							1

Видно, что для данного массива усредненная спектральная зависимость аэрозольной оптической толщи $\tau^a(\lambda)$ (рис. 1,а) быстро падает в диапазоне длин волн от 0,44 до 1,06 мкм, а затем остается на этом уровне и даже несколько возрастает к длине волны $\lambda = 3,9$ мкм. В то же время зависимость $\alpha(\lambda)$ (рис. 1,б) представляет собой функцию, убывающую с ростом длины волны во всем спектральном интервале.

Обнаруженные особенности в поведении зависимостей $\tau^a(\lambda)$ и $\alpha(\lambda)$, естественно, проявились и на усредненной спектральной структуре $H_0(\lambda)$ (рис. 1,в). Видно, что в диапазоне длин волн 0,44–0,56 мкм высота однородной аэрозольной атмосферы составляет около 1 100 м, затем медленно убывает и в области $\lambda = 1,06$ мкм составляет 690 м. Но самое неожиданное состоит в том, что при дальнейшем продвижении в ИК-область длин волн H_0 вновь возрастает и в районе $\lambda = 3,9$ мкм достигает уровня 1 340 м.

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 спектральная зависимость параметра H_0 является следствием аномального спектрального хода параметра $\tau^a(\lambda)$ в области λ от 1 до 3,91 мкм (см. рис. 1,а).

Подобная спектральная зависимость τ^a в ИК-диапазоне длин волн, в частности, может быть связана с наличием в атмосфере относительно узких фракций частиц, которые приводят к слабовыраженным экстремумам $\tau^a(\lambda)$ в области основного максимума фактора ослабления излучения K_p .

Оценки показывают, что в этом случае значение $\Delta\tau^a = \tau^a(4 \text{ мкм}) \div \tau^a(1 \text{ мкм})$ при прохождении максимума K_p равно 0,01–0,03. Например, для непоглощающих частиц с коэффициентом преломления $m = 1,5$ относительный размер частиц $\rho = 2\pi r/\lambda$ в области основного максимума составляет 4,5. Как следствие, фракция частиц радиусом $r \sim 3$ мкм формирует максимум τ^a в области $\lambda = 4$ мкм, а на участке длин волн от 1 до 4 мкм будет наблюдаться рост значений $\tau^a(\lambda)$.

Кроме усредненных спектральных зависимостей параметров $\tau^a(\lambda)$, $\alpha(\lambda)$ и $H_0(\lambda)$ представляло интерес проанализировать их динамику при разных уровнях аэрозольного замутнения в атмосфере. С этой целью первичный массив эмпирических данных был разбит на четыре подмассива в зависимости от диапазона изменчивости параметров τ^a и α на длине волны $\lambda = 0,56$ мкм.

На рис. 2 представлены спектральные зависимости аэрозольной оптической толщи, коэффициентов аэрозольного ослабления и высоты однородной аэрозольной атмосферы для четырех фиксированных значений α (0,56). Те же самые зависимости, но для четырех фиксированных значений параметра τ^a (0,56), приведены на рис. 3. Из данных рис. 2

видно, что спектральные зависимости $\alpha(\lambda)$ при всех замутнениях плавно убывают с ростом длины волны (рис. 2,б). В то же время спектральная зависимость $\tau^a(\lambda)$ непрерывно падает во всем диапазоне длин волн только в самых чистых условиях (рис. 2,а, кривая 1), а затем, по мере увеличения замутнения в приземном слое, наблюдается все более выраженный рост $\tau^a(\lambda)$ в диапазоне длин волн 1,6–3,9 мкм.

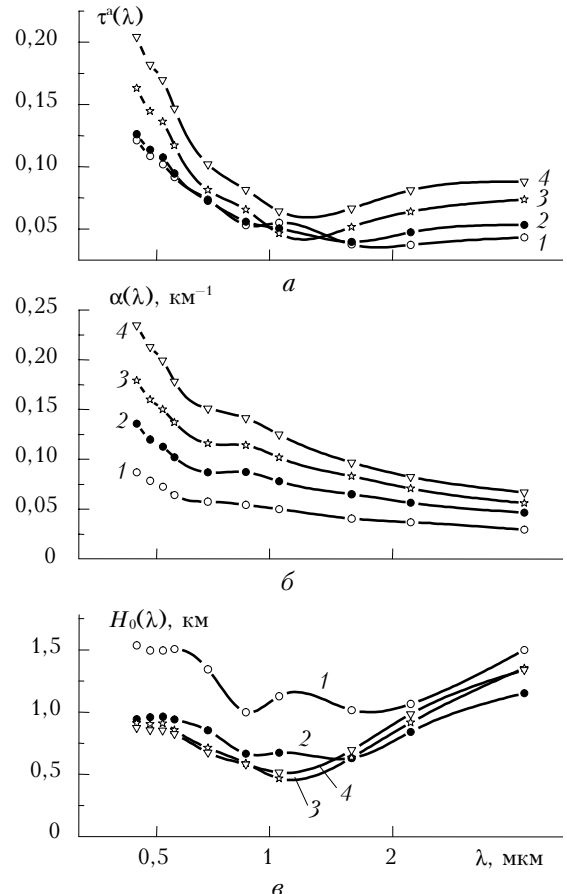


Рис. 2. Трансформация спектральных зависимостей аэрозольной оптической толщи $\tau^a(\lambda)$, коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ и высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ при значении параметра $\alpha(0,56) = 0,06$ (кривая 1); 0,10 (2); 0,14 (3) и 0,18 км⁻¹ (4)

По характеру спектральных зависимостей $H_0(\lambda)$ (рис. 2,в) можно отметить, что максимальная высота однородной аэрозольной атмосферы реализуется в условиях высокой видимости в приземном слое. По мере увеличения замутнения приземного слоя значение $H_0(\lambda)$ уменьшается во всем диапазоне длин волн и особенно в коротковолновой области.

Анализ данных, приведенных на рис. 3, показывает, что если в качестве фиксированного параметра используется аэрозольная оптическая толщина, то в этом случае, естественно, при малых значениях τ^a (0,56) реализуются самые низкие значения $H_0(\lambda)$, а при больших — самые высокие. В целом характер спектральной зависимости $H_0(\lambda)$ на рис. 2 не сильно меняется по сравнению с приведенным на рис. 3.

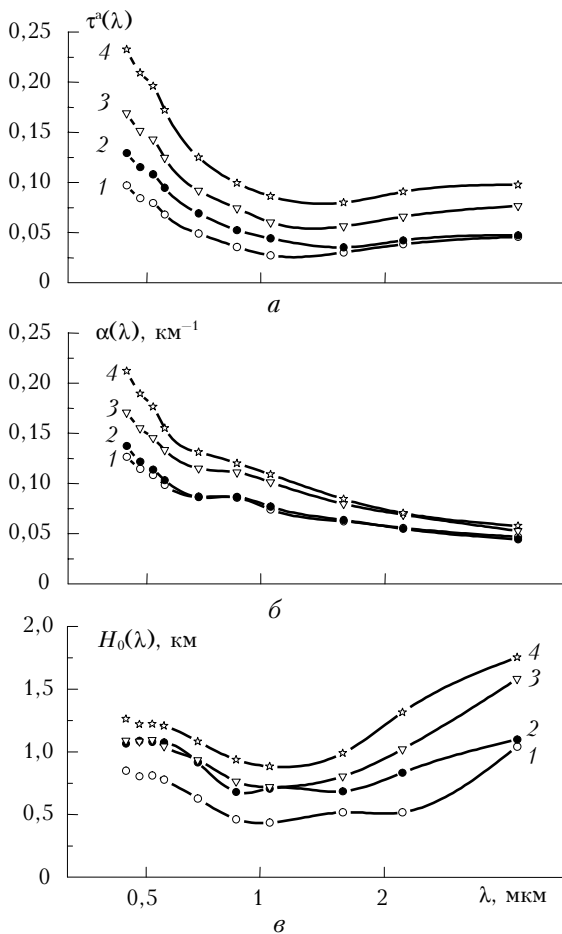


Рис. 3. Трансформация спектральных зависимостей аэрозольной оптической толщины $\tau^a(\lambda)$, коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ и высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$ при значении параметра $\tau^a(0,56) = 0,07$ (кривая 1); 0,10 (2); 0,14 (3) и 0,17 (4)

Для изучения дневной динамики изменения обсуждаемых параметров из всего массива данных был выделен подмассив, включающий в себя 14 малооблачных дней. Для этого подмассива на рис. 4 представлены спектральные зависимости $\tau^a(\lambda)$, $\alpha(\lambda)$ и $H_0(\lambda)$, полученные утром (кривые 1), днем (2) и вечером (3).

Как видно, величина $\alpha(\lambda)$ растет с утра до вечера практически нейтрально по спектру (рис. 4, б), что, по-видимому, связано с конвективным выносом крупных частиц с подстилающей поверхности в атмосферу. На спектральных зависимостях $\tau^a(\lambda)$ в ИК-области спектра также прослеживается увеличение в атмосфере содержания грубодисперсного аэрозоля в течение дня (рис. 4, а). Однако при этом в видимой области спектра параметр $\tau^a(\lambda)$ в это же время изменяется очень мало. Последнее обстоятельство, на фоне увеличения концентрации крупных частиц, можно объяснить только соответствующим уменьшением оптического влияния мелких частиц в высоких слоях атмосферы. Какой конкретно механизм влияет на концентрацию или оптические свойства мелких частиц, в данном случае сказать трудно.

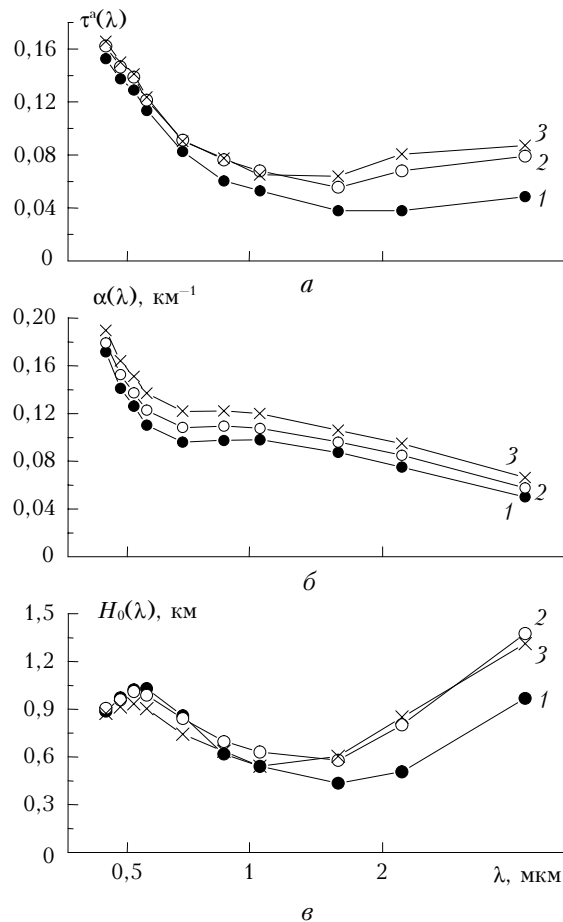


Рис. 4. Спектральная зависимость усредненных за 14 дней аэрозольной оптической толщины $\tau^a(\lambda)$, коэффициентов аэрозольного ослабления $\alpha(\lambda)$ и высоты однородной аэрозольной атмосферы $H_0(\lambda)$, полученных в малооблачные дни в мае – июне 2002 г. утром (кривые 1), днем (2) и вечером (3)

Дневная трансформация высоты однородной атмосферы показана на рис. 4, в, из которого видно, что в коротковолновой области спектра максимальные значения H_0 наблюдаются утром, а затем несколько уменьшаются. В ИК-диапазоне длин волн ($\lambda = 1,6 \div 3,9$ мкм), наоборот, утром реализуются минимальные значения параметра $H_0(\lambda)$, а днем и вечером высота однородной аэрозольной атмосферы заметно увеличивается.

Отметим, что минимальная дневная динамика $H_0(\lambda)$ наблюдается в области длины волны 1,06 мкм, которая наиболее чувствительна к изменчивости частиц среднечастотной фракции.

Заключение

1. На основе одновременных измерений спектрального пропускания атмосферы на протяженной приземной трассе и по всей толще атмосферы впервые получены натурные данные по высоте однородной аэрозольной атмосферы в широком диапазоне длин волн ($\lambda = 0,44 \div 3,9$ мкм) в летний период.

2. Обнаружено, что спектральная зависимость высоты однородной аэрозольной атмосферы имеет небольшой максимум в видимой области спектра, минимум в области $\lambda \sim 1$ мкм и выраженный подъем в диапазоне длин волн 1,6–3,9 мкм.

3. Выявлена дневная динамика спектральной зависимости высоты однородной аэрозольной атмосферы. Показано, в утренние часы зависимость $H_0(\lambda)$ имеет максимум в видимой области, а днем и вечером в области $\lambda = 3,9$ мкм.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-65179).

1. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 1. Физические свойства и химический состав // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 2. С. 123–146.
2. Кондратьев К.Я. Аэрозоль как климатообразующий компонент атмосферы. 2. Прямое и косвенное воздействие на климат // Оптика атмосф. и океана. 2002. Т. 15. № 4. С. 301–320.
3. Кондратьев К.Я. Радиационное возмущающее воздействие, обусловленное аэрозолями // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 1. С. 5–20.
4. Hongbin Yu., Liu S.C., Dickinson R.E. Radiative effects of aerosols on the evolution of the atmospheric

boundary layer // J. Geophys. Res. D. 2002. V. 107. N 12. P. AAC3/1–AAC3/14.

5. Tomasi C. Features of the Scale Height for Particulate Extinction in Hazy Atmospheres // J. Appl. Meteorol. 1982. V. 21. N 7. P. 931–944.
6. Лукин В.В., Горчаков Г.И., Смирнов А.С. Спектральная прозрачность атмосферы // Результаты комплексного аэрозольного эксперимента ОДАЭКС-87. Томск: Изд-е ТИЦ СО АН СССР, 1989. С. 70–76.
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 атмосф. 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 атмосф. и океана. 2003. Т. 16. № 8. С. 708–713.
9. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667–671.
10. Кабанов Д.М., Сакерин С.М., Турчинович С.А. Солнечный фотометр для научного мониторинга (аппаратура, методики, алгоритмы) // Оптика атмосф. и океана. 2001. Т. 14. № 12. С. 1162–1169.

V.N. Uzhegov, Yu.A. Pkhalagov, D.M. Kabanov, S.M. Sakerin, M.V. Panchenko. Investigation of the height of the homogeneous aerosol atmosphere in the visible and infrared spectral regions.

Based on the simultaneous measurements of the spectral transmittance of the atmosphere in the surface layer and in the whole atmospheric depth, the height of the homogeneous aerosol atmosphere in a wavelength region 0.44–3.9 μm was estimated, for the first time, for the summer season of 2002 near Tomsk. The height of the homogeneous aerosol atmosphere was determined as a ratio of the aerosol optical depth $\tau(\lambda)$ to the aerosol extinction coefficient $\alpha(\lambda)$. It was found that this height averages about 1100 m in a wavelength range 0.44–0.56 μm , then decreases slowly, and amounts to 690 m near $\lambda = 1.06$ μm . However, further into the IR region, the height H_0 surprisingly begins to increase, and at $\lambda = 3.9$ μm it achieves 1340 m. Assumingly, this can be attributed to the presence of monodisperse particles with radius of ~ 3 μm in the upper atmospheric layers. The daily dynamics has been revealed in the spectral dependence of the height of the homogeneous aerosol atmosphere. It has been shown that in the morning the dependence $H_0(\lambda)$ has a maximum in the visible, while in the day and evening the maximum lies near $\lambda = 3.9$ μm .