

Р.Ф. Рахимов, В.Н. Ужегов, Э.В. Макиенко, Ю.А. Пхалагов

Микрофизическая интерпретация сезонной и суточной изменчивости спектральной зависимости коэффициента аэрозольного ослабления на приземных трассах

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 30.12.2003 г.

На основе массива спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$, измеренных на приземной трассе в диапазоне длин волн 0,44–3,9 мкм, получены данные по дисперсному составу атмосферной дымки и рассмотрено относительное влияние случайных и регулярных геофизических факторов на сезонную и суточную изменчивость функции распределения частиц по размерам. Микрофизические параметры дымки находились прямым моделированием ансамбля реализаций коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$, статистическая изменчивость которых обеспечивала близость собственных векторов автокорреляционной матрицы $\rho_{\beta_e}(\lambda_k, \lambda_l)$ к измеренным в различных метеоусловиях. Выявлены факторы, определяющие особенности изменения фракционного состава приземной дымки в суточном ходе и при переходе от летнего сезона к осеннему. Показано, что своеобразие спектральной структуры коэффициентов аэрозольного ослабления в различных метеоусловиях возникает как результат характерных изменений содержания частиц на трех интервалах шкалы размеров аккумулятивной ($r < 0,45$ мкм), среднелдисперсной ($0,45 < r < 2,0$ мкм) и грубодисперсной ($r > 2,2$ мкм) фракций.

Введение

Для анализа процессов, определяющих перенос потоков лучистой энергии через атмосферу (солнечного, с максимумом в видимой области спектра и уходящего в космос ИК-излучения), необходимы адекватные данные об эффективности ослабления, рассеяния и поглощения света аэрозольной компонентой в широком спектральном интервале и в различных климатических зонах. Эти данные можно получать либо из эмпирических оптических моделей аэрозольной атмосферы, построенных на основе долговременных, статистически обеспеченных измерений спектрального пропускания атмосферы [1, 2], либо из так называемых «моделей микрофизической имитации» параметров аэрозольного светорассеяния [3].

Главные достоинства эмпирических оптических моделей заключаются в адекватном отражении реальных атмосферно-оптических ситуаций. Недостаток же состоит в том, что такие модели построены для небольшого числа географических регионов (центр Европейской России, побережье Черного моря, аридная зона Казахстана и юг Западной Сибири [4–6]). Кроме того, такие модели описывают спектральные коэффициенты только аэрозольной экстинкции и не содержат входного параметра, характеризующего поглощающие свойства аэрозоля. В то же время модели «микрофизической имитации» аэрозольного светорассеяния, свободные от недостатков эмпирического подхода, отягощены конкретным несовершенством или стилизованностью привлекаемой ис-

ходной информации о микроструктуре аэрозольной компоненты.

Одна из целей данной работы заключается в апробировании нового подхода к построению аэрозольных моделей, сочетающего преимущества эмпирического и теоретического методов.

Ранее в [7] на основе сопоставления экспериментальных данных с результатами моделирования статистической изменчивости параметров аэрозольного светорассеяния было показано, что эмпирическая модель оценки значений аэрозольной индикатрисы по коэффициенту рассеяния обусловлена взаимосогласованными изменениями спектра размеров и показателя преломления частиц, возникающими под воздействием регулярных и случайных колебаний относительной влажности. Аналогичный подход к исследованию закономерностей атмосферной изменчивости состояния приземной дымки использован и в настоящей статье.

Экспериментальные данные

Был привлечен массив коэффициентов аэрозольного ослабления излучения $\beta_e(\lambda)$ в области длин волн $\lambda = 0,44; 0,48; 0,52; 0,55; 0,63; 0,69; 0,87; 1,06; 1,25; 1,60; 2,17$ и $3,9$ мкм, полученный из измерений спектральной прозрачности атмосферы $T(\lambda)$ на приземной трассе протяженностью 830 м на окраине г. Томска с помощью аппаратного комплекса [8]. Заметим, что выделение коэффициента $\beta_e(\lambda)$ из общего ослабления проводилось с использованием

статистического метода [9], основанного на применении аппарата линейного множественного регрессионного анализа. Измерения охватывали период с 15 мая по 4 ноября 2002 г. и проводились круглосуточно с интервалом между наблюдениями 2 ч. Всего была получена 1351 единичная реализация спектральных зависимостей коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_\epsilon(\lambda)$ и синхронно измеренных значений температуры (t), абсолютной (a) и относительной (q) влажности воздуха.

Средние значения и среднеквадратические отклонения коэффициентов $\beta_\epsilon(\lambda)$, параметров t , a и q ,

а также рассчитанных компонент аэрозольного ослабления $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$ и $\Delta\beta_{гд}$, обусловленных изменчивостью аккумулятивной ($r \sim 0,05 \div 0,45$ мкм), среднечисленной ($r \sim 0,45 \div 2,0$ мкм) и грубодисперсной ($r > 2,2$ мкм) фракций атмосферной дымки для всего массива данных, приведены в табл. 1. Здесь же даны коэффициенты корреляции между всеми этими параметрами. В табл. 2 сведены средние значения и среднеквадратические отклонения величин $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$, $\Delta\beta_{гд}$ и параметров t , a и q для каждого измерительного периода и оценены их корреляционные взаимосвязи.

Таблица 1

Средние значения (\bar{X}), среднеквадратические отклонения (σ_X) и коэффициенты взаимной корреляции ($\rho_{x,x}$) для общего массива оптико-метеорологических данных, полученных с мая по ноябрь 2002 г. Размерность массива 1351 реализация

Параметр	\bar{X}	σ_X	$\rho_{x,x}$								
			$\beta_\epsilon(0,44)$	$\beta_\epsilon(1,06)$	$\beta_\epsilon(3,9)$	$\Delta\beta_{ак}$	$\Delta\beta_{сд}$	$\Delta\beta_{гд}$	t	a	q
$\beta_\epsilon(0,44), \text{км}^{-1}$	0,2423	0,129	1,00	0,831	0,565	0,930	0,800	0,711	0,297	0,532	0,325
$\beta_\epsilon(0,48), \text{км}^{-1}$	0,2184	0,121	0,993	0,836	0,581	0,916	0,837	0,719	0,306	0,527	0,298
$\beta_\epsilon(0,52), \text{км}^{-1}$	0,1990	0,112	0,980	0,845	0,586	0,893	0,865	0,723	0,308	0,510	0,271
$\beta_\epsilon(0,55), \text{км}^{-1}$	0,1760	0,101	0,960	0,861	0,601	0,853	0,886	0,736	0,319	0,494	0,235
$\beta_\epsilon(0,69), \text{км}^{-1}$	0,1414	0,0797	0,909	0,882	0,644	0,752	0,900	0,769	0,366	0,462	0,143
$\beta_\epsilon(0,87), \text{км}^{-1}$	0,1300	0,0706	0,840	0,902	0,738	0,615	0,834	0,843	0,430	0,459	0,058
$\beta_\epsilon(1,06), \text{км}^{-1}$	0,1059	0,0541	0,831	1,00	0,719	0,587	0,732	0,879	0,380	0,390	0,072
$\beta_\epsilon(1,6), \text{км}^{-1}$	0,0950	0,0456	0,803	0,938	0,821	0,571	0,562	0,959	0,415	0,439	0,079
$\beta_\epsilon(2,17), \text{км}^{-1}$	0,0754	0,0368	0,652	0,855	0,904	0,392	0,416	0,980	0,432	0,351	-0,063
$\beta_\epsilon(3,9), \text{км}^{-1}$	0,0688	0,0375	0,565	0,719	1,00	0,336	0,287	0,940	0,461	0,408	-0,053
$\Delta\beta_{ак}, \text{км}^{-1}$	0,0831	0,0591	0,930	0,587	0,336	1,00	0,692	0,461	0,149	0,503	0,449
$\Delta\beta_{сд}, \text{км}^{-1}$	0,0461	0,0395	0,800	0,732	0,287	0,692	1,00	0,449	0,236	0,355	0,169
$\Delta\beta_{гд}, \text{км}^{-1}$	0,0797	0,0384	0,711	0,879	0,940	0,461	0,449	1,00	0,453	0,419	-0,006
$t, \text{°C}$	14,55	7,55	0,297	0,380	0,461	0,149	0,236	0,453	1,00	0,634	-0,319
$a, \text{г/м}^3$	8,060	3,37	0,532	0,390	0,408	0,503	0,355	0,419	0,634	1,00	0,476
$q, \%$	62,67	21,0	0,325	0,0720	-0,053	0,449	0,169	-0,006	-0,319	0,476	1,00

Таблица 2

Параметр	\bar{X}	σ_X	$\Delta\beta_{ак}$	$\Delta\beta_{сд}$	$\Delta\beta_{гд}$	t	a	q
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Май, N = 243</i>								
$\Delta\beta_{ак}, \text{км}^{-1}$	0,0446	0,0257	1,00	0,480	0,197	0,148	0,506	0,274
$\Delta\beta_{сд}, \text{км}^{-1}$	0,0260	0,0153	0,480	1,00	0,429	0,151	0,166	0,043
$\Delta\beta_{гд}, \text{км}^{-1}$	0,0745	0,0248	0,197	0,429	1,00	0,425	0,036	-0,289
$t, \text{°C}$	14,23	6,227	0,148	0,151	0,425	1,00	0,132	-0,741
$a, \text{г/м}^3$	6,325	1,732	0,506	0,166	0,036	0,132	1,00	0,515
$q, \%$	54,76	21,86	0,274	0,043	-0,289	-0,741	0,515	1,00
<i>Июнь, N = 197</i>								
$\Delta\beta_{ак}, \text{км}^{-1}$	0,1016	0,0507	1,00	0,814	0,670	-0,177	0,370	0,394
$\Delta\beta_{сд}, \text{км}^{-1}$	0,0779	0,0360	0,814	1,00	0,897	0,012	0,190	0,147
$\Delta\beta_{гд}, \text{км}^{-1}$	0,0833	0,0349	0,670	0,897	1,00	0,125	0,129	0,039
$t, \text{°C}$	19,85	3,987	-0,177	0,012	0,125	1,00	-0,225	-0,799
$a, \text{г/м}^3$	10,84	2,424	0,370	0,190	0,129	-0,225	1,00	0,745
$q, \%$	65,67	21,74	0,394	0,147	0,039	-0,799	0,745	1,00
<i>Июль, N = 224</i>								
$\Delta\beta_{ак}, \text{км}^{-1}$	0,0885	0,0464	1,00	0,762	0,432	-0,231	0,399	0,465
$\Delta\beta_{сд}, \text{км}^{-1}$	0,0262	0,0170	0,762	1,00	0,544	0,026	0,324	0,202
$\Delta\beta_{гд}, \text{км}^{-1}$	0,1046	0,0414	0,432	0,544	1,00	0,407	0,210	-0,170
$t, \text{°C}$	19,84	5,278	-0,231	0,026	0,407	1,00	0,038	-0,808
$a, \text{г/м}^3$	10,69	2,399	0,399	0,324	0,210	0,038	1,00	0,538
$q, \%$	65,33	22,84	0,465	0,202	-0,170	-0,808	0,538	1,00

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Август, N = 239</i>								
$\Delta\beta_{ак}, км^{-1}$	0,1004	0,0678	1,00	0,849	0,539	0,040	0,612	0,378
$\Delta\beta_{сд}, км^{-1}$	0,0462	0,0343	0,849	1,00	0,629	0,219	0,587	0,175
$\Delta\beta_{гд}, км^{-1}$	0,0838	0,0453	0,539	0,629	1,00	0,388	0,500	-0,085
$t, °C$	17,25	5,210	0,040	0,219	0,388	1,00	0,414	-0,728
$a, г/м^3$	9,954	2,352	0,612	0,587	0,500	0,414	1,00	0,279
$q, \%$	69,00	19,84	0,378	0,175	-0,085	-0,728	0,279	1,00
<i>Сентябрь, N = 294</i>								
$\Delta\beta_{ак}, км^{-1}$	0,0918	0,0751	1,00	0,672	0,477	0,362	0,754	0,532
$\Delta\beta_{сд}, км^{-1}$	0,0643	0,0548	0,672	1,00	0,583	0,633	0,678	0,162
$\Delta\beta_{гд}, км^{-1}$	0,0757	0,0353	0,477	0,583	1,00	0,409	0,325	0,011
$t, °C$	11,08	5,616	0,362	0,633	0,409	1,00	0,639	-0,237
$a, г/м^3$	6,523	2,473	0,754	0,678	0,325	0,639	1,00	0,568
$q, \%$	63,13	18,28	0,532	0,162	0,011	-0,237	0,568	1,00
<i>Октябрь, N = 154</i>								
$\Delta\beta_{ак}, км^{-1}$	0,0699	0,0413	1,00	0,614	0,329	0,029	0,366	0,422
$\Delta\beta_{сд}, км^{-1}$	0,0306	0,0165	0,614	1,00	0,406	0,272	0,203	0,050
$\Delta\beta_{гд}, км^{-1}$	0,0479	0,0202	0,329	0,406	1,00	-0,283	-0,125	0,125
$t, °C$	2,903	5,299	0,029	0,272	-0,283	1,00	0,543	-0,319
$a, г/м^3$	3,396	1,316	0,366	0,203	-0,125	0,543	1,00	0,584
$q, \%$	56,68	17,48	0,422	0,050	0,125	-0,319	0,584	1,00

Значения величин $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$ и $\Delta\beta_{гд}$ находились как разности линейных комбинаций (осредненных по спектральному интервалу) значений коэффициентов $\beta_{\epsilon}(\lambda)$:

$$\Delta\beta_{ак} = [\beta_{\epsilon}(0,44) + \beta_{\epsilon}(0,48) + \beta_{\epsilon}(0,55)]/3 - [\beta_{\epsilon}(0,69) + \beta_{\epsilon}(0,87) + \beta_{\epsilon}(1,06)]/3, \quad (1)$$

$$\Delta\beta_{сд} = [\beta_{\epsilon}(0,69) + \beta_{\epsilon}(0,87) + \beta_{\epsilon}(1,06)]/3 - [\beta_{\epsilon}(1,6) + \beta_{\epsilon}(2,17) + \beta_{\epsilon}(3,9)]/3, \quad (2)$$

$$\Delta\beta_{гд} = [\beta_{\epsilon}(1,6) + \beta_{\epsilon}(2,17) + \beta_{\epsilon}(3,9)]/3. \quad (3)$$

Заметим, что данная методика разделения хотя и является достаточно условной, но, как показывают результаты последующего анализа, значения компонент $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$ и $\Delta\beta_{гд}$ дают вполне адекватное представление об относительных вкладах в общее аэрозольное ослабление частиц разных диапазонов размеров, в том числе и об их взаимной изменчивости под воздействием различных атмосферных факторов.

Среди данных, представленных в табл. 1, следует отметить значимый уровень корреляции между вариациями аэрозольного ослабления в видимом и ИК-диапазонах спектра ($\rho > 0,5$), а также между параметрами $\Delta\beta_{ак}$ и $\Delta\beta_{гд}$ ($\rho = 0,46$). Это свидетельствует о наличии в атмосфере процессов, приводящих к согласованному изменению спектра частиц приземной дымки во всем диапазоне размеров. Также отчетливо прослеживается корреляционная взаимосвязь вариаций $\beta_{\epsilon}(\lambda)$ с метеорологическими параметрами атмосферы. В частности, аэрозольное ослабление коротковолновой радиации имеет положительную корреляцию с относительной влажностью воздуха ($\rho_{\Delta\beta_{ак}, q} = 0,45$), а в ИК-диапазоне с температурой воздуха ($\rho_{\Delta\beta_{гд}, t} = 0,45$). Кроме того, для параметров $\Delta\beta_{ак}$ и $\Delta\beta_{сд}$ наблюдается значимая корреляция с абсолютной влажностью воздуха ($\rho_{\Delta\beta_{ак}, a} = 0,50$, $\rho_{\Delta\beta_{сд}, a} = 0,36$). Причем эта связь для аккумулятивной ком-

поненты выше, чем с относительной влажностью и температурой. Аналогичные взаимосвязи между компонентами $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$, $\Delta\beta_{гд}$ и метеорологическими параметрами в разные измерительные периоды прослеживаются и по данным табл. 2.

Для выяснения причин приведенных фактов рассмотрим трансформацию статистических характеристик спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления при разных масштабах усреднения данных.

Сезонная изменчивость спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления

На рис. 1 представлены усредненные за месяц спектры коэффициентов $\beta_{\epsilon}(\lambda)$ с мая по октябрь (рис. 1, а, б), их среднеквадратические отклонения $\sigma_{\beta}(\lambda)$ (рис. 1, в) и первые три собственных вектора $\varphi_k(\lambda)$ автокорреляционной матрицы $\rho_{\beta, \beta}$ (рис. 1, г-е). Указанный набор характеристик в дальнейшем был использован как основной для сопоставления экспериментальных данных с теоретическими.

В рамках модельных оценок проводилось сопоставление не отдельных реализаций, а свойств соответствующих статистических ансамблей $\beta_{\epsilon}(\lambda)$, которые были представлены в виде разложения по ортонормированной системе собственных векторов автокорреляционной матрицы $\rho_{\beta, \beta}$ [10]:

$$\beta_{\epsilon}^{(i)}(\lambda_j) = \overline{\beta_{\epsilon}(\lambda_j)} + \sum_{k=1}^m C_k^{(i)} \varphi_k(\lambda_j), \quad (4)$$

где $C_k^{(i)}$ – коэффициенты разложения, вычисляемые по формуле

$$C_k^{(i)} = \sum_{j=1}^m [\beta_{\epsilon}^{(i)}(\lambda_j) - \overline{\beta_{\epsilon}(\lambda_j)}] \varphi_k(\lambda_j). \quad (5)$$

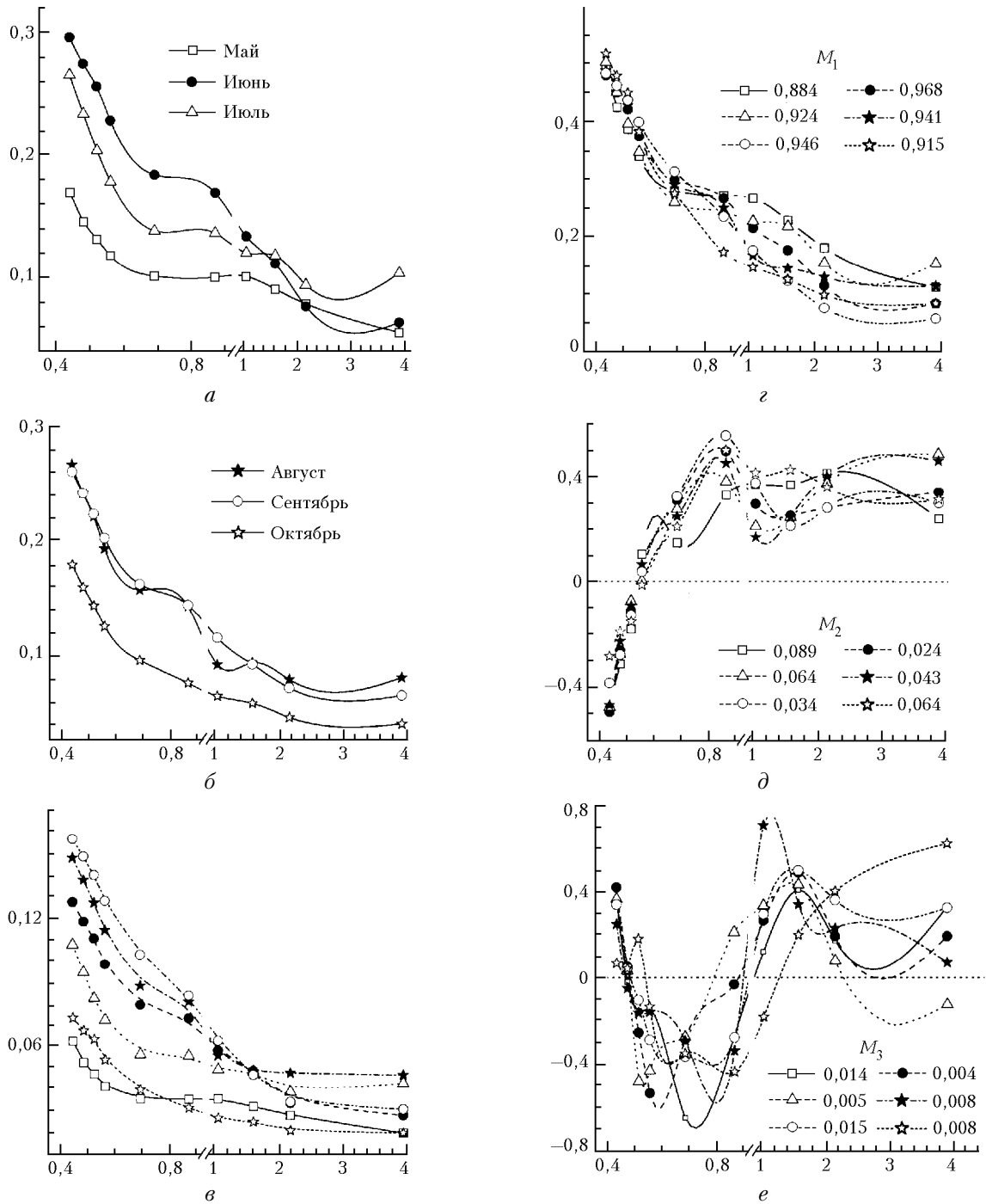


Рис. 1. Статистические характеристики аэрозольного ослабления для шести подмассивов, полученных в разные месяцы измерений

Дисперсию коэффициентов разложения $C_k^{(i)}$ определяют собственные числа корреляционной матрицы μ_k в соответствии с выражением

$$\mu_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |C_k^{(i)}|^2. \quad (6)$$

Расчет собственных векторов $\varphi_k(\lambda_j)$ и собственных чисел μ_k автокорреляционной матрицы проводился методом Якоби [10].

Из приведенных на рис. 1 данных видно, что наименьшие значения коэффициентов аэрозольного ослабления во всем диапазоне длин волн наблюдались в мае и октябре. Этим же месяцам соответствует и минимум изменчивости параметра $\beta_\epsilon(\lambda)$. Максимум замутнений в видимой области спектра выявлен в июне, а в ИК-диапазоне в июле. Заметим, кстати, что по опыту многолетних исследований июльские данные в ИК-диапазоне постоянно дают максимальные значения коэффициента аэрозольного

ослабления и его наибольшую изменчивость. Последнее, вероятней всего, связано с хорошо развитой конвекцией в это время года и интенсивным выносом грубодисперсного аэрозоля с подстилающей поверхности. Максимальная изменчивость $\beta_e(\lambda)$ в коротковолновой области зафиксирована в августе и сентябре, что связано с периодическим проникновением в район измерений слабо задымленных воздушных масс, сформировавшихся в западных районах России в результате сильных торфяных пожаров.

Анализ собственных векторов $\varphi_i(\lambda)$ и собственных чисел μ_i автокорреляционной матрицы показывает, что максимум дисперсии коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$ приходится на первый вектор $\varphi_1(\lambda)$, характеризующий долю взаимосогласованных по знаку изменений параметра $\beta_e(\lambda)$ во всем спектральном интервале. В частности, доля дисперсии, приходящаяся на первый вектор, с июня по сентябрь составляла от 92 до 97%, а в мае и октябре она понизилась до 88 и 91% соответственно (см. рис. 1, з). Доля дисперсии, приходящаяся на второй (знакопеременный по спектру) вектор $\varphi_2(\lambda)$, составляет от 2,4% (в июне) до 8,9% (в мае). Заметим, что этот вектор имеет одну точку перемены знака, которая для всех приведенных массивов лежит в области длины волны $\lambda = 0,55$ мкм. Достаточно большой процент дисперсии, приходящийся на этот вектор, означает, что в атмосфере имеются физические процессы, когда в видимой области спектра коэффициенты $\beta_e(\lambda)$ растут, а в инфракрасном диапазоне падают, и наоборот. В качестве такого процесса, например, можно рассматривать суточный ход относительной влажности воздуха и температуры в летний день. Утром с увеличением прогрева подстилающей поверхности усиливается конвективный вынос грубодисперсного аэрозоля в приземный слой атмосферы, что приводит к росту аэрозольного ослабления во всем диапазоне длин волн, в том числе и в ИК-области. Но одновременно с ростом температуры относительная влажность воздуха уменьшается, что приводит к уменьшению коэффициентов аэрозольного ослабления в видимом диапазоне спектра.

На третий собственный вектор приходится существенно меньший процент дисперсии $\beta_e(\lambda)$, соответственно от 0,4 до 1,5%. Спектральное поведение этого знакопеременного вектора интерпретировать крайне сложно, однако в целом можно говорить об общих закономерностях в спектральных зависимостях $\varphi_3(\lambda)$ для всех подмассивов.

Внутрисуточная изменчивость спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления

Из данных, приведенных в табл. 1 и 2, видно, что и для общего массива, и для отдельных сезонов вариации коэффициентов $\beta_e(\lambda)$ и его компонент $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$ и $\Delta\beta_{гд}$ связаны с вариациями метеопараметров атмосферы. Это обстоятельство позволяет более определенно говорить о физических процессах, влияющих на оптические свойства атмосферы, по

суточной динамике метеозадающих элементов. Учитывая, что максимальные коэффициенты взаимной корреляции между аэрозольным ослаблением и относительной влажностью воздуха наблюдаются в коротковолновой области спектра (см. табл. 1), рассмотрим суточную динамику параметров $\Delta\beta_{ак}$ и q с мая по октябрь (рис. 2).

Кривые показывают, что суточный ход мелкодисперсной компоненты аэрозольного ослабления с мая по сентябрь в среднем следует за относительной влажностью воздуха. Однако в октябре эта закономерность нарушается, что, вероятней всего, связано с низким уровнем влажности в этот период года. В утреннем максимуме среднее значение влажности воздуха в октябре составляет только ~65%, что существенно ниже уровня конденсации водяного пара на аэрозольных частицах.

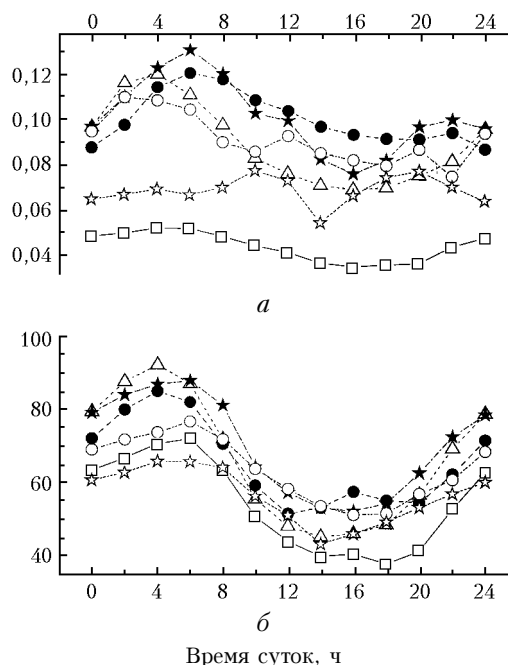


Рис. 2. Трансформация суточного хода аэрозольного ослабления субмикронных частиц (а) и относительной влажности воздуха от весны к осени (б): —□— май, ● июнь, Δ июль, * август, ○ сентябрь, ☆ октябрь

Суточная динамика грубодисперсной компоненты аэрозольного ослабления $\Delta\beta_{гд}$ (рис. 3, а, б) в целом хорошо соответствует суточному изменению температуры воздуха t (рис. 3, в, г) только с июня по август, когда наблюдались наиболее высокие значения температуры и, следовательно, имели место хорошо развитые конвективные потоки. В мае и сентябре с падением температуры воздуха взаимосвязь между $\Delta\beta_{гд}$ и t значительно ослабевает, а в октябре суточный ход $\Delta\beta_{гд}$ уже совершенно не соответствует суточной динамике температуры.

Суточная изменчивость среднедисперсной компоненты аэрозольного ослабления оптического излучения $\Delta\beta_{сд}$ с мая по октябрь (без привязки к метеопараметрам) приведена на рис. 4, из которого видно,

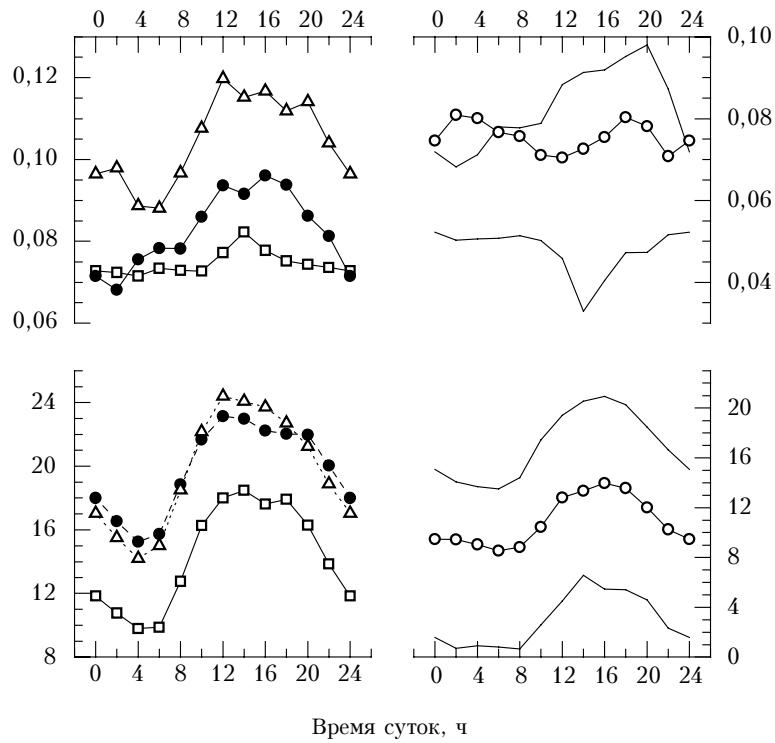


Рис. 3. Трансформация суточного хода аэрозольного ослабления грубодисперсных частиц и температуры воздуха от весны к осени (обозначение кривых см. в подписи к рис. 2)

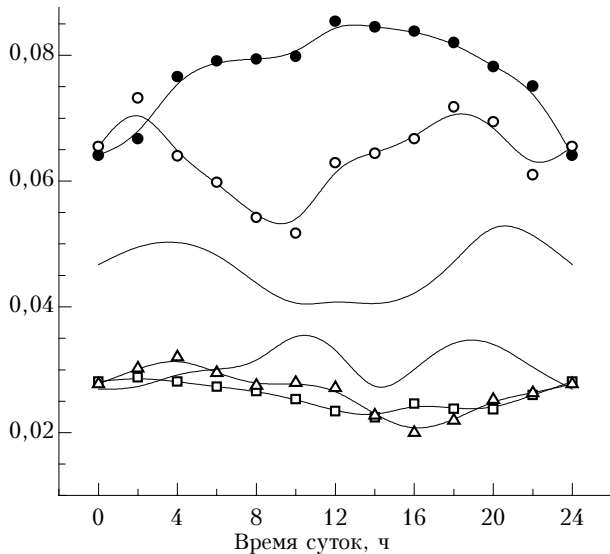


Рис. 4. Сезонная трансформация суточного хода аэрозольного ослабления среднечисперсных частиц (обозначения кривых см. в подписи к рис. 2)

что в суточном ходе ослабления излучения среднечисперсными частицами общих закономерностей для всех измерительных периодов не обнаруживается. Наибольшие значения $\Delta\beta_{сд}$ наблюдались в июне (до $0,09 \text{ км}^{-1}$) и в сентябре (до $0,07 \text{ км}^{-1}$). Заметим, кстати, что по ряду признаков именно в эти периоды в районе измерений преобладали воздушные массы, содержащие дымовой аэрозоль дальнего переноса [15, 16]. В августе значения среднечисперсной компоненты составляли $0,04\text{--}0,05 \text{ км}^{-1}$, а ее суточный

ход в среднем соответствовал сентябрьскому. Наименьшие значения этой компоненты наблюдались в июле и в мае ($0,02\text{--}0,03 \text{ км}^{-1}$).

При изучении роли частиц среднечисперсной фракции в оптике атмосферы значительный интерес представляет задача о природе этих частиц. Сугубо предварительные оценки по этому вопросу могут быть получены при изучении суточной изменчивости усредненных компонент $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$ и $\Delta\beta_{гд}$. Для примера на рис. 5 представлен суточный ход указанных

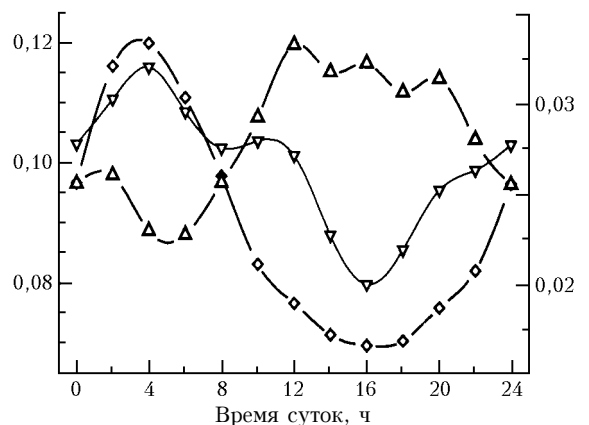


Рис. 5. Суточный ход компонент аэрозольного ослабления $\Delta\beta_{ак}$, $\Delta\beta_{сд}$ и $\Delta\beta_{гд}$ в июле 2002 г.

компонент для июля 2002 г. Видно, что в данном конкретном случае характер временной динамики среднечисперсной компоненты аэрозольного ослабления значительно лучше соответствует суточному

ходу аккумулятивной нежеле грубодисперсной составляющей. Это обстоятельство позволяет заключить, что среднедисперсная фракция частиц в июле, вероятней всего, сформировалась из аккумулятивной фракции. В дальнейшем следует протестировать эту задачу и на других измерительных периодах.

Для того чтобы более определенно судить о физических процессах, приводящих к тем или иным изменениям в спектральной структуре коэффициентов аэрозольного ослабления излучения в приземной дымке, нужна информация о соответствующих изменениях микроструктуры атмосферного аэрозоля.

Микроструктурная интерпретация оптических данных по отдельным реализациям $\beta_e(\lambda)$ может быть получена, в частности, методами решения обратной задачи [11]. Однако неизбежные погрешности спектральных измерений коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$, а также априорная неопределенность и спектральное непостоянство показателя преломления по длинам волн или фракционному составу нередко приводят к неоднозначной оценке дисперсного состава приземной дымки. Поэтому кроме микроструктурных данных, полученных на основе решения обратной задачи аэрозольного светорассеяния, представляет интерес рассмотреть также и результаты прямого «микрофизического моделирования» атмосферной изменчивости аэрозольного ослабления.

Методика моделирования

Как уже указывалось выше, элементы развиваемой методики моделирования частично были представлены в [7]. Существо подхода заключается в численном моделировании ансамбля реализаций коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$ на базе алгоритмов теории Ми по микрофизическим данным, статистическая изменчивость которых обеспечивает спектральные зависимости элементов ортогонального разложения (4), близкие к измеренным в различных метеоусловиях.

Как известно, при базовом методе измерений прозрачности атмосферы коэффициенты $\beta_e(\lambda)$ усредняются по существенно большему рассеивающему объему, чем в [7]. Поэтому при численном моделировании ансамбля реализаций спектральных векторов $\beta_e(\lambda)$ была использована несколько видоизмененная по сравнению с [7] методика определения дисперсного состава и показателя преломления частиц дымки.

На первом этапе для задания характерных изменений формы функции плотности распределения счетной концентрации частиц по размерам $f(r)$ приземной дымки была использована суперпозиция шести логарифмически нормальных мод. Из них три были предназначены для описания возможных структурных изменений спектра размеров частиц в интервале аккумулятивной фракции ($r = 0,05 \div 0,45$ мкм) и столько же на интервале размеров среднедисперсных и грубодисперсных аэрозолей ($r = 0,45 \div 9,0$ мкм):

$$f(r) = \frac{dN_c}{dr} =$$

$$= Ar^{-3} \sum_{i=1}^K M_i \exp \left\{ -b_i \left[\ln(r/r_i) \right]^2 \right\}, \text{ мкм}^{-1} \cdot \text{см}^{-3}, \quad (7)$$

где r_i , b_i , A , M_i — параметры модели; N_c — счетная концентрация частиц, см^{-3} . Для того чтобы модельный спектр не выходил за рамки дисперсного состава, характерного для атмосферной дымки, ансамбль реализаций $f(r)$ формировался методом случайной выборки значений параметров модели (7) из интервалов вариаций, указанных в табл. 3. Здесь в соответствии с качественным определением фракционных элементов представлены средние, минимальные и максимальные значения интервалов статистических вариаций параметров: r_i , b_i и $F_i = AM_i$.

Таблица 3

Значения параметров функции распределения частиц по размерам (7)

Параметр моды распределения	Значение интервала			Распределение (тип)
	минимальное	среднее	максимальное	
<i>Фракция 1 (микродисперсная)</i>				
r_1 , мкм	0,07	0,11	0,14	Равномерное
b_1	3,0	5,0	9,0	Равномерное
$\ln F_1$	3,0	4,5	6,0	Нормальное
<i>Фракция 2 (аккумулятивная 1)</i>				
r_2 , мкм	0,17	0,23	0,30	Равномерное
b_2	6,0	8,0	12	Равномерное
$\ln F_2$	1,0	2,75	4,5	Нормальное
<i>Фракция 3 (аккумулятивная 2)</i>				
r_2 , мкм	0,2	0,3	0,40	Равномерное
b_2	6,0	8,0	12	Равномерное
$\ln F_3$	0,7	2,4	4,0	Нормальное
<i>Фракция 4 (среднедисперсная 1)</i>				
r_2 , мкм	0,55	0,69	1,1	Равномерное
b_2	6,0	8,0	16,0	Равномерное
$\ln F_4$	0,28	2,0	4,0	Нормальное
<i>Фракция 5 (среднедисперсная 2)</i>				
r_3 , мкм	1,26	1,49	1,98	Равномерное
b_3	4,0	8,0	16,0	Равномерное
$\ln F_5$	0,6	2,1	3,7	Нормальное
<i>Фракция 6 (грубодисперсная)</i>				
r_4 , мкм	2,8	3,4	4	Равномерное
b_4	4	8,0	12	Равномерное
$\ln F_6$	0,4	2,1	3,8	Нормальное

На втором этапе, для учета более тонких случайных структурных изменений спектра размеров атмосферной дымки, каждая мода распределения (7) расщеплялась еще на 3–6 подфракций. Применяемая методика расщепления спектра размеров при переходе от первого этапа представления ко второму обеспечивала сохранение характерных особенностей дисперсного состава приземной дымки. При этом норма отклонения спектральных зависимостей коэффициента аэрозольного ослабления, рассчитанных на двух этапах, не превышала 5–10%.

На первом этапе по датчику случайных чисел определялись выборка значений для 18 параметров модели (7) и характерные особенности отдельной реализации дисперсного состава приземной дымки. На втором этапе конкретная реализация спектра $f_j(r)$ подвергалась дополнительным более тонким случайным деформациям внутри каждой из шести мод

распределения (7). На рис. 6, *a* схематично представлена иллюстрация к методике разложения основных мод распределения на дополнительные подфракции, а на рис. 6, *б* для примера приведена небольшая выборка (32 реализации) статистически моделируемых спектров и усредненный по 512 реализациям модельный спектр размеров (май 2002 г.). Для оценки параметров мод конечного разложения $f(r)$ использовалось решение системы линейных уравнений, записанных как условие сохранения интегральных сечений, объема и счетной концентрации частиц.

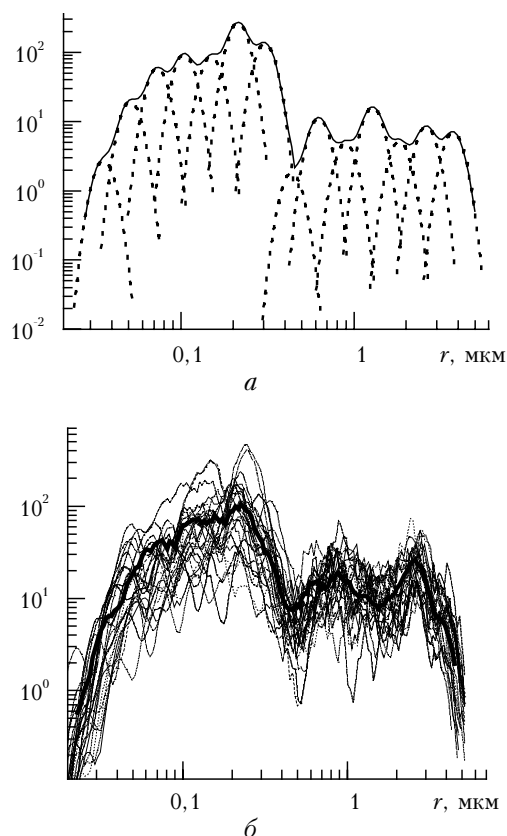


Рис. 6. Схема расщепления отдельных мод случайного распределения на втором этапе моделирования (*a*); выборка отдельных реализаций спектра размеров приземной дымки (*б*)

Таким образом формировался статистический ансамбль случайных реализаций спектра размеров частиц дымки, имеющих достаточно тонкую структуру изменения по шкале размеров и сохраняющих характерную для приземной дымки фракционность.

Кроме того, в схеме численного моделирования отдельной реализации $f_i(r)$ учитывались и деформации спектра $f_i(r)$, связанные с динамикой относительной влажности воздуха q . Значения q выбирались по датчику случайных чисел с нормальным распределением вокруг некоторого среднего значения q_c в интервале 0,2–0,95.

Поскольку измерения коэффициентов аэрозольного ослабления дымки проводились в интервале $\lambda = 0,44 \div 3,9$ мкм, то для численного моделирования использовались данные [3], содержащие оптические

константы различных химических элементов и соединений, входящих в состав аэрозольных частиц, в широком диапазоне длин волн. В целом при расчетах было учтено влияние 17 элементов и соединений.

Ранее выполненные численные оценки показали [3, 12], что приоритетную роль в формировании спектральных зависимостей параметров аэрозольного светорассеяния играют не все особенности спектрального изменения реальной и мнимой частей показателя преломления $m_i(\lambda)$, а лишь несколько наиболее важных полос поглощения. Поэтому при моделировании изменчивости диэлектрических свойств материала частиц различных фракций использовалась качественно определенная выборка $m_i(\lambda)$, содержащая примерно 5–8 спектральных особенностей. В частности, при синтезе стилизованных спектральных зависимостей $m_i(\lambda)$ была использована методика прогноза локальной спектральной изменчивости мнимой и реальной частей $m_i(\lambda)$, описываемая моделью осциллятора с затуханием [13]. При моделировании оптических свойств грубодисперсной фракции для определения полос поглощения использовались преимущественно спектральные зависимости $m(\lambda)$ минералов, в то время как для тонкодисперсной фракции данные формировались на основе сложных химических комплексов, в частности смеси сульфата аммония, серной кислоты, воды. Учет вариаций содержания сажевого компонента проводился на основе известного принципа внешнего смешения, когда спектральные значения комплексного показателя преломления корректировались исходя из объемных пропорций компонентов. Весовые пропорции между компонентами задавались на основе датчика случайных чисел с нормальным распределением относительно среднего значения.

Как было показано (см. рис. 2, 3), в приземном слое наблюдаются достаточно устойчивые колебания среднего содержания различных фракций аэрозоля, которые также были учтены при формировании статистического ансамбля состояний дымки.

Приведенные на рис. 1, *a–в* экспериментальные данные содержат в себе достаточно подробную информацию о спектральной изменчивости $\beta_c(\lambda)$ на промежутке времени, охватывающем примерно три сезона года. Модельные оценки были построены таким образом, что можно было выявить особенности изменения оптико-микрофизических свойств приземной дымки в течение нескольких месяцев. С этой целью, задавая конкретную статистику изменения параметров модели (7) и спектральной зависимости показателя преломления, для каждого месяца рассчитали более 500 реализаций $\beta_c(\lambda)$.

Стартовые значения параметров модели (7) на первом этапе для каждого месяца определялись по следующему алгоритму. Во-первых, модальные радиусы фракций (по логарифмической шкале r) изначально в первом приближении были равнесены равномерно: $r_i = 0,08; 0,16; 0,32; 0,64; 1,28; 2,56$ мкм. Значения параметров b_i варьировались между собой и от месяца к месяцу в интервале 3,0–9,0, но в целом, как показали последующие результаты расчетов,

ширины мод распределения отдельных фракций отличались друг от друга незначительно.

Для того чтобы проводить прямое микрофизическое моделирование статистической изменчивости состояния дымки, нужно найти оптимальные для каждого месяца микрофизические параметры. С этой целью предварительно решалась обратная задача. Характерный для каждого месяца дисперсный состав определялся по средневзвешенной за месяц спектральной зависимости $\overline{\beta_\epsilon(\lambda)}$ на основе итеративной методики [11]. По восстановленным таким образом гистограммам распределения частиц по размерам $f(r_i)$ оценивались необходимые для прямого моделирования значения параметров модели (7). В дальнейшем, при сопоставлении элементов ортогонального разложения (4) экспериментальных и теоретических данных, стартовые значения модели (7) корректировались. В зависимости от конкретных особенностей эмпирического материала оценивалась статистика вариаций микрофизических параметров (7) и уточнялись характерные значения r_{icp} , b_{icp} , F_{icp} для каждой из шести фракций, указанных ранее.

При формировании статистического ансамбля реализаций спектра размеров частиц приземной дымки были использованы выводы работы [7], в которой было показано, что численные оценки лучше приближаются к эмпирическим данным, если статистика изменения параметров модели (7) r_i , b_i имеет равномерное распределение, а величина $\ln F_i$ — нормальное. Для задания нормального распределения был использован достаточно распространенный способ преобразования пары независимых, равномерно распределенных на интервале (0,1) чисел ξ_1 , ξ_2 в величину

$$\eta_1 = \sqrt{-\ln \xi_1 \ln \sigma} \cos 2\pi\xi_2,$$

распределенную нормально. Здесь значение $\ln \sigma$ регулирует разброс η_1 относительно центра интервала вариаций.

Конкретные значения центров вариации параметров модели (7) для каждого месяца представлены в табл. 4 (2–4-я, 8–10-я колонки). Здесь же для каждой величины указана относительная амплитуда колебания параметров Δr , Δb и $\Delta \ln F$. В частности, для $\Delta r = (r_i^{\max} - r_i^{\min}) / (2r_i)$ аналогичным образом определены значения других параметров.

Результаты

На рис. 7, а представлены результаты обращения усредненных спектральных зависимостей $\beta_\epsilon(\lambda)$ за 6 мес, а на рис. 7, б–г для лучшей наглядности приведены спектры частиц отдельно для мая и июня, июля и августа, сентября и октября. Эти данные показывают, что своеобразие дисперсного состава приземной дымки на различных этапах эксперимента возникает как результат характерных изменений содержания частиц в трех диапазонах шкалы размеров. В частности, на интервале размеров аккумулятивной фракции 0,05–0,4 мкм с ростом абсолютного влагосодержания и температуры от мая к июню (см. рис. 3, в) наблюдается заметный сдвиг спектра размеров вправо (рис. 7, б). Этому способствовало увеличение амплитуды суточных колебаний относительной влажности в июне (см. рис. 2, б).

На интервале размеров 0,45–2,0 мкм наблюдаются значительные, несогласованные со смежными интервалами, колебания уровня содержания частиц

Таблица 4

Значения исходных параметров модели (7)

№ фракции	r_i	b_i	F_i	Δr	Δb	$\Delta \ln F$	r_i	b_i	F_i	Δr	Δb	$\Delta \ln F$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Май</i>							<i>Июнь</i>					
1	0,080	3,0	16,0	0,004	0,01	0,100	0,078	4,4	6,74	0,010	0,010	0,22
2	0,170	8,0	16,4	0,010	0,01	0,144	0,166	5,0	12,8	0,020	0,012	0,22
3	0,558	7,0	1,18	0,010	0,01	0,630	0,270	9,8	15,2	0,050	0,014	0,20
4	1,008	8,0	6,18	0,019	0,04	0,231	0,620	6,2	5,32	0,080	0,020	0,50
5	2,008	9,0	5,68	0,020	0,04	0,120	1,398	3,8	4,96	0,100	0,030	0,40
6	3,940	9,0	2,74	0,020	0,04	0,050	3,482	9,0	4,96	0,120	0,040	0,40
<i>Июль</i>							<i>Август</i>					
1	0,062	3,4	8,04	0,010	0,010	0,200	0,118	3,0	9,0	0,020	0,040	0,565
2	0,142	5,0	13,6	0,020	0,012	0,210	0,254	7,0	16,0	0,020	0,040	0,565
3	0,222	9,8	13,2	0,050	0,014	0,192	0,398	8,0	1,42	0,020	0,040	0,550
4	0,782	9,2	4,22	0,080	0,020	0,360	0,908	9,0	1,60	0,020	0,040	0,560
5	1,422	9,0	5,46	0,040	0,020	0,380	1,608	9,0	5,44	0,020	0,040	0,570
6	2,938	9,0	13,96	0,020	0,020	0,200	3,000	9,0	7,20	0,020	0,040	0,480
<i>Сентябрь</i>							<i>Октябрь</i>					
1	0,065	5,6	5,84	0,03	0,01	0,570	0,076	1,6	7,2	0,002	0,004	0,684
2	0,126	5,8	11,8	0,04	0,01	0,570	0,134	7,0	8,0	0,100	0,040	0,340
3	0,234	7,6	15,2	0,06	0,01	0,642	0,208	9,9	12,6	0,100	0,040	0,290
4	0,358	3,6	1,94	0,12	0,01	0,760	0,688	8,0	2,12	0,100	0,040	0,300
5	0,928	3,0	4,86	0,04	0,01	0,399	1,102	6,0	3,02	0,100	0,040	0,300
6	2,592	6,0	6,34	0,01	0,01	0,426	2,640	8,0	3,98	0,300	0,040	0,313

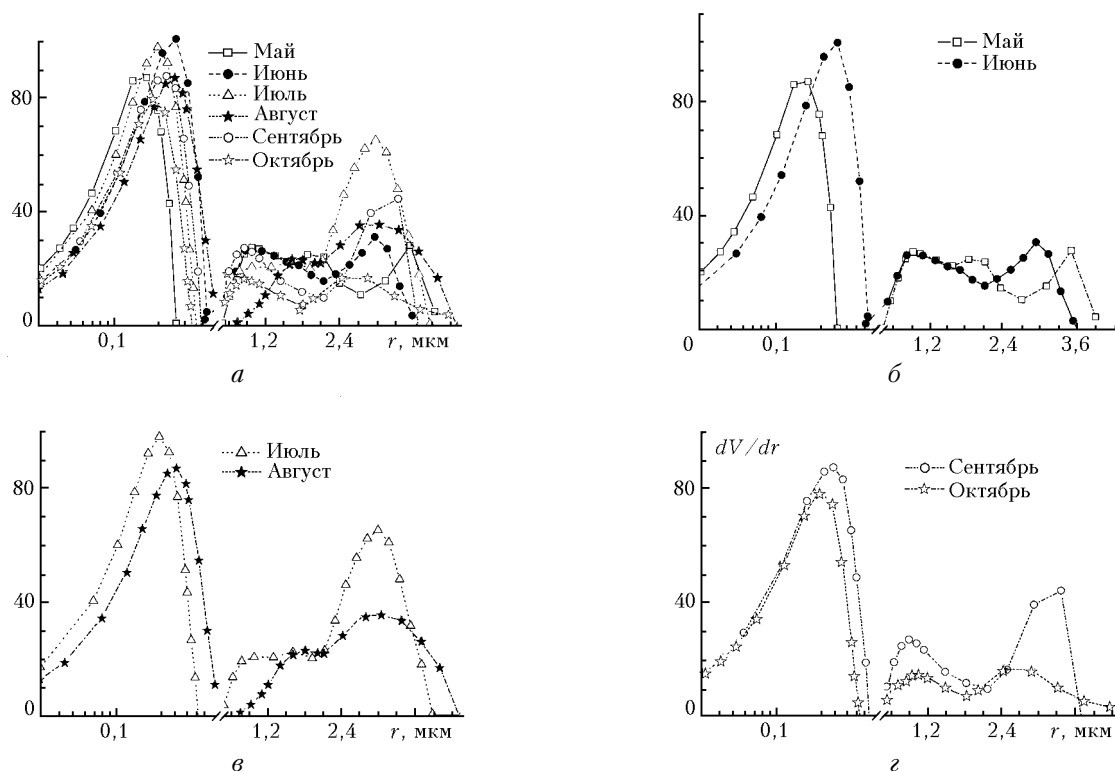


Рис. 7. Спектры размеров частиц приземной дымки, восстановленные методом обращения по среднемесячным спектральным зависимостям $\overline{\beta}_e(\lambda)$

среднедисперсной фракции и изменение формы спектра в целом. В частности, в июне и сентябре наблюдается повышенное по сравнению с другими месяцами содержание среднедисперсных частиц в интервале 0,4–0,9 мкм, который непосредственно примыкает к интервалу размеров аккумулятивной фракции. В то же время наблюдаемое изменение содержания среднедисперсных частиц в интервале 0,9–1,8 мкм слабо согласуется с изменением правой границы аккумулятивной фракции, причем максимум их оптического влияния наблюдается с мая по июль.

И наконец, по результатам обращения в июле отмечен резкий рост содержания крупных частиц в интервале размеров 2,2–4,0 мкм (см. рис. 7, в), что соответствует росту величины $\Delta\beta_{гд}$ (см. рис. 5) и определяется, как уже отмечалось, повышением термической неустойчивости пограничного слоя и усилением конвективной составляющей турбулентного перемешивания.

На рис. 8 приведено сопоставление результатов численного моделирования усредненной спектральной зависимости $\overline{\beta}_e(\lambda)$, дисперсии $\sigma_\beta(\lambda)$ и собственных векторов корреляционной матрицы (4) с аналогичными характеристиками, вычисленными по данным оптических измерений для октября 2002 г. Как видно из рис. 8, удовлетворительное соответствие модельных оценок измеренным данным достигнуто одновременно для средней спектральной зависимости (рис. 8, а), дисперсии (рис. 8, б) и четырех собственных векторов (рис. 8, в–е). Несмотря на небольшие отличия в спектральном поведении расчет-

ных и измеренных данных для третьего $\phi_3(\lambda)$ и четвертого $\phi_4(\lambda)$ векторов, модельные оценки в целом хорошо воспроизводят основные закономерности. Найденное соответствие вполне достаточное, поскольку, как уже отмечалось, совместный вклад компонент $\phi_3(\lambda)$ и $\phi_4(\lambda)$ в общую сумму составляет примерно 1%.

Аналогичные результаты получены и для других месяцев. Таким образом, близость расчетных и измеренных данных по анализируемой совокупности оптических характеристик дает весомые основания полагать, что использованные в ходе расчетов исходные микрофизические данные содержат в себе адекватную информацию о закономерностях атмосферной изменчивости микроструктуры приземной дымки в период измерений. На рис. 9 приведено сопоставление спектров размеров частиц приземной дымки, восстановленных по результатам прямого моделирования и по решению обратной задачи для мая и августа. Следует признать, что, несмотря на достаточную близость спектров, восстановленных из обращения средних спектральных зависимостей $\overline{\beta}_e(\lambda)$, к средневзвешенным спектрам, полученным по результатам статистического моделирования, выявились и некоторые отличия, обусловленные методическими особенностями модельных оценок. Дело в том, что лучшее взаимное соответствие расчетных и эмпирических данных достигалось тогда, когда влияние относительной влажности воздуха учитывалось на втором этапе моделирования. При этом модельные поправки на характерные изменения спектра размеров $f_i(r)$ с относительной влажностью q

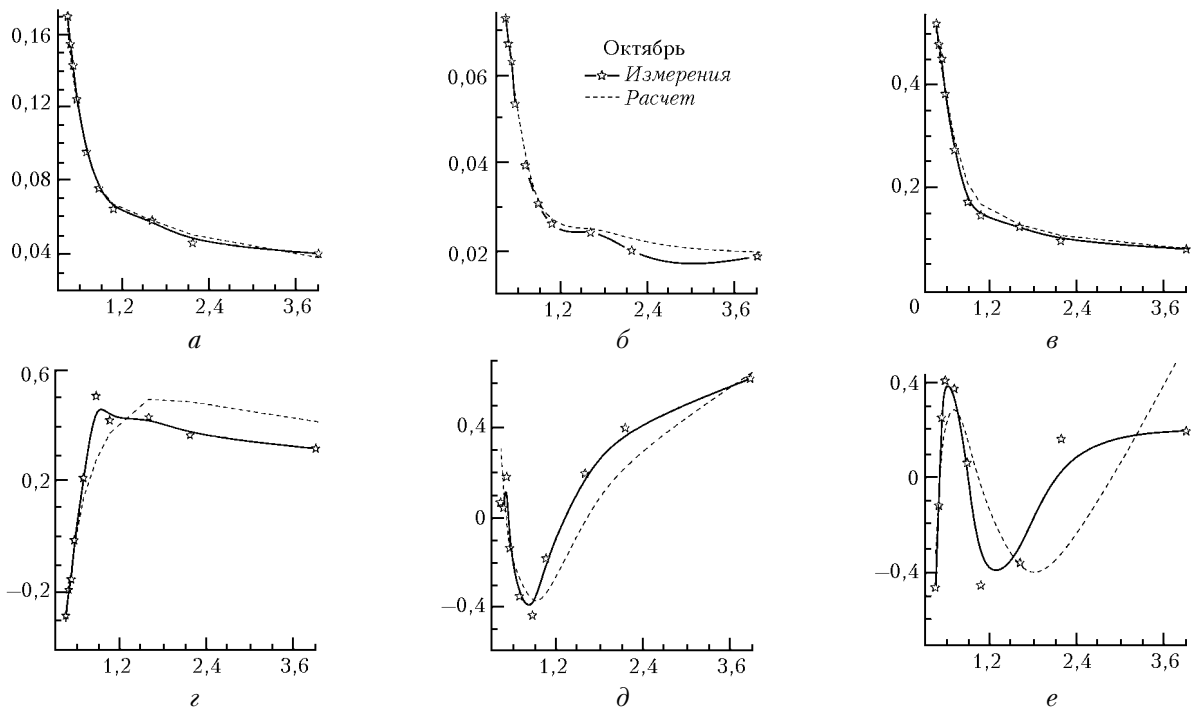


Рис. 8. Сопоставление результатов прямого моделирования параметров ортогонального разложения (4) с измеренными данными

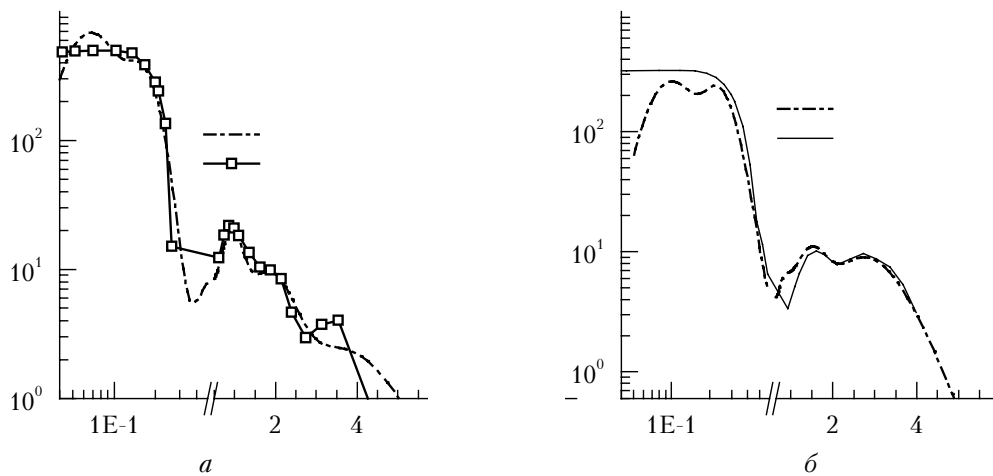


Рис. 9. Спектры размеров частиц приземной дымки, восстановленные по результатам прямого моделирования и решению обратной задачи для мая и августа

вносились взаимосогласованно с аналогичными поправками на изменение мнимой и действительной частей показателя преломления частиц в основном только для аккумулятивной фракции.

Алгоритм коррекции спектра осуществлялся через динамику изменения интегральных признаков $Q_i(q)$ отдельных подфракций (где под $Q_i(q)$ подразумевается либо счетная концентрация $N_i(q)$ частиц, либо их суммарное сечение $S_i(q)$, либо объем $V_i(q)$). Исходя из новых значений интегральных признаков спектра размеров отдельной фракции (по методике [7]), вычислялись и новые значения параметров $r_i(q)$, $b_i(q)$, $F_i(q)$ модели (7). Кроме того, статистика изменения параметра F_i на первом этапе имела нормальное распределение для величины $\ln(F_i)$.

Поэтому, несмотря на качественное сходство спектров обращения и наиболее вероятных спектров $f_s(r)$, проявилось их взаимное смещение по оси ординат и по абсцисс (см. рис. 9). Форма спектра $f_s(r)$, полученная по результатам статистического сопоставления данных в интервале размеров аккумулятивной фракции, представляется наиболее адекватной реальным свойствам приземной дымки.

На основе полученного семейства отдельных реализаций рассмотрен вопрос о характерных изменениях оптического влияния различных фракций при переходе от одного спектрального интервала к другому. Известно, что оптическое влияние частиц разных размеров существенно зависит не только от их поперечного сечения, но и от их относительного

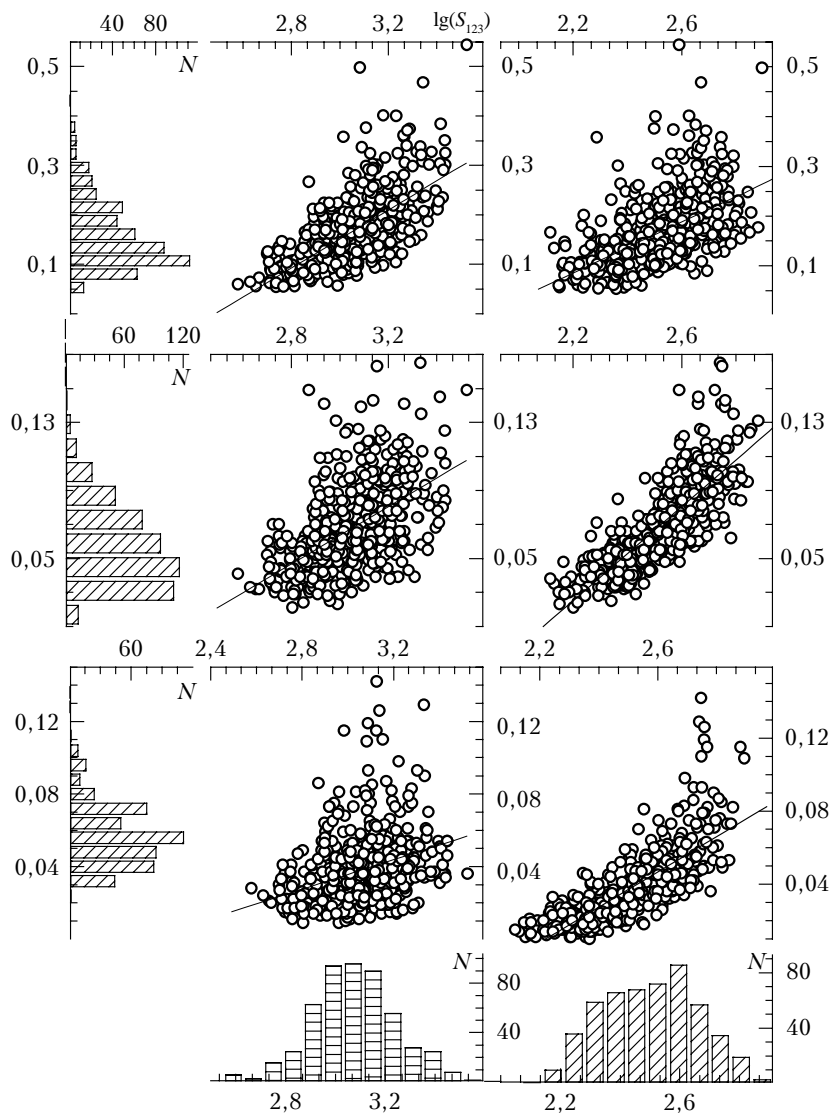


Рис. 10. Корреляция значений β_e ($\lambda = 0,44; 1,06; 3,9$ мкм) с суммарной площадью поверхности частиц аккумулятивной $\lg S_{123}$ и грубодисперсной $\lg S_{456}$ фракций

содержания. Применительно к свойствам приземной дымки данный вопрос обсуждался многократно во многих публикациях [1–7]. На рис. 10 представлены данные за октябрь, иллюстрирующие корреляционную взаимосвязь измеренного коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda)$ на $\lambda = 0,44; 1,06$ и $3,9$ мкм, с суммарной поверхностью частиц аккумулятивной $\lg(S_{123})$ и грубодисперсной $\lg(S_{456})$ фракций. Величина S_{123} представляет собой суммарную поверхность первых трех S_1, S_2, S_3 фракций, S_{456} — соответственно трех других S_4, S_5, S_6 фракций отдельной реализации. Значения коэффициента корреляции для каждой пары для октября указаны на рис. 10, а для других месяцев представлены в табл. 5. Расчетные данные получены по 512 модельным реализациям. На рис. 10, а, г, ж представлены также гистограммы частоты повторяемости N значений коэффициентов аэрозольного ослабления соответ-

ственно для трех длин волн. На рис. 10, к, л показаны гистограммы распределения логарифмов суммарной поверхности аэрозольных частиц аккумулятивной S_{123} и грубодисперсной S_{456} фракций соответственно.

Таблица 5

Коэффициенты корреляции измеренного параметра $\beta_e^{(i)}$ (λ) с суммарной поверхностью частиц аккумулятивной (ак) и грубодисперсной (гд) фракциями

Месяц	$\lambda = 0,44$ мкм		$\lambda = 1,06$ мкм		$\lambda = 3,9$ мкм	
	$\rho_{\beta_s}^{ак}$	$\rho_{\beta_s}^{гд}$	$\rho_{\beta_s}^{ак}$	$\rho_{\beta_s}^{гд}$	$\rho_{\beta_s}^{ак}$	$\rho_{\beta_s}^{гд}$
Май	0,636	0,609	0,539	0,720	0,373	0,647
Июнь	0,724	0,637	0,630	0,839	0,451	0,752
Июль	0,773	0,685	0,684	0,826	0,473	0,681
Август	0,770	0,415	0,582	0,751	0,229	0,793
Сентябрь	0,748	0,576	0,603	0,799	0,343	0,687
Октябрь	0,659	0,549	0,505	0,792	0,334	0,762

Как видно из представленных в табл. 5 данных, изменчивость аэрозольного ослабления в приземном слое на длине волны $\lambda = 0,44$ мкм зависит (практически на паритетных основаниях) от колебаний содержания мелких ($r < 0,45$ мкм) и крупных ($r > 0,45$ мкм) аэрозолей. Роль аккумулятивной фракции в формировании $\beta_e(\lambda)$ при переходе к ближнему ИК-диапазону заметно уменьшается. Здесь важное значение приобретают процессы, определяющие заполнение атмосферы грубодисперсной фракцией.

В табл. 6 и на рис. 11 представлены аналогичные оценки, полученные при пофракционном разделении.

Таблица 6
Значения коэффициента корреляции $\rho_{\beta_e(\lambda), i}$ по отдельным фракциям

№ i -й фракции	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
$\lambda = 0,44$ мкм						
1	0,446	0,397	0,494	0,467	0,28	0,415
2	0,686	0,669	0,703	0,796	0,512	0,564
3	0,182	0,642	0,706	0,371	0,790	0,638
4	0,559	0,560	0,604	0,249	0,411	0,513
5	0,501	0,465	0,423	0,327	0,495	0,457
6	0,402	0,380	0,624	0,399	0,429	0,487
$\lambda = 1,06$ мкм						
1	0,39	0,402	0,517	0,345	0,307	0,287
2	0,441	0,544	0,566	0,568	0,389	0,498
3	0,272	0,587	0,638	0,388	0,571	0,463
4	0,699	0,742	0,732	0,364	0,429	0,684
5	0,552	0,593	0,502	0,722	0,722	0,646
6	0,382	0,467	0,736	0,523	0,523	0,702
$\lambda = 3,9$ мкм						
1	0,355	0,342	0,372	0,241	0,296	0,191
2	0,294	0,378	0,392	0,174	0,294	0,38
3	0,068	0,367	0,458	0,258	0,24	0,351
4	0,558	0,411	0,504	0,241	0,218	0,501
5	0,604	0,75	0,467	0,64	0,559	0,6
6	0,361	0,577	0,701	0,754	0,82	0,838

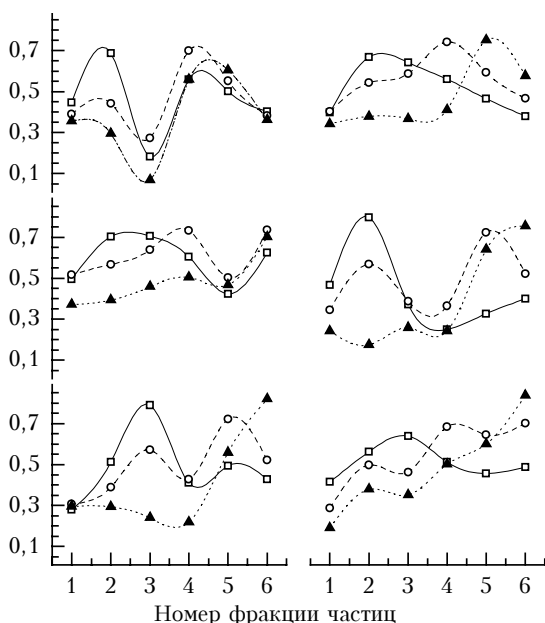


Рис. 11. Корреляция между измеренными значениями коэффициентов $\beta_e(\lambda)$ с содержанием различных фракций с мая по октябрь: —□— $\lambda = 0,44$ мкм, —○— $\lambda = 1,06$, —▲— $\lambda = 3,9$

Как видно из табл. 6 и рис. 11, при отдельном анализе оптического влияния различных фракций достаточно зримо проявляется своеобразие формирования дисперсного состава дымки на различных этапах измерений. В частности, вторая фракция играет определяющую роль в формировании аэрозольного ослабления на длине волны $0,44$ мкм в мае—августе, в то время как на длине волны $1,06$ мкм главную роль играют частицы среднедисперсного диапазона.

В июле вариации содержания частиц данного диапазона важны для формирования аэрозольного ослабления не только в ближнем ИК-диапазоне, но и в коротковолновой части ($0,44$ мкм). В сентябре особенности фракционного формирования аэрозольного ослабления, как уже отмечалось ранее, обусловлены вторжением холодных воздушных масс из Арктики (аномальные спектры $\beta_e(\lambda)$), а также возмущением состояния приземной дымки в результате воздействия лесных пожаров. Как видно из рис. 11, в сентябре существенно понизился относительный вклад мелких частиц в формирование аэрозольного ослабления на длине волны $\lambda = 3,9$ мкм, что согласуется с выводами работ [14, 15], где отмечено, что формирование $\beta_e(\lambda)$ с аномальным спектральным ходом обусловлено резким понижением содержания частиц аккумулятивной фракции и повышением роли частиц среднедисперсного диапазона.

Как нетрудно видеть из рис. 10, $a, z, ж$, максимумы гистограмм распределения $\beta_e(\lambda)$ несимметричны и смещены в область малых значений. Кроме того, разброс точек относительно линий регрессий указывает на нелинейную зависимость $\beta_e(\lambda)$ от статистики изменения даже величин $\lg(S_{123})$ и $\lg(S_{456})$, а тем от более S_{123} и S_{456} .

Поэтому по результатам статистического моделирования были также рассмотрены корреляции величин $\ln(\beta_e(\lambda))$ с величиной фактора заполнения атмосферы той или иной фракцией (рис. 12). Вместо S_{123} и S_{456} были использованы логарифмы величин, характеризующих удельное объемное содержание частиц, а именно $\ln V_{123}$ и $\ln V_{456}$. Фактически два последних параметра являются безразмерными величинами.

Расположение точек относительно регрессионной линии (рис. 12, $b, в, д, e, з, и$) обладает меньшим разбросом и большей симметрией, чем на аналогичном рис. 10. Это позволяет использовать для связи между параметрами $\beta_e(\lambda)$ и V простую среднестатистическую функциональную зависимость

$$\beta_e(\lambda) = \beta_0(\lambda)V^\delta.$$

Значения параметров $\beta_0 \cdot 10^{10}$ (км^{-1}), а также коэффициенты корреляции $\rho_{\ln\beta, \ln V}$, δ для трех длин волн представлены в табл. 7. Для каждого этапа измерений рассмотрена взаимосвязь обсуждаемых величин применительно к интервалу размеров аккумулятивной и грубодисперсной фракций. Из сопоставления представленных оценок в табл. 5 и 7 нетрудно видеть, что за исключением двух-трех эпизодов измерений более высокие значения коэффициента корреляции характерны для взаимосвязи логарифма

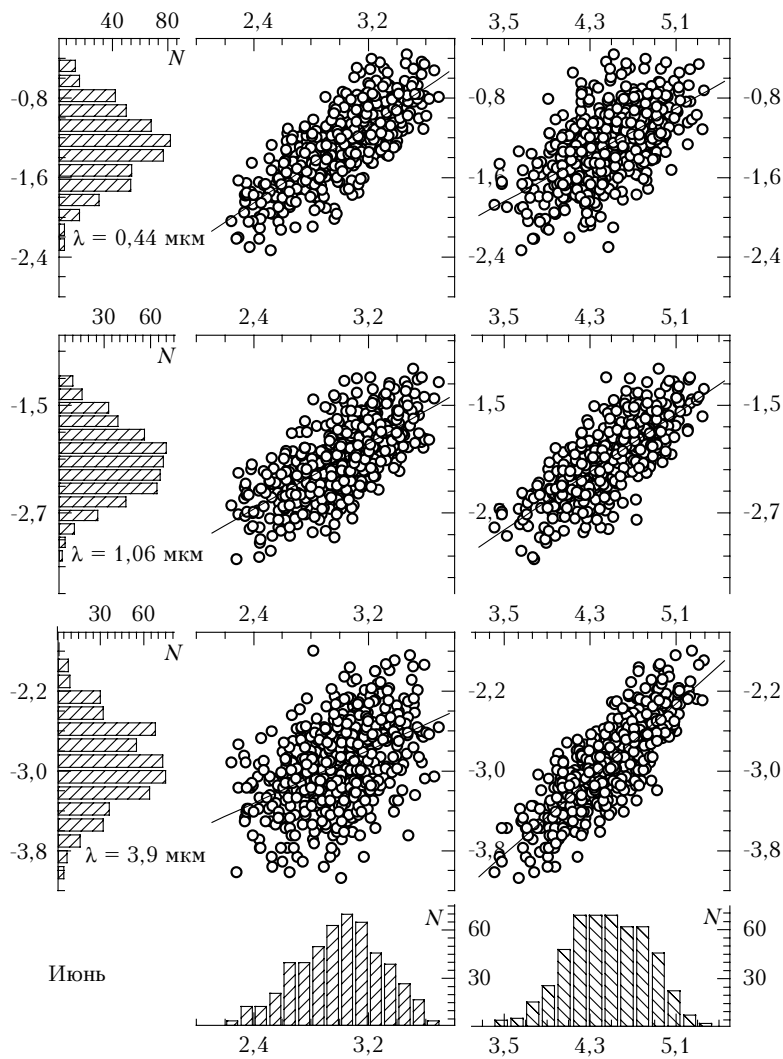


Рис. 12. Корреляция значений $\ln[\beta_e(\lambda = 0,44; 1,06; 3,9 \text{ мкм})]$ с логарифмом фактора заполнения атмосферы частицами аккумулятивной $\ln V_{123}$ и грубодисперсной $\ln V_{456}$ фракций

Таблица 7

Месяц	Для аккумулятивной фракции								
	$\lambda = 0,44 \text{ мкм}$			$\lambda = 1,06 \text{ мкм}$			$\lambda = 3,9 \text{ мкм}$		
	$\rho_{\ln\beta \ln V}^{\text{ак}}$	$\beta_0^{\text{ак}} \cdot 10^{10}$	δ	$\rho_{\ln\beta \ln V}^{\text{ак}}$	$\beta_0^{\text{ак}} \cdot 10^{10}$	δ	$\rho_{\ln\beta \ln V}^{\text{ак}}$	$\beta_0^{\text{ак}} \cdot 10^{10}$	δ
Май	0,735	1,34383	0,85806	0,599	1,28236	0,67428	0,409	1,64983	0,42229
Июнь	0,774	1,52339	0,96943	0,682	0,7846	0,91213	0,457	0,73732	0,66017
Июль	0,814	1,10691	1,06853	0,715	0,91245	0,87895	0,509	1,4146	0,66469
Август	0,877	1,73641	0,85608	0,642	1,808	0,55703	0,265	2,62329	0,30482
Сентябрь	0,872	2,43854	0,78918	0,661	2,42818	0,52236	0,361	2,38851	0,30936
Октябрь	0,773	1,61235	0,8676	0,639	1,12855	0,66478	0,471	0,65709	0,62855
Для среднечисперной и грубодисперсной фракций									
	$\lambda = 0,44 \text{ мкм}$			$\lambda = 1,06 \text{ мкм}$			$\lambda = 3,9 \text{ мкм}$		
	$\rho_{\ln\beta \ln V}^{\text{ср}}$	$\beta_0^{\text{ср}} \cdot 10^{10}$	δ	$\rho_{\ln\beta \ln V}^{\text{ср}}$	$\beta_0^{\text{ср}} \cdot 10^{10}$	δ	$\rho_{\ln\beta \ln V}^{\text{ср}}$	$\beta_0^{\text{ср}} \cdot 10^{10}$	δ
	Май	0,649	0,09138	1,17695	0,732	0,03391	1,27753	0,69	0,04508
Июнь	0,59	2,00477	0,59012	0,761	0,32262	0,81244	0,823	0,07783	0,94798
Июль	0,694	0,23471	0,92595	0,822	0,06928	1,02718	0,75	0,06883	0,99565
Август	0,483	2,88354	0,4664	0,778	0,49233	0,66757	0,893	0,06974	1,01622
Сентябрь	0,57	1,10018	0,69491	0,787	0,27074	0,83846	0,888	0,06368	1,02459
Октябрь	0,565	2,18989	0,50663	0,783	0,52697	0,65079	0,851	0,10546	0,90776

коэффициента ослабления и логарифма фактора удельного аэрозольного заполнения атмосферы. Для аккумулятивной фракции с ростом длины волны возрастает степень нелинейной зависимости $\beta_e(\lambda)$ от V_{123} , в то время как для $\lambda = 3,9$ мкм эта зависимость от фактора заполнения грубодисперсной фракции приближается к линейной $\delta \sim 1,0$.

Спектры размеров частиц приземной дымки, полученные по результатам моделирования статистической изменчивости спектральных зависимостей $\beta_e^{(i)}(\lambda)$ на различных этапах эксперимента, представлены на рис. 13. Причем по этим данным прослеживаются не только устойчивые закономерности сезонных изменений дисперсной структуры приземной дымки dS/dr , но также видны и специфические особенности развития dS/dr под влиянием случайных факторов, таких как внедрение дымового аэро-

золя лесных и торфяных пожаров. Последнее естественно приводит к некоторому искажению сезонных закономерностей.

Среди устойчивых факторов, влияющих на изменение дисперсного состава приземной дымки, можно выделить следующие:

- суточные и сезонные изменения температуры и влажности воздуха;
- величина и амплитуда суточной динамики абсолютной и относительной влажности воздуха;
- усиление влияния конвективной составляющей турбулентной диффузии в летний сезон и, возможно, увеличение средней за месяц продолжительности светового дня.

В частности, анализ на основе модельных оценок статистической изменчивости эмпирических данных $\beta_e(\lambda)$, полученных по результатам измерений

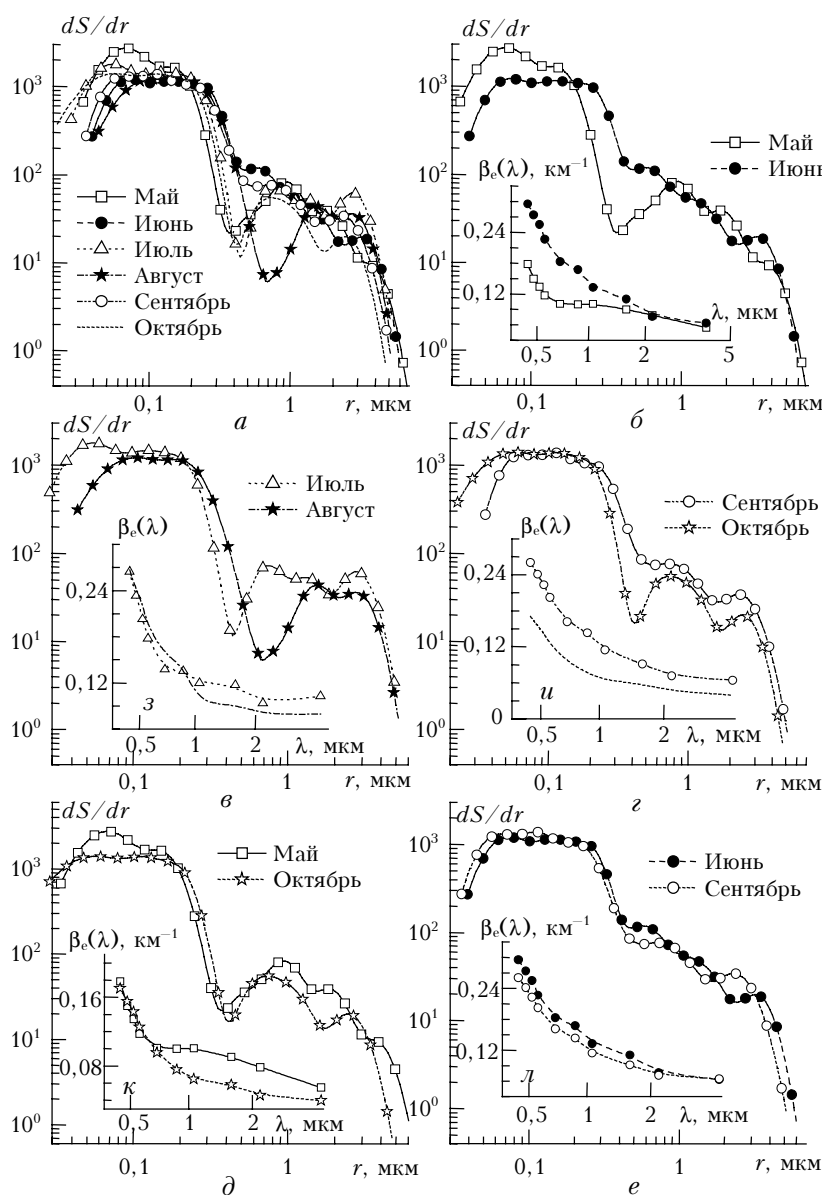


Рис. 13. Результаты моделирования статистической изменчивости: *a* – *e* – спектры размеров частиц приземной дымки; *ж* – *л* – средние спектральные зависимости $\beta_e(\lambda)$, измеренные на различных этапах эксперимента

в мае и октябре (на рис. 13, *a–e*), выявил повышенное содержание мелких аэрозольных частиц $r < 0,1$ мкм.

По-видимому, более низкие среднемесячные значения температуры в приземном слое и небольшая продолжительность светового дня в эти сезоны обеспечили оптимальные условия самосохранения частиц микродисперсной (МД) фракции вблизи источников эмиссии и подстилающей поверхности. В силу указанных особенностей в мае и октябре в средних широтах, как правило, наблюдаются слабая динамика дневного увеличения высоты слоя перемешивания и малая интенсивность конвективных потоков. Это способствует сохранению более высокого уровня удельного содержания МД аэрозолей на приземных трассах, что и видно из результатов численного моделирования (рис. 13, *a, б*).

Результаты моделирования показывают, что изменчивость спектра размеров аккумулятивной фракции на правой границе, которая к летнему сезону сдвигается от 0,3 к 0,55 мкм, особенно важна для формирования спектральной структуры коэффициента $\beta_e^{(b)}(\lambda)$ в видимом и ближнем ИК-интервале длин волн. В летние месяцы с ростом среднемесячной температуры активизируются процессы «холодной» и «горячей» эмиссии микродисперсных аэрозолей и аэрозолеобразующих соединений, в том числе и паров воды. В связи с этим усиливается эффективность проникновения частиц в среднedisперсный диапазон размеров. В частности, сдвиг правой границы может происходить как в результате коагуляционного укрупнения частиц в областях аномального накопления МД-фракций, так и за счет конденсации паров воды в зонах с повышенной относительной влажностью воздуха ($q > 65\%$).

Лабораторные исследования механизма формирования дымовых аэрозолей [15] показывают, что при проходе дымовой смеси зоны с повышенной относительной влажностью воздуха именно в интервале размеров среднedisперсной фракции ($r \sim 0,5 \div 0,75$ мкм) формируется водная фракция аэрозольных частиц. Высокие ночные значения относительной влажности воздуха, наблюдаемые в июне и июле вследствие радиационного выхолаживания приземного слоя ($q > 70\%$), привели к значительным изменениям спектра размеров дымки, в том числе и к заметному сдвигу правой границы аккумулятивной фракции (см. рис. 13, *б*).

Важным возмущающим фактором характерного изменения спектра размеров частиц приземной дымки от мая к июню послужило длительное присутствие в регионе воздушных масс, обогащенных дымовыми аэрозолями. На рис. 14, *a* представлены данные, иллюстрирующие временную динамику изменения коэффициента аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda_i)$ на трех длинах волн ($\lambda = 0,44; 0,69; 3,9$ мкм) в июне. Анализ представленных на рисунке данных показывает, что, начиная с 10 июня и до конца месяца, колебания параметров $\beta_e(0,44)$ и $\beta_e(0,69)$ нередко более чем вдвое превышают их средние значения в мае или октябре и неплохо коррелируют между

собой. В то же время динамика изменения $\beta_e(3,9)$ заметно отличается от ритма колебания первых двух величин. Сопоставление модельных спектров dS/dr , полученных для июня и сентября (см. рис. 13, *e*), обнаруживает близость формы спектров и относительных пропорций в содержании между фракциями. Вопрос о характерных особенностях изменения дисперсного состава приземной дымки в сентябре подробно обсуждался нами в [16], где было показано, что на осеннем этапе измерений наблюдалось неоднократное вторжение в регион воздушных масс, обогащенных дымами. В частности, согласно данным, представленным на рис. 14, *б*, со 2 по 8 сентября наблюдался приход воздушной массы (ВМ) с наиболее плотными дымами (максимум оптической плотности наблюдался 6 сентября и составил $\beta_e(0,44) \approx 1,0$ км⁻¹).

В периоды с 10 по 14 и с 18 по 23 сентября наблюдались еще два эпизода прихода в район измерений ВМ, обогащенных дымами (см. рис. 14, *б, в*). В промежутке между вторым и третьим эпизодами 14 сентября зафиксировано вторжение исключительно чистой арктической ВМ. В этот день в приземном слое наблюдалась крайне редкая оптическая ситуация аномального спектрального хода коэффициента $\beta_e(\lambda_i)$. Учитывая отмеченные особенности измеренных данных, есть основания предполагать, что в июне, как и в сентябре, на изменчивость спектральных данных $\beta_e(\lambda_i)$ оказали заметное влияние дымовые аэрозоли.

Следует подчеркнуть, что спорадически возникающие эпизоды усиления эмиссии мелких аэрозолей и образующих их соединений при лесных и торфяных пожарах существенно затрудняют исследование сезонных закономерностей изменчивости спектра размеров частиц дымки. Именно этим обстоятельством обусловлена, на наш взгляд, обнаруженная неустойчивость спектра размеров приземной дымки в среднedisперсном диапазоне (см. рис. 13, *a*). Как показано в [16], для механизма формирования дисперсного состава аэрозоля в этом диапазоне размеров немаловажное значение имеют вариации скорости перемещения ВМ, траектория распространения дымов внутри ВМ и степень удаленности очагов возгорания от района измерений.

Поведение спектра размеров частиц дымки dS/dr на интервале размеров грубодисперсной фракции (см. рис. 13, *a–e*) подтверждает высказанные ранее (см. рис. 10–12 и табл. 5–6) выводы о важной роли конвективного выноса грубодисперсных аэрозолей в летний период.

На рис. 13, *б, ж* для сравнения представлены спектры, характеризующие оптико-микрофизические изменения приземной дымки в мае и июне. Несмотря на примерно равное интегральное сечение частиц аккумулятивной фракции ($\bar{S}_{123} \sim 16,6$ мкм² · см⁻³ в мае и 20,0 мкм² · см⁻³ в июне) и крупных частиц ($\bar{S}_{456} \sim 74,1$ мкм² · см⁻³ в мае и 85,2 мкм² · см⁻³ в июне) в измеренных спектральных зависимостях $\beta_e(\lambda_i)$ (см. рис. 13, *ж*) наблюдаются существенные различия.

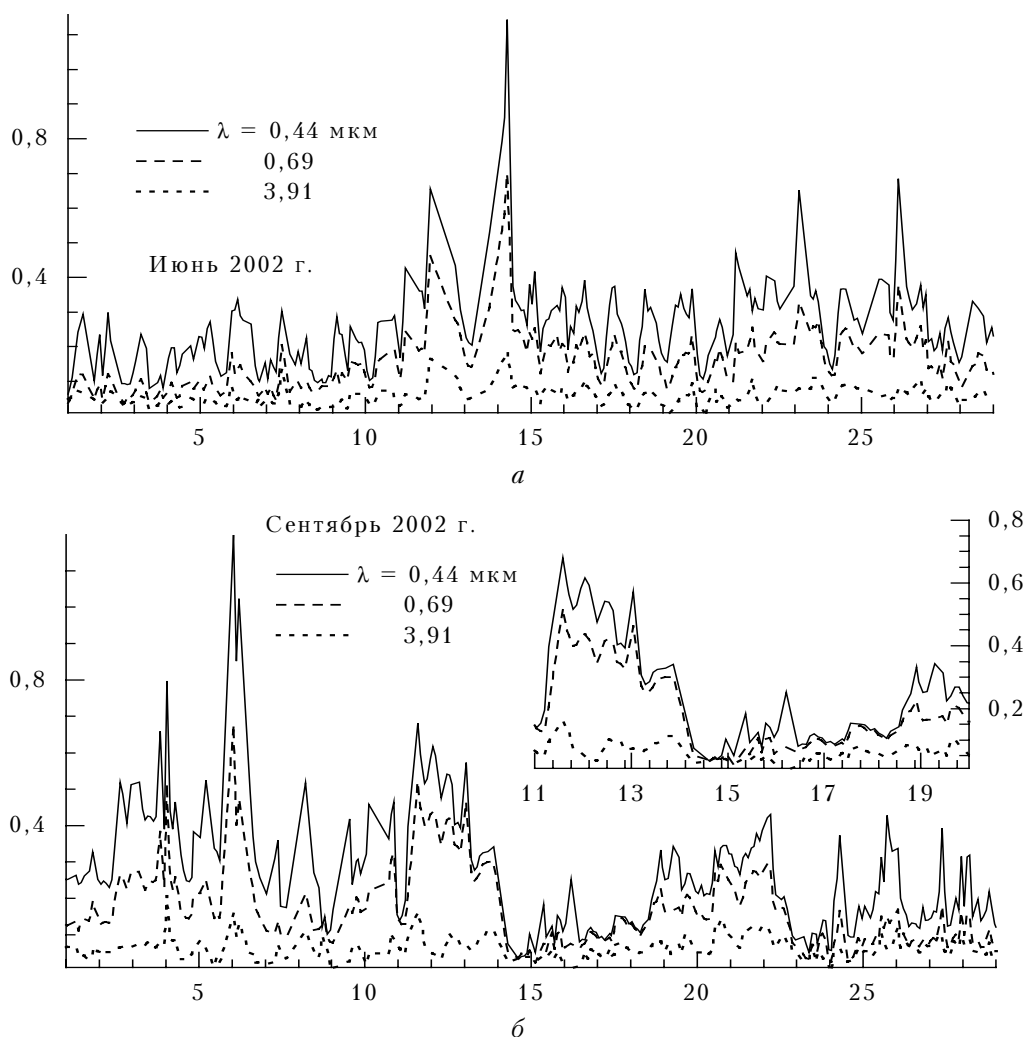


Рис. 14. Временная изменчивость спектральных коэффициентов аэрозольного ослабления $\beta_e(\lambda_i)$ на трех длинах волн $\lambda = 0,44; 0,69; 3,9$ мкм: а – в июне; б и в – в сентябре 2002 г.

Как нетрудно видеть (см. рис. 13, б, ж), значительное повышение параметра $\beta_e(\lambda_i)$ в коротковолновой области спектра в июне обусловлено заметным сдвигом правой границы аккумулятивной фракции в область среднedisперсного диапазона, и все это несмотря на повышенное содержание мелких частиц в мае.

При переходе от июля к августу (рис. 13, в, з) наблюдается уменьшение оптического влияния крупных частиц, что хорошо согласуется с понижением среднемесячной температуры воздуха вблизи подстилающей поверхности в августе и уменьшением эффективности конвективного наполнения слоя крупными аэрозолями. Заметим, что в видимом диапазоне значения $\overline{\beta_e(\lambda)}$ в июле и в августе оказались практически одинаковыми.

Сопоставление данных, полученных для сентября и октября (рис. 13, г, и), показывает, что резкое понижение содержания крупных частиц $r > 0,6$ мкм с приближением холодного сезона и уменьшением

прогрева подстилающей поверхности предопределяет снижение значений $\overline{\beta_e(\lambda)}$ во всем анализируемом спектральном интервале.

На рис. 13, д приведены функции dS/dr для мая и октября, а на рис. 13, к соответствующие им средние за месяц спектральные зависимости коэффициента ослабления $\beta_e(\lambda)$. Несмотря на близость спектрального поведения $\beta_e(\lambda)$ в видимом диапазоне, различия в ИК-области обусловлены более высоким содержанием грубодисперсной фракции в мае. Последнее, очевидно, связано с более высокой температурой воздуха в приземном слое в мае (см. рис. 3, б).

Выводы

Резюмируя представленные результаты в целом, следует признать, что своеобразие дисперсного состава приземной дымки на различных этапах эксперимента возникает как результат характерных спектральных изменений содержания частиц на трех

подынтервалах шкалы размеров: аккумулятивной ($r < 0,45$ мкм), среднedisперсной ($0,45 < r < 2,0$ мкм) и грубодисперсной ($r > 2,2$ мкм) фракций. Причем спектр объемного распределения частиц по размерам аккумулятивной фракции обнаруживает достаточно резкую границу справа. В то же время спектр в среднedisперсном интервале размеров, слева до 0,8 мкм, заполняется спорадически и имеет отличную от соседнего диапазона ($r > 0,8$ мкм) динамику изменения, чаще совпадающую с активностью источников термической возгонки аэрозолей (лесных пожаров, тления торфяников). Правая часть среднedisперсного диапазона ($0,8 < r < 2,0$ мкм) имеет родственную динамику с частицами грубодисперсной фракции, согласующейся с активизацией термической составляющей режима турбулентного перемешивания. Последний вывод особенно наглядно просматривается на примере спектра, восстановленного для июля.

Относительно высокий уровень корреляции значений $\beta_e(\lambda)$ в видимом диапазоне с содержанием разных фракций свидетельствует о том, что спектр размеров частиц приземной дымки в анализируемом интервале размеров испытывает достаточно согласованные изменения. В свою очередь, согласованные изменения фракционного состава приземной дымки на коротких промежутках времени свидетельствуют о важной роли устойчивых (суточных) колебаний метеопараметров в изменении оптико-микрофизического состояния аэрозоля на горизонтальных трассах вблизи подстилающей поверхности.

Устойчивые деформации спектра размеров аккумулятивной фракции от относительной влажности, а также суточные колебания среднего содержания частиц грубодисперсной фракции, связанные с изменением режима турбулентного перемешивания, являются основными причинами согласованных изменений спектра размеров приземной дымки в целом.

Полученные оценки показывают, что значения $\beta_e(\lambda)$ на длинах волн $\lambda > 0,8$ мкм определяются в основном динамикой содержания среднedisперсных и грубодисперсных аэрозолей. В формировании спектральной изменчивости $\beta_e(\lambda)$ видимого диапазона играют роль все три фракции.

Следует также признать, что некоторые отмеченные особенности изменения дисперсной структуры приземной дымки при переходе от одного месяца к другому не являются универсальными, а лишь отражают своеобразие ее формирования именно в сезоне этого года и предполагают дальнейшее их исследование по результатам аналогичных измерений в последующих экспериментах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 01-05-65197).

1. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С., Любовцева Ю.С. Оптические параметры атмосферного аэрозоля // Физика атмосферы и проблемы климата. М.: Наука, 1980. С. 216–257.
2. Филитов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. Построение региональных полуэмпирических моделей оптических характеристик атмосферы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 6. С. 216–257.
3. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1982. 200 с.
4. Парамонова Н.Н., Броунштейн А.М., Привалов В.И. О связи аэрозольного ослабления в видимой и ИК-областях спектра // Тр. ГГО. 1985. № 496. С. 84–93.
5. Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А., Веретенников В.В., Ужegov В.Н., Фадеев В.Я. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 202 с.
6. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н. Суточная изменчивость аэрозольного ослабления оптического излучения в дымах аридной зоны // Оптика атмосфер. и океана. 1996. Т. 9. № 7. С. 945–951.
7. Рахимов Р.Ф., Панченко М.В. Об однопараметрической модели атмосферной изменчивости угловых функций аэрозольного светорассеяния // Оптика атмосфер. и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 109–120.
8. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности атмосферы // Оптика атмосфер. и океана. 1992. Т. 5. № 6. С. 667–671.
9. Пхалагов Ю.А., Ужegov В.Н. Статистический метод разделения коэффициентов общего ослабления ИК-радиации на компоненты // Оптика атмосфер. Т. 1. № 10. С. 3–11.
10. Обухов А.М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций // Изв. АН СССР. Геофиз. 1960. № 3. С. 432–439.
11. Наац И.Э. Теория многочастотного лазерного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1980. 157 с.
12. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1986. 256 с.
13. Семенов А.А. Теория электромагнитных волн. М.: Изд-во МГУ, 1968. 318 с.
14. Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольной оптической толщи атмосферы. Часть III. Динамика дисперсной структуры аэрозоля // Оптика атмосфер. и океана. 2002. Т. 15. № 7. С. 590–599.
15. Рахимов Р.Ф., Козлов В.С., Панченко М.В., Туманов А.Г., Шмаргунов В.П. Микроструктурные изменения дымовых аэрозолей в замкнутом объеме // Оптика атмосфер. и океана. 2001. Т. 14. № 8. С. 681–686.
16. Макиенко Э.В., Рахимов Р.Ф., Ужegov В.Н., Пхалагов Ю.А. Микрофизическая интерпретация аномальной спектральной зависимости аэрозольного ослабления излучения на приземной трассе // Оптика атмосфер. и океана. 2003. Т. 16. № 12. С. 667–671.

R.F. Rakhimov, V.N. Uzhegov, E.V. Makienko, Yu.A. Pkhalagov. Microphysical interpretation of the seasonal and diurnal variability of the spectral dependence of the aerosol extinction coefficient along surface paths.

The array of the spectral aerosol extinction coefficient $\beta_e(\lambda)$ measured along the surface path in the wavelength region of 0.44–3.9 μm is used to obtain the data on the size spectrum of atmospheric haze and to analyze

the relative influence of random and regular geophysical factors on the seasonal and diurnal variability of the particle size distribution function. The microphysical parameters of the haze were determined through direct modeling of the ensemble of realizations of the aerosol extinction coefficient $\beta_e(\lambda)$, whose statistical variability ensured the closeness of the eigenvectors of the autocorrelation matrix $\rho_{\beta, \beta}(\lambda_k, \lambda_l)$ to those measured under different weather conditions. The factors determining the features of variation of the fraction composition of the surface haze in the diurnal behavior and at transition from the summer season to the fall one have been revealed. It has been shown that the peculiarity of the spectral structure of the aerosol extinction coefficients under different weather conditions is a result of characteristic changes in the number of particles falling within three ranges of the size scale: accumulative ($r < 0.45 \mu\text{m}$), medium-disperse ($0.45 < r < 2.0 \mu\text{m}$), and coarse-disperse ($r > 2.2 \mu\text{m}$) fractions.