

И.А. Разенков, А.П. Ростов, Н.А. Шефер

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПУЛЬСАЦИЙ КОЭФФИЦИЕНТА АЭРОЗОЛЬНОГО РАССЕЯНИЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск

Поступила в редакцию 5.08.98 г.

Принята к печати 5.05.99 г.

Представлены некоторые результаты экспериментальных исследований статистических свойств аэрозольного содержания в приземном слое атмосферы методом *in situ* с использованием нефелометра на акустической метеостанции. Приведены данные, характеризующие место проведения измерений. Получены оценки, показывающие целесообразность применения нефелометра для исследования флуктуаций аэрозоля. Проведена систематизация полученных данных на основе теории подобия Монина–Обухова, которая качественно подтвердила, что если универсальная функция для среднего значения концентрации аэрозоля существует, то она подобна аналогичным функциям для скорости и температуры.

Введение

Движение атмосферного воздуха вблизи земной поверхности с точки зрения геофизической гидродинамики есть не что иное, как пристеночное турбулизованное течение жидкости в полупространстве [1]. Атмосферные аэрозольные частицы, находящиеся в этом потоке, представляют собой примесь. Общеизвестная теория Монина–Обухова для приземного слоя атмосферы [1, 2] в состоянии предсказать вид универсальных законов для средних и статистических параметров скорости, температуры и любой примеси, включая атмосферный аэрозоль. Однако при этом примесь должна быть консервативной и пассивной. П а с с и в н о с т ь атмосферного аэрозоля, или невлиание частиц на динамику потока, сомнений не вызывает, если исключить из рассмотрения пыльные бури [7].

Свойство же к о н с е р в а т и в н о с т и атмосферному аэрозолю, по-видимому, присуще не в полной мере. Консервативность предполагает, что примесь неисчезающая. Естественно, что полностью аэрозольные частицы из воздуха никогда не удаляются и ниоткуда не появляются. Но тем не менее аэрозолю свойственна динамичность, т.е. изменчивость [3]. Поэтому насколько аэрозоль динамичен, настолько он неконсервативен, и наоборот. Могут быть условия, когда наблюдается постоянство аэрозольных характеристик во времени. Но и в этом случае идет сложный процесс, при котором слипаются мелкие частицы, превращаясь в средние. Средние частицы при этом также укрупняются, превращаясь в большие, и затем выпадают на поверхность. Следовательно, можно предположить, что возможны ситуации, когда аэрозоль лишь в какой-то мере и лишь в течение ограниченного интервала времени можно рассматривать как консервативную примесь.

Важным свойством аэрозольных частиц является их почти полная у в л е к а е м о с т ь потоком по причине их малости [12]. Тогда получается, что если бы аэрозоль был полностью консервативен, то пульсации аэрозольной концентрации в итоге целиком бы определялись флуктуациями скорости турбулентного потока [10]. И, следовательно, выводы теории подобия Монина–Обухова полностью распространялись бы на атмосферную аэрозольную примесь

или флуктуации концентрации аэрозоля. Теория Монина–Обухова описывает термодинамическое состояние приземного слоя воздуха и позволяет систематизировать данные средних и пульсационных наблюдений. Поэтому экспериментальное исследование пульсаций скорости, температуры и аэрозольной концентрации в одном объеме воздуха может приблизить нас к ответу на вопрос: в какой мере атмосферный аэрозоль можно считать консервативным? И от чего еще, кроме флуктуаций скорости, зависит изменчивость концентрации частиц в турбулентном потоке?

Под «концентрацией аэрозоля» будем подразумевать лишь концентрацию тех частиц, которые обеспечивают основную массу аэрозольного вещества. Заметим, что понятие «полной концентрации частиц» имеет условный физический смысл, т.к. зависит от разрешающей способности приборов. К тому же в атмосфере постоянно находится о г р о м н о е количество мелкодисперсных частиц размером менее 0,01 мкм, обладающих н и ч т о ж н о й массой и вносящих н е з н а ч и т е л ь н ы й вклад в рассеяние света. В дальнейшем, говоря о «концентрации частиц», будем иметь в виду концентрацию аэрозольных частиц радиусами 0,1 мкм и более.

Известно, что для турбулентности характерны случайные перемещения одних объемов воздуха относительно других. При этом влияние, которое турбулентность оказывает на концентрацию аэрозоля, сводится к тому, что в некотором исследуемом объеме воздуха число частиц, а также их масса (содержание) флуктуируют в соответствии с законами гидродинамики. «Аэрозольным содержанием» будем называть объем или массу аэрозольного вещества в единице объема воздуха.

В результате динамического воздействия турбулентного потока на аэрозоль происходит формирование высотных профилей средней концентрации частиц, дисперсии флуктуаций и других статистических характеристик аэрозольного содержания. Очевидно, что форма профилей будет зависеть от состояния атмосферной турбулентности и от скорости генерации частиц подстилающей поверхностью.

Цель работы заключалась в экспериментальном изучении дисперсии флуктуаций и турбулентных потоков аэрозоля на основе теории подобия Монина–Обухова для тер-

мически стратифицированного приземного слоя воздуха. Также ставилась задача изучения поведения коэффициента трансформации индикатрисы рассеяния в зависимости от параметра гидростатической устойчивости. Кроме того, часть усилий была потрачена на обоснование оптического метода, который мы использовали в своих исследованиях.

Проведенные ранее исследования статистических свойств аэрозольных образований позволили получить частотный спектр мощности флуктуаций коэффициентов рассеяния [10], оценить характерные пространственные размеры аэрозольных неоднородностей и характерное время их жизни [12]. На основе лидарных данных были обнаружены и описаны существенные отличия в поведении турбулентных потоков тепла и аэрозоля в зависимости от состояния приземного слоя атмосферы [13]. Эти исследования были направлены на решение прикладных задач, либо фиксировался тот или иной экспериментальный факт. Отметим, что до сих пор имеется мало экспериментальных данных о флуктуациях атмосферной аэрозольной концентрации частиц как примеси воздушного турбулентного течения, что, по-видимому, объясняется трудностями технического характера, которые полностью не преодолены до сих пор.

Обсудим физическую задачу исследования случайных свойств газовой-аэрозольной атмосферной смеси и способ ее реализации. Дело в том, что при экспериментальном изучении атмосферного аэрозоля возникает ряд трудностей, обусловленных как сложностью самого объекта изучения (широкий спектр размеров частиц, дисперсная структура, химический состав и т.д.), так и многообразием процессов, в которых аэрозоль принимает непосредственное участие (коагуляция, седиментация и т.д.).

Для проведения исследований был выбран оптический метод, применение которого следует обосновать. Оптический (нефелометрический) способ регистрации аэрозольного содержания посредством регистрации коэффициентов направленного рассеяния характеризуется высокой чувствительностью и оперативностью [9]. Нефелометры позволяют работать методом *in situ* и производить измерения с высокой частотой повторения, что особенно важно при исследовании случайных процессов [8]. Ниже остановимся подробнее на оптическом методе регистрации аэрозольного содержания в исследуемом объеме воздуха.

Заметим, что влияние флуктуаций влажности и прочих газовых составляющих, присутствующих в атмосфере, на измерения флуктуаций коэффициента аэрозольного рассеяния было незначительным, поскольку на длине волны 0,85 мкм, на которой работал нефелометр, полосы поглощения достаточно слабы.

Метод

Выбранный метод регистрации аэрозольных частиц требует обоснования и ответа на следующие вопросы:

1) Какими частицами определяется сигнал рассеяния для угла 45°, предсумотренного конструкцией используемого нефелометра [15], на длине волны, близкой к $\lambda = 0,85$ мкм?

2) За какую долю аэрозольного содержания этот сигнал отвечает?

Длина волны, как и угол рассеяния, выбрана неслучайно, т.к. технически проще создать надежный и чувствительный нефелометр, работающий методом *in situ*, используя мощный кремниевый ИК-диод. Угол рассеяния 45° (или близкий к нему) имеет принципиальное значение, так как рассеянное излучение в этом случае обусловлено

примерно в равной мере частицами разных размеров. Иными словами, коэффициент направленного светорассеяния под углом 45° имеет наибольшую корреляцию с коэффициентом полного рассеяния.

Известно, что спектр частиц по размерам представляет собой полимодальную структуру, происхождение которой объясняется существованием различных источников, поставляющих аэрозольное вещество в атмосферу [3]. Выделяют три основные аэрозольные фракции (моды): мелкодисперсную (0,01...0,1 мкм), субмикронную (0,1...1 мкм) и грубодисперсную (>1 мкм). Возникновение мелкодисперсной (фотохимической или транзитивной) фракции обусловлено внутриатмосферным синтезом частиц из газовой фазы. Эти частицы быстро коагулируют друг с другом и пополняют число частиц субмикронной фракции, причем процесс коагуляции субмикронных частиц идет медленно [3]. Крупнодисперсная же фракция формируется в основном за счет эрозии почвы и подвержена сильным динамическим изменениям.

Частицы субмикронной фракции хорошо увлекаются воздушным потоком, легко переносятся на значительные расстояния, слабо подвержены процессу седиментации (осаждения), довольно однородно распределены и обладают относительной самостоятельностью своего развития [3]. Перечисленные свойства этой фракции делают ее наиболее привлекательной, когда надо выбирать диапазон размеров частиц и создавать прибор для исследований.

Заметим, что пока нет устоявшейся терминологии, и поэтому приведем все известные нам названия фракции для диапазона частиц 0,1...1 мкм: субмикронная, конденсационная, аккумулятивная и оптическая.

На том основании, что дисперсный состав атмосферной дымки можно рассматривать как структуру, состоящую из трех относительно самостоятельных подсистем-фракций, в работе [3] предложено объемное распределение частиц по размерам аппроксимировать регрессионной кривой второго порядка:

$$\frac{dV_i}{dr} = \frac{4}{3} \pi r^3 \frac{dN_i}{dr} = AM_i \exp \left[-b_i \left(\ln \frac{r}{r_{V_i}} \right)^2 \right], \quad (1)$$

где значение индекса i соответствует мелкодисперсной ($i = 1$), субмикронной ($i = 2$) и грубодисперсной ($i = 3$) фракции; V_i – объем, занимаемый i -й аэрозольной фракцией; r – радиус частиц; N_i – концентрация частиц i -й фракции; r_{V_i} – средний «объемный» радиус i -й фракции; M_i – весовой коэффициент i -й фракции; A – константа; b_i – параметр, связанный со стандартным отклонением σ_{V_i} соотношением

$$b_i = -\frac{1}{2} (\ln \sigma_{V_i})^2. \quad (2)$$

Для ответа на вопрос о том, какие частицы определяют сигнал рассеяния на длинах волн ближнего ИК-диапазона, обратимся к работе Г.М. Крекова и Р.Ф. Рахимова [4], в которой на основании теории Ми был введен и рассчитан количественный критерий оценки оптической эффективности различных фракций аэрозоля:

$$\beta [\lambda, m, f(r), \theta] = \int_0^r K [\lambda, m, f(r), \theta] f(r) dr / \int_0^\infty K [\lambda, m, f(r), \theta] f(r) dr, \quad (3)$$

где $K[\lambda, m, f(r), \theta]$ – коэффициент оптического взаимодействия частицы размером r с показателем преломления $m(\lambda)$ на длине волны λ для угла рассеяния θ (коэффициент направленного взаимодействия). Функционал (3) определяет относительный кумулятивный вклад частиц размером $r \in [0, r]$ в интегральное значение коэффициента направленного светорассеяния при спектре размеров, задаваемом функцией $f(r)$.

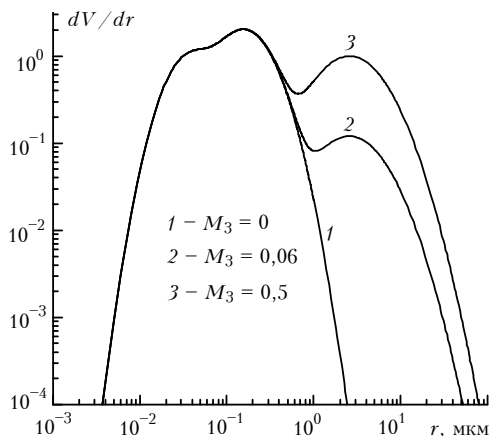


Рис. 1. Функция модельного объемного распределения аэрозольных частиц для случаев отсутствия крупных частиц (кривая 1), слабой (кривая 2) и сильной (кривая 3) запыленности

На рис. 1 показаны три кривые спектра объемного распределения частиц, рассчитанные по формуле (1). Приведенные кривые соответствуют различной степени запыленности воздуха крупными частицами ($M_3 = 0; 0,06; 0,5$).

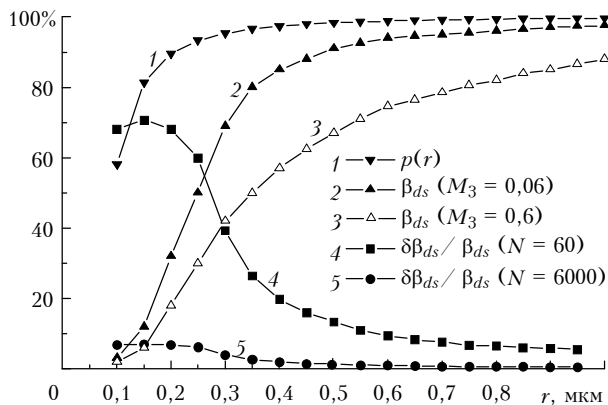


Рис. 2. Кумулятивный вклад аэрозольных частиц различного размера в формирование коэффициентов рассеяния на длине волны 0,7 мкм для слабой (кривая 2) и сильной (кривая 3) запыленности. Интегральная функция распределения (кривая 1) и интегральная статистическая погрешность определения коэффициентов рассеяния для $N = 60$ (кривая 4) и $N = 6000$ (кривая 5)

Для спектров размеров, приведенных на рис. 1 (кривые 2 и 3), в работе [3] был рассчитан функционал (3) для $\lambda = 0,7$ мкм. Для угла рассеяния $\theta = 40^\circ$ на рис. 2 показаны зависимости функционала (3) (кривые 2 и 3) как функции радиуса частиц. Весовой коэффициент $M_3 = 0,06$ соответствует слабой запыленности, а $M_3 = 0,5$ – сильной. Из рис. 2 следует, что для $\lambda = 0,7$ мкм определяющий вклад (более 80%) в рассеянный поток вносят частицы размером

0,1...1 мкм. Интегральная функция распределения частиц по размерам $p(r) = \int_{0,1}^r f(r) dr$ изображена на рис. 2 кривой 1.

Чтобы оценить долю аэрозольного содержания частиц субмикронной фракции, воспользуемся формулой для расчета интегрального объема частиц каждой моды [3]:

$$V_i = r_{V_i} \sqrt{\pi/b_i} AM_i \exp(1/4b_i). \quad (4)$$

Счетную концентрацию каждой фракции можно рассчитать по формуле

$$N_i = \frac{3}{4\pi} \frac{1}{r_{V_i}^2} \sqrt{\frac{\pi}{b_i}} AM_i \exp\left(\frac{1}{b_i}\right). \quad (5)$$

Таблица 1

Фракция					
мелкодисперсная		субмикронная		грубодисперсная	
r_{V_1}	σ_{V_1}	r_{V_2}	σ_{V_2}	r_{V_3}	σ_{V_3}
0,038	1,72	0,16	1,84	2,57	2,22

Далее воспользуемся средними значениями r_{V_i} и σ_{V_i} для аэрозольного пограничного слоя атмосферы (континент) из [3], приведенными в табл. 1.

С учетом выражений (4) и (5) и значений в табл. 1 рассчитаем величину относительного объема частиц субмикронной фракции:

$$\beta_V = V_2/(V_1 + V_2 + V_3) \times 100\%. \quad (6)$$

Концентрация частиц N_i каждой фракции, относительный вклад субмикронной фракции в коэффициент направленного рассеяния β_{ds} под углом 40° для $\lambda = 0,7$ мкм и ее относительный объем β_V приведены в табл. 2. Расчет производился для счетной концентрации $N(r > 0,1 \text{ мкм}) = 60 \text{ см}^{-3}$ [3].

Строка 1 в табл. 2 соответствует случаю отсутствия мелких и крупных частиц ($M_1 = M_3 = 0$), строка 2 – отсутствуют только крупные частицы ($M_3 = 0$), строка 3 соответствует слабой запыленности ($M_3 = 0,06$) и строка 4 – сильной ($M_3 = 0,5$). Из табл. 2 следует, что для случая слабой запыленности ($M_3 = 0,06$) относительный вес частиц субмикронной фракции составляет около 40%, а для случая сильной ($M_3 = 0,5$) – уже только 8%. Заметим, что при этом в объеме 1 см^3 может не оказаться ни одной частицы большого размера, так как $N_3 < 1 \text{ см}^{-3}$. Если реальный рассеивающий объем нефелометра составляет 100 см^3 , то нетрудно оценить, что количество мелких, оптически неактивных, частиц составит примерно 40000, оптически активных – 6000 и, наконец, крупных – порядка 3 ($M_3 = 0,06$) и 26 ($M_3 = 0,5$) частиц в исследуемом объеме воздуха. Характерно, что, например, 3 крупные частицы весят примерно так же и даже немного больше, чем 6000 частиц субмикронной фракции.

Гидродинамические исследования предполагают, что среда должна быть сплошной [1]. Очевидно, что для того чтобы это условие выполнялось, количество частиц в исследуемом объеме должно быть достаточно большим.

Оценим погрешность (неточность) определения числа частиц в исследуемом объеме. Поскольку число частиц невелико и всякий раз их можно пересчитать, то предположим, что флуктуация числа частиц, находящихся в исследуемом объеме, описывается распределением Пуассона:

$$P(N, \langle N \rangle) = \langle N \rangle^N / N! \exp(-\langle N \rangle), \quad (7)$$

где P – вероятность появления в измерении N частиц, когда среднее число частиц для данной серии измерений равно $\langle N \rangle$.

При таком статистическом распределении (7) неточность δN при определении среднего числа частиц $\langle N \rangle$ в серии из m измерений приближенно можно записать в виде

$$\delta N^2 \approx \langle N \rangle / m. \quad (8)$$

Это означает, что ошибку оцениваемого числа аэрозольных частиц можно уменьшить обратно пропорционально корню квадратному из числа измерений.

Так как сигнал нефелометра пропорционален коэффициенту β_{ds} и, соответственно, величине $\beta \equiv \beta[\lambda, m, f(r), \theta]$ в выражении (3) при заданных параметрах, дифференцируемой по параметру $p(r)$, неточность в оценивании $\beta_{ds} \sim \beta$ можно получить из соотношения

$$\delta \beta = \frac{\partial \beta}{\partial p} \frac{\partial p}{\partial N} \delta N. \quad (9)$$

Применяя выражение (9), учитывая (8) и используя данные на рис. 2 (кривая 2 для $M_3 = 0,06$), были рассчитаны погрешности определения величины β_{ds} для $N = 60$ (кривая 4) и $N = 6000$ (кривая 5), показанные также на рис. 2. Эти кривые иллюстрируют статистическую погрешность определения коэффициента рассеяния под углом 40° для частиц размером $r \in [0, r]$. Отсюда следует, что для объема 1 см^3 ($N = 60$) неточность в определении β_{ds} будет около 6%, а для объема 100 см^3 ($N = 6000$) – менее 1%. Понизить эту

погрешность в \sqrt{m} раз можно, если производить подряд m измерений и усреднять данные.

Если бы имелась возможность пересчитать частицы каждого размера, то неточность в их определении также можно было бы рассчитать по формуле, аналогичной (9), только в этом случае вместо β надо брать разность $\Delta \beta$ соседних значений β , а вместо $p(r)$ – функцию $f(r)$. Результаты такого расчета показаны на рис. 3 для $N = 60$ (кривая 3) и для $N = 6000$ (кривая 4). Видно, что с увеличением радиуса частиц резко возрастает погрешность оценки $\Delta \beta$ (кривая 2). Функция распределения $f(r)$ здесь изображена кривой 1.

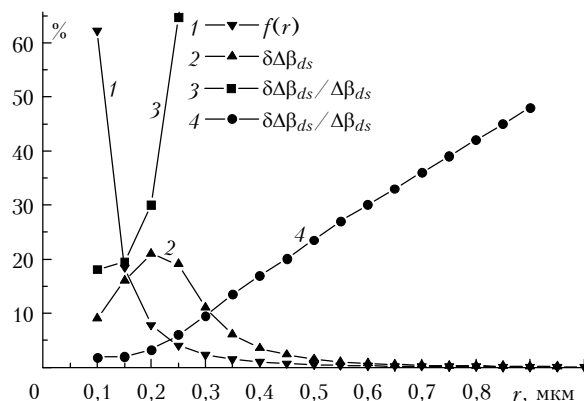


Рис. 3. Вклад аэрозольных частиц различного размера в формирование коэффициентов рассеяния на длине волны $0,7 \text{ мкм}$ для слабой запыленности (кривая 2). Функция распределения (кривая 1) и статистическая погрешность определения коэффициентов рассеяния для $N = 60$ (кривая 3) и $N = 6000$ (кривая 4)

Т а б л и ц а 2

№ п/п	M_1	M_2	M_3	$N_1, \text{ см}^{-3}$	$N_2, \text{ см}^{-3}$	$N_3, \text{ см}^{-3}$	$\beta_{ds}, \%$	$\beta_r, \%$
1	0	1	0	0	60	0	100	100
2	0,5	1	0	405	60	0	97	91
3	0,5	1	0,06	405	60	0,031	94	39
4	0,5	1	0,5	405	60	0,258	86	8

Проведенный анализ показал, что оптический метод подходит для регистрации аэрозольного содержания в небольшом исследуемом объеме в случае слабой запыленности ($M_3 < 0,06$). Однако если исследовать аэрозольное содержание в турбулентном потоке только субмикронной фракции, то можно заключить, что нефелометр подходит почти идеально.

Теория

Важную роль при изучении неоднородных турбулентных течений, к которым можно отнести приземный слой атмосферы, играют вертикальные турбулентные потоки. Трение движущегося воздуха о землю вызывает градиент модуля скорости и поток количества движения, направленный вниз. Нагрев земной поверхности днем и охлаждение ночью формируют градиент температуры и вызывают вертикальные потоки тепла, направленные вверх или вниз соответственно. Вертикальные турбулентные потоки импульса τ , тепла H_b и аэрозоля H_a проще и точнее определяются прямым методом из пульсационных наблюдений путем усреднения соответствующих произведений:

$$\tau = -\rho \langle u' w' \rangle, \quad (10)$$

$$H_b = c_p \rho \langle w' T' \rangle, \quad (11)$$

где ρ – плотность воздуха; c_p – теплоемкость при постоянном давлении; u' – пульсационная составляющая продольной скорости ветра; w' – пульсация вертикальной скорости; T' – пульсационная составляющая температуры.

Полагая заранее, что в эксперименте нам удастся измерить некую величину A , пропорциональную аэрозольному содержанию ρ_a , введем коэффициент пропорциональности C_1 , возможно имеющий размерность:

$$A = C_1 \rho_a. \quad (12)$$

В нашем случае под A будем подразумевать коэффициент направленного светорассеяния, пропорциональный концентрации частиц. Заметим, что присутствие C_1 не скажется на наших дальнейших рассуждениях. Аналогично выражению (11) для коэффициента аэрозольного рассеяния запишем выражение для турбулентного потока

$$H_a = \rho \langle w' A' \rangle, \quad (13)$$

где A' – пульсационная составляющая коэффициента аэрозольного рассеяния.

Понятие «турбулентный поток коэффициента рассеяния» лишено физического смысла, поэтому в дальнейшем будем употреблять термин «турбулентный поток аэрозоля», при этом не забывая, что коэффициент рассеяния пропорционален аэрозольному содержанию. Причина возникновения турбулентного потока частиц заключена в наличии градиента аэрозольной плотности по высоте: поверхность земли в данном случае является генератором частиц и поэтому концентрация частиц с ростом высоты, как правило, понижается.

Учет совместного действия градиентов скорости и температуры через потоки количества движения и тепла позволяет оценить количественно термодинамическое состояние приземного слоя атмосферы. Последнее удастся сделать лишь благодаря расчету масштабов скорости (скорость трения u_*), температуры (T_*) и длины (масштаб Монина–Обухова L_*).

Поясним, что определение «приземного слоя», используемое в геофизической гидродинамике [2], не совпадает с определением, принятым экспертами по вопросам физики аэрозоля [11]. В гидродинамике «приземным слоем» называют слой, прилегающий к земной поверхности, в котором турбулентные вертикальные потоки импульса, тепла и любой примеси изменяются на 20%. В зависимости от метеословий высота приземного слоя может изменяться от 10 (ночь) до 100 м (день). Аэрозольным же приземным слоем считается слой от поверхности до 2...4 км. Здесь «приземным слоем» будем называть 50-метровый слой воздуха над поверхностью земли, как это принято в гидродинамике.

Интерпретация и систематизация исходных экспериментальных данных в турбулентном приземном слое производятся, как правило, на основе теории подобия Монина–Обухова [3]. Задачей любой теории подобия является установление связей между различными безразмерными переменными. Такие связи носят универсальный характер.

Теория Монина–Обухова, в принципе, позволяет для любой атмосферной консервативной пассивной примеси оценить масштаб для измерения этой примеси в безразмерных единицах и систематизировать получаемые характеристики (высотный профиль, дисперсию, турбулентные потоки и прочее).

В основе теории подобия лежит гипотеза, предложенная в 1953 г. Мониним и Обуховым: в области развитой турбулентности, на инерционном интервале волновых чисел, турбулентный режим не зависит от молекулярных констант, кроме того, на высотах, превышающих средний размер неровностей подстилающей поверхности, свойства последней непосредственно не сказываются на законах изменения статистических характеристик гидродинамических полей по вертикали [1]. Из этого следует, что зависимости от высоты полей скорости и температуры определяются значениями параметров

$$u_* = \sqrt{-\langle u' w' \rangle}, \quad (14)$$

$$\beta = g/T, \quad (15)$$

$$T_* = -\langle w' T' \rangle / (\kappa u_*), \quad (16)$$

где β – параметр плавучести; g – ускорение свободного падения; T – температура среды в кельвинах; κ – постоянная Кармана, равная 0,4.

Из указанных величин составляется масштаб длины Монина–Обухова

$$L_* = u_*^2 / (\kappa^2 \beta T_*). \quad (17)$$

Согласно приведенной гипотезе безразмерные скорость и температура, измеренные масштабами u_* и T_* , должны быть универсальными функциями безразмерной высоты

$$\xi = z/L_*, \quad (18)$$

являющейся основным локальным критерием гидростатической устойчивости (принцип подобия) [1].

По аналогии с формулами (14) и (16) можно ввести параметр-масштаб A_* , имеющий ту же размерность, что и A :

$$A_* = -\langle w' A' \rangle / (\kappa u_*), \quad (19)$$

где A' – пульсационная составляющая величины A , которая по аналогии со скоростью и температурой может быть представлена в виде суммы среднего $\langle A \rangle$ и флуктуирующей добавки A' с нулевым средним $A = \langle A \rangle + A'$. Заметим, что для ρ_a можно ввести масштаб ρ_{a*} , аналогичный масштабу A_* . Причем масштабы ρ_{a*} и A_* будут отличаться друг от друга только коэффициентом C_1 . Кроме того, определение величины C_1 сопряжено с дополнительными техническими трудностями и в данной работе не производилось.

Согласно изложенному принципу подобия безразмерные вертикальные градиенты средних значений скорости ветра $\langle u \rangle$ и произвольной пассивной примеси $\langle A \rangle$ могут быть выражены следующим образом:

$$\frac{\partial \langle u \rangle}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa L_*} \frac{1}{\xi} \varphi_u(\xi); \quad (20)$$

$$\frac{\partial \langle A \rangle}{\partial z} = \frac{A_*}{L_*} \frac{1}{\xi} \varphi_A(\xi), \quad (21)$$

где $\varphi_u(\xi)$ и $\varphi_A(\xi)$ – универсальные функции аргумента ξ .

Для определения под A будем подразумевать аэрозольное содержание. Интегрирование выражений (20) и (21) дает

$$\langle u(z) \rangle = (u_*/\kappa) f_u(\xi) + C_u; \quad (22)$$

$$\langle A(z) \rangle = A_* f_A(\xi) + C_A, \quad (23)$$

где $f_u(\xi)$ и $f_A(\xi)$ – первообразные от функций $\varphi_u(\xi)$ и $\varphi_A(\xi)$.

Теория подобия предсказывает существование универсальных профилей $f_u(\xi)$, $f_A(\xi)$ и других примесей. Общий вид функций $f_u(\xi)$, $f_A(\xi)$ и других совпадает [1], а для их детального определения требуется эксперимент.

Отметим, что при определении какого-либо универсального профиля средней величины $f_\alpha(\xi)$ (α может соответствовать скорости, температуре или другой примеси) для устранения неопределенности в выборе «начала отсчета» функций $f_\alpha(\xi)$ добавляют слагаемое $-f_\alpha(\pm L_*/n)$, где n обычно полагают равным 2, 10 или 20. В [1, 2] подробно исследовались универсальные профили $f_\alpha(\xi) - f_\alpha(\pm L_*/n)$ для скорости ветра, температуры и влажности.

Аппаратура

Специально для исследования статистических свойств аэрозольной концентрации был разработан двухугловой нефелометр открытого типа, описанный в [15]. Он собран на полупроводниковых свето- и фотодиодах с максимумом чувствительности на длине волны $\lambda = 0,85$ мкм, с углами регистрации 45 и 170°. Канал под углом 170° был введен для контроля за изменением микроструктуры аэрозоля, когда деформируется индикатриса рассеяния.

Заметим, что абсолютная калибровка нефелометра не производилась, однако его чувствительность каждый раз проверялась с помощью сильно ослабляющего светофильтра и специального матового экрана, который устанавливался в одно и то же место в центр рабочего объема нефелометра. Это обеспечивало относительную калибровку прибора. Отметим, что в течение двух лет прибор ни разу не перестраивался, а его характеристики оставались стабильными.

При проведении измерений нефелометр использовался в комплексе с ультразвуковой акустической метеостанцией [16], которая позволяла измерять пульсации трех компонент скорости и температуры. Метеостанция и нефелометр имели в своем составе микроконтроллеры, ответственные за регистрацию информации, и модем, необходимый для передачи информации на центральный компьютер, который располагался на значительном удалении от приборов и находился в операторской кабине. Сами приборы (датчики) устанавливались на мачте в поле и работали непрерывно в течение длительного времени. Во время дождя приборы с мачт снимались.

Эксперимент

Местом проведения натуральных измерений был выбран Заречный полигон Института оптики атмосферы СО РАН, расположенный в окрестностях г. Томска. Полигон представлял собой ровное поле, засеянное овсом. Метеостанция и нефелометр располагались на метеомачте на высоте 5 м. Метеостанция регистрировала три компонента скорости ветра и температуру, а нефелометр позволял регистрировать коэффициенты рассеяния под углами 45 и 170°.

Приборы работали синхронно с частотой 2 Гц. В течение одного цикла, равного 17 мин (2048 отсчетов), информация накапливалась в памяти центрального компьютера, а затем в виде файла записывалась на диск. После этого все повторялось вновь. В таком режиме, при отсутствии дождя, приборы могли непрерывно работать продолжительное время.

Эксперимент проводился летом-осенью 1996 и 1997 гг. За это время было получено более 700 17-минутных циклов записи данных. Летом 1996 г. обильные дожди «вымывали» из атмосферы аэрозольные частицы, поэтому заметная часть данных была впоследствии отбракована по причине низкого отношения сигнал-шум.

Каждый 17-минутный цикл обрабатывался отдельно. При этом производилась коррекция данных с учетом направления ветра, которая заключалась в выделении продольной и поперечной компонент скорости. Затем с помощью неравенства Чебышева из всех рядов удалялись «промахи» и рассчитывались средние значения величин. После удаления тренда рассчитывались дисперсии. Процедура удаления тренда использовалась в качестве средства «борьбы» с нестационарностью процессов и заключалась в высокочастотной полиномиальной фильтрации [8].

Далее все данные подвергались Фурье-анализу с применением процедуры быстрого преобразования Фурье [8]. В результате получались авто- и кросс-спектры флуктуаций мощности сигналов и соответствующие им корреляционные функции.

Турбулентные потоки количества движения ($\langle u' w' \rangle$), тепла ($\langle w' T' \rangle$) и частиц ($\langle w' A' \rangle$) определялись усреднением соответствующих произведений. Затем по формулам (14), (16)–(19) оценивались масштабы u_* , T_* , L_* , A_* и параметр гидростатической устойчивости ξ .

Универсальные профили средних значений метеопараметров (22) и аэрозоля (23) по нашим данным определить не представлялось возможным, так как профильные измерения не проводились. Тем не менее были рассчитаны следующие функции:

$$\frac{\langle u \rangle}{u_*} = \frac{f_u(\xi)}{\kappa} + C_u; \quad (24)$$

$$\langle A \rangle / A_* = f_A(\xi) + C_A, \quad (25)$$

которые пропорциональны средним универсальным профилям для скорости и аэрозоля с точностью до постоянного слагаемого.

Результаты

Место проведения экспериментов играет важную роль. Поэтому приведем некоторые результаты, характеризующие Заречный полигон. Полигон представляет собой поле, вытянутое с юга на север, имеющее протяженность 3 км и ширину менее 1 км. Измерительная точка располагалась в центре поля, а примерно 100 м западнее на этом поле находится маленький поселок.

На круговой диаграмме на рис. 4,а приведены значения модуля скорости каждого 17-минутного цикла, полученные в 1996 и 1997 гг. Преобладающим было направление ветра с юга и юго-запада, что характерно для томской розы ветров.

Для оценки шероховатости подстилающей поверхности полигона был рассчитан коэффициент сопротивления трения:

$$c_d = \frac{\tau}{\frac{1}{2} \rho \langle u \rangle^2} = 2 \left(\frac{u_*}{\langle u \rangle} \right)^2. \quad (26)$$

Коэффициент c_d характеризует баланс между механической энергией турбулентности и кинетической энергией потока. При увеличении неровностей рельефа c_d возрастает. В нашем случае это следует из диаграммы на рис. 4,б, когда направление ветра было западным, т.е. со стороны поселка.

Другой, наиболее часто употребляемой, характеристикой поверхности является динамическая шероховатость z_0 , имеющая смысл граничного условия на подстилающей поверхности, где средний ветер обращается в нуль. Величину z_0 можно рассчитать при условии, когда в приземном слое реализуется безразличная (нейтральная) термическая стратификация ($\xi = 0$), а профиль скорости становится логарифмическим [1].

На рис. 5 для условий, которые принято считать нейтральными ($|\xi| \leq 0,03$), для 1997 г. приведены значения параметра z_0 для всех направлений и для случаев, когда ветер имел направление вдоль поля с юга на север либо наоборот. Во втором случае z_0 принимало меньшие значения, причём

по мере возрастания ветра от 1 до 5 м/с z_0 уменьшалась от 7 до 3 см. Это объясняется тем, что поток воздуха при увеличении скорости пригибал траву и тем самым изменял шероховатость поверхности. Полученный результат хорошо согласуется с данными других авторов [2], полученными для травяного покрова высотой 50...70 см.

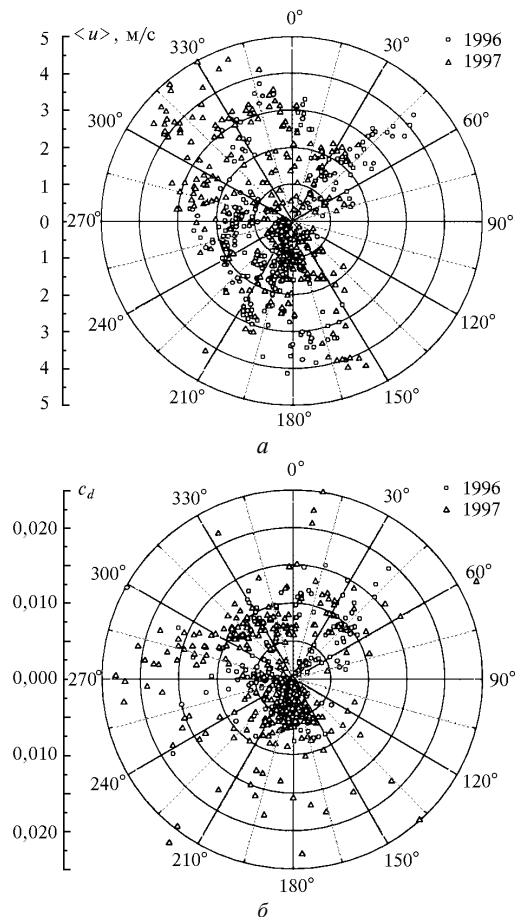


Рис. 4. Круговые диаграммы средних значений модуля скорости ветра (а) и коэффициента сопротивления трения (б) экспериментов за 1996 и 1997 гг. Заречный полигон ИОА

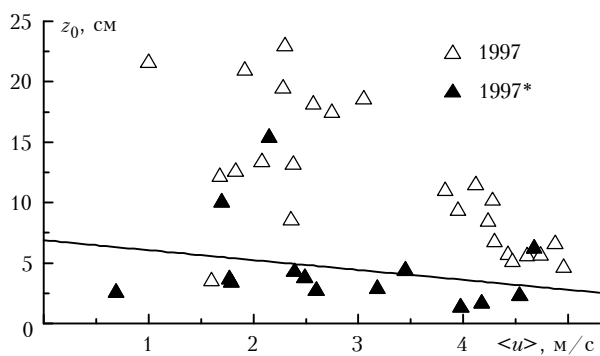


Рис. 5. Шероховатость поверхности поля для всех направлений ветра (светлые треугольники) и для направлений вдоль поля (темные треугольники) за 1997 г.

Описываемые здесь и в [14, 17] исследования спектра флуктуаций коэффициента светорассеяния показали, что в приземном слое спектр флуктуаций обычно имеет значительный частотный интервал, на котором он близок к кол-

могоровскому закону « $-5/3$ ». Этот факт имеет принципиальное значение и указывает на то, что субмикронные частицы обладают полной увлекаемостью, а также в значительной степени консервативны и пассивны во время наблюдения.

Отметим, что часто на практике трудность изучения спектра мощности и других параметров заключается в быстрой смене условий, при которых проявляется невысокое качество аппаратуры. При этом отклонение от закона « $-5/3$ » может возникнуть из-за преобладания шума над сигналом, когда отношение сигнал-шум сравнимо или меньше единицы. В качестве иллюстрации этого обстоятельства на рис. 6 изображены соответственно спектры флуктуаций продольной компоненты скорости и коэффициента рассеяния для случаев нейтральной ($\xi = 0$) и неустойчивой ($\xi = -0,56$) стратификаций. Отношение сигнал-шум для ветра в обоих случаях было больше восьми. Для аэрозольного рассеяния в одном случае равнялось 2,5, а во втором составляло лишь 0,1. Соответственно в первом случае спектр на рис. 6, б близок к колмогоровскому вплоть до частоты 0,2 Гц, а во втором – спектр «белый». Здесь величина отношения сигнал-шум оценивалась по скачку автокорреляционной функции при нулевой задержке [18]. Такая сильная изменчивость отношения сигнал-шум для коэффициента рассеяния показывает, как непросто регистрировать флуктуации коэффициента рассеяния, и объясняется сильной зависимостью его амплитуды флуктуаций от состояния приземного слоя.

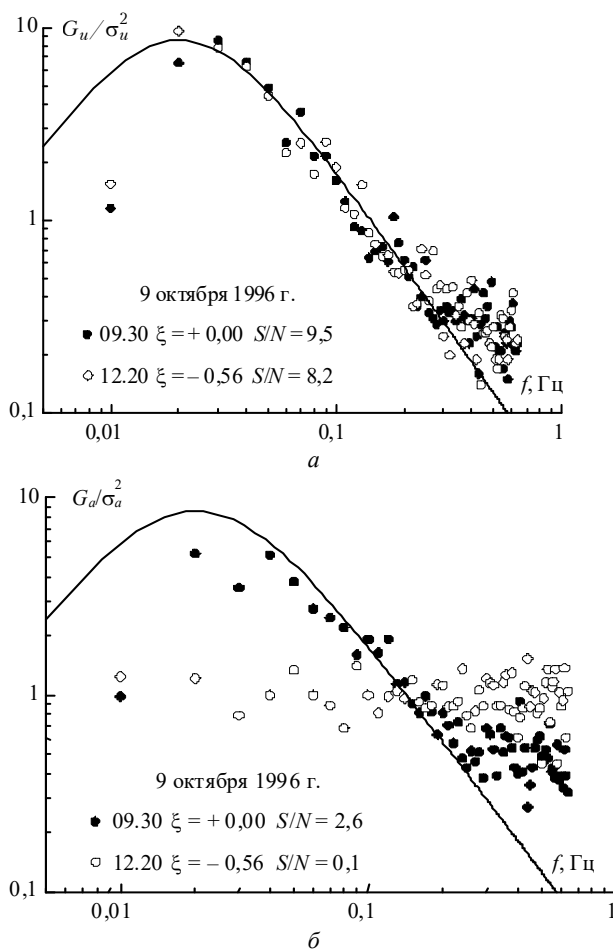


Рис. 6. Спектры мощности флуктуаций продольной компоненты скорости ветра (а) и аэрозоля (б) для $\xi = 0$ (темные кружки) и для $\xi = 0,56$ (светлые). Сплошная кривая – колмогоровский спектр

В целом весь массив данных за 1996 и 1997 гг. характеризовался низким отношением сигнал-шум для коэффициента рассеяния. Поэтому не было возможности изучить поведение дисперсии флуктуаций коэффициента рассеяния и других характеристик в полной мере. При оценке вертикального аэрозольного потока H_a и масштаба A_* некоррелированные шумы существенного влияния на результат не оказывали, так как взаимно компенсировались.

В связи с этим были рассчитаны отношения горизонтальных турбулентных потоков к вертикальным для температуры (рис. 7,а) и аэрозоля (рис. 7,б). Горизонтальные турбулентные потоки рассчитывались аналогично вертикальным (11), (13) с той лишь разницей, что вертикальная пульсационная компонента скорости w' заменялась на продольную u' . Из простых физических соображений, приведенных в [1], следует, что это отношение всегда отрицательно. Сплошная кривая на рис. 7 соответствует теории Монины-Эллисона [2]. Отметим, что здесь наблюдается общая тенденция для тепла и аэрозоля. Полученные данные для тепла не противоречат данным других авторов [2]. Из рис.7 следует, что по мере усиления неустойчивости вертикальные потоки растут относительно горизонтальных и постепенно становятся равными.

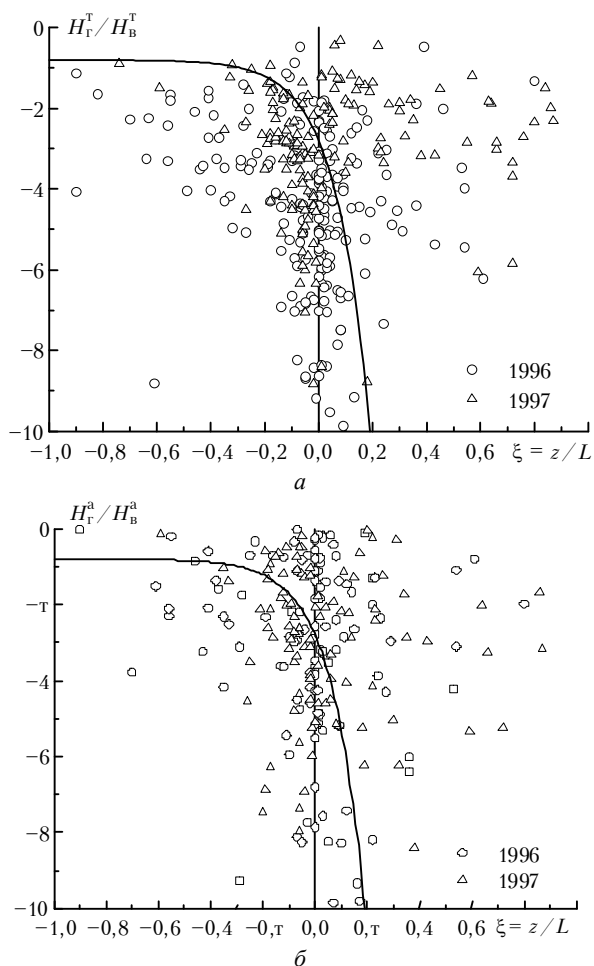


Рис. 7. Отношение турбулентного горизонтального потока к вертикальному для тепла (а) и аэрозоля (б) за 1996 и 1997 гг.

Мы уже упоминали, что все наблюдения проводились для одной высоты и это не позволило получить универ-

сальные профили средних значений регистрируемых параметров. Тем не менее на рис. 8 приведены нормированные безразмерные средние значения скорости $\langle u \rangle / u_*$ и коэффициента рассеяния $\langle A \rangle / A_*$ в зависимости от параметра ξ , полученные в 1997 г. Формально эти величины пропорциональны соответствующим универсальным функциям, однако отсутствие данных об аддитивной константе (см. формулы (22) и (23)) привело к разбросу точек на графиках скорости и коэффициента рассеяния (см. рис. 8). И все-таки из этих графиков следует, что точки группируются вокруг неких кривых, которые были проведены методом подгонки коэффициентов для асимптотик универсальных функций: «логарифмическая+линейная» модель для устойчивых условий ($\xi > 0$) и закон « $-1/3$ » – для неустойчивых ($\xi < 0$) [1].

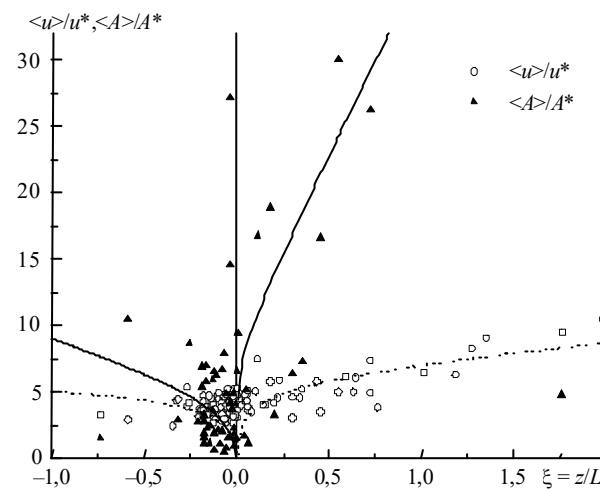


Рис. 8. Средние безразмерные значения для скорости ветра (кружки) и аэрозоля (треугольники) в зависимости от параметра ξ за 1997 г.

Полученный на рис. 8 результат является предварительным и, пожалуй, скорее качественным, чем количественным, но позволяющим полагать, что вид аэрозольной универсальной функции для среднего значения, в принципе, не отличается от аналогичных зависимостей для скорости и температуры.

Аэрозоль – сложная и изменчивая компонента атмосферы, поэтому комплексный подход при его изучении стал уже традиционным. Мы полагаем, что, рассматривая аэрозоль как примесь турбулентного потока, одного параметра гидростатической устойчивости для описания средних и случайных величин рассеяния может оказаться недостаточно. Дело в том, что при повышении мутности воздуха происходит изменение микрофизических характеристик аэрозоля – укрупнение частиц, деформация индикатрисы рассеяния и т.д. Чтобы оценить, какую роль в этих процессах играет турбулентность или даже просто для того, чтобы сформулировать задачу более конкретно, были получены непрерывные ряды наблюдений метеопараметров и коэффициентов рассеяния для углов 45 и 170°. Это было сделано в том числе и для того, чтобы посмотреть трансформацию индикатрисы рассеяния в зависимости от параметра гидростатической устойчивости.

Массив данных, которым мы располагали, был недостаточным для того, чтобы его систематизировать. Поэтому здесь мы ограничимся иллюстрацией результатов непрерывной записи на протяжении трех суток с 30 июня по 3 июля 1997 г.

Коэффициентом вытянутости индикатрисы является характеристика

$$A_\alpha = \langle \mu_{45} \rangle / \langle \mu_{170} \rangle, \quad (27)$$

где μ – индикатриса рассеяния под соответствующим углом.

Кратко остановимся на способе калибровки каналов нефелометра для углов 45 и 170°. Для этого была использована однопараметрическая регрессионная модель рассеяния [5]:

$$\lg \mu(\varphi) = K(\varphi) \lg \sigma + \lg C(\varphi), \quad (28)$$

где σ – коэффициент полного рассеяния; $K(\varphi)$ и $C(\varphi)$ – эмпирические функции.

Для коэффициента вытянутости индикатрисы A_α можно записать

$$A_\alpha = \frac{\langle \mu_{45} \rangle}{\langle \mu_{170} \rangle} = \frac{A_{45}}{A_{170}}, \quad (29)$$

где C_{45} и C_{170} – коэффициенты калибровки каналов нефелометра для углов 45 и 170°. С учетом (28) и (29) для отношения коэффициентов калибровки получаем

$$\frac{C_{170}}{C_{45}} = \frac{\langle A_{170} \rangle}{\langle A_{45} \rangle} A_\alpha \sigma^{K(45)-K(170)} \times 10^{\lg C(45)-\lg C(170)}. \quad (30)$$

Для расчета отношения (30) воспользуемся данными [5] для г. Томска. В табл. 3 приведены значения для $K(\varphi)$ и $C(\varphi)$ для углов 50 и 165°. Величина σ полагалась равной $0,2 \text{ км}^{-1}$, а A_α , согласно [5], равной 4,2.

Таблица 3

φ°	$\lg C(\varphi)$	$K(\varphi)$
50	-1,01	0,95
165	-1,87	0,61

С учетом описанной калибровки временные ряды параметров показаны на рис. 9. Атмосферная ситуация характеризовалась тенденцией к улучшению погоды, так как 29 июня 1997 г. была 9–10-балльная облачность, а к 3 июля 1997 г. установилась ясная солнечная погода. На рис. 9,а показан параметр гидростатической устойчивости ξ , положительный ночью и отрицательный днем. Причем его амплитуда день ото дня увеличивалась. Сигнал рассеяния для углов 45 и 170° с учетом калибровки показан на рис. 9,в. Соответствующие вариации сигналов $V = (\sigma_A / \langle A \rangle) \times 100\%$ представлены на рис. 9,г. Кривая коэффициента вытянутости индикатрисы A_α изображена на рис. 9,б.

Из рис. 9 видна общая тенденция уменьшения коэффициентов рассеяния во времени, а также убывание A_α , что закономерно при уменьшении коэффициента общего рассеяния. В ночные часы, когда температура воздуха понижалась и росла относительная влажность, наблюдалось возрастание коэффициентов рассеяния и, следовательно, параметра A_α . Увеличение коэффициентов рассеяния происходило на десятки процентов, а параметра A_α – лишь на несколько процентов. Характерно, что в ночные часы уменьшалась относительная дисперсия флуктуаций коэффициента рассеяния (см. рис. 9,г) и резко возрастала днем, в том числе и за счет увеличения шума фоновой засветки.

В среднем корреляция между каналами нефелометра была высокой и составляла 0,8.

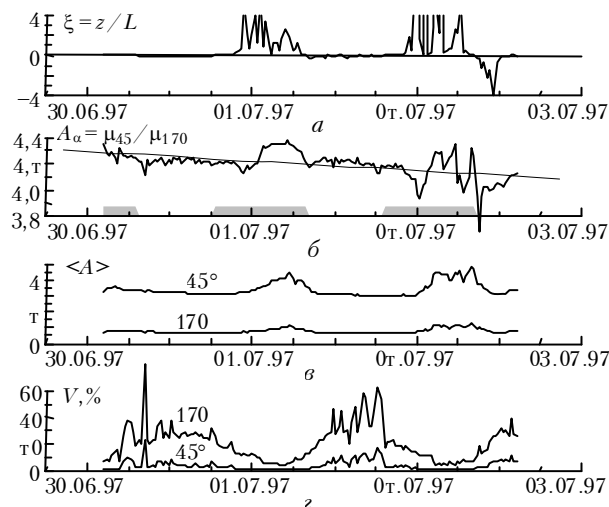


Рис. 9. Пример временных реализаций параметра ξ (а), коэффициента деформации индикатрисы (б), сигналов рассеяния для углов 45 и 170° (в) и соответствующих коэффициентов вариации (г). Июль 1997 г.

Из рис. 9 следует, что трансформация индикатрисы рассеяния происходила только спустя некоторое время после того, как стратификация меняла знак минус на плюс. Возрастание коэффициентов рассеяния наблюдалось почти сразу с установлением устойчивой стратификации, показанной схематично в виде прямоугольников на рис. 9,б. Причем если «включение» механизма трансформации индикатрисы происходило с задержкой по времени, то момент «выключения» совпадал почти точно.

Выводы

1. Проведенный анализ показал, что нефелометр открытого типа может быть использован для изучения пульсаций аэрозольного содержания в турбулентном воздушном потоке, исключая случаи сильной запыленности воздуха.
2. Проведенные исследования полигона ИОА выявили зависимость свойств подстилающей поверхности от направления ветра. Предпочтительными являются условия, когда направление ветра незначительно ($\pm 20^\circ$) отличается от южного или северного.
3. Анализ спектров мощности флуктуаций коэффициента рассеяния подтвердил факт подобия аэрозольного спектра спектрам скорости и температуры, за исключением случаев, когда отношение сигнал-шум было меньше 1.
4. Полученные результаты нормированных безразмерных профилей среднего значения коэффициента направленного светорассеяния позволяют надеяться, что для атмосферного аэрозоля, как консервативной пассивной примеси, возможно получить экспериментальным путем универсальные зависимости для средних и статистических величин.
5. Изучение статистических свойств пульсаций аэрозольного содержания следует производить с учетом микроразлических свойств аэрозоля.

1. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидродинамика. Ч. 1. М.: Наука, 1965. 640 с.
2. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 290 с.

3. Зуев В.Е., Креков Г.М. Оптические модели атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.
4. Креков Г.М., Рахимов Р.Ф. Оптико-локационная модель континентального аэрозоля. Новосибирск.: Наука, 1982. 198 с.
5. Кабанов М.В., Панченко М.В., Пхалагов Ю.А. и др. Оптические свойства прибрежных атмосферных дымок. Новосибирск: Наука, 1988. 201 с.
6. Горчаков Г.И., Свириденков М.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1979. Т. 15. № 1. С. 53–59.
7. Баренблатт Г.И. // Прикладная математика и механика. 1953. Т. XVII. Вып. 3. С. 261–274.
8. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. М.: Мир, 1982. 428 с.
9. Беляев С.П., Никифорова Н.К. и др. Оптико-электронные методы изучения аэрозолей. М.: Энергоиздат, 1981. 232 с.
10. Балин Ю.С., Беленький М.С. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1986. Т. 22. № 10. С. 1060–1063.
11. *Aerosol and their climatic affects*. Report of WMO (CAS) radiation comission of IAMAP Meeting of Experts. WCP-55? Williamsburg, 1983. 110 p.
12. Разенков И.А., Ростов А.П. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 10. С. 1307–1316.
13. Балин Ю.С., Беленький М.С., Разенков И.А., Сафонова Н.В. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 8. С. 77–83.
14. Разенков И.А., Ростов А.П., Шефер Н.А. // Оптика атмосферы и океана. 1995. Т. 8. № 10. С. 1506–1516.
15. Разенков И.А., Ростов А.П. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 7. С. 941–946.
16. Патрушев Г.Я., Ростов А.П., Иванов А.П. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 11–12. С. 1636–1638.
17. Kunkel K.E., Eloranta E.M., Weinman J.A. // J. Atmos. Sci. 1980. V. 37. № 5. P. 978–985.
18. Казан Р.Л., Гандин Л.С. Статистические методы интерпретации метеорологических данных. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 359 с.

I.A. Razenkov, A.P. Rostov, N.A. Shefer. Experimental Investigation of Fluctuations of Aerosol Scattering Coefficient in the Surface Atmospheric Layer.

Experimental data on statistical properties of an aerosol content in the atmospheric surface layer obtained by *in situ* method with a nephelometer and an ultrasonic meteorological station are presented. The data describing the place of the measurements are shown. The estimations are obtained showing the expediency of application of the nephelometer for research of aerosol fluctuations. Thus obtained data are classified on the basis of the Monin–Obukhov similarity theory, which has qualitatively confirmed that, if there exists the universal function for mean value of aerosol concentration, it is similar to analogous functions for the speed and the temperature.