

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

**ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАЗЕРНО-АКУСТИЧЕСКОГО
ЭКСПЕРИМЕНТА ПО ИЗУЧЕНИЮ ФЛУКТУАЦИЙ КОЭФФИЦИЕНТА
ОБРАТНОГО СВЕТОРАССЕЯНИЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ**

Приводятся экспериментальные данные исследования авто- и кроссспектров флуктуаций коэффициента обратного рассеяния при синхронной регистрации в локальном объеме воздуха на высоте 5 м трех компонент – скорости ветра, температуры и коэффициента обратного рассеяния – при помощи акустической метеостанции и лазерного аэрозольного локатора. Полученные результаты подтвердили различия между автоспектрами мощности пульсаций скорости и коэффициента обратного рассеяния при устойчивой термической стратификации и указали на различный характер поведения турбулентных вертикальных и горизонтальных потоков для тепла и атмосферного аэрозоля в зависимости от термической стратификации.

Вопросы распространения, осаждения, изменения физико-химического состава аэрозольных частиц в реальной атмосфере представляют большой интерес с точки зрения фундаментальных исследований и очень важны для практических приложений. В настоящее время имеется немного экспериментальных работ, посвященных исследованию пульсаций концентрации аэрозольных атмосферных частиц. Это обусловлено, прежде всего, трудностями технического характера, связанными с регистрацией количества частиц в небольшом объеме воздуха.

Аэрозольные частицы оказываются помещенными в движущийся турбулентный воздушный поток, для которого характерно наличие случайных пульсаций всех трёх компонент скорости движения. При этом температура (теплосодержание), влажность (влагосодержание), аэрозольные частицы (концентрация частиц) представляют собой примеси, которые «ощущают» на себе турбулентный характер движения атмосферного воздуха и в итоге сами начинают претерпевать случайные изменения во времени и пространстве.

Важность экспериментальных исследований статистических свойств содержания аэрозоля в атмосферном воздухе обусловлена ещё и тем, что не существует точного решения системы уравнений, описывающих турбулентный перенос аэрозольных частиц, из-за её замкнутости, являющейся следствием нелинейности уравнений гидродинамики [1]. Тогда исследователям приходится применять соображения размерностей либо заниматься построением теорий турбулентности, когда наряду со строгими уравнениями гидродинамики используются некоторые дополнительные связи, найденные чисто эмпирически по данным экспериментов. Такие теории турбулентности называются полуэмпирическими и в настоящее время довольно широко используются в технике. Основой их построения является эксперимент [2].

Для регистрации пульсаций концентрации аэрозольных частиц в атмосферном воздухе исследователями применяются счётчики частиц [3], нефелометры открытого типа [4] и лазерные аэрозольные локаторы (лидары) [5, 6]. Проведённые разными авторами исследования позволили получить частотный спектр флуктуаций концентрации аэрозольных частиц [5, 7], оценить размеры и время жизни аэрозольных атмосферных неоднородностей [8, 9].

При рассмотрении лидарного метода исследования пульсаций концентрации аэрозольных частиц нужно отметить, что он основан на пропорциональности отражённого атмосферой лидарного эхосигнала коэффициенту обратного рассеяния, изменения которого в основном обусловлены флуктуациями концентрации аэрозольных частиц в зондируемом объеме [7]. Основными достоинствами лидарного метода являются дистанционность, оперативность и высокое пространственное разрешение.

К недостаткам лидарного способа исследования статистических свойств атмосферного аэрозоля можно отнести: 1) наличие причин, кроме флуктуаций концентрации, приводящих к флуктуациям лидарного эхо-сигнала (изменчивость спектра размеров частиц, флуктуации про-

зрачности атмосферы); 2) практическая невозможность калибровки лидарного сигнала в зависимости от концентрации частиц; 3) нестабильность энергии лазерных зондирующих импульсов, приводящая к понижению отношения сигнал-шум.

Тем не менее, грамотное планирование эксперимента, работа с нормированными статистическими характеристиками позволяют получать на практике качественную и количественную информацию о статистических свойствах содержания аэрозоля в атмосферном воздухе [10].

В предлагаемой статье описаны результаты лидарных исследований статистических свойств атмосферного аэрозоля, являющихся продолжением работ, начатых в 1986 г. [7]. Нами было проведено исследование авто- и кроссспектров флуктуаций коэффициента обратного светорассеяния β_p , обусловленных пульсациями содержания аэрозольных частиц в локальном объеме, и метеопараметров (скорость ветра, температура). Аэрозоль, как и любая другая атмосферная характеристика (влажность, температура и т.д.), в первом приближении может рассматриваться как консервативная (неисчезающая), пассивная (не влияющая на динамику воздушного потока) и полностью увлекаемая примесь [11]. Тогда автоспектр флуктуаций коэффициента обратного рассеяния должен полностью повторять спектр флуктуаций скорости ветра [7], т.е. быть колмогоровским, иметь инерционный интервал с наклоном $-5/3$ (закон «минус пять третей» Колмогорова–Обухова).

Ранее нами исследовались границы применимости колмогоровской модели спектра к спектрам мощности флуктуаций β_p [12] и были обнаружены существенные отличия, когда в случае устойчивой стратификации, соответствующей положительным числам Ричардсона, наклон спектра β_p становился близким к значению $-11/5$ (закон Болджиано–Обухова), причем этого не наблюдалось на спектрах флуктуаций скорости ветра.

Исследование кроссспектров флуктуаций β_p , скорости ветра и температуры также представляется полезным, поскольку квадратурная часть кроссспектра флуктуаций примеси с флуктуациями продольной (вертикальной) компоненты скорости представляет собой спектральное разложение горизонтального (вертикального) турбулентного потока данной примеси. Если в качестве атмосферной примеси рассматривать теплосодержание, измеряя при этом флуктуации температуры T и обозначив флуктуации продольной компоненты скорости через u' , а вертикальной – через w' , то для оценивания горизонтального и вертикального турбулентных потоков тепла достаточно усреднить соответствующие произведения $u' T$ и $w' T$ [1]

$$H_h = c_p \rho \langle u' T \rangle, \quad (1)$$

$$H_v = c_p \rho \langle w' T \rangle, \quad (2)$$

где c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении; ρ – плотность воздуха. Если в качестве примеси рассмотреть аэрозольное содержание, то горизонтальный и вертикальный потоки частиц определяются таким образом:

$$A_h = C_1 \langle u' N \rangle, \quad (3)$$

$$A_v = C_1 \langle w' N \rangle, \quad (4)$$

где C_1 – некая константа. Квадратурная же часть кроссспектра, в литературе обычно обозначаемая через $C_{\alpha\beta}$, где под индексами α и β подразумеваются соответственно примесь (T , N) и одна из компонент скорости ветра (u , w), представляет собой спектральное разложение величин потоков (1)–(4).

Получение описанных выше кроссспектров возможно только при одновременной регистрации метеопараметров и коэффициента обратного рассеяния в локальном объеме воздуха. Для реализации этой идеи был поставлен эксперимент [13], схема которого показана на рис. 1.

В качестве основных средств были задействованы три ультразвуковые акустические метеостанции [14] и лазерный аэрозольный локалор «ЛЮЗА-3» [15]. На 5-метровой мачте располагалась акустическая метеостанция N 3, которая позволяла с частотой 2 Гц регистрировать три компоненты скорости ветра и температуру в объеме воздуха, равном $0,03 \text{ м}^3$. Лазерный локалор располагался на удалении 240 м от метеостанции, а его трасса проходила в непосредственной близости от метеостанции. Зондирование лидаром осуществлялось на длине волны

0,532 нм короткими лазерными импульсами длительностью 10 нс, что соответствовало пространственному разрешению 1,5 м. Диаметр пучка был равен 0,15 м. Зондирование проходило синхронно с работой метеостанции при частоте 2 Гц.

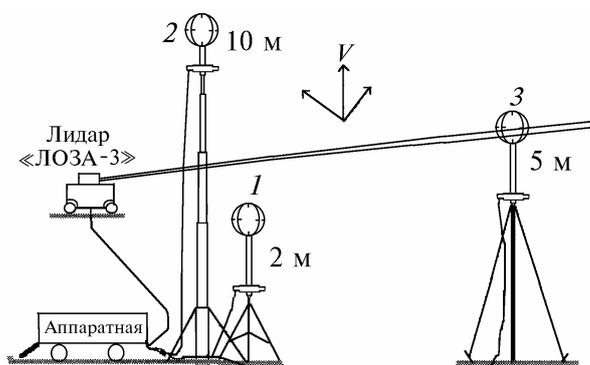


Рис. 1

Заметим, что точность настройки какого-либо лидарного stroba на анемометр составляла примерно половину шага дискретизации аналого-цифрового преобразователя (АЦП) лидара. Частота работы АЦП была равной 20 МГц, что соответствовало пространственному разрешению 7,5 м, а анемометр располагался между двумя stroбами (N 32 и N 33). Чтобы повысить достоверность результатов, кросспектры рассчитывались для обоих stroбов и затем усреднялись. Любая аэрозольная неоднородность вносит свой вклад в спектр флуктуаций лидарного сигнала на частоте f , прямо пропорциональной скорости перемещения этой неоднородности и обратно пропорциональной ее размеру. Ограничим верхний предел исследуемого частотного диапазона кросспектров частотой f_2 , соответствующей пространственному масштабу в 7,5 м, и определим значение этой частоты. Аэрозольные неоднородности менее 7,5 м будут влиять на временные спектры на частотах $f_2 > \langle v \rangle / 7,5$ Гц, $\langle v \rangle$ – средняя скорость ветра. Как правило, средняя скорость ветра на высоте 5 м больше 1 м/с. Отсюда $f_2 = 0,13$ Гц. Заметим, что примерно 80% турбулентных потоков примесей сосредоточено в области частот до 0,1 Гц. Значение нижней частотной границы спектров зависит от общей длины реализации и усреднения спектральных оценок по частоте и отрезкам реализации [16]. В нашем эксперименте общая длина каждой реализации составляла 2048 отсчетов с частотой 2 Гц (17 мин). Усреднение производилось по отрезкам реализации размером 64 с с половинным перекрытием для уменьшения погрешности определений спектральных оценок [16]. В итоге частотное разрешение спектров составляло 0,016 Гц и, следовательно, $f_1 = 0,016$ Гц.

В эксперименте использовались еще две акустические метеостанции для оценивания градиентного числа Ричардсона, характеризующего степень термической устойчивости атмосферы. Эти станции располагались на высотах 2 и 10 м. Эксперимент проводился с июля по сентябрь 1993 г. в условиях Заречного полигона Института оптики атмосферы над ровным полем, засеянным овсом. Было проведено 50 серий измерений. Для охвата как можно большего диапазона изменения числа Ri измерения производились в разное время суток.

Полученные серии данных представляли собой временные ряды, которые затем подвергались обработке на компьютере. Данные какой-либо серии вводились в компьютер, затем грубые аппаратные погрешности устранялись с использованием неравенства Чебышева, производился пересчет горизонтальных компонент скорости ветра относительно направления средней скорости ветра, чтобы среднее значение продольной компоненты $\langle u \rangle$ совпадало со средним модулем скорости, а среднее значение поперечной компоненты $\langle v \rangle = 0$. Далее все ряды просматривались оператором, и в случае наличия сбоев аппаратуры, нестационарностей и т.д. данные отбраковывались полностью или частично путем отсечки некачественной части реализации и ее некоторым сокращением. После удаления тренда с помощью высокочастотной полиномиальной фильтрации [16] данные подвергались Фурье-анализу с использованием процедуры быстрого преобразования Фурье (БПФ) [16]. Эффект «просачивания» понижался с помощью окна ГЕО [16] после расчета коэффициентов Фурье.

Параллельно с авто- и кросспектрами рассчитывались средние значения всех величин, их дисперсии, турбулентные потоки количества движения и тепла, спектры когерентности и фазы, масштаб длины Монина–Обухова и другие величины. Результаты оформлялись в виде таблиц и размещались в файлах на диске компьютера. Программа обработки позволяла гибко работать с файлами, получать конечные результаты, выбирая заданные характеристики, и строить зависимости.

Обычно при исследовании приземного слоя атмосферы и изучении поведения средних значений и статистических характеристик метеовеличин применяют теорию подобия Монина–Обухова, которая позволяет работать с безразмерными величинами скорости, температуры, расстояния от поверхности земли. Согласно теории в пределах приземного слоя (порядка 50 м) вертикальные потоки количества движения $\rho \langle u' w' \rangle$ и тепла $c_p \rho \langle w' T' \rangle$ считаются постоянными. А это позволяет получить измерительные масштабы скорости $u_* = \sqrt{\langle w' u' \rangle}$ (скорость трения), температуры $T_* = \langle w' T' \rangle / \kappa u_*$ и длины $L = u_*^2 \langle T \rangle / (\kappa^2 g T_*)$ (масштаб Монина–Обухова). Введение этих масштабов позволяет систематизировать данные экспериментов, причем безразмерная высота $\xi = z/L$ представляет собой параметр гидростатической устойчивости, однозначно связанный с градиентным числом Ричардсона Ri [17]:

$$Ri = (g/\langle T \rangle) \left[\left(\frac{\partial \langle T \rangle}{\partial z} + \gamma_a \right) / \left(\frac{\partial \langle u \rangle}{\partial z} \right)^2 \right],$$

где g – ускорение свободного падения; $\langle T \rangle$ – среднее значение температуры; γ_a – сухоадиабатический градиент температуры; z – высота. Вид зависимости Ri от ξ известен [17], поэтому мы посчитали логичным предварительно построить такие зависимости для каждой из трех метеостанций и сопоставить с данными [17]. В итоге получили, что наиболее близко к истинной зависимости подошел график, когда число Ri рассчитывалось по градиентам метеостанций N 1 и N 3. Поэтому величина ξ была определена как среднее значение $(\xi_1 + \xi_2)/2$.

При исследовании наклона автоспектров в зависимости от числа Ri было выявлено, что лидарные данные более зашумлены, чем данные метеостанций. Это объясняется влиянием сильной фоновой засветки в дневное время и нестабильностью работы лазера. Полученный в опытах спектр можно рассматривать как суперпозицию колмогоровского спектра (или близкого к нему) с «белым» шумом. Вид нормированного спектра показан на рис. 2 (кривая 2). Реализация (W8) была записана 26 июля 1993 г. в 20.30 местного времени.

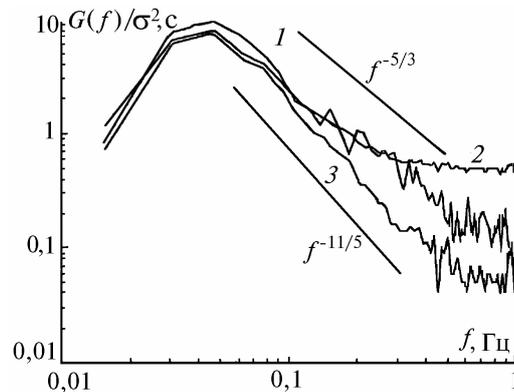


Рис. 2. Нормированные автоспектры флуктуаций продольной компоненты скорости (кривая 1), лидарного сигнала (кривая 2) и скорректированный спектр лидарного сигнала (кривая 3)

Отметим, что статистическая погрешность лидарных спектров флуктуаций в целом была меньше погрешности ветрового спектра (кривая 1), т.к. при оценивании спектров лидарного сигнала производилось усреднение спектральных оценок сразу по тридцати стробам лидарного сигнала. Первый и последний стробы отстояли друг от друга на удалении $7,5 \cdot 29 \approx 218$ м, метеостанция N 3 располагалась посередине. Такая процедура вполне оправдана, т.к. время усреднения (реализации) значительно превышало временной интервал порядка $218/\langle u \rangle = 1 \dots 3$ мин, а поле было однородным и достаточных размеров.

Влияние спектра шума на показатель наклона автоспектров флуктуаций лидарного сигнала исключалось с помощью следующей процедуры коррекции спектра. Предполагалось, что на высоких частотах, близких к частоте Найквиста (1 Гц), спектр в основном определялся шумом. Это верно, т.к. спектр полезного сигнала спадает почти по квадратическому закону, а спектр шума постоянен. На этом же основании можно полагать, что исходный спектр на низких частотах в основном определяется полезным сигналом. Исходя из закона «-5/3», прогнозировалось значение спектра полезного сигнала на частоте Найквиста, затем разница между исходным спектром и спрогнозированным значением принималась за мощность шума и вычиталась из всего исходного спектра. Результат вычитания – скорректированный спектр лидарного сигнала (кривая 3). С нашей точки зрения, такой простой способ коррекции, использованный для получения предварительных результатов, оказался вполне работоспособным.

Все результаты по оцениванию степени наклона m автоспектров (f^m) приведены на рис. 3. Треугольники (1) соответствуют степени наклона спектра продольной компоненты скорости ветра, крестики (2) соответствуют исходным спектральным оценкам лидарного сигнала, и квадраты (3) – скорректированным.

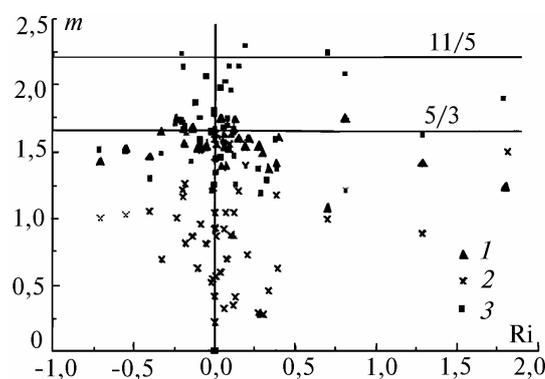


Рис. 3. График показателя наклона m автоспектров (f^m) продольной компоненты скорости (1), лидарного сигнала (2) и скорректированного спектра лидарного сигнала (3). Реализация W8 от 26 июля 1993 г., 20.30 местного времени. $Ri = +0,09$

Данный график подтверждает полученные ранее результаты по исследованию автоспектров лидарного сигнала [12]. Все спектры скорости имели наклон, близкий к 5/3, чего нельзя сказать о спектрах лидарного сигнала.

Заметим, что показанные на рис. 2 спектры соответствуют устойчивому состоянию атмосферы ($Ri = +0,09$) и наклон скорректированного спектра лидарного сигнала близок к 11/5. Кроме того, появление наклона $m = 11/5$ не всегда соответствует устойчивым условиям ($Ri > 0$). Это обстоятельство можно объяснить наличием нисходящих конвективных движений воздуха в пределах пограничного слоя атмосферы, доставляющих к поверхности земли аэрозольные неоднородности, сформировавшиеся в устойчивых условиях в верхней части пограничного слоя [18].

Перейдем к анализу кроссспектров. Проведем его на сравнении кроссспектров температуры–скорости ветра и кроссспектров лидарного сигнала–скорости. Рассмотрим спектры, представляющие разложения по частотам турбулентных потоков тепла и аэрозольных частиц.

Понимая, что флуктуации лидарного сигнала лишь приблизительно отражают флуктуации содержания аэрозольных частиц в исследуемом объеме, и все же полагая, что они в основном определяются именно пульсациями содержания частиц, отождествим эти два понятия. Обозначив через F' флуктуации лидарного сигнала, будем дальше по тексту подразумевать под величинами $\langle F' u' \rangle$ и $\langle F' w' \rangle$ и их спектральными разложениями (коспектрами) $C_{Fu}(f)$ и $C_{Fw}(f)$ соответственно горизонтальный и вертикальный турбулентные потоки аэрозольных частиц.

На рис. 4 приведены коспектры для горизонтального и вертикального потоков тепла и частиц для уже упоминавшейся выше реализации W8.

Рассматривая горизонтальный и вертикальный турбулентные потоки какой-либо примеси, позволим себе напомнить читателю о некоторых их свойствах. Во-первых, эти потоки отличны от нуля лишь при наличии вертикального градиента данной примеси. Во-вторых, если за

положительные значения принять направление вверх для вертикального потока и направление вперед для горизонтального потока, то эти потоки всегда будут иметь разные знаки. Например, в случае неустойчивой стратификации ($Ri < 0$) при возникновении положительной флуктуации вертикальной компоненты скорости $w' > 0$ произойдет подъем более теплого объема воздуха и будет наблюдаться положительная флуктуация температуры $T' > 0$. Горизонтальная же скорость при этом окажется меньше средней скорости на этой высоте, т.к. средняя скорость с увеличением высоты всегда растет, и, следовательно, $u' < 0$. Отсюда следует, что $\langle u' T' \rangle / \langle w' T' \rangle < 0$. Это неравенство будет выполняться также при $w' < 0$ и для аналогичного рассмотрения при $Ri > 0$.

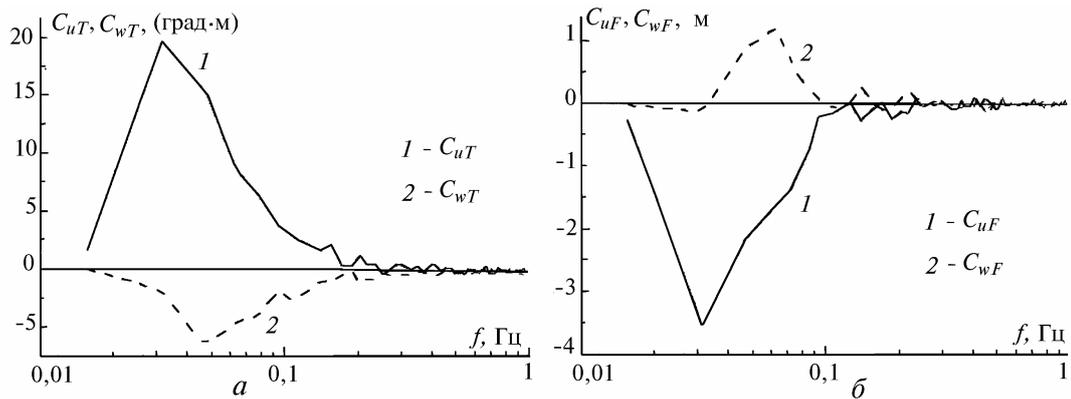


Рис. 4. Коспектры потоков тепла (а) и содержания аэрозольных частиц (б). Кривые 1 – горизонтальные потоки, кривые 2 – вертикальные потоки. Реализация W8 от 26 июля 1993 г., 20.30 местного времени. $Ri = +0,09$

Приведенные рассуждения подтверждаются коспектрами на рис. 4. Заметим, что характер коспектров для частиц (рис. 4, б) подобен поведению соответствующих коспектров для теплоты (рис. 4, а). Напомним, что в связи с устойчивой термической стратификацией вертикальный поток тепла был направлен вниз, а горизонтальный – вперед.

При неустойчивой стратификации потоки меняют направление, а факт движения турбулентного горизонтального потока навстречу среднему движению означает, что общее количество тепла, переносимое с воздухом через выбранную площадку, уменьшается как раз на величину отрицательного горизонтального турбулентного потока. Таково влияние атмосферной турбулентности. То же самое наблюдается и для потоков аэрозольных частиц.

С учетом условий эксперимента, о которых говорилось выше, потоки рассчитывались в полосе частот от $f_1 = 0,016$ до $f_2 = 0,13$ Гц, что соответствовало аэрозольным неоднородностям от 10 до 200 м, если скорость ветра изменялась от 1 до 3 м/с. Для этого коспектры интегрировались в полосе частот $f_1 - f_2$. Горизонтальный и вертикальный турбулентные потоки тепла рассчитывались соответственно по формулам:

$$H_h^* = \int_{f_1}^{f_2} C_{uT}(f) df / u^*, \quad (5)$$

$$H_v^* = \int_{f_1}^{f_2} C_{wT}(f) df / u^*. \quad (6)$$

В этих формулах опущены постоянные c_p и ρ . Аналогично рассчитывались турбулентные потоки аэрозольных частиц по горизонтали и вертикали:

$$A_h^* = \int_{f_1}^{f_2} C_{uF}(f) df, \quad (7)$$

$$A_v^* = \int_{f_1}^{f_2} C_{wf}(f) df. \quad (8)$$

Все полученные результаты по оцениванию H_h^* и H_v^* , как функции ξ , приведены на рис. 5, а, б. Соответствующие турбулентные потоки для аэрозольных частиц A_h^* и A_v^* показаны на рис. 6, а, б. Все приведенные графики можно рассматривать как корреляционные, причем характер зависимости на любом из них прослеживается однозначно. На этом основании мы вправе провести кривые регрессии, которые показаны на рисунках сплошными линиями. Для расчета кривых регрессии использовался алгебраический полином 8-й степени.

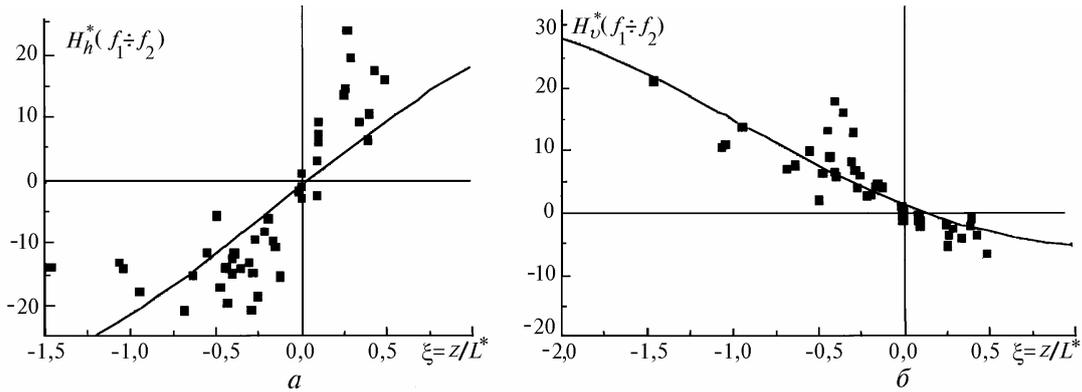


Рис. 5. Зависимости горизонтального (а) и вертикального (б) турбулентных потоков тепла в полосе частот $(f_1 - f_2)$ в зависимости от локального параметра гидростатической устойчивости $\xi = z/L$. Сплошные линии – кривые регрессии

Полученные зависимости для потоков тепла не противоречат многочисленным литературным данным [1, 2, 13], причем смена знаков потоков H_h^* и H_v^* на рис. 5 происходит при $\xi = 0$.

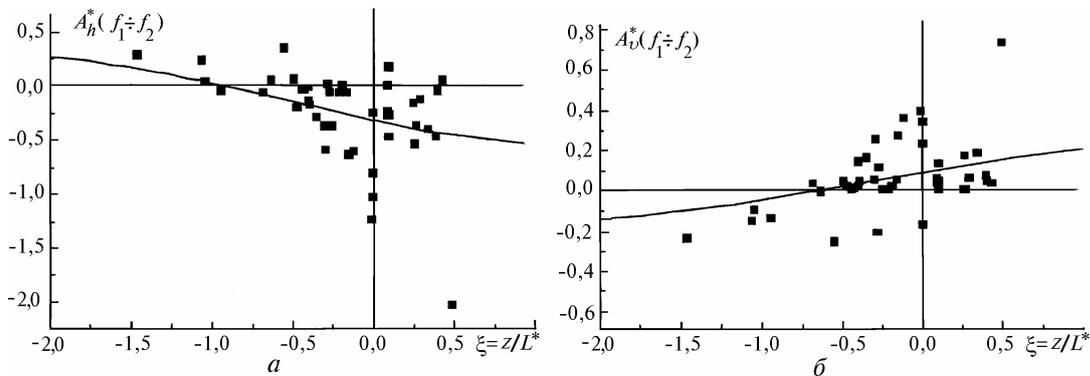


Рис. 6. Зависимости горизонтального (а) и вертикального (б) турбулентных потоков аэрозольных частиц в полосе частот $(f_1 - f_2)$ в зависимости от локального параметра гидростатической устойчивости $\xi = z/L$. Сплошные линии - кривые регрессии

Несколько по-иному ведут себя аналогичные функции для аэрозольных потоков A_h^* и A_v^* . Обращает на себя внимание факт убывания A_v^* при повышении неустойчивости и даже смена знака потока при $\xi < -0,6$. При устойчивой термической стратификации ($\xi > 0$) поток A_v^* имеет тенденцию к нарастанию, однако при $\xi > +0,5$ точек на графике недостаточно, чтобы однозначно судить о виде зависимости A_v^* ($\xi > 0$). Имеется единственное значение A_v^* при $\xi = +1$ (на графике его нет), которое близко к нулю. Пока можно предположить, что при больших положительных ξ поток A_v^* падает до нуля. Это предположение требует экспериментальной проверки. Горизонтальный поток A_h^* , как и должно быть, ведет себя противоположно потоку A_v^* .

Физическое объяснение полученного результата, на наш взгляд, следующее. Генерация аэрозольных частиц обычно происходит вблизи поверхности земли [19] которая как генератор аэрозоля имеет конечную мощность, поскольку для заметного повышения концентрации аэрозоля в воздухе требуется несколько часов. Поэтому конвективные движения воздуха при $\xi < 0$, вероятно, довольно быстро способны выровнять аэрозольный высотный профиль и тем самым понизить градиент концентрации, а следовательно, ослабить вертикальный турбулентный поток аэрозольных частиц. Факт смены знака, а соответственно и направления вертикального потока при $\xi < -0,6$ особенно интересен, т.к. означает смену знака градиента концентрации аэрозольных частиц, т.е. свидетельствует о повышении концентрации в верхней части приземного слоя. Несомненно, что полученные результаты нужно рассматривать как предварительные, требующие экспериментального подтверждения и теоретической проработки в будущем, тем более, что это не согласуется с данными работы [10].

На рис. 7, а, б приведены зависимости отношений горизонтального и вертикального турбулентных потоков для теплоты H_h^*/H_v^* и для частиц A_h^*/A_v^* . Зависимость H_h^*/H_v^* на рис. 7, а удовлетворительно согласуется с данными работ других авторов [2]. Анализируя зависимость A_h^*/A_v^* на рис. 7, б, можно отметить, что в некоторых сериях появлялись положительные значения отношения потоков, что нефизично и свидетельствует о невысокой точности определения A_h^* и A_v^* в эксперименте. Линейная регрессия на рис. 7, б позволяет сделать лишь качественный вывод о том, что в среднем $A_h^* = -1,2 A_v^*$, т.е. турбулентный горизонтальный поток частиц примерно равен вертикальному с обратным знаком. Если сравнивать с турбулентным переносом теплоты, то горизонтальный и вертикальный потоки тепла сравниваются по модулю при $\xi < -1$.

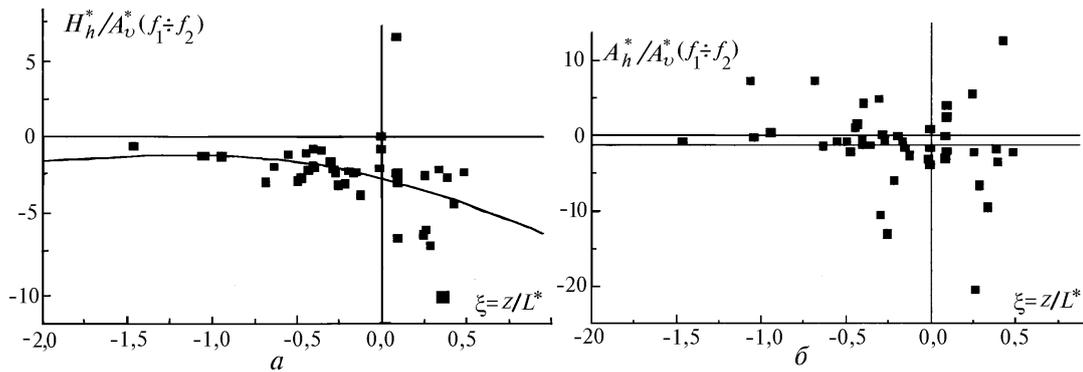


Рис. 7. Отношения турбулентных потоков по горизонтали и вертикали для тепла (а) и атмосферного аэрозоля (б) в полосе частот $(f_1 - f_2)$ в зависимости от локального параметра гидростатической устойчивости $\xi = z/L$. Сплошные линии - кривые регрессии

Подведем итоги. Полученные результаты подтвердили факт появления наклона автоспектра, соответствующего спектру Болджиано–Монина (закон « $-11/5$ ») и одновременно различающегося со спектром скорости, который всегда колмогоровский (закон « $-5/3$ ») в приземном слое воздуха.

Данные лазерно-акустического эксперимента позволили пока лишь качественно выявить принципиальные отличия в поведении турбулентных потоков тепла и аэрозольных частиц по вертикали и горизонтали, заключающиеся в том, что вертикальный турбулентный поток частиц уменьшается по мере повышения степени термической неустойчивости.

Результаты обработки данных указали также на недостатки лидарного метода исследования пульсаций содержания аэрозоля, обусловленные низким отношением сигнал-шум трудностями при калибровке и оценивании градиента концентрации частиц. Последнее обстоятельство крайне важно при расчете коэффициента турбулентного обмена для аэрозольных частиц.

Полученные результаты в дальнейшем позволят оптимально спланировать эксперимент и ответить на поставленные вопросы.

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.: Гидрометеоиздат, 1970. 290 с.
3. Беляев С.П., Гончаров Н.В., Дубровин М.М. /Тр. ИЭМ. 1980. Вып. 25. С. 31–37.

4. Гришин А.И., Матвиенко Г.Г. / Аппаратура дистанционного зондирования параметров атмосферы. Томск, 1987. С. 47–53.
5. Kunkel K. E., Eloranta E. M., Weinman J. A. // J. Atmos. Sci. 1980. V. 37. N 5. P. 978–985.
6. Балин Ю.С., Самохвалов И.В., Разенков И.А. / 7-й Всесоюзный симпозиум по лазерному и акустическому зондированию. (Тез. докл.). Ч. 2. Томск: ТФ СО АН СССР, 1982. С. 7–10.
7. Балин Ю.С., Беленький М.С. и др. / Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1986. Т. 22. N 10. С. 1060–1063.
8. Балин Ю.С., Разенков И.А. / 10-й Всесоюзный симпозиум по лазерному и акустическому зондированию. (Тез. докл.). Ч. 2. Томск: ТФ СО АН СССР, 1989. С. 48–51.
9. Балин Ю.С., Беленький М.С., Разенков И.А., Сафонова Н.В. / Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. N 8. С. 77–83.
10. Razenkov I. A. / 15-th International Lazer Radar Conference (NASA). Tomsk, 1990. P. 267–269.
11. Лотова Н.А., Чашей И.В. / Труды ФИАН. 1977. Т. 93. С. 78–118.
12. Разенков И.А., Ростов А.П. / Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. N 10. С. 1307–1316.
13. Разенков И.А., Ростов А.П. / 1-й Межреспубликанский симпозиум «Оптика атмосферы и океана». (Тез. докл.). Ч. 2. Томск: ТФ СО РАН, 1994. С. 99–100.
14. Анисимов М.В., Монастырный Е.А., Патрушев Г.Я., Ростов А.П. / ПТЭ. 1988. N 4. С. 196–199.
15. Балин Ю.С., Байрашин Г.С., Бурков В.В. и др. / Проблемно ориентированные измерительно-вычислительные комплексы. Новосибирск: Наука, 1986. С. 65–73.
16. Отнес Р., Эноксон Л. Прикладной анализ временных рядов. М.: Мир, 1982. 428 с.
17. Атмосферная турбулентность и моделирование распространения примесей / Под ред. Ф.Т.М. Ньистадта и Х. Ван Допа. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 351 с.
18. Разенков И.А. / 1-й Межреспубликанский симпозиум «Оптика атмосферы и океана». (Тез. докл.). Ч. 2. Томск: ТФ СО РАН, 1994. С. 32–33.
19. Райст П. Аэрозоли. М.: Мир, 1987. 278 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
30 декабря 1994 г.

I. A. Razenkov, A. P. Rostov, N. A. Shefer. Provisional Results of Laser-acoustic Experiment Aimed at Study of the Backscattering Coefficient Fluctuations in the Atmospheric Surface Layer.

In this paper we present experimental data of study of auto- and cross-spectra of the backscattering coefficient fluctuations by the synchronous registration of three components of wind velocity, temperature and backscattering coefficient in local air volume at height of 5 m. Measurements were carried out by means of acoustic meteorostation and of aerosol laser locator. Obtained results have verified differences between power auto-spectra of velocity fluctuations and backscattering coefficient at the stable thermal stratification. These results have shown a different character of a behavior of turbulent vertical and horizontal flows of heat and atmospheric aerosol depending on the thermal stratification.