

ОПТИКА СЛУЧАЙНО-НЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

УДК 520.1; 551.5; 551.55

Определение типа атмосферной турбулентности по данным метеорологических измерений, поступающим в оперативном режиме

В.В. Носов, В.П. Лукин, Е.В. Носов[✉], А.В. Торгаев*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 27.10.2023;
после доработки 17.11.2023;
принята к печати 23.05.2024

Для оперативного определения типа атмосферной турбулентности (колмогоровской, когерентной и др.) разработана новая методика на основе алгоритма спектрального анализа последовательных перекрывающихся выборок из постоянно пополняемой совокупности данных метеоизмерений. Выборки формируются методом скользящего временного окна. Критерием смены типов турбулентности выступает величина наклона инерционного интервала спектра флуктуаций температуры вблизи максимума, равная $-5/3$ в колмогоровской турбулентности и $-8/3$ в когерентной. Наклон вычисляется из уравнения линейной регрессии на начальном участке спектра, протяженность которого устанавливается по уровню уменьшения на один порядок от максимума. Показано, что такие наклоны спектров для зарегистрированных метеоситуаций в городских условиях распределены логнормально. Обнаружено, что доля неколмогоровской турбулентности в более чем пяти миллионах рассчитанных спектров значительно больше ожидаемой и составляет 75–97% в зависимости от строгости оценки. Последовательности спектров с одинаковым наклоном соответствуют областям турбулентности одного типа. Границы областей определяются с точностью шага сдвига скользящего окна. Размеры областей оцениваются на основании информации о скорости ветра и продолжительности регистрации. Показано, что протяженность областей может значительно превышать размеры области для обычной единичной выборки при сравнимых условиях. Для ускорения постобработки больших массивов в алгоритме использован программный интерфейс передачи сообщений MPI для вычислительного кластера с произвольным числом узлов. Областью применения методики в астрономической практике является оценка и регистрация вдоль оптической трассы размеров пространственных областей «сильной» и «слабой» турбулентности, в которых интенсивность турбулентности находится в фиксированных интервалах, а также размеров областей с фиксированной температурной стратификацией.

Ключевые слова: колмогоровская турбулентность, атмосферная неколмогоровская турбулентность, когерентная турбулентность, область турбулентности, метеорологические измерения; Kolmogorov turbulence, atmospheric non-Kolmogorov turbulence, coherent turbulence, turbulence region, meteorological measurements.

Введение

Теория турбулентности Колмогорова–Обухова [1, 2], общепринятая и широко распространенная в оптических расчетах и экспериментах, хорошо объясняет основные закономерности турбулентного движения. В экспериментах по исследованию турбулентности находят свое подтверждение предсказания этой теории, а ее основные положения заложены в принципы действия многих приборов. При этом подходы и методы, применяемые для расчета характеристик турбулентности, получены в основном для условий развитой турбулентности и относи-

тельно ровной подстилающей поверхности [3–6]. Вместе с тем в экспериментах по изучению турбулентности, проводимых в различных условиях, в том числе в горах и закрытых помещениях, с использованием различных инструментов и методов получения первичных данных, отклонения турбулентных характеристик от предсказаний теории встречаются довольно часто и являются самостоятельным предметом исследований.

Например, в работе [7] по данным измерений когерентным доплеровским ветровым лидаром в Байкальской астрофизической обсерватории (БАО) описывается структура пограничного слоя с чередующимися областями колмогоровской и неколмогоровской турбулентности. О фактах отклонений структурных функций от классической степенной модели в акустических измерениях сообщено в обзоре [8]. Существенные расхождения результатов

* Виктор Викторович Носов (nosov@iao.ru); Владимир Петрович Лукин (lukin@iao.ru); Евгений Викторович Носов (nev@iao.ru); Андрей Витальевич Торгаев (torgaev@iao.ru).

эксперимента с теорией Колмогорова установлены [9] при зондировании турбулентным лидаром. Для описания неколмогоровской турбулентности в [10] используется обобщенная модель с параметрами, оцениваемыми непосредственно из акустических измерений. В численных экспериментах [11] учтены неколмогоровские свойства крупномасштабных неоднородностей атмосферы; алгоритм расчета фактора усиления обратного рассеяния в неколмогоровской турбулентной среде предложен в [12]. Присутствие областей турбулентности с неколмогоровскими спектрами [13] обнаружено в реанализе ERA-5 для обсерваторий Майданак и Суффа, а также при использовании модели WRF для БАО [14]. В исследовании структуры сверхзвуковых струй методом лазерного просвечивания [15] отмечено, что сложная структура течения создает условия для развития турбулентности, не подчиняющейся классическим атмосферным моделям.

В спектральных характеристиках турбулентности отклонения зарегистрированы: в лабораторных исследованиях конвективной турбулентности с использованием скоростной термографии [16]; в исследовании эффективности фазирования света, прошедшего через турбулентную среду [17]; в одновременных метеорологических и оптических измерениях [18].

Ввиду того, что свойства спектров существенно отличаются от характерных для теории, используемые для исследования турбулентности приборы, основанные на принципах этой теории, предоставляют данные, интерпретация которых становится уже ошибочной. Это, в свою очередь, может повлечь неверные оценки и выводы, в связи с чем актуальный практический интерес представляет своевременное выявление таких отклонений.

Таким образом, при проведении оптических и метеорологических экспериментов в условиях атмосферной турбулентности, а также при изучении ее свойств требуется оперативная информация о типе турбулентности (колмогоровская [5, 6], когерентная [18, 19] и др.) в месте проведения измерений. При этом из-за эффекта перемежаемости типов турбулентности [19], когда колмогоровская сменяется когерентной, продолжительность регистрации турбулентности одного типа также требует оперативного уточнения.

Приборы для измерений метеоэлементов, например метеостанции [20–22], обычно собирают аппаратные данные измерений в виде пакетов цифрового кода, которые после преобразования программным обеспечением в компьютере, управляющем прибором, предоставляются конечному пользователю в виде выборок мгновенных значений метеоэлементов. Такие выборки, как правило, формируются и предоставляются последовательно, по мере накопления программным обеспечением требуемого объема данных. Для корректной оценки типа атмосферной турбулентности требуется выборка, объем которой достаточен для разрешения начального участка инерционного интервала спектра турбулентных флуктуаций метеоэлементов, соответствующего

этой выборке. Такой начальный участок располагается в низкочастотной области турбулентного спектра, смежной с энергетическим интервалом, и соответствует флуктуациям со сравнительно долгими периодами.

Кроме требования достаточности объема выборки не менее важную роль играет момент начала формирования выборки, т.е. регистрации метеоэлементов. Например, область атмосферной когерентной турбулентности (область с доминирующим влиянием одной когерентной структуры [18, 19]) увлекается внешним ветром и переносится через датчики метеостанции. Присутствие такой области проявляется в виде наклона начального участка инерционного интервала спектра, отличающегося от теории Колмогорова–Обухова. На практике нередко встречаются ситуации, когда размер области когерентной турбулентности и момент начала ее регистрации таковы, что соответствующие этой области данные измерений не совпадают с началом выборки, а начавшись в одной выборке, заканчиваются в последующей. Это приводит к ограничению вклада длиннопериодических флуктуаций в низкочастотную часть выборочного спектра и, следовательно, невозможности обнаружения такой области турбулентности. Тем не менее преодолеть описанные ограничения возможно, если задавать объем и момент начала выборки, руководствуясь изложенными далее соображениями.

Цель настоящей работы — выработка алгоритма и описание новой методики, позволяющей оперативно определять тип атмосферной турбулентности, протяженность областей турбулентности одного типа и другие турбулентные и метеохарактеристики.

1. Методика

Для выработки методики оперативного определения типа атмосферной турбулентности по данным измерений необходимо решение следующих задач.

1.1. Пополнение совокупности данных измерений метеоэлементов

Поступающие с непрерывно работающей метеостанции, например АМК-03 или АМК-03-4 [20–22], в режиме реального времени пакеты метеоэлементов, такие как температура воздуха T , компоненты скорости ветра, давление, влажность, накапливаются в управляющем компьютере. Пополняемая совокупность данных измерений формируется в оперативном режиме: накопленная последовательность $(x_i)_{i=1}^N$ из N значений метеоэлемента удлиняется путем соединения с вновь полученной последовательностью данных измерений $(x_j)_{j=1}^n$ из n значений по мере их поступления с метеостанции, образуя последовательность $(x_i)_{i=1}^{N+n}$ из $N+n$ значений.

1.2. Формирование последовательных выборок из пополняемой совокупности

Для формирования последовательных выборок используется скользящее временное окно со следующими параметрами: τ — шаг сдвига окна; Δt —

ширина окна; t_n — начальное время окна. При $\tau < \Delta t$ окна перекрываются, т.е. последующее окно содержит часть значений предыдущего. При $\tau \geq \Delta t$ алгоритм переходит в обычный режим анализа спектров по факту поступления новых данных.

1.3. Определение оптимальных значений параметров скользящего окна

В измерениях характеристик турбулентности достаточно [3–6], чтобы интервал зарегистрированных частот флуктуаций перекрывал большую часть микрометеорологического максимума спектра атмосферной турбулентности, в котором сосредоточена основная энергия турбулентных флуктуаций. Нижняя граница микрометеомаксима обычно находится вблизи частоты 0,01 Гц [5, 6, 23], что соответствует временному периоду измерений 100 с. Это означает, что выборки должны содержать значения измерений за период $\Delta t \geq 100$ с.

1.4. Вычисление временного частотного спектра флуктуаций метеозаэлементов

Для вычисления спектра флуктуаций метеозаэлементов $W(f)$ с учетом приведенных требований, предъявляемых к выборкам, используются известные процедуры быстрого преобразования Фурье [24].

1.5. Оценка наклона инерционного интервала спектра

Наклон одномерного временного частотного спектра флуктуаций метеозаэлемента (далее — наклон спектра) оценивается на его начальном участке, протяженность которого устанавливается по уровню уменьшения значения спектральной плотности от максимума на один порядок. Такой интервал частот, начиная с нулевой частоты, вносит максимальный вклад в величину тех или иных статистических характеристик. Так, например, дисперсия определяется указанным интервалом на 70–87% в зависимости от типа турбулентности.

Аппроксимируем на инерционном интервале частот спектр $W_T(f)$ степенной функцией

$$W_T(f) = (cf)^\alpha, \quad (1)$$

где c — константа; f — частота; α — показатель степени. Если $f_{\max}$ — частота максимума W_T , то уменьшению W_T на один порядок соответствует частота f_1 , для которой

$$W_T(f_{\max})/W_T(f_1) = (cf_{\max})^\alpha / (cf_1)^\alpha = 10; \quad (2)$$

$$f_1 = f_{\max} \cdot 10^{-1/\alpha}. \quad (3)$$

Пусть $f_{\max} = 0,01$ Гц [5, 6], тогда для колмогоровской турбулентности [3–6] $\alpha_{\text{колм}} = -5/3$: $f_1^{\text{колм}} = 0,01 \cdot 10^{3/5} \approx 0,039$ Гц; для когерентной [18, 19] $\alpha_{\text{ког}} = -8/3$: $f_1^{\text{ког}} \approx 0,024$ Гц. Следовательно, для уменьшения W_T на один порядок необходимо, чтобы правая граница частотного диапазона спектра превышала $f_1^{\text{колм}}$ и $f_1^{\text{ког}}$ соответственно. Час-

тота дискретизации значений выборки должна обеспечивать протяженность спектра, достаточную для определения его наклона. Правой границе частотного диапазона спектра соответствует частота Найквиста $f_N = f_\Delta/2$, где f_Δ — частота дискретизации. Для АМК-03: $f_\Delta = 160$ Гц, $f_N = 80$ Гц, для АМК-03-4: $f_\Delta = 80$ Гц, $f_N = 40$ Гц, что превышает $f_1^{\text{колм}}$ и $f_1^{\text{ког}}$. Значит, частотные характеристики этих метеостанций удовлетворяют требованиям достаточности протяженности спектра. Для случаев, когда $\alpha \rightarrow -0$, минимальное значение $|\alpha_N|$ для правой границы диапазона частот, соответствующей f_N , можно оценить, положив $f_1 = f_N$ в (3): $\alpha_N = -[\lg(f_N/f_{\max})]^{-1}$. Тогда для $f_{\max} = 0,01$ Гц и $f_N = 80$ Гц: $\alpha_{N80} = -[\lg(80/0,01)]^{-1} \approx -0,256$; для $f_N = 40$ Гц: $\alpha_{N40} \approx -0,278$. В достаточно редких случаях, когда $\alpha \rightarrow -0$, а W_T не уменьшается на один порядок на протяжении всего диапазона спектра, α определяется из фактической величины W_T на правой границе спектра.

Для определения наклона кривой (1) вычисляется коэффициент парной корреляции $r_{xy} = (\langle xy \rangle - \langle x \rangle \langle y \rangle) / (\sigma_x \sigma_y)$, где x — частоты f ; y — амплитуды $W(f)$; σ_x , σ_y — среднеквадратические отклонения; $\langle \dots \rangle$ — осреднение. Для уравнения линейной регрессии [25]:

$$y(x) - \langle y \rangle = r_{xy}(\sigma_y/\sigma_x)(x - \langle x \rangle), \quad (4)$$

записанного в каноническом виде $y(x) = ax + b$, рассчитываются коэффициенты

$$a = r_{xy}(\sigma_y/\sigma_x), \quad b = -a\langle x \rangle + \langle y \rangle. \quad (5)$$

Для применения линейного уравнения (4), (5) к спектру в степенном виде (1) вместо f и W используются $\lg f$ и $\lg W$, тогда коэффициенты в (1): $c = 10^{b/a}$, $\alpha = a$.

1.6. Вывод о типе атмосферной турбулентности

Тип атмосферной турбулентности устанавливается по величине наклона α спектра флуктуаций температуры $W_T(f)$. Обычно на практике при анализе инерционного интервала спектра единичной выборки наклон его графика определяется исходя из видимой близости графиков спектра и аппроксимирующей прямой на инерционном интервале в логарифмическом масштабе или, иными словами, когда графики совпадают с графической точностью [26], т.е. на рисунке трудно различимы. Несмотря на то что оценка близости графиков носит довольно субъективный характер, подобный подход оправдан для единичных спектров. Для метеоданных, поступающих в оперативном режиме, требуется анализ тысяч, а в постобработке — и миллионов спектров, в силу чего в данной работе оценка близости производится программно. Вычисляемый из (4) и (5) наклон спектра α является вещественным числом с некоторой заданной точностью. Для турбулентности определенных типов, например для колмогоровской, α выражается рациональной

дробью [3–6] $\alpha_{\text{колм}} = -5/3$, также представляемой в расчетах числом с некоторой заданной точностью: $-5/3 \approx -1,667$. В этой связи отнесение области турбулентности к колмогоровскому типу будет означать формальное равенство $\alpha = \alpha_{\text{колм}}$, которое в значительной степени зависит от точности представления α и $\alpha_{\text{колм}}$ и на практике может быть так и не достигнуто. С учетом этого с целью отнесения рассчитанного α к определенному типу турбулентности с наклоном α_0 использована задаваемая с произвольной точностью ε -окрестность [27], т.е. совокупность значений α :

$$|\alpha - \alpha_0| < \varepsilon. \quad (6)$$

На практике также используется $\varepsilon\%$ -окрестность в виде $|\alpha - \alpha_0| < \varepsilon\% \alpha_0$, где $\varepsilon\%$ задается в процентах. Ясно, что чем шире ε -окрестность, тем большая доля значений α может быть причислена к типу турбулентности с α_0 .

1.7. Определение момента события перемены типа турбулентности

Шаг сдвига скользящего окна τ задает точность определения события смены типа турбулентности. При этом чем меньше τ , тем раньше, а значит точнее определяется момент события. Учитывая, что отработка методики проводится с помощью АМК-03 и АМК-03-4, минимальные значения τ определяются максимальной частотой дискретизации f_{Δ} : АМК-03 ($f_{\Delta} = 160$ Гц): $\tau = 6,25 \cdot 10^{-3}$ с; АМК-03-4 ($f_{\Delta} = 80$ Гц): $\tau = 12,50 \cdot 10^{-3}$ с.

2. Результаты и обсуждение

2.1. Распределение наклонов спектров

На рис. 1 в виде гистограммы изображено распределение наклонов спектров A . В построении A использовано 5485134 спектра $W_T(f)$ для измерений за период январь – сентябрь 2021 г. в г. Томске ($\tau = 1$ с, $\Delta t = 120$ с).

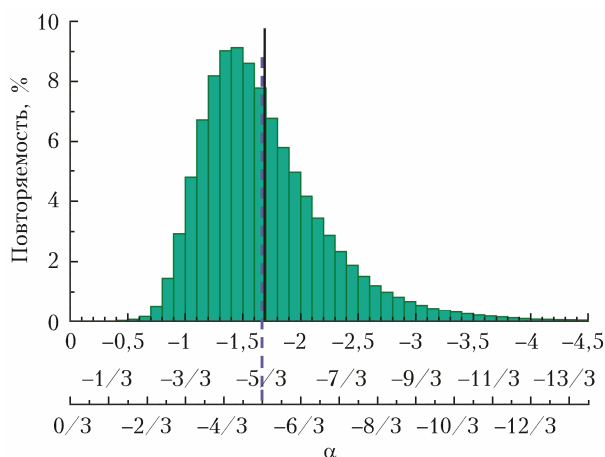


Рис. 1. Гистограмма распределения наклонов спектров A . Сплошная вертикальная кривая – $\langle \alpha \rangle$; штриховая кривая – $\alpha_{\text{колм}}$ (см. цветные рисунки на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.37-2024/iss.07>)

Распределение наклонов спектров в общем случае зависит от множества параметров, таких как время суток, направление ветра, величина модуля скорости ветра и др. Представленное на рис. 1 распределение A является обобщением за весь период измерений для всех зарегистрированных направлений ветров и др. Для наглядности под основной шкалой абсцисс приведена дополнительная шкала со значениями в виде дроби со знаменателем «3» для локализации участков на оси абсцисс, относящихся к типам турбулентности, выражаемым рациональными дробями ($-5/3$, $-8/3$). Вид распределения A дает основание предполагать его логнормальный характер. Подтверждает это предположение гистограмма распределения $A_{\lg}$ для логарифма наклонов спектров $\lg(-\alpha)$ (рис. 2) со следующими статистическими характеристиками положения: медиана – 0,20; мода – 0,17; среднее – 0,21. Кривая на рис. 2 – график функции плотности нормального распределения – функции Гаусса $g(x) = [\sigma(2\pi)^{1/2}]^{-1} \exp\{-[(x - \langle x \rangle)/\sigma]^2/2\}$, где σ и $\langle x \rangle$ соответствуют $A_{\lg}$.

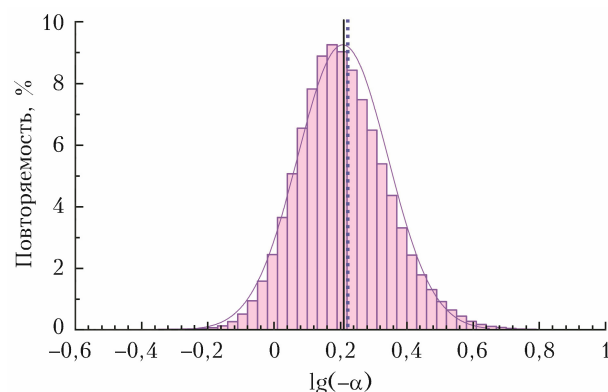


Рис. 2. Гистограмма распределения логарифмов наклонов спектров $A_{\lg}$. Сплошная вертикальная кривая – $\langle \lg(-\alpha) \rangle$; пунктирная кривая – $\lg(-\alpha_{\text{колм}})$

Приведем некоторые физические соображения, поясняющие рис. 1. На территориях со сложным рельефом обычно возникает множество разноформатных хаотично распределенных приземных областей с различным нагревом. Во многих таких областях температура приземного воздуха значительно превышает (особенно летом) среднюю приземную температуру над всей территорией. Указанные области можно рассматривать как тепловые приземные пятна с независимыми координатами центров и размерами. Если наблюдается «хорошее смешивание» пятен, то говорят о территориях с высокой радиационной пестротой. Как известно [28, 29], над перегретыми приземными областями возникают конвективные когерентные структуры, продукты распада главных вихрей которых перемешиваются и переносятся ветром через точку наблюдения. Если в точке наблюдения происходит регистрация какой-либо характеристики среды, например температуры, то каждая экспериментальная выборка будет представлять собой распределенные во времени

значения этой характеристики, соответствующие сумме семейств продуктов распада указанных независимых когерентных структур.

В статистической гидродинамике принято считать значения регистрируемых характеристик среды случайными величинами. Тогда, вследствие независимости частот главных вихрей когерентных структур, возникающих над тепловыми пятнами, характеристики среды, соответствующие каждому семейству продуктов распада главных вихрей, можно в первом приближении считать статистически независимыми друг от друга (некоррелированными) случайными функциями. Временные частотные спектры W изменяются при переходе от одной выборки к другой, поэтому их следует считать случайными функциями. При этом для каждого семейства продуктов распада соответствующие им безразмерные частотные спектры можно считать статистически независимыми друг от друга. Это приводит к тому, что для каждой безразмерной частоты f значения реального спектра $W(f)$ представляют собой случайную величину с законом распределения, близким к нормальному.

Действительно, временной частотный спектр флуктуаций какой-либо характеристики атмосферы есть осредненный квадрат модуля преобразования Фурье от этой характеристики [4]. Другими словами, частотный спектр — это результат осреднения несглаженного спектра. В свою очередь, преобразование Фурье от некоторой случайной функции — сумма значений этой функции в разных временных точках со своими коэффициентами. В нашем случае преобразуемая случайная функция представляет собой сумму многих других независимых случайных функций с одинаковыми законами распределений. Вследствие независимости и квадрат модуля преобразуемой случайной функции является суммой квадратов модулей независимых случайных функций. Согласно центральной предельной теореме (ЦПТ) значения несглаженного спектра будут иметь закон распределения, близкий к нормальному. Поэтому дальнейшее сглаживание спектра по существу представляет собой сумму компонент несглаженного спектра (при этом, как известно, сумма нормальных величин остается нормальной). Следовательно, и сглаженный спектр W будет иметь распределение, близкое к нормальному.

Наклон спектра тоже следует считать случайным. Из (4), (5) следует, что $\lg \alpha = \lg(r_{xy}[\sigma_y/\sigma_x]) = \lg([y(x) - \langle y \rangle]/[x - \langle x \rangle])$, где $y(x)$ и x — случайные значения $\lg W$ и $\lg f$ на участке спектра W между частотами $f_{\max}$ и f_1 соответственно. Как видно, $\lg \alpha$ есть сумма логарифмов числителя и обратного знаменателя. Считая малыми относительные отклонения случайного значения спектра от своего среднего (что обычно выполняется на практике), пользуясь разложением $\ln(1 + y) = y - y^2/2 + \dots$, учитывая связь $\lg x = \ln x / \ln 10$, ограничиваемся первым членом разложения и получаем

$$y(x) = \ln W = \ln(\langle W \rangle + W - \langle W \rangle) = \ln(\langle W \rangle[1 + z]) = \ln \langle W \rangle + z,$$

$$z = (W - \langle W \rangle)/\langle W \rangle, \quad |z| \ll 1, \quad (7)$$

$$\ln(y(x) - \langle y \rangle) = \ln(\ln W - \langle \ln W \rangle) = \ln(z_0 + z) = \ln(z_0[1 + z/z_0]) \approx \ln z_0 + z/z_0,$$

$$|z/z_0| \ll 1, \quad (8)$$

$$z_0 = \ln \langle W \rangle - \langle \ln W \rangle = \sigma_{\ln W}^2/2, \quad (9)$$

$$\sigma_{\ln W}^2 = \langle \ln^2 W \rangle - \langle \ln W \rangle^2. \quad (10)$$

Формулы (9) и (10) — следствие нормальности величины $\ln W$ (при $|z/z_0| \ll 1$).

Такие же выкладки можно сделать и для слагаемого $-\ln(x - \langle x \rangle) = -\ln(\ln f - \langle \ln f \rangle)$, которое аналогично первому, но вместо W присутствует частота f . Оно оказывается пропорциональным относительно отклонению случайного значения частоты от своего среднего. Используя (1), (7)–(10), можно показать, что так же, как и W , случайное значение f распределено нормально. Для этого следует исключить влияние случайного наклона α (прологарифмировав (1) для f и $\langle f \rangle$ и поделив результаты один на другой). Тогда, если считать малыми относительные отклонения случайного значения спектра и частоты от своих средних, можно установить, что между этими отклонениями имеется линейная связь. Это подтверждает нормальность f . Однако в большинстве случаев второе слагаемое в сумме для $\ln \alpha$ оказывается малым по сравнению с первым и им можно пренебречь. Отсюда можно видеть, что с точностью до аддитивных констант случайный $\ln \alpha$ пропорционален случайному W ($\ln \alpha \sim W$). Так как реальный спектр W представляет собой случайную величину с законом распределения, близким к нормальному, то и логарифм наклона $\ln \alpha$ тоже будет иметь распределение, близкое к нормальному; для отрицательных α нормально распределены $\ln(-\alpha)$ и $\lg(-\alpha)$ (см. рис. 2). Тогда, как известно, сам случайный наклон α будет распределен логнормально. Этот результат и отображен на рис. 1. Как видно, распределение A для всех зарегистрированных метеоситуаций в городских условиях с высокой радиационной пестротой близко к логнормальному. Как и следовало ожидать, $\langle \alpha \rangle$ близко к « $-5/3$ », что соответствует колмогоровскому спектру. Полученный результат совпадает с известным выводом [28, 29]: если когерентные структуры имеют близкие размеры и «хорошо смешаны», то наблюдается изотропия турбулентности, описываемая колмогоровским спектром.

Отметим, что изменение степени радиационной пестроты территории должно проявляться в отклонениях распределения показателей наклона спектра от логнормального. Например, ослабление пестроты за счет уменьшения доли мелких пятен будет соответствовать «ступенчатому» спектру со ступеньками, имеющими $8/3$ -степенное убывание. Такие спектры часто наблюдаются в измерениях (см. п. 2.3); для них распределения наклонов становятся бимодальными: одна мода вблизи « $-8/3$ », другая — около « $-5/3$ ».

2.2. Удельный вес спектров определенного типа турбулентности

Для распределения $\mathbf{A}$ исследована зависимость удельного веса P спектров определенного типа от ширины ε -окрестности (6). На рис. 3 показаны графики для удельных весов колмогоровской $P_{\text{КОЛМ}}$, когерентной $P_{\text{КОГ}}$ и неколмогоровской турбулентности $P_{\text{НЕКОЛМ}}$, а также отношения $R = P_{\text{КОГ}}/P_{\text{КОЛМ}}$, где удельные веса вводятся следующим образом: $P_{\text{КОЛМ}} = N_{\text{КОЛМ}}/N$; $P_{\text{КОГ}} = N_{\text{КОГ}}/N$; $P_{\text{НЕКОЛМ}} = 100 - P_{\text{КОЛМ}}$; N — общее число спектров. Количество $N_{\text{КОЛМ}}$ определено из (6) при $\alpha_0 = \alpha_{\text{КОЛМ}}$, $N_{\text{КОГ}}$ — из (6) при $\alpha_0 = \alpha_{\text{КОГ}}$, ε — в абсолютных единицах.

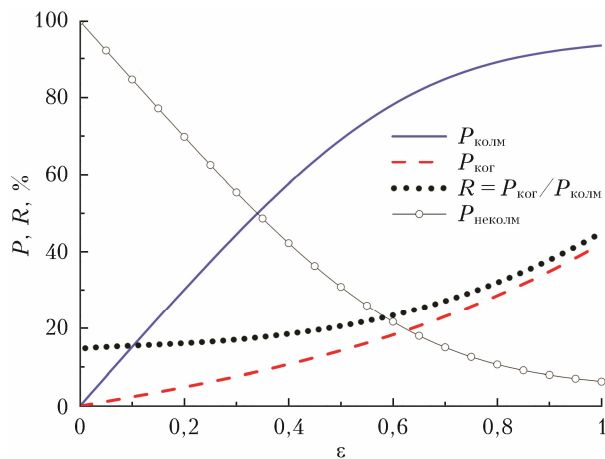


Рис. 3. Удельный вес спектров $W_T(f)$ колмогоровской, когерентной и неколмогоровской турбулентности в распределении $\mathbf{A}$ в зависимости от ширины ε -окрестности

Из рис. 3 видно, что, как и ожидалось, с ростом ширины ε -окрестности увеличивается удельный вес величин α , которые могут быть причислены к определенному типу турбулентности. При этом $P_{\text{КОЛМ}}$ растет быстрее и принимает большие значения, чем $P_{\text{КОГ}}$, учитывая, что в $\mathbf{A}$ (см. рис. 1) $\alpha_{\text{КОЛМ}}$ расположено вблизи моды, а $\alpha_{\text{КОГ}}$ — в середине левого крыла. На рис. 4 показаны графики тех же величин,

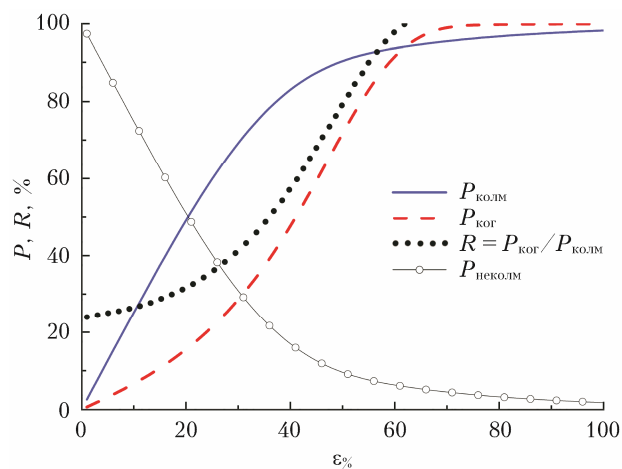


Рис. 4. То же, что и на рис. 3, в зависимости от ширины $\varepsilon\%$ -окрестности

что и на рис. 3, но для $\varepsilon\%$ -окрестности. Из рис. 4 следует, что для $\varepsilon\% = 1\%$ удельный вес $P_{\text{НЕКОЛМ}} \approx 97\%$ в общем количестве спектров, удельный вес $P_{\text{КОЛМ}} \approx 3\%$, $R \approx 24\%$; для $\varepsilon\% = 10\%$: $P_{\text{КОЛМ}} \approx 25\%$, $P_{\text{НЕКОЛМ}} \approx 75\%$, $R \approx 26\%$. Для определенности здесь в качестве практического критерия принято значение $\varepsilon\% = 10\%$, при котором графики спектра и его аппроксимации обычно близки с графической точностью.

2.3. Полимодальные распределения наклонов спектров

При определенных метеоусловиях возможно существенное изменение вида распределения. Например, на рис. 5 представлено распределение наклонов спектров $\mathbf{A}_2$, в котором отражены утренние измерения при северном ветре скоростью менее 0,45 м/с. Как видно из рис. 5, $\mathbf{A}_2$ носит полимодальный характер: кроме моды около $\alpha_{\text{КОЛМ}}$ ярко проявлена мода вблизи $\alpha_{\text{КОГ}}$, а удельные веса спектров обоих типов сопоставимы.

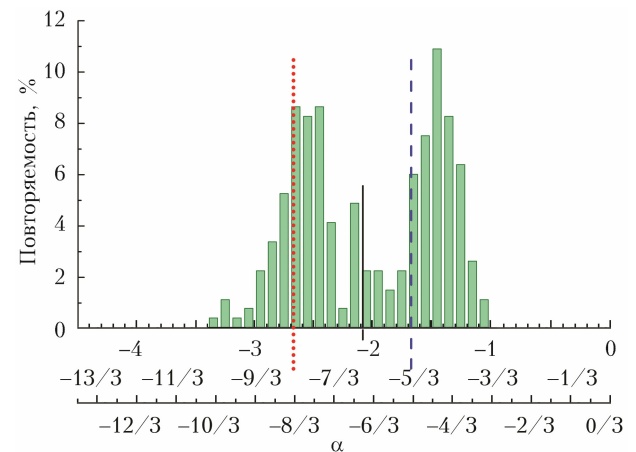


Рис. 5. Гистограмма полимодального распределения наклонов спектров $\mathbf{A}_2$. Сплошная вертикальная кривая — $\langle \alpha \rangle$; штриховая черта — $\alpha_{\text{КОЛМ}}$; пунктирная — $\alpha_{\text{КОГ}}$

Распределения, подобные $\mathbf{A}_2$, представляют интерес с точки зрения выявления метеоусловий, благоприятных для астрономических наблюдений, так как в условиях неколмогоровской когерентной турбулентности уменьшается уровень турбулентных флуктуаций и улучшается качество получаемых оптическими приборами изображений [19].

2.4. Формирование областей турбулентности

На рис. 6 представлена спектрограмма с отображением наклонов 500 спектров. График каждого спектра $W_T(f)$ в диапазоне частот, на котором начальный участок инерционного интервала спектра аппроксимируется степенной функцией $\sim f^\alpha$, проецируется на ось частот с использованием одного цвета, соответствующего значению α . Протяженность проецируемого участка определяется по уровню спада величины W_T на один порядок от максимума.

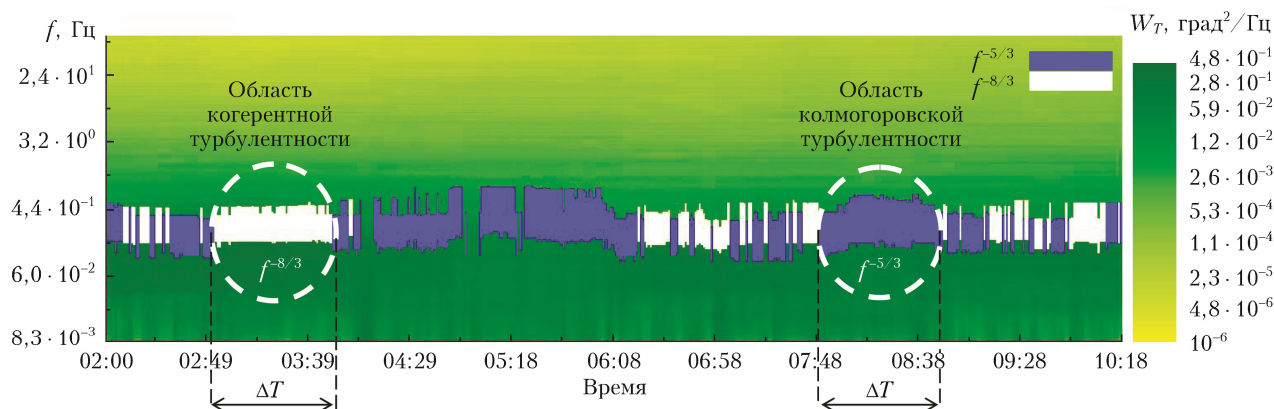


Рис. 6. Спектрограмма с отображением наклонов, г. Томск, 2021 г.

Фрагменты спектрограммы с одинаковыми цветами начальных участков инерционного интервала (в виде коротких вертикальных полос) соответствуют спектрам с одинаковым наклоном. Как видно из рис. 6, спектры с одинаковым наклоном образуют последовательности (или группы) фрагментов, соответствующие областям атмосферной турбулентности одного типа. Протяженность таких областей можно определить следующим образом. Пусть ΔT — продолжительность регистрации последовательности спектров с одним наклоном; Δt — ширина скользящего выборочного окна; V — модуль средней (по реализации) скорости ветра, тогда протяженность области $L = (\Delta T + \Delta t)V$.

Для последовательности спектров с наклоном $\alpha_{\text{ког}} = -8/3$ внутри штриховой окружности (левая часть рис. 6): $\Delta T = 57$ с; $\Delta t = 120$ с; $V = 1,97$ м/с; $\tau = 1$ с; протяженность области когерентной турбулентности $L_{\text{ког}} \approx 348$ м. Для $\alpha_{\text{колм}} = -5/3$ (штриховая окружность в правой части рис. 6): $\Delta T = 61$ с; $\Delta t = 120$ с; $V = 3,16$ м/с; $\tau = 1$ с; $L_{\text{колм}} \approx 572$ м.

2.5. Распределение областей турбулентности по размерам

Следуя описанному алгоритму, сформированы группы спектров, соответствующие областям турбулентности двух типов, для тех же измерений, что и на рис. 1. На рис. 7 изображены два распределения областей по размерам: $L_{\text{колм}}$ — колмогоровской турбулентности, $L_{\text{ког}}$ — когерентной. Для наглядности обе гистограммы построены в едином масштабе, для чего ординаты нормированы на наибольшее количество элементов в распределениях (здесь $L_{\text{колм}}$).

За период измерений регистрировались области колмогоровской турбулентности размерами до 1680 м; среднее $\langle L_{\text{колм}} \rangle = 214$ м. Области когерентной турбулентности достигали 1881 м; $\langle L_{\text{ког}} \rangle = 192$ м. Из рис. 7 видно, что формы $L_{\text{колм}}$ и $L_{\text{ког}}$ подобны друг другу, а из рис. 8 — что $L_{\text{lg колм}}$ и $L_{\text{lg ког}}$ также подобны и оба близки к нормальным.

Физическая интерпретация этих фактов аналогична приведенной в п. 2.1. По определению $L = (\Delta T + \Delta t)V$, $\ln L = \ln(\Delta T + \Delta t) + \ln V$. Здесь под ΔT понимается продолжительность регистрации спек-

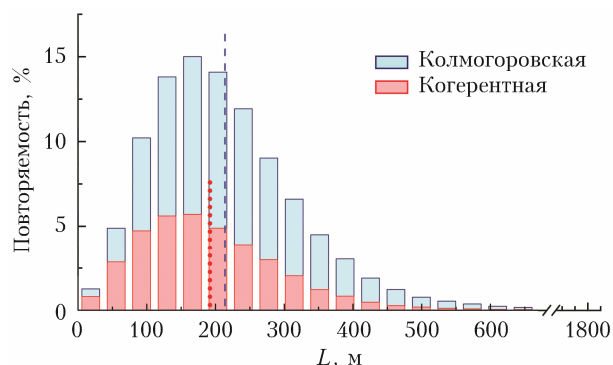


Рис. 7. Гистограмма распределений областей колмогоровской и когерентной турбулентности по размерам. Штриховая черта — $\langle L_{\text{колм}} \rangle$, пунктирная — $\langle L_{\text{ког}} \rangle$

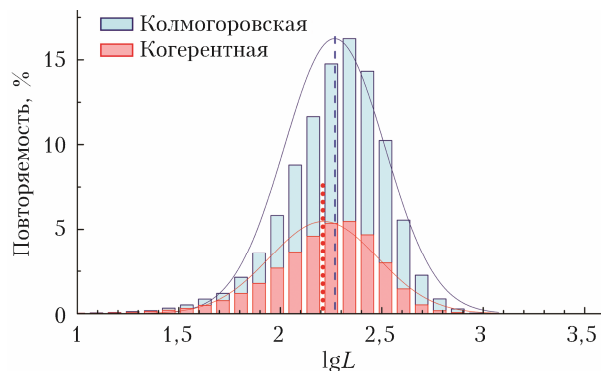


Рис. 8. То же, что и на рис. 7, для логарифмов размеров

тров с одним наклоном α_0 (6), тогда ΔT — зависящая от времени t случайная функция, имеющая смысл накопленного времени. Статистические характеристики ΔT зависят от распределения случайной функции $\alpha(t)$. С ростом t значения $\alpha(t)$ вначале коррелированы на масштабе корреляции τ_α . Дальнейший рост t выводит $\alpha(t)$ за пределы масштаба τ_α , и можно рассматривать следующий интервал корреляции τ_α . Значения $\alpha(t)$ в первом интервале будут некоррелированы (статистически независимы) со значениями во втором. Увеличивая t , можно видеть, что ΔT состоит из суммы участков (длиной $\approx \tau_\alpha$), на которых находятся статистически независимые друг от друга реализации $\alpha(t)$. Такой же результат мы

получим и для $\alpha(t)$ с наложенными на нее дополнитежными условиями $|\alpha - \alpha_0| < \varepsilon$.

Согласно ЦПТ, ΔT будет иметь асимптотический ($t \gg \tau_\alpha$) закон распределения, близкий к нормальному. Полагая $(\Delta T)' = \Delta T - \langle \Delta T \rangle$ и считая относительные флуктуации ΔT малыми, получаем

$$\begin{aligned} \Delta T + \Delta t &= \langle \Delta T \rangle + (\Delta T)' + \Delta t = \\ &= (\langle \Delta T \rangle + \Delta t) [1 + (\Delta T)' / (\langle \Delta T \rangle + \Delta t)], \quad (11) \\ \ln(\Delta T + \Delta t) &= \ln(\langle \Delta T \rangle + \Delta t) + (\Delta T)' / (\langle \Delta T \rangle + \Delta t). \quad (12) \end{aligned}$$

Отсюда видно, что распределение $\ln(\Delta T + \Delta t)$ близко к нормальному, а $(\Delta T + \Delta t)$ — к логнормальному. Второе слагаемое $\ln V$ в величине $\ln L$ определяется флуктуациями V . Модуль средней (по реализации) скорости ветра V над территориями с высокой радиационной пестротой изменяется при переходе от одной выборки к другой, поэтому V следует считать случайной функцией. В атмосфере, как известно [4–6], каждую компоненту вектора скорости $\mathbf{V}$ можно считать распределенной нормально. Полагая относительные флуктуации компонент $\mathbf{V}$ малыми (что обычно выполняется в атмосфере), получаем

$$\begin{aligned} \mathbf{V}' &= \mathbf{V} - \langle \mathbf{V} \rangle, \quad \delta_V = \mathbf{V}' / |\langle \mathbf{V} \rangle|, \quad |\delta_V| \ll 1, \quad (13) \\ V &= |\mathbf{V}| = (\mathbf{V}\mathbf{V})^{1/2} = [(\langle \mathbf{V} \rangle + \mathbf{V}')(\langle \mathbf{V} \rangle + \mathbf{V}')]^{1/2} = \\ &= (|\langle \mathbf{V} \rangle|^2 + 2\mathbf{V}'\langle \mathbf{V} \rangle + |\mathbf{V}'|^2)^{1/2} = \\ &= |\langle \mathbf{V} \rangle| [1 + 2\mathbf{V}'\langle \mathbf{V} \rangle / |\langle \mathbf{V} \rangle|^2 + |\mathbf{V}'|^2 / |\langle \mathbf{V} \rangle|^2]^{1/2}, \quad (14) \\ \ln V &= |\langle \mathbf{V} \rangle| + \mathbf{V}'\langle \mathbf{V} \rangle / |\langle \mathbf{V} \rangle|^2 + O(|\delta_V|^2). \quad (15) \end{aligned}$$

Отсюда видно, что распределение $\ln V$ близко к нормальному, а V имеет распределение, близкое к логнормальному. Возвращаясь к $L = (\Delta T + \Delta t)V$, легко видеть, что с точностью до аддитивных постоянных $\ln L$ распределен по нормальному закону, следовательно, сама протяженность областей турбулентности распределена логнормально; это и отображают рис. 7 и 8.

Заключение

Описанный подход формирования групп основан на объединении фрагментов с произвольно близкими значениями наклона спектра флуктуаций температуры. Как показано, такие группы отвечают пространственным областям с одним типом турбулентности. В то же время критериями формирования групп могут выступать и другие турбулентные и метеорологические характеристики, например C_n^2 , число Ричардсона Ri , турбулентные масштабы V^* и T^* и число Монина—Обухова ζ .

К ограничениям предложенной методики следует отнести следующее. Минимальный размер обнаруживаемой области турбулентности одного типа ограничен длительностью выборки около 100 с, размер которой обусловлен положением микрометеомасимума около 0,01 Гц. Момент события смены области турбулентности определяется с временным лагом, равным длительности выборки (обычно 100–120 с). Отнесение спектра к определенному типу турбулентности зависит от строгости оценки

ε -окрестности: чем она шире, тем больше спектров может быть причислено к определенному типу.

Можно отметить следующие достоинства новой методики: возможность в оперативном режиме определять тип турбулентности в конкретный момент времени и протяженность области турбулентности одного типа; границы областей определяются с точностью временного шага сдвига скользящего окна; объединение фрагментов с интересующими свойствами позволяет выявить области, протяженность которых при сопоставимых условиях может значительно превышать размеры области для обычной единичной выборки. Применяя многомерный анализ по таким параметрам, как время суток, направление ветра, величина модуля скорости ветра и др., можно выявлять метеоусловия, благоприятные для проведения астрономических наблюдений.

Для ускорения параллельной постобработки больших массивов метеоданных используется программный интерфейс передачи сообщений MPI для вычислительного кластера с произвольным числом узлов.

Перспективной областью применения методики и актуальным в астрономической практике является оценка и регистрация вдоль оптической трассы размеров пространственных областей «сильной» и «слабой» турбулентности, в которых интенсивность атмосферной турбулентности (обычно это величина C_n^2) находится в фиксированных интервалах, а также размеров атмосферных перемежающихся областей с фиксированной температурной стратификацией. В этой связи предлагаемая методика актуальна и имеет научную и практическую значимость.

Финансирование. Исследование выполнено в рамках научной программы Национального центра физики и математики (проект «Физика высоких плотностей энергии. Этап 2023–2025») в части расчетно-теоретических исследований возможности детектирования неколомгоровской турбулентности атмосферы. Разработка методологии измерений, анализа и расчетов с использованием инфраструктуры ИОА СО РАН выполнена в рамках госзадания ИОА СО РАН.

Список литературы

1. Колмогоров А.Н. Локальная структура турбулентности в несжимаемой вязкой жидкости при очень больших числах Рейнольдса // Докл. АН СССР. 1941. Т. 30, № 4. С. 299–303.
2. Обухов А.М. О распределении энергии в спектре турбулентного потока // Докл. АН СССР. 1941. Т. 32, № 1. С. 22–24.
3. Монин А.С. Структура атмосферной турбулентности // Теория вероятности и ее применение. 1958. Т. 3, вып. 3. С. 285–317.
4. Татарский В.И. Распространение волн в турбулентной атмосфере. М.: Наука, 1967. 548 с.
5. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. В 2 т.: Т. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 693 с.
6. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. В 2 т.: Т. 2. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 741 с.
7. Банах В.А., Смалихо И.Н., Фалиц А.В. Температурно-ветровое зондирование пограничного слоя атмосферы в прибрежной зоне Байкала. I. Число Ричард-

- сона // Оптика атмосфер. и океана. 2020. Т. 33, № 8. С. 621–630.
8. *Одинцов С.Л.* Развитие и применение акустических средств диагностики атмосферного пограничного слоя // Оптика атмосфер. и океана. 2019. Т. 32, № 9. С. 786–791.
 9. *Разенков И.А.* Эвристический подход к определению структурной характеристики показателя преломления атмосферы по данным турбулентного лидара // Оптика атмосфер. и океана. 2022. Т. 35, № 3. С. 195–204.
 10. *Маракасов Д.А., Афанасьев А.Л., Гордеев Е.В.* Оценка параметров инерционного интервала турбулентного спектра температуры из временных рядов данных акустических метеостанций // Оптика атмосфер. и океана. 2024. Т. 37, № 3. С. 254–261.
 11. *Колосов В.В., Дудоров В.В., Филимонов Г.А., Панина А.С., Воронцов М.А.* Учет влияния крупномасштабных атмосферных неоднородностей в задаче распространения лазерного излучения на протяженных высотных трассах // Оптика атмосфер. и океана. 2013. Т. 26, № 12. С. 1034–1040.
 12. *Фалиц А.В., Банах В.А.* Численное моделирование эффекта усиления обратного рассеяния в неколмогоровской анизотропной среде // Оптика атмосфер. и океана. 2023. Т. 36, № 1. С. 19–25.
 13. *Shikhovtsev A.Yu., Kovadlo P.G., Kopylov E.A., Ibrahimov M.A., Ehgamberdiev Sh.A., Tillayev Yu.A.* Energy spectra of atmospheric turbulence for calculating C_n^2 parameter. I. Mairdak and Saffa Observatories in Uzbekistan // Atmosphere. 2021. V. 12, N 12. P. 1614.
 14. *Shikhovtsev A.Yu., Kovadlo P.G., Lezhnin A.A., Korobov O.A., Kiselev A.V., Russkikh I.V., Kolobov D.Y., Shikhovtsev M.Yu.* Influence of atmospheric flow structure on optical turbulence characteristics // Appl. Sci. 2023. V. 13, N 3. P. 1282.
 15. *Маракасов Д.А., Сухарев А.А., Цвык Р.Ш.* Исследование структуры турбулентных недорасширенных сверхзвуковых струй методом лазерного просвечивания // Оптика атмосфер. и океана. 2023. Т. 36, № 8. С. 694–701.
 16. *Аафонцев М.В., Герасимова Л.О., Рейно В.В., Шестернин А.Н.* Исследование конвективной турбулентности над нагретой поверхностью методом скоростной термографии // Оптика атмосфер. и океана. 2023. Т. 36, № 7. С. 584–590.
 17. *Волков М.В., Гаранин С.Г., Козлова Т.И., Коновальцов М.И., Копалкин А.В., Лебедев Р.С., Стариков Ф.А., Течко О.Л., Тютин С.В., Хохлов С.В., Цыкин В.С.* Фазировка излучения 7-канального оптоволоконного лазера с динамическими турбулентными искажениями фазы с использованием стохастического параллельного градиентного алгоритма при ширине по-
 - лосы 450 кГц // Квант. электрон. 2020. Т. 50, № 7. С. 694–699. DOI: 10.1070/QEL17193.
 18. *Носов В.В., Лукин В.П., Носов Е.В., Торгаев А.В.* Формирование турбулентности в астрономических обсерваториях юга Сибири и Северного Кавказа // Оптика атмосфер. и океана. 2019. Т. 32, № 3. С. 1–19. DOI: 10.15372/AOO20190309.
 19. *Носов В.В., Ковadlo П.Г., Лукин В.П., Носов Е.В., Торгаев А.В.* Переменяемость колмогоровской и когерентной турбулентности в горном пограничном слое (обзор) // Оптика атмосфер. и океана. 2021. Т. 34, № 9. С. 726–749. DOI: 10.15372/AOO20210909.
 20. *Азбукин А.А., Богущевич А.Я., Ильичевский В.С., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д.* Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // Метеорол. и гидрол. 2006. № 11. С. 89–97.
 21. *Азбукин А.А., Богущевич А.Я., Лукин В.П., Носов В.В., Носов Е.В., Торгаев А.В.* Аппаратно-программный комплекс для исследований структуры полей турбулентных флуктуаций температуры и ветра // Оптика атмосфер. и океана. 2018. Т. 31, № 5. С. 378–384.
 22. *Тихомиров А.А., Корольков В.А., Смирнов С.В., Азбукин А.А., Богущевич А.Я., Кальчихин В.В., Кобзев А.А., Кураков С.А., Тельминов А.Е., Богомолов В.Ю., Кабанов М.М., Капустин С.Н., Ретина И.А., Пашикин А.Д., Степаненко В.М.* Метеорологические наблюдения и их приборное обеспечение в ИМКЭС СО РАН // Оптика атмосфер. и океана. 2022. Т. 35, № 2. С. 122–131.
 23. *Van der Hoven I.* Power spectrum of horizontal wind speed in the frequency range from 0.0007 to 900 cycles per hour // J. Meteorol. 1957. V. 14, N 2. P. 160–164.
 24. *Cooley J.W., Tukey J.W.* An algorithm for the machine calculation of complex Fourier series // Math. Comput. 1965. V. 19. P. 297–301.
 25. *Фишер Р.А.* Статистические методы для исследователей. М.: Госстатиздат, 1958. 268 с.
 26. *Мартенс Л.К.* (гл. ред.) Техническая энциклопедия: в 26 т. 2-е изд. М.: ОНТИ, 1937–1941.
 27. *Гурвиц А., Курант Р.* Теория функций. М.: Наука, 1968. 648 с.
 28. *Носов В.В., Лукин В.П., Носов Е.В., Торгаев А.В.* Структура турбулентности над нагретыми поверхностями. Численные решения // Оптика атмосфер. и океана. 2016. Т. 29, № 1. С. 23–30. DOI: 10.15372/AOO20160103.
 29. *Носов В.В., Ковadlo П.Г., Лукин В.П., Носов Е.В., Торгаев А.В.* Доказательство гипотезы Хопфа о структуре турбулентности (памяти Татарского) // Оптика атмосфер. и океана. 2023. Т. 36, № 1. С. 12–18. DOI: 10.15372/AOO20230102.

V. V. Nosov, V. P. Lukin, E. V. Nosov, A. V. Torgaev. Determination of the type of atmospheric turbulence from meteorological measurements in operational mode.

To determinate the type of atmospheric turbulence (Kolmogorov, coherent, etc.) in operational mode, a new technique has been developed based on algorithm for spectral analysis of sequential overlapping samples from a continuously replenished population of meteorological measurement data. The samples are formed by the sliding time window. Criterion for turbulence type is the slope of inertial interval of the temperature fluctuation spectrum near the maximum, which is equal to “ $-5/3$ ” under Kolmogorov turbulence and “ $-8/3$ ” under coherent turbulence. The slope is calculated from the linear regression equation at the initial part of the spectrum, the length of which is set by the level of decrease by one order of magnitude from the maximum. It is shown that such slopes of the spectra for the recorded meteosituations under urban conditions are distributed lognormally. It is found that the proportion of non-Kolmogorov turbulence in more than 5 million calculated spectra is much larger than expected and amounts to 75–97% depending on the estimation rigor. It is shown that sequences of spectra with the same slope correspond to regions of turbulence of the same type. Boundaries of the regions are defined with accuracy of the sliding window shift step. The size of the regions is estimated based on information about wind speed and registration duration. It is shown that under comparable conditions the extent of the regions can significantly exceed the one for an ordinary single sample. To accelerate the post processing of large datasets, the algorithm uses the Message Passing Interface (MPI) for a computing cluster with an arbitrary number of nodes. The field of application of the technique in astronomical practice is the evaluation and registration of the sizes of spatial regions of “strong” and “weak” turbulence along optical path, in which the intensity of turbulence is in fixed intervals, as well as the sizes of regions with fixed temperature stratification.