

УДК 551.551.2

Экспериментальные оценки компонентов тензора анизотропии турбулентности в приземном слое атмосферы

В.А. Гладких, И.В. Невзорова, С.Л. Одинцов, В.А. Фёдоров*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 19.02.2014 г.

На основе экспериментальных данных, полученных в приземном слое атмосферы с различной структурой подстилающей поверхности, вычислены компоненты тензора анизотропии турбулентности. Определены их средние значения и среднеквадратические отклонения для различных условий проведения измерений. Рассмотрено влияние режимов обработки экспериментальных данных на статистику компонентов тензора анизотропии. Отмечается высокая степень устойчивости средних значений компонентов тензора в различных условиях.

Ключевые слова: атмосфера, турбулентность, приземный слой, тензор анизотропии; atmosphere, turbulence, surface layer, anisotropy tensor.

Введение

Исследование структуры турбулентных полей вектора ветра и температуры воздуха в приземном слое атмосферы, а также построение адекватных моделей их статистических характеристик актуальны и в настоящее время, несмотря на уже имеющийся большой объем теоретических и экспериментальных работ в данной области знаний. Это связано, в частности, с существенным влиянием структуры подстилающей поверхности на формирование турбулентных составляющих полей ветра и температуры воздуха. В связи с многообразием типов подстилающей поверхности представляет интерес сопоставление характеристик турбулентности, полученных в различных условиях.

Одним из ключевых факторов, связанных со структурой турбулентных полей в приземном слое атмосферы, является степень анизотропии поля ветра. Тензор анизотропии, характеризующий статистическую неоднородность поля, входит во многие теоретические соотношения, описывающие процессы турбулентного переноса тепла, импульса и примесей в атмосфере [1, 2].

Отметим лишь несколько приложений, где тензор анизотропии выступает в качестве важного функционала при решении задач. В частности, в работе [1] формулируется уравнение переноса для тензора анизотропии и отмечается, что генерация диссипации определяется уровнем анизотропии в тензоре турбулентных напряжений, тензор анизотропии исполь-

зуется для параметризации корреляций «градиент давления – скорость». В работе [3] рассматривается использование тензора анизотропии для параметризации процессов подсеточного масштаба при LES-моделировании в физике климатических систем. В [4, 5] обсуждаются возможности применения второго и третьего инвариантов тензора для диагностики типа турбулентности. Важным фактором является информация о степени анизотропии турбулентности и при решении задач атмосферной оптики, о чем говорится, например, в [6, гл. 5].

Можно было бы продолжить перечень проблем, для решения которых необходимо корректное задание тензора анизотропии. Но экспериментальных натуральных данных по компонентам указанного тензора, на наш взгляд, пока не достаточно для практического применения. В связи с этим нами сделаны оценки элементов тензора анизотропии в различных условиях подстилающей поверхности с использованием результатов измерений компонентов вектора ветра в приземном слое атмосферы. Вектор ветра определялся продольной (вдоль направления основного потока), поперечной и вертикальной составляющими.

Приборное обеспечение и места проводившихся наблюдений

Для измерения компонентов вектора ветра использовались ультразвуковые метеостанции (УЗМ) типа «Метео-2» [7]. Частота регистрации данных составляла от 10,5 до 11 Гц. Экспериментальный материал получен в условиях естественного ландшафта (пункт наблюдения «Фоновый» ИОА СО РАН, поляна на берегу р. Обь, окруженная лесом на удалении от точки размещения УЗМ примерно

* Владимир Александрович Гладких (glvl@iao.ru); Ирина Витальевна Невзорова (nevzorova@iao.ru); Сергей Леонидович Одинцов (odintsov@iao.ru); Валерий Александрович Фёдоров (fva21@iao.ru).

100 м, высота размещения УЗМ 5 и 10 м) и на урбанизированной территории (г. Томск, Академгородок; крыша лабораторного корпуса ИОА СО РАН, высота размещения УЗМ 17 м над уровнем земли и 5 м над уровнем крыши). Фотографии указанных мест наблюдений можно найти в [8]. Экспериментальный материал представляет собой суточные записи метеорологических параметров на цифровом носителе, в том числе компонентов вектора ветра V_x (направление «юг–север»), V_y (направление «восток–запад») и V_z (направление «снизу вверх»).

Методика обработки экспериментальных данных

Обработка накопленного архива экспериментальных данных проводилась с использованием специализированного программного обеспечения. В общих чертах технология обработки заключается в следующем. Исходная выборка (суточной длительности) делится на интервалы времени $\Delta_T(t_n)$, где t_n – некоторый момент времени (например, момент окончания текущего интервала обработки), и на каждом интервале определяются «мгновенные» значения продольной U_1 и поперечной U_2 составляющих вектора ветра. Вертикальная составляющая $U_3 = V_z$ известна изначально. Мы используем термин «выборка», понимая под этим дискретный ряд значений U_i , хотя и пользуемся далее «непрерывным» представлением функций от времени $U_i(t)$.

Сделаем некоторые пояснения относительно компонентов U_1 и U_2 . Они определяются как проекции «мгновенного» вектора горизонтального ветра на оси «текущей» системы координат, связанной с направлением среднего за интервал времени $\Delta_T(t_n)$ вектора ветра. В наших расчетных формулах знак «+» составляющей U_2 соответствует отклонению «мгновенного» вектора ветра вправо от среднего направления ветра, а знак «–» – влево. Это следует учитывать при анализе смешанных моментов, содержащих составляющую U_2 . Кроме того, обратим внимание на то, что продольная составляющая U_1 может иметь кратковременные отрицательные значения (как правило, на интервалах Δ_T , где средняя скорость мала, а «мгновенное» направление ветра претерпевает существенные вариации).

Наличие низкочастотных («медленных») вариаций в обрабатываемых выборках $U_i(t)$ может оказывать значительное искажающее влияние на оценивание параметров турбулентности, поэтому данные вариации целесообразно исключать из исходных значений $U_i(t)$. Как правило, это достигается применением соответствующих фильтров верхних частот. Мы использовали один из его наиболее простых вариантов, заключающийся в центрировании исходной выборки $U_i(t)$ скользящим средним $\langle U_i(t) \rangle_S$ с требуемым временным периодом осреднения («сглаживающим окном») Δ_S . Описанную процедуру фильтрации можно записать в виде

$$\tilde{u}_i(t) = U_i(t) - \langle U_i(t) \rangle_S.$$

В полученных пульсационных составляющих $\tilde{u}_i(t)$ (м/с) в существенной мере подавляются все частоты с периодами колебаний, равными и превышающими Δ_S .

Целесообразно также на всех локальных интервалах оценивания турбулентных характеристик $\Delta_T(t_n)$ проводить дополнительное центрирование выборки $\tilde{u}_i(t)$ обычным выборочным (арифметическим) средним $m_T^*(\tilde{u}_i)$:

$$u_i(t) = \tilde{u}_i(t) - m_T^*(\tilde{u}_i) = U_i(t) - \langle U_i(t) \rangle_S - m_T^*(\tilde{u}_i). \quad (1)$$

Если наличием низкочастотных вариаций в выборке $U_i(t)$ на интервале обработки $\Delta_T(t_n)$ можно пренебречь (например, при малых значениях Δ_T), то операцию центрирования исходной выборки $U_i(t)$ скользящим средним можно не проводить. Достаточно на каждом интервале $\Delta_T(t_n)$ ограничиться центрированием выборки $U_i(t)$ ее выборочным средним значением $m_T^*(U_i)$, т.е. использовать формулу

$$u_i(t) = U_i(t) - m_T^*(U_i). \quad (2)$$

Мы применяли оба указанных подхода.

После того как на интервале Δ_T сформированы выборки u_i , можно вычислить величины элементов тензора анизотропии турбулентности, определяемые как [1]:

$$b_{ij}(t_n) = \left(\tau_{ij} - \frac{2}{3} E \delta_{ij} \right) \frac{1}{2E} = \frac{\tau_{ij}}{2E} - \frac{1}{3} \delta_{ij}, \quad (3)$$

где δ_{ij} – символ Кронекера; $\tau_{ij} \equiv \overline{u_i u_j}$ – одноточечные центральные моменты. Кинетическая энергия турбулентности E определяется по формуле

$$E = \frac{1}{2} (\overline{u_1 u_1} + \overline{u_2 u_2} + \overline{u_3 u_3}) = \frac{1}{2} (\sigma_1^2 + \sigma_2^2 + \sigma_3^2).$$

Здесь σ_i^2 – дисперсии пульсационных составляющих: $\sigma_i^2 = \overline{u_i u_i}$.

Тензор симметричен ($b_{ij} = b_{ji}$). При этом след тензора (сумма диагональных элементов) равен нулю. В случае изотропии поля ветровой турбулентности все элементы b_{ij} тензора должны быть равны нулю (дисперсии всех компонентов вектора ветра одинаковы, взаимные корреляции компонентов равны нулю).

В качестве примера на рис. 1, а приведены временные развертки продольной U_1 и поперечной U_2 составляющих вектора ветра на протяжении 2 ч измерений и результаты их сглаживания скользящим средним $\langle U_1 \rangle_S$ и $\langle U_2 \rangle_S$ при $\Delta_S = 30$ с. Графики U_1 и $\langle U_1 \rangle_S$ принудительно смещены по оси ординат на 3 единицы вверх для большей наглядности.

На рис. 1, б представлены результаты вычисления кинетической энергии турбулентности E по интервалам времени $\Delta_T = 10$ мин для того же эпизода, который показан на рис. 1, а. Темные значки соответствуют случаю, когда оценки E проводились с использованием u_i без вычитания скользящего среднего, а светлые – с вычитанием при $\Delta_S = 30$ с.

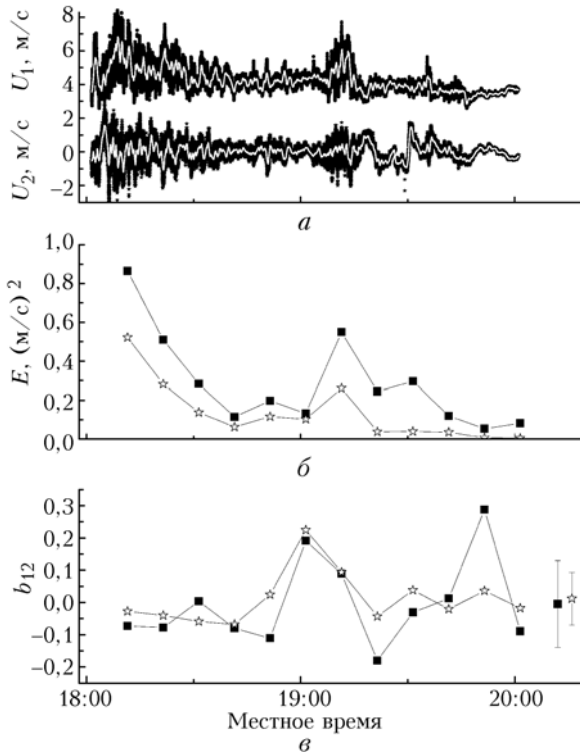


Рис. 1. Продольная U_1 и поперечная U_2 составляющие скорости ветра, знаки – исходные данные, светлые линии – скользящее среднее при $\Delta_S = 30$ с (а); кинетическая энергия турбулентности (б); значения элемента b_{12} при $\Delta_T = 10$ мин (в)

В качестве примера изменчивости b_{ij} на разных интервалах времени (рис. 1, в) приведены результаты вычисления элемента b_{12} на отрезках времени

$\Delta_T = 10$ мин для этого же эпизода. Темные значки – нет вычитания скользящего среднего, светлые – с вычитанием скользящего среднего при $\Delta_S = 30$ с. Справа отдельными символами показаны средние значения, полученные по приведенным на графиках значениям b_{12} . Их среднеквадратические отклонения (СКО) показаны отрезками.

Отметим локальное увеличение уровня кинетической энергии E после 19 ч (см. рис. 1, б), когда приземный слой атмосферы начинает приобретать устойчивую стратификацию и напряжения Рейнольдса ослабевают. Такие «всплески» уровня E в приземном слое характерны для процессов локальной по времени перестройки основного потока ветра (направления и/или скорости). Эти процессы стимулируют повышение дисперсий компонентов вектора ветра и могут видоизменить их взаимные корреляции. Локальность во времени указывает на проявление неких «местных» факторов, связанных, например, с неоднородностью структуры окружающей точку наблюдения местности (с масштабами порядка нескольких сот или тысяч метров). В рассматриваемом случае это может быть комбинацией влияния р. Обь и окружающего пункт наблюдения леса (результаты на рис. 1 приведены по измерениям 13.08.2013 г. на высоте 5 м в пункте наблюдения «Фоновый»).

Среднее значение $\overline{b_{ij}}$ связано с интервалом времени, по которому получена оценка, поэтому характерное («устойчивое») среднее значение исследуемого элемента b_{ij} для конкретного пункта наблюдений должно определяться за достаточно длительное время. По нашим оценкам – за 10–15 сут (для разных элементов b_{ij} этот период может быть разным). Данный вывод иллюстрирует рис. 2,

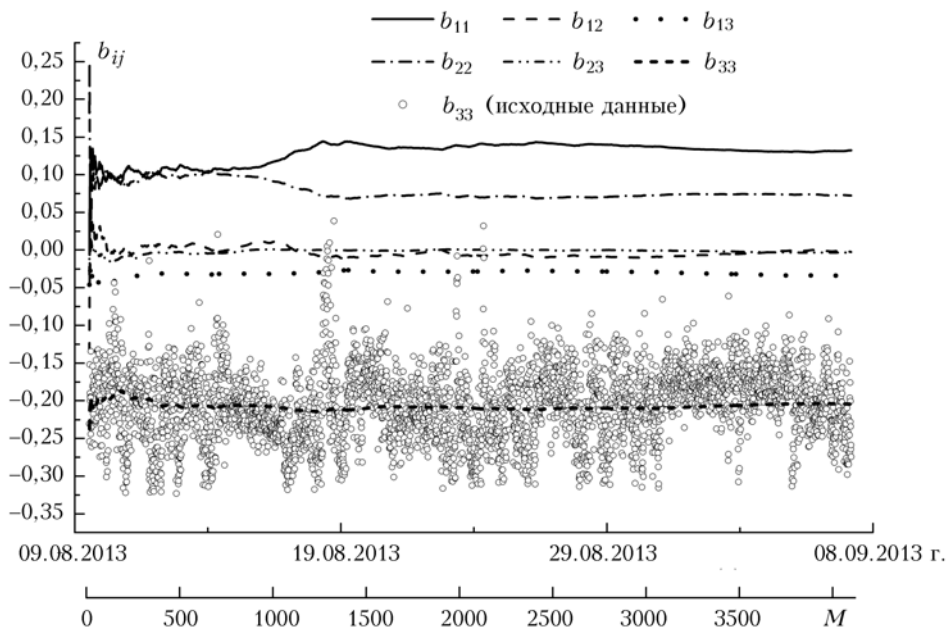


Рис. 2. «Накапливающиеся» средние значения элементов \hat{b}_{ij} (символы – исходные значения элемента b_{33})

где представлены «накапливающиеся» средние значения \hat{b}_{ij} , определяемые по формуле

$$\hat{b}_{ij}(t_M) = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^M b_{ij}(t_n) \quad (4)$$

с использованием результатов измерений в пункте наблюдения «Фоновый» на высоте 5 м за период с 9 августа по 7 сентября 2013 г. (примерно 687 ч непрерывных наблюдений, $\Delta_T = 10$ мин, 4 121 выборка). Вычитание скользящего среднего не применялось [использовалась формула (2)]. Согласно рис. 2 начиная с некоторого значения M в сумме (4) можно считать, что \hat{b}_{ij} уже практически не изменяется и обеспечивает оценку характерного для данного пункта наблюдения среднего значения \overline{b}_{ij} . Для примера символами показаны значения элемента b_{33} , по которым проводилась оценка \hat{b}_{33} .

Результаты анализа элементов b_{ij} тензора анизотропии

Рассмотрим сначала влияние методики обработки экспериментальных данных на оценки средних (характерных для пункта наблюдений) значений и среднеквадратических отклонений элементов b_{ij} . Под методикой обработки здесь понимаются выбор длительности интервала обработки Δ_T и применение (или неприменение) процедуры удаления из исходной выборки скользящего среднего с использованием «сглаживающего окна» длительностью Δ_S .

Применение фильтра высоких частот, т.е. формулы (1), может привести к изменению средних значений (\overline{b}_{ij}) некоторых элементов. В первую очередь это касается \overline{b}_{11} и \overline{b}_{33} , значения которых уменьшаются (по абсолютной величине) с уменьшением Δ_S . Остальные элементы или практически не зависят от Δ_S (как \overline{b}_{13} , \overline{b}_{22} и \overline{b}_{23}), или зависят слабо (как \overline{b}_{12}). Иллюстрацией данного вывода служит рис. 3, а, на котором представлены результаты обработки экспериментальных данных, полученных в пункте наблюдения «Фоновый» с 22 сентября по 6 октября 2009 г. (высота измерений 5 м; суммарная длительность наблюдений 303 ч). Вычисления проведены при значениях Δ_S от 30 до 240 с. Здесь же приведены результаты, полученные по формуле (2), т.е. без вычитания скользящего среднего (без применения фильтра высоких частот).

Поясним причину примерного постоянства диагонального элемента \overline{b}_{22} при $\Delta_S > 30$ с. Применение фильтрации приводит к уменьшению дисперсий σ_i^2 . Изменение σ_1^2 , σ_2^2 и σ_3^2 при уменьшении Δ_S происходит с различным «темпом» (это связано со спецификой спектрального состава компонентов вектора ветра). По этой причине отношения σ_i^2/σ_j^2 , различные комбинации которых формируют вели-

чины b_{ij} , изменяются по-разному с уменьшением Δ_S . Для элемента b_{22} характерна такая комбинация, которая обеспечивает постоянство его среднего значения при $\Delta_S > 30$ с. И только для фильтров, которые оставляют лишь самые высокочастотные пульсации компонентов вектора ветра ($\Delta_S < 30$ с), значения \overline{b}_{22} начинают изменяться. Средние значения других диагональных элементов тензора (\overline{b}_{11} и \overline{b}_{33}) меняются сразу же, как только применяется фильтрация. Естественно, что при любых величинах «сглаживающего окна» Δ_S выполняется равенство $\overline{b}_{11} + \overline{b}_{22} + \overline{b}_{33} = \overline{b}_{11} + \overline{b}_{22} + \overline{b}_{33} = 0$.

Длительность элементарного интервала обработки Δ_T (в пределах 2–20 мин) практически не влияет на величины \overline{b}_{ij} . Это демонстрирует рис. 3, б.

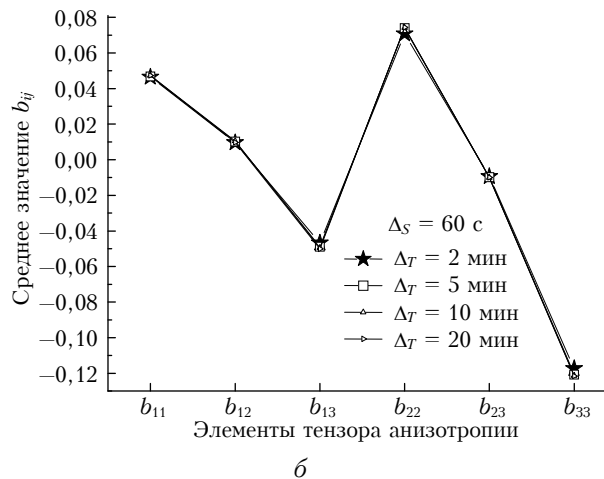
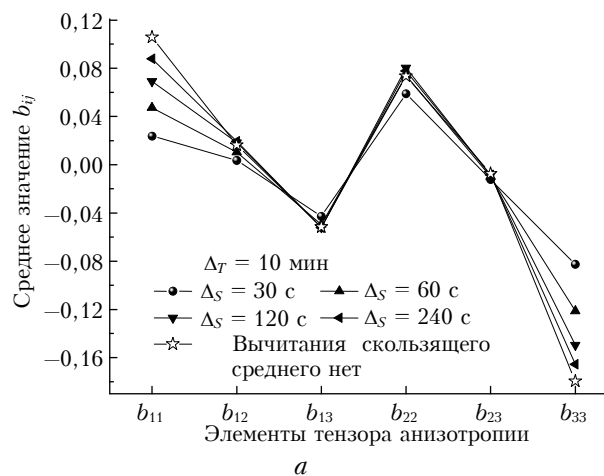


Рис. 3. Средние значения элементов тензора b_{ij} : при $\Delta_T = 10$ мин и разных значениях Δ_S (а); при $\Delta_S = 60$ с и разных значениях Δ_T (б). Пункт наблюдения «Фоновый» (22.09–06.10.2009); высота 5 м

Рассмотрим теперь влияние величин Δ_T и Δ_S на среднеквадратические отклонения элементов b_{ij} . Вычисления показали следующее:

1) наименьшие значения СКО элементов b_{ij} и их слабая зависимость от Δ_S наблюдаются у эле-

ментов тензора b_{i3} , формируемых с участием вертикальных пульсаций ветра;

2) при одинаковых значениях Δ_S величины СКО элементов b_{ij} уменьшаются с увеличением длительности обрабатываемого интервала Δ_T ;

3) при одинаковых значениях Δ_T величины СКО элементов b_{ij} уменьшаются с уменьшением Δ_S (с учетом сказанного выше об элементах b_{i3}).

Эти выводы иллюстрирует рис. 4, на котором представлены СКО элементов b_{ij} , определенные по тому же экспериментальному материалу, что и данные на рис. 3.

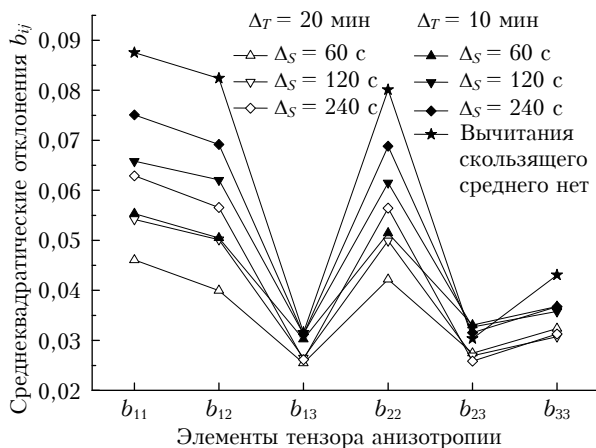


Рис. 4. СКО элементов тензора b_{ij} при разных значениях Δ_T и Δ_S . Пункт наблюдения «Фоновый» (22.09–06.10.2009); высота 5 м

Изложенные выше результаты характеризуют особенности влияния методики обработки экспериментальных данных на оценки средних значений и СКО элементов b_{ij} тензора анизотропии. Логичным итогом была бы рекомендация по выбору оптимальных значений Δ_T и Δ_S при вычислениях b_{ij} . Однако какого-либо обоснованного критерия для такого выбора на основе приведенных выше результатов мы дать не можем. Вопрос об оптимальных длительностях интервала обработки и способах фильтрации до сих пор остается открытым. Вопросы фильтрации геофизических данных, в том числе с использованием скользящего среднего, рассматриваются, например, в [1, 9].

Представленные далее результаты получены для элементарных интервалов обработки $\Delta_T = 10$ мин и без применения вычитания скользящего среднего [использование формулы (2)]. Это означает, что все элементы b_{ij} имеют максимально возможные средние значения \bar{b}_{ij} и максимально возможные СКО.

Рассмотрим теперь влияние на средние значения и СКО элементов b_{ij} условий проведения наблюдений. Прежде всего, приведем оценки для разных высот измерений в приземном слое атмосферы. Одновременные измерения на двух уровнях (5 и 10 м) были проведены нами только в пункте

наблюдения «Фоновый» с июля по сентябрь 2013 г. (общая длительность наблюдений на каждом уровне 1040 ч). По результатам обработки экспериментальных данных было установлено, что средние значения и СКО b_{ij} хотя и слабо, но зависят от высоты измерений. Иллюстрацией вывода служит рис. 5, где сплошными символами показаны средние значения \bar{b}_{ij} (квадраты – 5 м, звездочки – 10 м), а отрезками – их СКО (5 м – самые длинные «крышки» отрезков, 10 м – самые короткие). Более детальные исследования зависимости элементов тензора анизотропии от высоты измерений требуют более обширного экспериментального материала, включая другие сезоны года и расширенный набор высот.

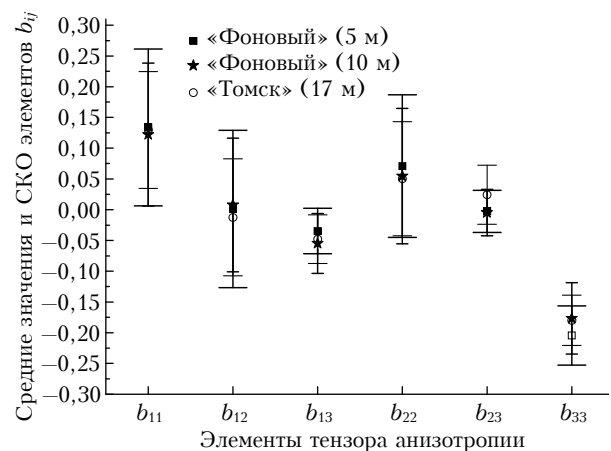


Рис. 5. Средние значения и СКО элементов тензора b_{ij} на высотах 5 и 10 м в пункте наблюдения «Фоновый», а также на высоте 17 м – «Томск»

Можно было бы ожидать, что значения \bar{b}_{ij} существенно зависят от структуры подстилающей поверхности. Однако результаты обработки экспериментальных данных, полученных в пунктах наблюдений «Фоновый» (июль–сентябрь 2013 г.) и «Томск» (август 2013 г., высота измерений 17 м, 744 ч наблюдений), имеющих совершенно различную структуру подстилающей поверхности, демонстрируют высокую степень близости \bar{b}_{ij} . Более того, вариации b_{ij} (характеризуемые величиной СКО) над урбанизированной территорией даже немного меньше, чем над естественным ландшафтом. Иллюстрацией этого вывода служит рис. 5, где окружностями показаны значения \bar{b}_{ij} в пункте наблюдения «Томск», а значения СКО b_{ij} для данного пункта – отрезками со средним размером «крышки».

Приведенные выше данные были получены только в теплое время года, поэтому необходимо выяснить, каково влияние сезона года на оценки средних значений и СКО элементов b_{ij} . Нами были обработаны экспериментальные данные, полученные с января по август 2013 г. в пункте наблюдения «Томск» (суммарная длительность наблюдений

5808 ч). Оказалось, что значения $\overline{b_{ij}}$ слабо зависят от сезона наблюдений, а СКО b_{ij} имеют некоторую зависимость от сезона, несколько уменьшаясь в зимние месяцы (рис. 6).

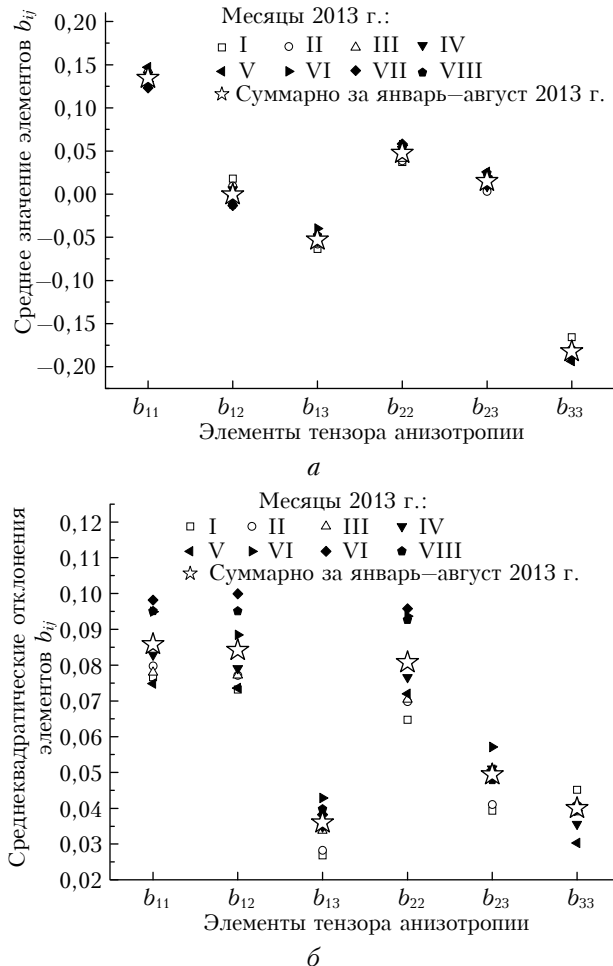


Рис. 6. Средние значения (а) и СКО (б) элементов тензора b_{ij} в пункте наблюдения «Томск» в различные месяцы 2013 г. Светлыми звездочками показаны средние значения и СКО b_{ij} за весь период наблюдений

Очевидно, что можно было бы продолжить анализ влияния условий измерений на величины элементов тензора анизотропии, в частности, рассмотреть связь b_{ij} с метеорологическими условиями (с типом стратификации, скоростью и направлением приземного ветра), провести анализ взаимосвязи второго и третьего инвариантов тензора анизотропии и т.п. Однако подобные исследования составляют отдельные задачи и на данном этапе работы не проводились.

Далее сопоставим наши данные с результатами других авторов. Отметим, что нам не удалось найти в литературе подробных сведений по элементам b_{ij} , заданным формулой (3) и измеренным в природных условиях. В то же время опубликованы многочисленные результаты оценок одноточечных централь-

ных моментов $\tau_{ij} \equiv \overline{u_i u_j}$, кинетической энергии турбулентности E , отношений τ_{ii}/τ_{jj} и других величин, связанных, в конечном итоге, с элементами тензора анизотропии. В этой связи мы использовали для сравнения отдельные составляющие элементов тензора анизотропии.

Ранее в наших работах [10, 11] уже проводилось сопоставление дисперсий компонентов вектора ветра и кинетической энергии турбулентности, полученных в указанных выше пунктах наблюдений, с результатами других авторов, поэтому сосредоточимся лишь на сравнении τ_{ii}/τ_{jj} и τ_{ij}/E . Прежде всего, сошлемся на результаты, представленные в [12, табл. 4.5], где приведены теоретические и экспериментальные величины $\alpha_{k1} = \sqrt{\tau_{kk}/\tau_{11}} = \sigma_k/\sigma_1$ ($k = 2, 3$), полученные разными авторами для различных типов стратификации атмосферы. Не вдаваясь в детали приведенных в [12] значений α_{21} и α_{31} , укажем, что они изменяются в диапазонах $0,5 \leq \alpha_{21} \leq 1,0$ и $0,3 \leq \alpha_{31} \leq 2,4$ (включая теоретические оценки и экспериментальные данные для разных типов стратификации атмосферы). Вычисление этих же величин по результатам наших наблюдений дает следующие средние значения и СКО (указаны со знаком \pm):

- 1) пункт наблюдения «Фоновый», высота измерений 5 м, $\alpha_{21} = 0,97 \pm 0,29$, $\alpha_{31} = 0,53 \pm 0,15$; высота 10 м, $\alpha_{21} = 0,96 \pm 0,28$, $\alpha_{31} = 0,59 \pm 0,15$;
- 2) пункт наблюдения «Томск» (август 2013 г.), высота 17 м, $\alpha_{21} = 0,93 \pm 0,22$, $\alpha_{31} = 0,58 \pm 0,11$.

Заметим, что эти оценки получены для случая, когда интервал $\Delta_T = 10$ мин и вычитание скользящего среднего из исходных значений U_i не проводилось. Если же при вычислениях использовать вычитание скользящего среднего, то оценки α_{21} и α_{31} могут измениться, особенно α_{31} . Например, при $\Delta_T = 10$ мин и $\Delta_S = 120$ с:

- 1) пункт наблюдения «Фоновый», высота измерений 5 м, $\alpha_{21} = 0,98 \pm 0,19$, $\alpha_{31} = 0,66 \pm 0,13$; высота измерений 10 м, $\alpha_{21} = 0,98 \pm 0,18$, $\alpha_{31} = 0,72 \pm 0,13$;
- 2) пункт наблюдения «Томск» (август 2013 г.), высота измерений 17 м, $\alpha_{21} = 0,96 \pm 0,15$, $\alpha_{31} = 0,68 \pm 0,1$.

Наши оценки параметра α_{21} показывают, что пульсации продольного и поперечного ветра в пунктах наблюдения «Фоновый» и «Томск» соизмеримы по величинам (среднее значение $\alpha_{21} \approx 1$). Такой случай является «предельным» для диапазона α_{21} , оцениваемого в работе [12]. В то же время наши оценки α_{31} укладываются в центральную часть диапазона $0,3 \leq \alpha_{31} \leq 2,4$ [12].

Сравним теперь величины $\hat{\tau}^2 = b_{13}^2 + b_{23}^2$, приведенные в работе [13] (результаты лабораторных и натурных экспериментов при устойчивой стратификации), с нашими оценками $\hat{\tau}^2$ при $\Delta_T = 10$ мин и без вычитания скользящего среднего из исходных значений компонентов вектора ветра U_i . Согласно

результатам [13] значения $\hat{\tau}^2$ в целом не превышают 0,2, причем в натуральных экспериментах $\hat{\tau}^2 < 0,04$. По нашим оценкам, величина $\hat{\tau}^2$ также подчиняется последнему неравенству. Это демонстрирует рис. 7, где представлены интегральные функции распределения $\hat{\tau}^2$.

Отметим два обстоятельства. Во-первых, кривыми 1–3 показаны распределения, вычисленные по измерениям при всех типах стратификации приземного слоя атмосферы. Если же выделить результаты только для устойчивой стратификации, то распределения практически не изменяются. Этот вывод подтверждается сравнением кривых 2 (все типы стратификации) и 4 (только устойчивая стратификация) на рис. 7. Во-вторых, отметим наличие в наших результатах закономерности, указанной в работе [13]: уменьшение величины $\hat{\tau}^2$ с увеличением степени устойчивости приземного слоя атмосферы. Фрагмент на рис. 7 иллюстрирует связь $\hat{\tau}^2$ с потоковым числом Ричардсона R_f на высоте 10 м в пункте наблюдения «Фоновый»:

$$R_f = -g\kappa zQ / \Theta c_p \rho u_*^3,$$

где $g = 9,81$ – ускорение свободного падения, м/с²; $\kappa = 0,4$ – постоянная Кармана; Q – вертикальный турбулентный поток тепла, Вт/м²; Θ – среднее значение потенциальной температуры воздуха на высоте измерений z ; $c_p = 1006$ – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении, Дж/(кг·К); ρ – средняя плотность воздуха, кг/м³; u_* – динамическая скорость, м/с. Отмеченная за-

кономерность была характерна для всех пунктов наблюдений.

Воспользуемся для проверки адекватности наших оценок b_{ij} еще одним результатом, приведенным в работе [13]. Он связан с «вертикальной анизотропией», определяемой в [13] параметром $A_z = E_z/E$, где $E_z = 0,5\sigma_z^2$. Согласно [13] при устойчивой стратификации величина A_z не превышает 0,2. По результатам наших оценок большинство (85–95% в зависимости от места проводившихся наблюдений) вычисленных значений A_z также не превышают указанной величины. Интегральные функции распределения A_z , по нашим измерениям, представлены на рис. 8.

Отметим особенности связей параметра A_z с потоковым числом Ричардсона R_f при устойчивой стратификации приземного слоя атмосферы. В пункте наблюдения «Фоновый» величина A_z имеет тенденцию к убыванию с увеличением R_f . Это же демонстрируют и результаты, представленные в [13]. Однако в пункте наблюдения «Томск» имеет место обратная тенденция – некоторое увеличение A_z с увеличением R_f . Эти особенности иллюстрируют врезки на рис. 8. Результаты были получены при $\Delta_T = 10$ мин и без вычитания скользящего среднего из исходных значений U_i .

Проведенное сравнение наших оценок α_{k1} , $\hat{\tau}^2$ и A_z с результатами работ [12, 13] подтверждает, по нашему мнению, достоверность изложенного выше материала по средним значениям и СКО элементов b_{ij} тензора анизотропии турбулентности.

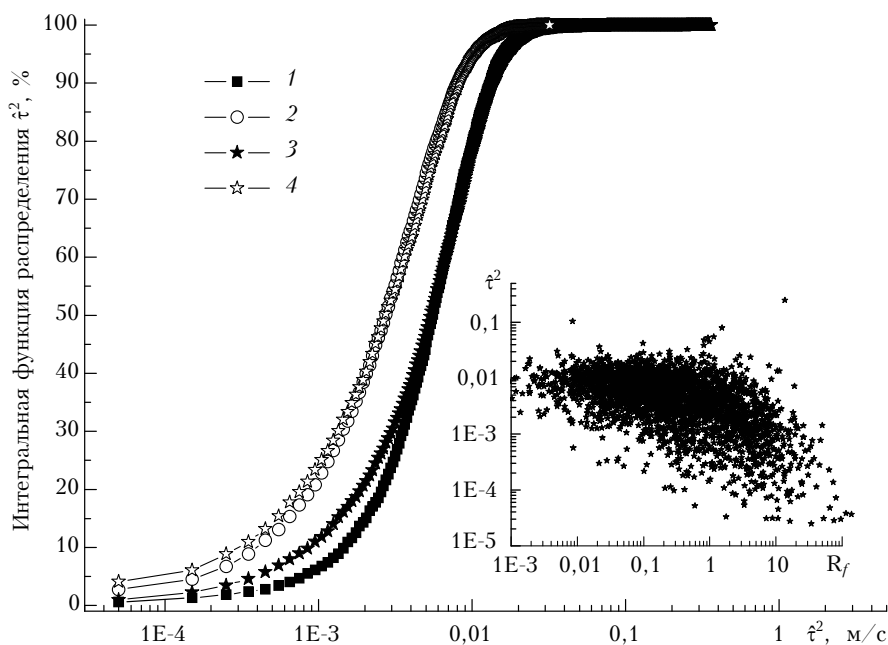


Рис. 7. Интегральные функции распределения параметра анизотропии $\hat{\tau}^2$: 1 – пункт наблюдения «Томск» (август 2013 г.), высота 17 м; 2, 3 – «Фоновый» (июль–сентябрь 2013 г.), высота 5 и 10 м соответственно; 4 – то же, что для пункта 2, только при устойчивой стратификации. Фрагмент – значения параметра $\hat{\tau}^2$ как функции R_f при устойчивой стратификации для пункта 3

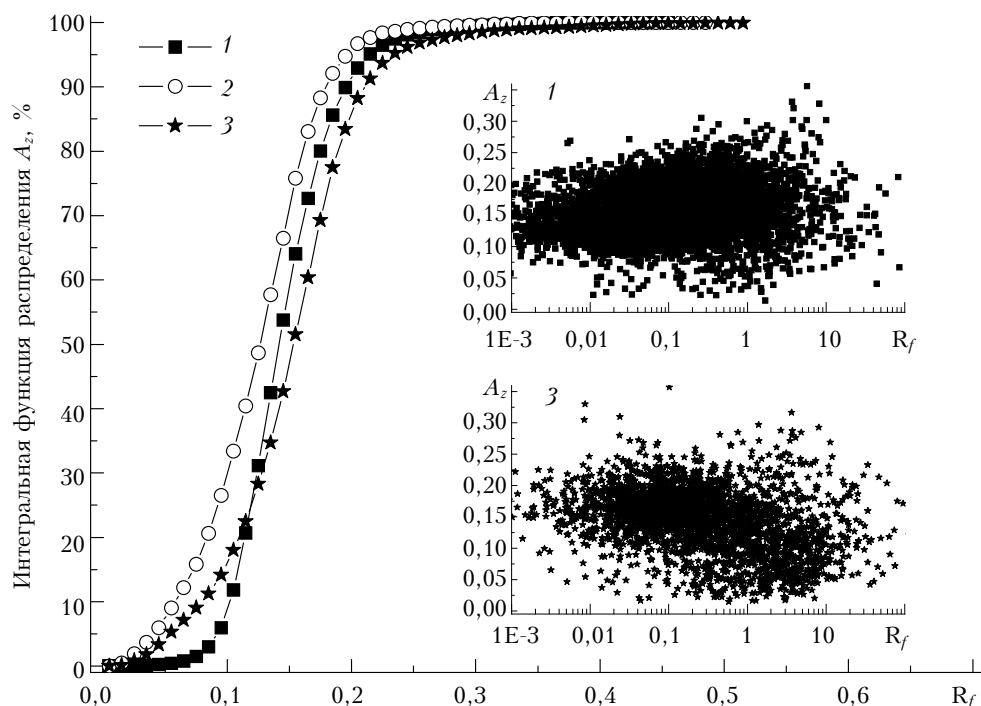


Рис. 8. Интегральные функции распределения параметра анизотропии A_z ; 1 – пункт наблюдения «Томск» (январь–август 2013 г.), высота 17 м; 2, 3 – «Фоновый» (июль–сентябрь 2013 г.), высота 5 и 10 м соответственно. Фрагменты – значения параметра A_z как функции R_f при устойчивой стратификации для пунктов 1 и 3

Заклучение

Подводя итог, коротко сформулируем основные выводы. Прежде всего, отметим, что средние значения \bar{b}_{ij} элементов тензора анизотропии турбулентности, характерные для места и высоты наблюдений (в пределах приземного слоя атмосферы), слабо зависят от длительности элементарного интервала обработки. Применение предварительно вычитания из исходных данных «медленных» изменений компонентов вектора ветра (применение фильтра высоких частот) может изменить значения \bar{b}_{ij} , особенно при оценках элементов \bar{b}_{11} и \bar{b}_{33} . Средние значения и среднеквадратические отклонения элементов b_{ij} , полученные одновременно на высотах 5 и 10 м над территорией с естественным ландшафтом, имеют некоторые отличия, хотя и не существенные. Сравнение \bar{b}_{ij} и их СКО, полученных в условиях естественного ландшафта и над урбанизированной территорией, кардинальных отличий не показало. Также нет существенных отличий \bar{b}_{ij} над урбанизированной территорией в разные сезоны года. Можно сделать общий вывод, что характерные значения элементов тензора анизотропии турбулентности для разных условий наблюдений в приземном слое атмосферы обладают, в определенных рамках, универсальностью.

Работа выполнена с использованием оборудования ЦКП ИОА СО РАН «Атмосфера».

1. Курбацкий А.Ф. Введение в моделирование турбулентного переноса импульса и скаляра. Новосибирск: Академическое издательство «ГЕО», 2007. 331 с.
2. Бородулин А.И., Десятков Б.М. Моделирование распространения примесей в атмосферном пограничном слое: Моногр. Новосибирск: Новосиб. гос. ун-т, 2007. 376 с.
3. Лысков В.Н., Глазунов А.В., Кулямин Д.В., Мортиков Е.В., Степаненко В.М. Суперкомпьютерное моделирование в физике климатической системы. М.: Изд-во МГУ, 2012. 408 с.
4. Choi K.S., Lumley J.L. The return to isotropy of homogeneous turbulence // J. Fluid Mech. 2001. V. 436. P. 59–84.
5. Zheng-Tong Xie, Omduth Coceal, Ian P. Castro. Large-eddy simulation of flows over random urban-like obstacles // Boundary-Layer Meteorol. 2008. V. 129, N 1. P. 1–23.
6. Банах В.А., Белов В.В., Землянов А.А., Креков Г.М., Лукин В.П., Матвиенко Г.Г., Носов В.В., Суханов А.Я., Фалищ А.В. Распространение оптических волн в неоднородных, случайных, нелинейных средах. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2012. 402 с.
7. Гладких В.А., Макиенко А.Э. Цифровая ультразвуковая метеостанция // Приборы. 2009. № 7 (109). С. 21–25.
8. Гладких В.А., Невзорова И.В., Одинцов С.Л., Фёдоров В.А. Структурные функции температуры воздуха над неоднородной подстилающей поверхностью. Часть II. Статистика параметров структурных функций // Оптика атмосф. и океана. 2013. Т. 26, № 11 С. 955–963.
9. Ламли Дж., Пановский Г. Структура атмосферной турбулентности. М.: Мир, 1966. 264 с.
10. Мамышева А.А., Одинцов С.Л. Экспериментальная оценка кинетической энергии турбулентности в приземном слое атмосферы над урбанизированной терри-

- торней // Оптика атмосф. и океана. 2011. Т. 24, № 9. С. 817–827.
11. Мамышева А.А., Одинцов С.Л. Нормированные дисперсии компонентов вектора ветра в приземном слое атмосферы над урбанизированной территорией // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25, № 7. С. 621–628.
12. Бызова Н.Л., Иванов В.Н., Гаргер Е.К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 264 с.
13. Зилитинкевич С., Элперин Т., Клиорин Н., Рогачевский И. Теория турбулентного замыкания для устойчиво стратифицированных течений, основанная на уравнениях баланса кинетической и потенциальной энергии и турбулентных потоков тепла и количества движения. Часть 1: стационарные однородные режимы // Пограничные слои атмосферы. Природа, теория и приложения к моделированию и охране окружающей среды. М.: ГЕОС, 2012. С. 13–39.

V.A. Gladkikh, I.V. Nevzorova, S.L. Odintsov, V.A. Fedorov. Experimental estimates of components of turbulence anisotropy tensor in the atmospheric surface layer.

Experimental data obtained in the surface atmospheric layer with different structures of the underlying surface have been used to calculate components of the turbulence anisotropy tensor. Mean values and standard deviations of these components have been determined for various measurement conditions. The influence of modes of experimental data processing on statistics of anisotropy tensor components has been considered. A high stability of mean values of the tensor components under various conditions is noted.