

ВИХРЕВЫЕ КОЭФФИЦИЕНТЫ ПЕРЕНОСА ИМПУЛЬСА И ТЕПЛА В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ: ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ

Людмила Ивановна Курбацкая

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, 630090, Россия, г. Новосибирск, пр. академика Лаврентьева, 6, старший научный сотрудник, тел. (383)330-61-52, e-mail: L.Kurbatskaya@ommgr.sccc.ru

Изменения турбулентного вихревого перемешивания в атмосферном пограничном слое (АПС) исследуются с привлечением мезомасштабной RANS-модели турбулентности, в которой учтены эффекты внутренних гравитационных волн в поддержании импульса в условиях сильно устойчивой стратификации. Особое внимание уделено анализу поведения коэффициентов вертикальной вихревой диффузии импульса и тепла. Поведение параметров турбулентного вихревого перемешивания найдено согласующимся с данными измерений в лаборатории и атмосфере. В частности, потоковое число Ричардсона (Ri_f) в переходный период течения к сильно устойчивому состоянию может вести себя немонотонно, возрастая с увеличением градиентного числа Ричардсона (Ri_g) до состояния насыщения, при некотором градиентном числе Ричардсона ($Ri_g \cong I$), которое разделяет два различных турбулентных режима: сильного перемешивания и слабого перемешивания.

Ключевые слова: турбулентность, атмосферный пограничный слой, коэффициенты вихревой диффузии импульса и тепла, моделирование.

COEFFICIENTS OF EDDY DIFFUSION OF MOMENTUM AND HEAT IN ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER: NUMERICAL STUDY

Lyudmila I. Kurbatskaya

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, 630090, Russia, Novosibirsk, 6, Ac. Lavrentiev Avenue, senior scientific researcher, Phone (383)330-61-52, e-mail: L. Kurbatskaya@omgp.sccc.ru

The changes in turbulent eddy mixing in the atmospheric boundary layer (ABL) are investigated with the use of the mesoscale RANS turbulence model with account for effects of internal gravitational waves, which support momentum transfer under condition of very stable stratification. A focus was put on analysis of behavior of the coefficients of vertical eddy diffusion of momentum and heat. The behavior of the turbulent eddy mixing parameters was found to be consistent with measurements in the laboratory and atmosphere. In particular, the flow Richardson number (Ri_f) during the transient flow to a strongly stable state can behave nonmonotonically, growing with increasing gradient Richardson number (Ri_g) to the state of saturation at a certain gradient Richardson number ($Ri_g \cong I$), which separates two different turbulent regimes: strong mixing and weak mixing.

Key words: Turbulence, atmospheric boundary layer, eddy diffusion of momentum and heat, numerical simulation.

Введение

В условиях устойчивой стратификации турбулентность может генерироваться сдвигом и разрушаться под действием отрицательной плавучести и вязкости. Разнонаправленность действия эффектов плавучести и сдвига ведет к ослаблению интенсивности турбулентности в условиях устойчивой стратификации по сравнению с нейтральной стратификацией и конвективным перемешиванием. Динамика устойчиво стратифицированной турбулентности сложна, она характеризуется наличием перемежаемости, неустойчивости Кельвина–Гельмгольца, внутренних гравитационных волн, струй низкого уровня, меандрирующих движений и других явлений. Поэтому понимание физики турбулентного перемешивания в условиях устойчивой стратификации все ещё остается недостаточным, несмотря на полученные данные измерений и результаты теоретических исследований [1-5]. В качестве параметра, характеризующего интенсивность стратификации, используется градиентное число Ричардсона Ri_g ($Ri_g = N^2 / S^2$, $N = (\beta g (\partial \Theta / \partial z))^{1/2}$ – частота Брента-Вяйсяля, $S = ((\partial U / \partial z)^2 + (\partial V / \partial z)^2)^{1/2}$ – вертикальный сдвиг горизонтальной скорости, β – коэффициент объемного расширения ($\beta = 1 / \Theta$ для воздуха атмосферы), g – ускорение силы тяжести, z – вертикальная координата). И хотя, согласно линейной теории устойчивости при превышении критического значения числа Ричардсона ($Ri_c \approx 0,25$) турбулентность должна полностью затухать, экспериментальные данные [2-5] показывают, что турбулентный перенос вместо того, чтобы быть «погашенным» при высоких числах Ричардсона сохраняется и при значениях $Ri_g \gg 1$. Это означает, что эффекты внутренних волн и сильной анизотропии стратифицированной турбулентности предотвращают ламинаризацию течения, ставя под сомнение эвристическую ценность градиентного числа Ричардсона как единственного параметра, характеризующего существование турбулентности в условиях сильной стратификации. Использование градиентного числа Ричардсона диктуется соображениями простоты измерения градиентов температуры и скорости по сравнению с единственным физически корректным критерием существования устойчиво стратифицированной турбулентности – потоковым числом Ричардсона Ri_f , которое находится из уравнения баланса кинетической энергии турбулентности

$$Ri_f = -\frac{G}{P} \quad (1)$$

и выражает отношение потока плавучести $G = \beta g \cdot \overline{\theta'w'}$ к порождению кинетической энергии турбулентности сдвигом скорости $P = -\overline{u'_i u'_j} \frac{\partial U_i}{\partial x_j}$. В выражении для

Ri_f средние величины обозначены прописными буквами, турбулентные флуктуации – строчными буквами со штрихом, w' – турбулентная флуктуация скорости в

вертикальном направлении, θ' – турбулентная флуктуация потенциальной температуры. Видно, что потоковое число Ричардсона выражается через трудно измеримые корреляции второго порядка турбулентных полей температуры и скорости.

Зафиксированная прямыми измерениями в атмосферном пограничном слое [5] особенность вихревой диффузии импульса и скаляра (спадающий тренд обратной величины турбулентного числа Прандтля с ростом устойчивости течения [6, 7]) может быть отражена в RANS-приближении моделирования стратифицированной турбулентности путем введения временного масштаба турбулентного температурного поля устойчиво стратифицированной турбулентности, явно зависящего от частоты внутренних гравитационных волн [8]. Физический механизм поддержания турбулентности с ростом устойчивости течения (ростом градиентного числа Ричардсона) трудно установить со всей определенностью. На качественном уровне можно ожидать, что с возрастанием стратификации вертикальный перенос импульса и тепла турбулентными вихрями существенно подавляется. Однако, при этом возрастает активность внутренних волн, распространяющихся через толщу пограничного слоя, и течение может поддерживаться ими, поскольку волны могут эффективно переносить импульс, но не тепло.

В настоящей работе с привлечением мезомасштабной трехпараметрической RANS-модели атмосферной турбулентности исследуется эффективность вихревого перемешивания импульса и тепла в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое (АПС). Путем численного моделирования прослеживается эволюция потокового числа (Ri_f), которое прямо связано с коэффициентами вихревой диффузии импульса K_m и тепла K_h . В трехпараметрической модели турбулентности [9, 10] потоковое число Ричардсона выражается через турбулентное число Прандтля Pr_T и градиентное число Ричардсона Ri_g :

$$Ri_f = \frac{Ri_g}{Pr_T} - \frac{\beta g \gamma_c}{K_m S^2}, \quad (2)$$

где $Pr_T = K_m / K_h$, а γ_c - ‘противоградиент’, учитывающий вклад крупномасштабных вихрей в вертикальный перенос тепла в атмосфере.

RANS-модель атмосферной турбулентности

Для моделирования эволюции горизонтально однородного атмосферного пограничного слоя система определяющих уравнений, описывающая течение, имеет вид:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = f(V - V_g) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -f(U - U_g) - \frac{\partial \overline{v'w'}}{\partial z}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\frac{\partial \overline{\theta'w'}}{\partial z} \quad (5)$$

где U и V обозначают компоненты скорости среднего горизонтального ветра, Θ - отклонение средней потенциальной температура от 'стандартного состояния' в градусах Кельвина, f - параметр Кориолиса, U_g, V_g - компоненты скорости геострофического ветра, $\overline{u'w'}, \overline{v'w'}, \overline{\theta'w'}$ - компоненты турбулентных потоков импульса и тепла.

Определяющие уравнения трехпараметрической ($E - \varepsilon - \overline{\theta'^2}$) модели атмосферной турбулентности, замыкающие выражения для турбулентных потоков импульса ($\overline{u'w'}, \overline{v'w'}$) и тепла ($\overline{\theta'w'}$), структура коэффициентов вихревой диффузии импульса и тепла, а также граничные условия для кинетической энергии турбулентности (E_k), скорости ее спектрального расходования (ε) и дисперсии температурных флуктуаций ($\overline{\theta'^2}$) приведены в [9, 10] и здесь полностью не повторяются. Для дальнейшего достаточно ограничиться приведением в краткой форме замыкающих соотношений для турбулентных потоков импульса и тепла.

Турбулентные потоки импульса и тепла

Параметризации турбулентных потоков импульса и тепла в трехпараметрической RANS-модели атмосферной турбулентности, учитывающей эффект внутренних волн на перенос импульса, имеют вид 'градиентной диффузии' [9]:

$$\left(\overline{u'w'}, \overline{v'w'}\right) = -K_m \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z}\right) \quad (6)$$

$$\overline{\theta'w'} = -K_h \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \gamma_c \quad (7)$$

$$K_m = E\tau S_m, \quad K_h = E\tau S_h, \quad (8)$$

где $S_m = \frac{1}{D} f_m(G_h, \beta \overline{\theta'^2})$, $S_h = \frac{1}{D} f_h(G_h)$, $G_M \equiv (\tau S)^2$, $G_H \equiv (\tau N)^2$, $D = D(G_m, G_h)$, $\tau = E_k \cdot \varepsilon^{-1}$. Детальный вид структурных функций S_m, S_h, γ_c и D можно найти в [9].

В настоящей трехпараметрической модели влияние плавучести явно входит в выражения для коэффициентов вихревой диффузии импульса и тепла (6, 7) через структурные функции S_m и S_h .

Данные измерений [5, 11], полученные, как в лаборатории, так и в атмосфере, показали ряд особенностей вихревого перемешивания в сильно устойчивом АПС, что потребовало коррекции настоящей трехпараметрической модели турбулентности для учета вклада внутренних гравитационных волн на процессы перемешивания импульса и тепла в сильно устойчивом состоянии АПС. Учет вклада гравитационных волн осуществлен в виде явной зависимости турбулентного временного масштаба температурного поля $\tau_{p\theta} = \tau / (1 + a\tau^2 N^2)$ от частоты Брента-Вяйсяля N (подробности приведены в [9]). Правильность такой зависимости масштаба $\tau_{p\theta}$ от плавучести отчетливо видна в поведении обратной величины турбулентного числа Прандтля на рис. 4 в [9]. Можно ожидать, что атмосферные модели, в которых число Прандтля остается неизменным, могут показывать аномальную диффузию тепла при высоких числах Ri_g и, как следствие, завышать значения вычисленной температуры [12].

Численное моделирование стратифицированного АПС

Трехпараметрическая модель турбулентности позволяет проводить численное моделирование для всего суточного цикла эволюции АПС. В двумерном вычислительном эксперименте начальные условия определяются заданием скорости ветра и отклонением потенциальной температуры на поверхности Земли в виде аналитической зависимости от времени в виде $\Theta_g(x, 0, t) = 6 \sin(\pi t / 43200)$, (t - текущее время, c). Это единственное нестационарное граничное условие задачи, которое моделирует 24-часовой цикл нагревания солнцем земной поверхности. В ранние вечерние часы поток тепла становится отрицательным и развивается устойчивая стратификация. Для получения сильно стратифицированного пограничного слоя температура на поверхности задается убывающей с постоянной скоростью, равной $0,25 \text{ Кчас}^{-1}$. При сильном охлаждении земной поверхности формируется струйный профиль скорости, максимум которого может располагаться в диапазоне высот от 100 до 500 м.

Результаты численного исследования

При переходе от неустойчивой стратификации, которая возникает за счет конвекции в дневные часы, к устойчивой стратификации в ранние вечерние часы потоковое число Ричардсона ведет себя немонотонно. На рис. 1 показана зависимость порождения турбулентности сдвигом скорости P (линия 1), и потока плавучести G (линия 2) от числа Ri_g , которые вычислены в [13] согласно (1) по данным измерений в атмосфере. Порождение турбулентности P (линия 3) и поток плавучести G (линия 4) на рис. 1 получены в результате численного моделирования через среднее поле ветра и турбулентные потоки импульса и тепла, вычисленные по формулам (6-8) на момент времени перехода пограничного слоя к сильно устойчивому состоянию.

Следуя [13], можно выделить характерные режимы эволюции устойчиво стратифицированного пограничного слоя, основываясь на рис. 1. При $Ri_g < 0,1$

имеет место ‘приблизительно нейтральный’ режим, характеризующийся слабой стратификацией, с низким потоком тепла (или плавучести) по сравнению с порождением сдвигом скорости. При $0,1 < Ri_g < 1$ оба механизма, P и G , сравнимы, перемешивание эффективно, что может быть связано с активным проявлением неустойчивости Кельвина–Гельмгольца. Диапазон $1 < Ri_g < 10$ может рассматриваться, как ‘очень устойчивый’ режим, с относительно низкими значениями P и G . Рисунок показывает, в частности, что поток плавучести поддерживается вплоть до значения $Ri_g \approx 10$ (отмечено на рисунке штриховой линией в форме эллипса) и существенно ослабляется после этого.

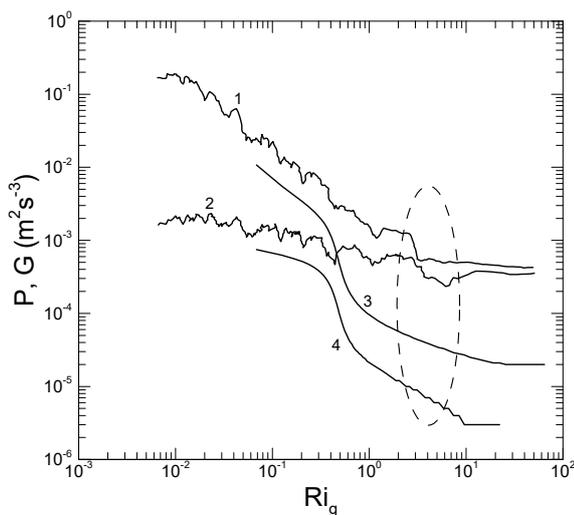


Рис. 1. Зависимость порождения турбулентности сдвигом скорости P (1, 3), и потока плавучести G (2, 4), от градиентного числа Ричардсона Ri_g : 1, 2 – данные измерений в [13], 3, 4 – результаты численного моделирования, полученные в настоящей работе.

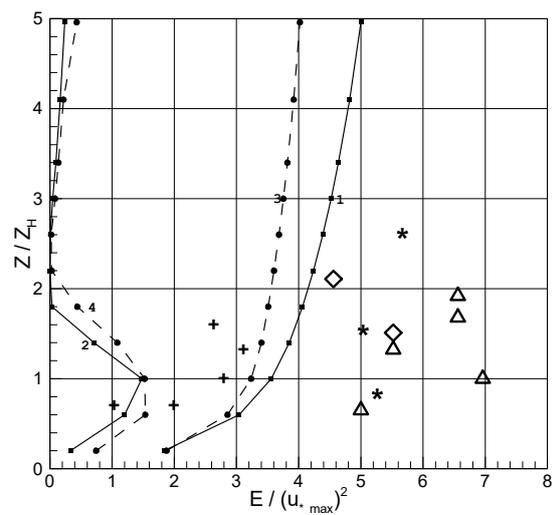


Рис. 2. Вертикальные профили кинетической энергии турбулентности, нормализованные на максимальную величину скорости трения u_* (определенной как $u_* = (\langle uw \rangle^2 + \langle vw \rangle^2)^{1/4}$). Сплошные линии – моделирование в настоящей работе при скорости $U_G = 3$ м/с, штриховые линии – моделирование в настоящей работе при скорости $U_G = 5$ м/с; линии 1,3 – результат моделирования на момент времени 12 часов, линии 2,4 – результат моделирования на момент времени 24 часа. Символами различной конфигурации показаны данные измерений: плюсы – [14], звездочки – [15], ромбы – [16], треугольники – [17].

Структура турбулентности в АПС представлена вертикальными профилями кинетической энергии турбулентности (рис. 2). Поскольку измерения проведены для различных погодных условий и различной городской шероховатостью, то наблюдается разброс данных. Тем не менее, полученные численные результаты имеют корректное поведение.

Коротко остановимся на формировании устойчивого АПС согласно сценарию GABLS1 [18], когда чисто устойчивый АПС инициируется наложением геострофического ветра постоянной скорости при охлаждении поверхности также с постоянной скоростью. Вертикальный профиль ветра после 10 часов интегрирования показан на рис. 3. Сравнение проведено с результатами [19], полученными LES-методом с высоким разрешением (вертикальный шаг 3,25 м). Эти данные показаны на рисунке зачернёнными квадратами, а другие LES-данные отмечены отрезками горизонтальных линий с указанием стандартного отклонения от среднего значения. Сплошная линия показывает профиль скорости ветра, вычисленный по трёхпараметрической модели турбулентности. Отчетливо видно формирование струи на высоте, примерно, 175 м. На рис. 4 показаны вертикальные профили коэффициентов турбулентного обмена импульса K_m и тепла K_h для сформировавшегося струйного профиля скорости (рис. 3). Поскольку данных измерений профилей коэффициентов K_m и K_h не имеется, на рис. 4 представлены только результаты вычислений.

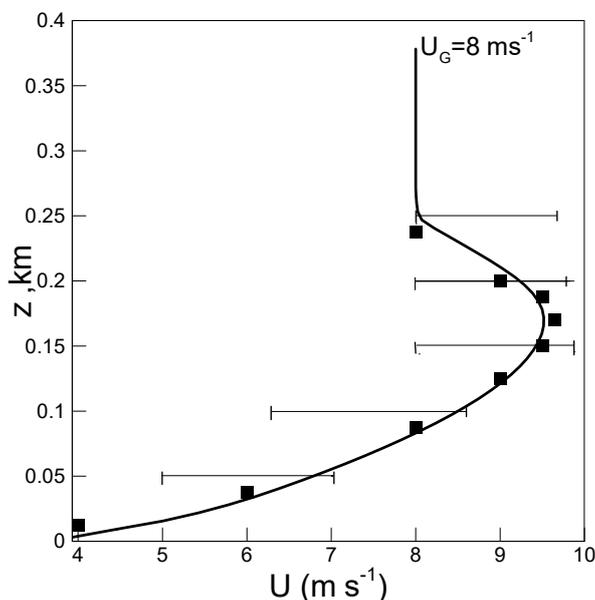


Рис. 3. Профили полной скорости ветра в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое. Сплошная линия – результат вычисления в настоящей работе по улучшенной трехпараметрической модели турбулентности после 10 часов интегрирования, зачерненными квадратами показан результат LES-моделирования [19], горизонтальными линиями отмечены другие результаты LES-моделирования с указанием для средних значений стандартного отклонения.

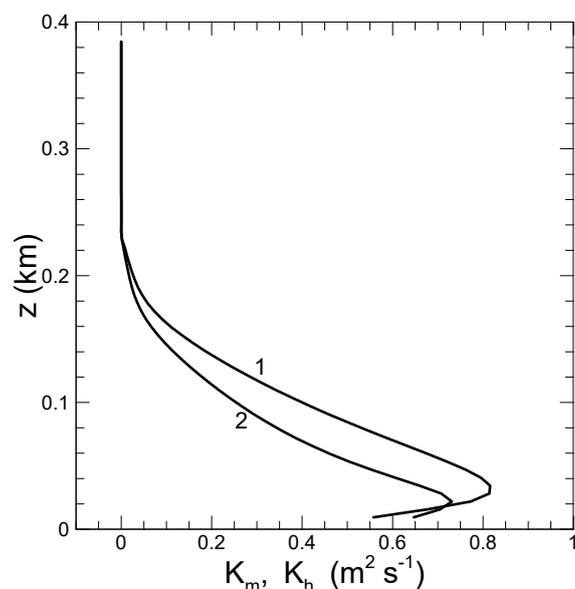


Рис. 4. Вычисленные в настоящей работе профили коэффициентов турбулентного переноса импульса K_m и тепла K_h в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое (1– K_m , 2– K_h).

Заключение

Результаты численного моделирования эволюции термически устойчиво стратифицированного пограничного слоя показали, что трехпараметрическая RANS-модель турбулентности, учитывающая вклад внутренних гравитационных волн в поддержании импульса течения, правильно отражает вихревое перемешивание импульса и тепла с ростом устойчивости течения и основные физические механизмы трансформации импульса и тепла в согласии с данными измерений и наблюдений.

Благодарности

Работа была выполнена в рамках госзадания Института вычислительной математики и математической геофизики СО РАН № 0315-2019-0004, при частичной финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области в рамках научного проекта 18-48-540005 и частичной финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-01-00560А.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Mahrt L. Stratified atmospheric boundary layers and breakdown of models // Theoretical Computational Fluid Dynamics. – 1998. V. 11. – P. 263-279.
2. Derbyshire S. H. Stable boundary-layer modeling: Established approaches and beyond // Boundary-Layer Meteorology. – 1999. – V. 90, No 3. – P. 423-446.
3. Holtslag A. A. M. CABLS initiates intercomparison for stable boundary layer case // GEWEX News. – 2003. – No. 13, International GEWEX Project Office, Silver Spring, MD. – P. 7-8.

4. Richardson L.F. The supply of energy from and to atmospheric eddies. // Proc. R. Soc. London. – 1920. A 97. No. 686. – P. 354-373.
5. Monti P, Fernando H. J. S, Princevac M, et al. Observations of flow and turbulence in the nocturnal boundary layer over a slope // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. P. 2513-2534.
6. Galperin B., Sukhoriansky S, Anderson F.S. On the Critical Richardson number in stably stratified turbulence // Atmospheric Science Letters. – 2007. – Vol. 8. – P. 65-69.
7. Zilitinkevich S.S., Elperin T, Kleerorin N, Rogachevskii I, Esau I, Mauritsen T, Miles M.W. Turbulence energetics in stably stratified geophysical flows: Strong and weak mixing regimes // Q. J. R. Meteor. Soc. – 2008. – Vol. 134. – P. 793-799.
8. Weinstock J. A theory turbulence transport // Journal of Fluid Mechanics. – 1989. – Vol. 202. – P. 319-338.
9. Курбацкий А.Ф., Курбацкая Л.И. О турбулентном числе Прандтля в устойчиво стратифицированном атмосферном пограничном слое // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2010. – Т. 46, № 2. – С.187-196.
10. Kurbatskiy A. F., Kurbatskaya L. I. $E - \varepsilon - \overline{\theta'^2}$ turbulence closure model for an atmospheric boundary layer including the urban canopy // Meteorol. Atmos. Phys. – 2009. – V. 104. – P. 63-81.
11. Strang E.J., Fernando H. J. S. Vertical mixing and transport through a stratified shear layer // J. Phys. Oceanogr. – 2001. – V. 31. – P. 2006-2048.
12. Lee Sang-Mi., Giori W., Princevac M. and Fernando H. J. S. Implementation of a Stable PBL Turbulence Parameterization for the Mesoscale Model MM5: Nocturnal Flow in Complex Terrain // Boundary Layer Meteorology. – 2006. – V. 119, No 1. – 109-134.
13. Pardyjak E. R., Monti P., Fernando H. J. S. Flux Richardson number measurements in stable atmospheric shear flows // J. Fluid Mech. – 2002. – V. 459. – P. 307-316.
14. Rotach M. W. Profiles of Turbulence Statistics in and above an Urban Street Canyon // Atmos. Environ. – 1995. – V. 29. – P. 1473-1486.
15. Oikawa S., Meng Y. Turbulence Characteristics and Organized Motion in a Suburban Roughness Sublayer // Boundary-Layer Meteorology. – 1995. – V. 74. – P. 289-312.
16. Feigenwinter C. The Vertical Structure of Turbulence above an Urban Canopy. – Ph. D. Thesis. University Basel. – 1999. 76 pp.
17. Louka P., Belcher S. E., Harrison R. G. Coupling between Air Flow in Streets and the Well Developed Boundary Layer Alogt // Atmos. Environ. – 2000. – V. 34. – P. 2613-2621.
18. I.J. Cuxart I.J., Holtslag A.A.M., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A., Cheng A., Conangla L., Ek M., Freedman F., Hamdi R., Kerstein A., Kitagawa H., Lenderink G., Lewellen D., Mailhot J., Mauritsen T., Perov V., Schayes G., Steeneveld G.-J., Svensson G., Taylor P., Weng W., Wunsch S. and Xu K.-M. A single-column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer, Boundary-Layer Meteorology. – 2006. Vol. 118, No. 2. P. 273–303.
19. Beare R.J., MacVean M.K., Holtslag A.A.M., Cuxart J., Esau I., Golaz J.C., Jimenez M.A., Khairoutdinov M., Kosovic B., Lewellen D., Lund T.S., Lundquist J.K., McCabe A., Moene A.F., Noh Y., Raasch S. and Sullivan P. An intercomparison of large-eddy simulations of the stable boundary layer // Boundary-Layer Meteorology. – 2006. – Vol. 118. – P. 247–272.

© Л. И. Курбацкая, 2020