

УЛУЧШЕННАЯ ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ДЛЯ ТУРБУЛЕНТНОГО АТМОСФЕРНОГО ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ С ПАРАМЕТРИЗАЦИЕЙ ГОРОДСКОЙ ШЕРОХОВАТОСТИ*

А. Ф. КУРБАЦКИЙ

Институт теоретической и прикладной механики СО РАН,

Новосибирск, Россия

e-mail: kurbat@nsu.ru

An improved mesoscale model for the turbulent atmospheric boundary layer is formulated. The momentum and heat turbulent fluxes are calculated from the completely explicit algebraic expressions. The urban roughness is parameterized. A model reproduces the observably transformations of a wind field above the urbanized surface, in particular, increase of wind speed at night.

Введение

Для моделирования процессов переноса импульса, тепла и рассеяния примесей в городском пограничном слое в последнее время использовались модели различной степени полноты описания турбулентности и различные схемы параметризации городской шероховатости. Так, например, в [1] использована $K - \epsilon$ -модель турбулентности, а воздействие стратификации на турбулентный перенос импульса и тепла учтено введением поправок на стратификацию в коэффициент турбулентной вязкости. Недостатки такого представления общеизвестны. Помимо двух параметров: кинетической энергии турбулентности (КЭТ) и скорости ее диссипации — турбулентная вязкость зависит еще от градиента средней скорости и вертикального турбулентного потока тепла (потокowego числа Ричардсона), и, следовательно, турбулентные потоки импульса (и тепла) явно не выражаются через градиенты средних полей, и требуется итерационная процедура. Для учета воздействия шероховатости на процессы переноса тепла и их влияния на городской климат определяющие уравнения Навье — Стокса и притока тепла усредняются не только по ансамблю, но также и по пространству с введением некоторой функции эффективного объема. В другой схеме параметризации [2] используется приближение “пористой городской шероховатости”, при котором индуцируемые зданиями (различной высоты) силы давления и вязкого трения учитываются в виде дополнительных аддитивных членов в уравнениях движения,

*Исследование выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 03-05-64005), Интеграционного проекта Президиума СО РАН (№ 130) и Научной программы “Университеты России” (№ 01.01.190).

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2005.

притока тепла и влажности способом, предложенным в [3]. Такая схема параметризации реализована в простом двумерном тесте эволюции атмосферного пограничного слоя (АПС) с использованием однопараметрической модели турбулентности, в которой только КЭТ определяется из уравнения переноса. Для всех турбулентных потоков использована градиентная модель теории с линейным турбулентным масштабом, рассматриваемым функцией только вертикальной координаты.

В настоящей работе представлена улучшенная модель турбулентного АПС, в которой использованы более полные, чем в [4], модели для корреляций между пульсациями давления и скорости и пульсациями давления и температуры [5] (подробности см. в [6]). Модель позволяет воспроизвести структурные особенности трансформации поля ветра над урбанизированной поверхностью при суточной эволюции АПС, не воспроизводимые с помощью $K-L$ - и $K-\epsilon$ -технологий моделирования турбулентности.

1. Уравнения для среднего поля

Для двумерного течения в планетарном пограничном слое определяющая система уравнений в приближении свободной конвекции записывается в виде

$$U_x + W_z = 0; \quad (1)$$

$$U_t + UU_x + WW_z = -\frac{1}{\rho_0}P_x - \langle wu \rangle_z + fV + D_u; \quad (2)$$

$$V_t + UV_x + WV_z = -\langle wv \rangle_z - fU + D_v; \quad (3)$$

$$W_t + UW_x + WW_z = -\frac{1}{\rho_0}P_z - \langle wv \rangle_z + \beta\Theta g; \quad (4)$$

$$\Theta_t + U\Theta_x + W\Theta_z = -\langle u\theta \rangle_x - \langle w\theta \rangle_z + D_\theta. \quad (5)$$

Зависимые переменные в (1)–(5) — это осредненные по Рейнольдсу (т. е. по времени) скорости U , V и W в направлении осей x , y , и z соответственно; P — среднее давление; Θ — среднее отклонение потенциальной температуры от стандартного значения T_0 ; β — коэффициент объемного расширения воздуха ($3.53 \cdot 10^{-3} \text{ K}^{-1}$); ρ_0 — средняя плотность воздуха; P — отклонение от гидростатического давления; строчными буквами обозначены турбулентные флуктуации величин. Слагаемые D_u , D_v представляют дополнительный источник сил (трения, сопротивления формы), индуцируемых взаимодействиями между твердыми поверхностями (земной поверхностью, зданиями) и потоком воздуха, а слагаемое D_θ учитывает воздействие явных потоков тепла от твердых поверхностей (зданий или земной поверхности) в балансе потенциальной температуры. Конкретный вид этих дополнительных членов взят, следуя параметризациям [2], и здесь не приводится.

2. Полностью явные алгебраические аппроксимации для турбулентных потоков импульса и тепла

Полностью явные алгебраические модели для напряжений Рейнольдса τ_{ij} и вектора турбулентного потока тепла h_j в системе (1)–(5) могут быть получены [7–9] путем упрощения в приближении слабо равновесной турбулентности уравнений переноса для турбулентных

потоков к системе связанных алгебраических уравнений и ее решения для АПС с помощью символьной алгебры [6]. Ниже приведены выражения для напряжений Рейнольдса и вертикального потока тепла (формулы для других моментов второго порядка см. в [6]):

$$\langle uw \rangle, \langle vw \rangle = -K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right); \quad (6)$$

$$\langle w\theta \rangle = -K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \gamma_c; \quad (7)$$

$$K_M = E\tau S_M, \quad K_H = E\tau S_H; \quad (8)$$

$$S_M = \frac{1}{D} \left\{ s_0 [1 + s_1 G_H (s_2 - s_3 G_H)] + s_4 s_5 (1 + s_6 G_H) (\tau\beta g)^2 \frac{\langle \theta^2 \rangle}{E} \right\}; \quad (9)$$

$$S_H = \frac{1}{D} \left\{ \frac{2}{3} \frac{1}{c_{1\theta}} (1 + s_6 G_H) \right\}, \quad (10)$$

где

$$\gamma_c = \frac{1}{D} \left\{ 1 + \frac{2}{3} \alpha_2^2 G_M + s_6 G_H \right\} \alpha_5 (\tau\beta g) \langle \theta^2 \rangle \quad (11)$$

есть противогradientный член, который в моделях уровней 2 и 2.5 замыкания [4, 6] отсутствует. Величины G_H и G_M определяются как

$$G_H \equiv (\tau N)^2, \quad G_M \equiv (\tau S)^2, \quad (12)$$

$$N^2 = \beta g \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad S^2 \equiv \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2$$

и для уравнений (6)–(11):

$$D = 1 + d_1 G_M + d_2 G_H + d_3 G_M G_H + d_4 G_H^2 + [d_5 G_H^2 - d_6 G_M G_H] G_H; \quad (13)$$

$$d_1 = \frac{2}{3} \alpha_2^2, \quad d_2 = \frac{10}{3} \frac{\alpha_3}{c_{1\theta}}, \quad d_3 = \frac{2}{3} \alpha_2 \frac{\alpha_3}{c_{1\theta}} (\alpha_2 - \alpha_5); \quad (14)$$

$$d_4 = \frac{11}{3} \left(\frac{\alpha_3}{c_{1\theta}} \right)^2, \quad d_5 = \frac{4}{3} \left(\frac{\alpha_3}{c_{1\theta}} \right)^3, \quad d_6 = \frac{2}{3} \alpha_2 \alpha_5 \left(\frac{\alpha_3}{c_{1\theta}} \right)^2; \quad (15)$$

$$s_0 = \frac{2}{3} \alpha_2, \quad s_1 = \frac{1}{\alpha_2} \left(\frac{\alpha_3}{c_{1\theta}} \right), \quad s_2 = \alpha_2 - \alpha_5, \quad s_3 = \alpha_5 \left(\frac{\alpha_3}{c_{1\theta}} \right), \quad s_4 = \alpha_3 \alpha_5. \quad (16)$$

3. $E - \epsilon - \langle \theta^2 \rangle$ -модель турбулентности

Для вычисления параметров E , ϵ и $\langle \theta^2 \rangle$ в (6)–(11) используются замкнутые уравнения баланса [8, 9] для КЭТ, скорости ее спектрального расходования и дисперсии турбулентных флуктуаций температуры соответственно:

$$DE/Dt = D_k + P_k + G_k - \epsilon + D_E; \quad (17)$$

$$D\epsilon/Dt = Diff_\epsilon + P_\epsilon + G_\epsilon - Y + D_\epsilon; \quad (18)$$

$$D\langle \theta^2 \rangle/Dt = D_\theta + P_\theta - \epsilon_\theta, \quad (19)$$

где D_E и D_ϵ — источники, учитывающие механические факторы городской шероховатости, вычисляемые, следуя [2]. Подробности вывода модели (6)–(19) можно найти в [6, 8, 9].

4. Вычислительный тест

Горизонтальная протяженность области интегрирования равна 100 км с разрешением 1 км. Вертикальное разрешение равно 10 м в пределах первых 50 м от подстилающей поверхности с последующим растяжением сетки в вертикальном направлении вплоть до высоты 1000 м (выше, до 5000 м, шаг сетки постоянен). Топография поверхности плоская с урбанизированной областью (моделью города) протяженностью 10 км, расположенной в центре вычислительной области с абсциссой от 45 до 55 км. Метеорологические начальные условия определялись заданием геострофического ветра (скорости 3 и 5 м/с) в направлении с запада на восток и атмосферной термической стратификацией, равной 3.5 К/км для потенциальной температуры. Температура поверхности Земли задавалась в виде

$$Q_g(x, 0, t) = 6 \sin(\pi t / 43200), \quad (20)$$

где t — текущее время в секундах. Это единственное нестационарное граничное условие задачи, которое моделирует 24-часовой цикл нагревания солнцем земной поверхности. Остров тепла задавался в виде контраста температуры по отношению к температуре поверхности по тому же закону (20), но с амплитудой, увеличенной на 4 град. На поперечных границах для всех искомых функций нормальные производные полагались равными нулю. Такому же граничному условию удовлетворяли искомые функции и на вертикальной границе. Определяющие уравнения модели решены методом переменных направлений в сочетании с методом прогонки на смещенной разностной сетке. Адвективные члены уравнений аппроксимированы второй схемой с разностями против потока [10]. Распределение давления можно вычислить одновременно с вычислением поля скорости из диагностического уравнения Пуассона. В настоящем исследовании при применении модели к АПС с плоской топографией подстилающей поверхности можно предполагать справедливым гидростатическое приближение для вычисления распределения давления. Вертикальная скорость ветра вычисляется квадратурой из уравнения неразрывности, а распределение давления находится в конце каждого цикла вычислений путем интегрирования уравнения для вертикальной скорости. Не зависящее от вычислительной сетки решение получено для сетки 120×50 . Шаг по времени выбирался из условия сохранения точности; вычисления проведены с шагом, равным 0.625 с.

5. Результаты численного моделирования

Результаты численного моделирования 24-часовой эволюции АПС представлены в виде графиков. Кривые локальной скорости трения на рис. 1 получены осреднением вычисленных значений в течение 24-часового цикла моделирования. Вычисленные профили средней скорости горизонтального ветра для двух значений скорости геострофического ветра ($U_G = 3$ и 5 м/с) показаны на рис. 2. Вертикальные разрезы отклонений потенциальной температуры (a , b) и среднего горизонтального ветра (b , g) представлены на рис. 3 на 12 часов полуденного времени и для ночного АПС. В согласии с измерениями [18] вычисления (рис. 3, g) указывают на возрастание скорости ветра (как и для дневного АПС, рис. 3, b) на подветренной стороне города (из-за термической циркуляции, перемещенной ветром на подветренную сторону). В [2] получена несколько иная картина поля ветра, которая не фиксирует повышение скорости ветра для сходных синоптических условий. На рис. 4 приведены контуры КЭТ. На рис. 5 векторное поле среднего ветра и изотахи вертикальной скорости ветра ночного АПС (24 часа полуночного времени) показывают термическую

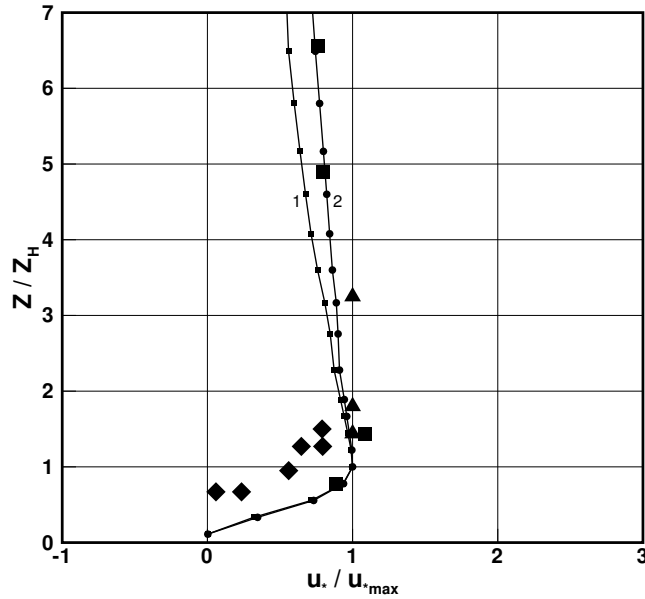


Рис. 1. Вертикальные профили локальной скорости трения, определенной как $\langle uw \rangle + \langle vw \rangle^{1/4}$ в центре урбанизированной поверхности, нормализованные на ее максимальное значение. Символами различной конфигурации показаны данные измерений: \blacklozenge — [11–14], \blacksquare — [15], \blacktriangle — [16]. Линия 1 — скорость геострофического ветра $U_G = 3$ м/с, линия 2 — $U_G = 5$ м/с. Вертикальная координата нормализована на среднюю высоту зданий урбанизированной поверхности.

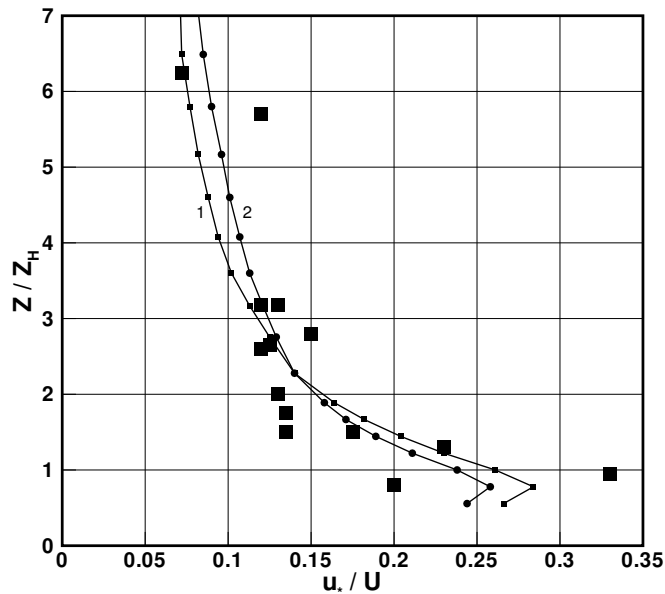


Рис. 2. Вертикальные профили отношения локальной скорости трения к средней скорости горизонтального ветра в центре урбанизированной области. Символы — данные измерений различных авторов, приведенные на рис. 1, б в [17]. Остальные обозначения, как на рис. 1.

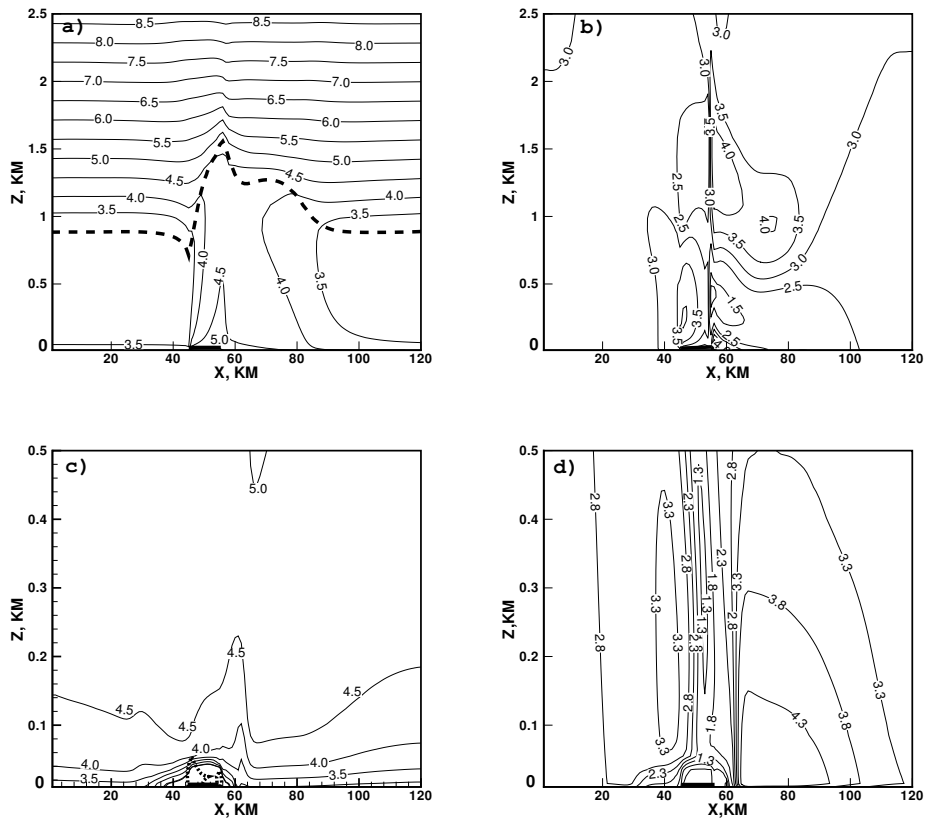


Рис. 3. Вертикальные разрезы отклонения потенциальной температуры (а, в) и скорости горизонтального ветра (б, г) для моделирования со скоростью геострофического ветра $U_G = 3$ м/с на 12 часов полуденного времени (а, б) и 24 часа ночи (в, г).

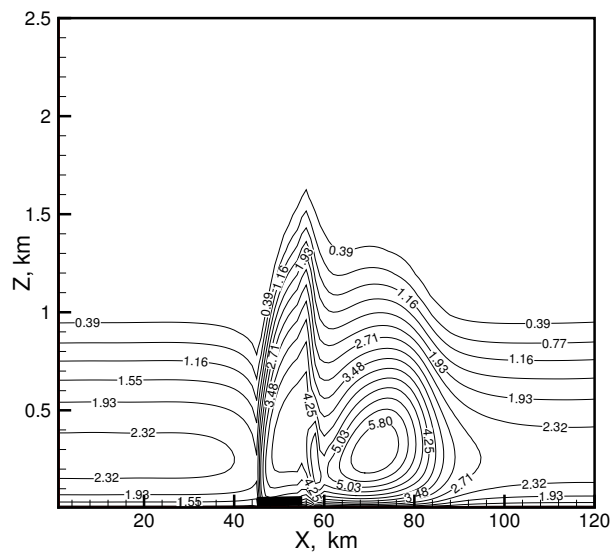


Рис. 4. Контуры кинетической энергии турбулентности ($m^2 c^{-2}$) для ночного АПС (24 часа) при моделировании со скоростью геострофического ветра $U_G = 3$ м/с.

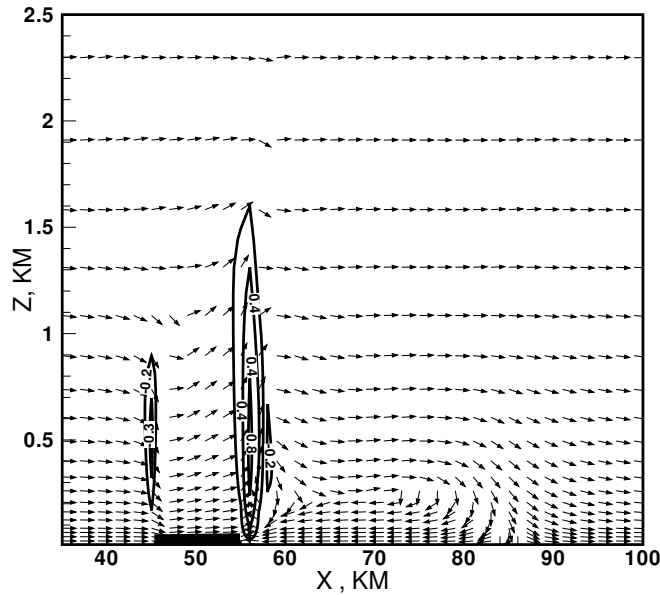


Рис. 5. Векторное поле скорости ветра и изотахи вертикальной скорости для ночного АПС (24 часа) при моделировании со скоростью геострофического ветра $U_G = 3$ м/с.

циркуляцию на подветренной стороне города, генерируемую горизонтальным градиентом температуры между городом и его окрестностью.

Выводы

Результаты вычислительного теста воздействия механических факторов городской шероховатости и городского острова тепла на глобальную структуру поля ветра показывают, что улучшенная модель турбулентности для атмосферного пограничного слоя позволяет получить картину трансформации поля ветра в суточной эволюции городского АПС, лучше согласующуюся с данными наблюдений по сравнению с $K - L$ - и $K - \varepsilon$ -моделями турбулентности.

Список литературы

- [1] VU T.C., ASHIE Y., ASAEDA T.A Turbulence closure model for the atmospheric boundary layer including urban canopy // Boundary-Layer Meteorology. 2002. Vol. 102. P. 459–490.
- [2] MARTILLI A. An urban exchange parameterization for mesoscale models // Boundary-Layer Meteorology. 2002. Vol. 104. P. 261–304.
- [3] RAUPACH M.R., ANTONIA R.A., RAJAGOPLAN S. Rough-wall turbulent boundary layers // Appl. Mech. Rev. 1991. Vol. 44. P. 79–90.
- [4] MELLOR G.L., YAMADA T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layer // J. Atmos. Sci. 1974 . Vol. 31, N 10. P. 1791–1806.

- [5] LAUNDER B.E. Simulation and Modeling of Turbulent Flows. N.Y.: Oxford Univ. Press, 1996. P. 243–310.
- [6] КУРБАЦКИЙ А.Ф. Численное исследование воздействия поверхностного теплового пятна на структуру атмосферного пограничного слоя // Теплофизика и аэромеханика. 2005. Т. 12, № 1. С. 41–60.
- [7] CHENG Y., CANUTO V.M., HOWARD A.M. An improved model for the turbulent PBL // J. Atmos. Sci. 2002. Vol. 59. P. 1500–1565.
- [8] KURBATSKII A.F. Computational modeling of the turbulent penetrative convection above the urban heat island in a stably stratified environment // J. Appl. Meteor. 2001. Vol. 40, N 10. P. 1748–1761.
- [9] КУРБАЦКИЙ А.Ф., КУРБАЦКАЯ Л.И. Проникающая турбулентная конвекция над островом тепла в устойчиво стратифицированной окружающей среде // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37, № 2. С. 149–161.
- [10] РОУЧ П. Вычислительная гидродинамика. М.: Мир, 1980. 516 с.
- [11] Rotach M.W. Turbulence Within and Above an Urban Canopy. ETH Diss. 9439, 1991. 249 p.; published as ZGS, Heft 45, Verlag vdf, Zurich.
- [12] ROTACH M.W. Turbulence closure to a rough urban surface. Pt I: Reynolds Stress // Boundary-Layer Meteorology. 1993. Vol. 65. P. 1–28.
- [13] ROTACH M.W. Turbulence closure to a rough urban surface. Pt II: Variances and gradients // Boundary-Layer Meteorology. 1993. Vol. 65. P. 1–28.
- [14] ROTACH M.W. Profiles of turbulence statistics in and above an urban street canyon // Atmos. Environ. 1995. Vol. 29. P. 1473–1486.
- [15] OIKAWA S., MENG Y. Turbulence characteristics and organized motion in a suburban Roughness Sublayer // Boundary-Layer Meteorology. 1995. Vol. 74. P. 289–312.
- [16] FEIGENWINTER C. The Vertical Structure of Turbulence above an Urban Canopy. Ph. D. Thesis. Univ. Basel, 1999. 76 p.
- [17] ROTH M. Review of atmospheric turbulence over cities // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2000. Vol. 126. P. 941–990.
- [18] BORNSTEIN R., JOHNSON D.S. Urban-rural wind velocity differences // Atmos. Environ. 1977. Vol. 11. P. 597–604.

Поступила в редакцию 2 июня 2005 г.