

Моделирование вертикальной структуры ночного пограничного слоя над шероховатой поверхностью

А.Ф. Курбацкий^{1,2}, Л.И. Курбацкая^{3*}

¹Институт теоретической и прикладной механики им. С.А. Христиановича СО РАН
630090, г. Новосибирск, ул. Институтская, 4/1

²Новосибирский государственный университет
630090, г. Новосибирск, ул. Пирогова, 2

³Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН
630090, г. Новосибирск, просп. Академика Лаврентьева, 6

Поступила в редакцию 9.06.2008 г.

Представлены результаты численного моделирования некоторых особенностей структуры ночного атмосферного пограничного слоя над урбанизированной поверхностью. Мезомасштабная модель включает улучшенную нелокальную параметризацию турбулентности, разработанную на основе трехпараметрической модели турбулентности. Турбулентное число Прандтля оказывается устойчиво зависимым от градиентного числа Ричардсона, а вертикальный турбулентный перенос тепла носит противогradientный характер. Показано, что в устойчивом атмосферном пограничном слое фиксируются структурные особенности «перевернутого обратно» (*upside-down*) пограничного слоя.

Ключевые слова: атмосферный пограничный слой, устойчивая стратификация, моделирование.

Введение

В атмосферном пограничном слое идентифицируются два типа вертикальной структуры турбулентности. Один из них — «традиционный» пограничный слой, в котором турбулентность генерируется вблизи поверхности и транспортируется наверх, контрастирует со вторым типом, где турбулентность транспортируется вниз к поверхности из источника, расположенного наверху в пограничном слое. Последний был назван [1] «перевернутым обратно (*upside-down*)» пограничным слоем. В этом случае турбулентность может переноситься вниз, по направлению к поверхности, например как случайный процесс. В последнее время ряд структурных особенностей горизонтально-однородного устойчивого атмосферного пограничного слоя выявлен путем анализа баз данных, полученных в исследовательских проектах, таких как, например, проект CASES-99 (Cooperative Atmosphere-Surface Exchange Study 1999 campaign) и полевой проект Lamar (см., например, [1–3]).

Лабораторные примеры перевернутых пограничных слоев могут быть найдены также в [4], где структура турбулентности устойчивого пограничного слоя исследовалась в аэродинамической трубе. В этом исследовании пограничный слой классифицировался как перевернутый пограничный слой, если турбулентность возрастала с высотой и пере-

нос энергии турбулентности оказывался направленным к поверхности.

Возможно, подобная структура может развиваться при течении воздуха над поверхностью с крупномасштабной шероховатостью (городом), когда горизонтальный градиент температуры между нагретым воздухом над городом и воздухом над примыкающей к нему более холодной поверхностью окружения генерирует турбулентную термическую циркуляцию. Если турбулентность этой циркуляции существенно больше, чем турбулентность, обусловленная процессами вблизи поверхности, вертикальный перенос энергии турбулентности может быть направлен к поверхности. Ситуация, когда урбанизированные поверхности оказываются, вообще говоря, теплее, чем примыкающие к ним окрестности, известна как «городской остров тепла» [6]. Аэродинамическая шероховатость и городской остров тепла создают значительные возмущения полей ветра и температуры из-за интенсивного восходящего течения нагретого неустойчивого воздуха, индуцируемого горизонтальным градиентом температуры между более нагретым воздухом над урбанизированной поверхностью и менее нагретым воздухом над ее окрестностями [7]. При этом вертикальный турбулентный перенос тепла носит нелокальный, противогradientный характер [8, 9].

В настоящем исследовании мезомасштабное моделирование эволюции атмосферного пограничного слоя над термически неоднородной поверхностью с крупномасштабной аэродинамической шероховатостью выполнено с помощью улучшенной

* Альберт Феликсович Курбацкий, Людмила Ивановна Курбацкая (kurbat@nsu.ru).

модели турбулентности, в которой корректно учитывается воздействие эффектов плавучести (термической стратификации среды) на процессы турбулентного переноса [5]. Полученные вертикальные профили скорости, температуры и турбулентных величин в устойчиво стратифицированном пограничном слое анализируются для выяснения возможностей модели воспроизводить крупномасштабные атмосферные эффекты, которые оказывают влияние на перенос импульса, тепла и вещества в пограничном слое над урбанизированными поверхностями.

Нелокальная модель турбулентного переноса импульса и тепла в термически стратифицированном атмосферном пограничном слое

Ниже приводятся полностью явные анизотропные выражения для турбулентных потоков импульса и тепла, в которых физически корректно учитывается воздействие эффектов плавучести на турбулентный перенос, что отличает их от других моделей (например, [10]). Подробности вывода и сделанные при этом приближения можно найти в [5]. Выражения для турбулентных потоков импульса и тепла имеют следующий вид:

$$\langle uw \rangle, \langle vw \rangle = -K_M \left(\frac{\partial U}{\partial z}, \frac{\partial V}{\partial z} \right); \quad (1)$$

$$\langle w\theta \rangle = -K_H \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \gamma_c, \quad (2)$$

где

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

есть противогradientный член; $K_M = E \tau S_M$ – коэффициент вихревой диффузии импульса; $K_H = E \tau S_H$ – коэффициент вихревой диффузии тепла;

$$\tau = E / \varepsilon, \quad E = \langle u_i u_i \rangle / 2 \quad (4)$$

– кинетическая энергия турбулентности (КЭТ), ε – скорость спектрального расходования КЭТ (диссипация);

$$S_M = \frac{1}{D} \left\{ s_0 \left[1 + s_1 G_H (s_2 - s_3 G_H) \right] + s_4 s_5 (1 + s_6 G_H) (\tau \beta g)^2 \frac{\langle \theta^2 \rangle}{E} \right\}; \quad (5)$$

$$S_H = \frac{1}{D} \left\{ \frac{2}{3} \frac{1}{c_{10}} (1 + s_6 G_H) \right\}; \quad (6)$$

$$G_H \equiv (\tau N)^2, \quad G_M \equiv (\tau S)^2; \quad (7)$$

$$N^2 = \beta g \frac{\partial \Theta}{\partial z}; \quad S^2 \equiv \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2; \quad (8)$$

$$D = 1 + d_1 G_M + d_2 G_H + d_3 G_M G_H + d_4 G_H^2 + [d_5 G_H^2 - d_6 G_M G_H] G_H; \quad (9)$$

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

$$d_4 = \frac{11}{3} \left(\frac{\alpha_3}{c_{10}} \right)^2, \quad d_5 = \frac{4}{3} \left(\frac{\alpha_3}{c_{10}} \right)^3, \quad d_6 = \frac{2}{3} \alpha_2 \alpha_5 \left(\frac{\alpha_3}{c_{10}} \right)^2;$$

$$s_0 = \frac{2}{3} \alpha_2, \quad s_1 = \frac{1}{\alpha_2} \left(\frac{\alpha_3}{c_{10}} \right), \quad s_2 = \alpha_2 - \alpha_5, \quad s_3 = \alpha_5 \left(\frac{\alpha_3}{c_{10}} \right),$$

$$s_4 = \alpha_3 \alpha_5, \quad s_5 = \alpha_5 + \frac{4}{3} \alpha_2, \quad s_6 = \frac{\alpha_3}{c_{10}};$$

$$\alpha_1 = \frac{4}{3} \frac{1 - c_2}{c_1}, \quad \alpha_2 = \frac{1 - c_2}{c_1}, \quad \alpha_3 = \frac{1 - c_3}{c_1}, \quad (10)$$

$$\alpha_4 = (1 - c_{20}), \quad \alpha_5 = \frac{1 - c_{20}}{c_{10}}.$$

Численные значения констант в выражениях (10) для турбулентных потоков импульса и тепла (1)–(2) равны:

$$c_1 = 2, \quad c_2 = 0,54, \quad c_3 = 0,8, \quad c_{10} = 3,28, \quad c_{20} = 0,5.$$

Подробности их определения можно найти в [5].

В выражение для вертикального потока тепла (2) аддитивно входит противогradientный член γ_c , появляющийся как результат замыкания турбулентности на уровне моментов второго порядка. Коэффициент вихревой диффузии тепла K_H и противогradient γ_c явно зависят от трех параметров: кинетической энергии турбулентности E , скорости спектрального расходования КЭТ ε , дисперсии флуктуаций температуры $\langle \theta^2 \rangle$ и термической стратификации среды (вектора плавучести βg). Параметры E , ε и $\langle \theta^2 \rangle$ находятся из решения уравнений переноса трехпараметрической модели турбулентности [5].

В региональных модифицированных схемах, например в схеме MRF (Medium Range Forecast), дополнительный противогradientный член γ_c вводится из полуэмпирических соображений для учета вклада крупномасштабных вихрей в полный поток тепла [11]. Эта нелокальная коррекция потока применяется только к температуре и влажности для случая конвективного перемешивания, но не для устойчивого случая. Для устойчивого планетарного пограничного слоя предлагаются иные модификации, например эмпирические параметризации для турбулентных потоков импульса и тепла, имеющие вид степенных функций от gradientного числа Ричардсона [11, 12].

Модель турбулентности (1)–(10) не предполагает раздельного рассмотрения конвективного и устойчивого пограничных слоев. Следует также отметить, что в выражения (1)–(2) входят только те «стандартные константы», которые появляются при моделировании отдельных статей баланса уравнений переноса турбулентных потоков импульса и скаляра (температуры, концентрации) в замкну-

той форме. Никакого изменения этих постоянных параметров не делается при численном моделировании суточной эволюции структуры атмосферного пограничного слоя с переходом его из состояния развитого конвективного перемешивания в (сильно) устойчивое состояние в ночные часы.

Турбулентный перенос импульса и тепла в устойчиво стратифицированном пограничном слое над шероховатой поверхностью: результаты численного моделирования

Особенности турбулентного переноса импульса и тепла в устойчивом пограничном слое над урбанизированной поверхностью рассматриваются при реализации простого двумерного вычислительного теста (подробности можно найти в [5, 13]). Ограничимся здесь лишь некоторыми замечаниями. Структурные элементы крупномасштабной шероховатости явно не разрешаются, а эффект их воздействия на трансформацию полей скорости, температуры и турбулентность учитывается параметрически. В определяющие уравнения пограничного слоя (и уравнения трехпараметрической модели турбулентности) в аддитивной форме включаются дополнительные источники членов. Эффекты плавучести учитываются в приближении Буссинеска.

Обсуждаемые ниже результаты получены при реализации простого двумерного вычислительного теста. Горизонтальная протяженность области интегрирования равна 120 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). Поверхность с круп-

номасштабной аэродинамической шероховатостью (модель города) протяженностью 10 км располагалась в центре вычислительной области с абсциссой от 45 до 55 км. Метеорологические начальные условия определялись заданием в начальный момент геострофического ветра с максимальной скоростью, равной 3 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

$$\Theta_g(x, 0, t) = 6\sin(\pi t/43200), \quad (11)$$

где t — текущее время, с. 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 (11), но с амплитудой, увеличенной на 4°. На поперечных границах для всех искомых функций нормальные производные полагались равными нулю. Этому же граничному условию удовлетворяли искомые функции и на вертикальной границе (остальные граничные условия см. в [5]).

Такой способ инициализации острова тепла носит модельный характер и впоследствии будет уточнен путем нахождения температуры поверхности из решения уравнения баланса энергии на поверхности с учетом всех потоков тепла, в том числе и радиационных, что позволит более аккуратно моделировать и тепловой режим крупномасштабных элементов шероховатости.

На рис. 1, а, б приведены вертикальные профили горизонтальной скорости ветра и КЭТ в центре урбанизированной поверхности, полученные в результате численного моделирования эволюции пограничного слоя на 12 ч полуденного времени. Этот момент времени отвечает хорошо развитому конвективному перемешиванию в пограничном слое.

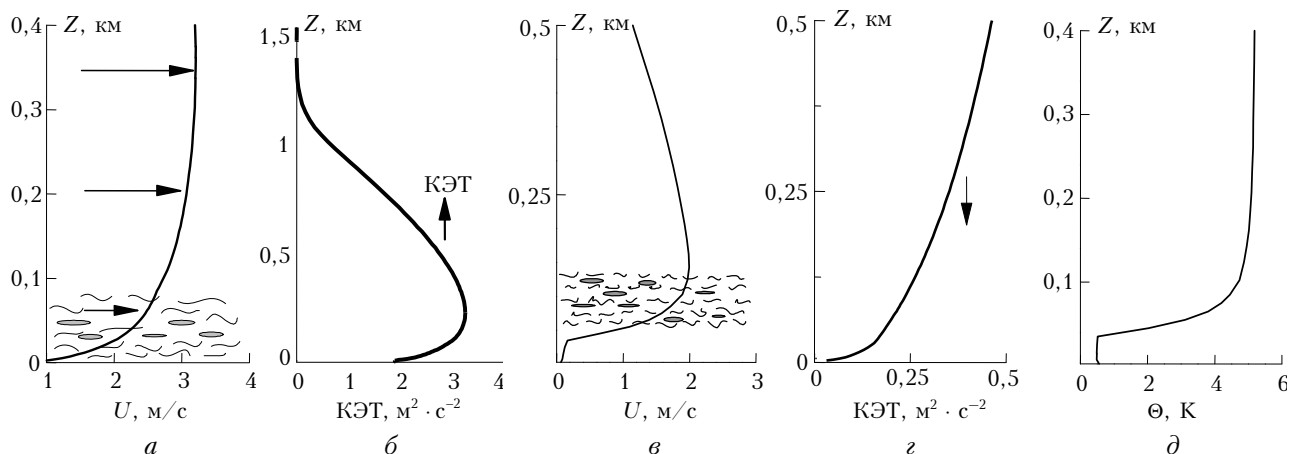


Рис. 1. Профиль горизонтальной скорости ветра U (а) и вертикальный профиль КЭТ (б) в «традиционном» атмосферном пограничном слое, результат численного моделирования на 12 ч полуденного времени; профиль горизонтальной скорости ветра (в) и вертикальный профиль КЭТ (г) в «перевернутом наоборот» (*upside-down*) атмосферном пограничном слое, результат численного моделирования на 03:00 ч ночного времени; вертикальный профиль отклонения потенциальной температуры Θ от «стандартного» значения на 03:00 ч ночного времени (д). Все профили приведены для центра урбанизированной поверхности

Генерация КЭТ происходит вблизи поверхности, энергия переносится от поверхности внутрь пограничного слоя. Профили на рис. 1, *в–д* относятся к сильно устойчивому, ночному пограничному слою (03:00 ч ночи). В контексте настоящего моделирования их поведение связано, главным образом, с коллапсом интенсивной дневной термической циркуляции над урбанизированной поверхностью при переходе пограничного слоя из состояния турбулентного конвективного перемешивания в устойчивое состояние в вечерние и ночные часы. Теперь перенос КЭТ происходит в направлении к поверхности (рис. 1, *з*). И пограничный слой на этот момент времени можно отнести к категории *upside-down*. На рис. 1, *д* показан вертикальный профиль отклонения потенциальной температуры от стандартного значения [5] на 03:00 ч ночи.

Некоторые особенности переноса импульса и тепла в сильно устойчивом пограничном слое (на 03:00 ч ночного времени) можно обнаружить из поведения турбулентного числа Прандтля в зависимости от градиентного числа Ричардсона на рис. 2.

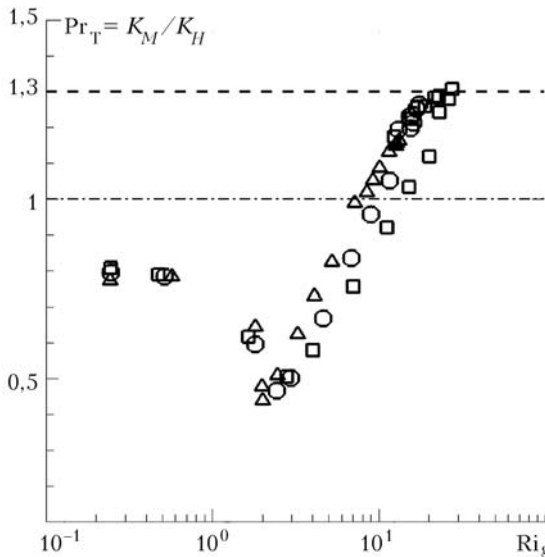


Рис. 2. Вычисленные профили турбулентного числа Прандтля в зависимости от градиентного числа Ричардсона (символы различной конфигурации – результат численного моделирования для (сильно) устойчивого пограничного слоя в различные моменты времени: \square – 22:00, \triangle – 24:00, \circ – 03:00)

Для устойчиво стратифицированного пограничного слоя над поверхностью с локальной крупномасштабной аэродинамической шероховатостью и локальной термической неоднородностью с возрастанием числа Ричардсона ($Ri_g > 0,2$) ($Ri_g = N^2 / |\partial \mathbf{V} / \partial z|^2$, N – частота Брента–Вайсяля, а $|\partial \mathbf{V} / \partial z|$ – градиент скорости) турбулентность течения подавляется устойчивой стратификацией и перенос импульса и тепла турбулентными вихрями уменьшается. При сильной стратификации течение может поддерживаться распространяющимися внутренними волнами, которые могут эффективно транспортировать импульс, но не тепло.

Рис. 2 показывает, что турбулентное число Прандтля Pr_T устойчиво зависит от числа Ричардсона Ri_g ($Pr_T = K_M / K_H$). Такое поведение числа Прандтля качественно согласуется с лабораторными измерениями [4], данными наблюдений в атмосфере (см., например, такую зависимость, скомпилированную в [15]) и результатами LES-моделирования [16]. Зависимость числа Прандтля от числа Ричардсона контрастирует с предположением о постоянном числе Pr_T , принятом в используемых вычислительных схемах, таких как MRF-схема ($Pr_T = 1,3$) и схема Блэкадара ($Pr_T = 1$). Как отмечено в [11], можно поэтому ожидать, что, например, MRF-схема может показывать аномальную диффузию тепла при высоких числах Ri_g и, следовательно, давать завышенное значение температуры. Эта ложная диффузия тепла не должна проявляться в модифицированных схемах, в которых диффузия импульса может поддерживаться внутренними гравитационными волнами в сильно устойчивых течениях, несмотря на решительное ослабление вертикального переноса тепла турбулентными вихрями.

Вертикальные потоки тепла, измеренные в сильно устойчивом пограничном слое в аэродинамической трубе [4], показанные на рис. 3, *а*, оказываются почти нулевыми в нижней части пограничного слоя.

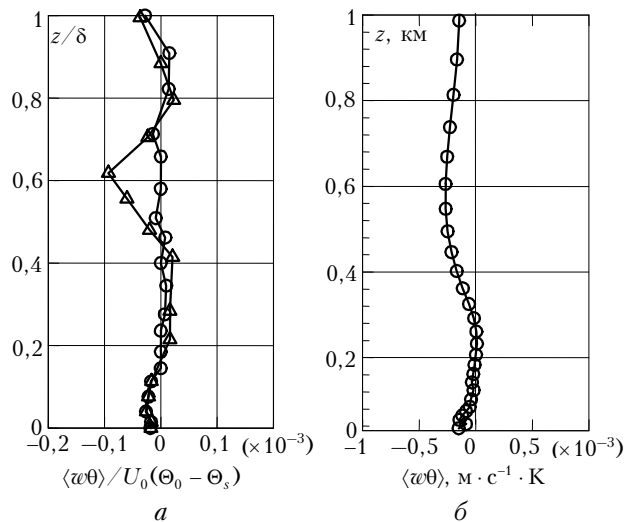


Рис. 3. Вертикальные профили турбулентного потока тепла $\langle w\theta \rangle$: измеренные в лаборатории для условий сильной устойчивой стратификации [4] (*а*) для чисел Ричардсона $Ri_s \equiv g\delta(\Theta_0 - \Theta_s) / (\overline{\Theta} U_0^2) = 0,74$ (линия, отмеченная символом \circ) и $Ri_s \equiv g\delta(\Theta_0 - \Theta_s) / (\overline{\Theta} U_0^2) = 1,31$ (линия, отмеченная символом \triangle) и полученный при численном моделировании эволюции пограничного слоя на 03:00 ч ночного времени в центре урбанизированной поверхности (*б*). Поток тепла $\langle w\theta \rangle$ на рис. 3, *а* представлен в безразмерном виде с привлечением параметров [4]: δ – толщина пограничного слоя, $U = 0$ – скорость окружающего потока, Θ_0 – температура окружающего воздуха, Θ_s – температура охлажденной нижней поверхности пограничного слоя

Вычисленные вертикальные профили вертикального турбулентного потока тепла $w\theta$ представлены на рис. 3, *б*. Можно констатировать качественное

согласие в поведении обеих профилей, несмотря на различные условия проведения экспериментов [4] и настоящего численного моделирования. Такая вертикальная структура турбулентного переноса тепла не следует традиционной концепции пограничного слоя в том смысле, что процессы вблизи поверхности оказываются вторично важными. Потoki тепла $\overline{w\theta}$ на рис. 3 направлены вниз, к поверхности. Такой пограничный слой попадает в общую категорию *upside-down*.

Кроме того, в экспериментах [4] во временных рядах мгновенного потока тепла $w\theta$ ясно прослеживается ряд положительных и отрицательных флуктуаций, периодически показывающих противогradientный перенос тепла. То есть диагностически вычисленный [8] с помощью нелокальной модели турбулентности коэффициент вихревой диффузии тепла $K_H = -\langle w\theta \rangle / (\partial\theta / \partial z)$ оказался отрицательным в области термической циркуляции на подветренной стороне урбанизированной поверхности (результат здесь не представлен), что указывает на нелокальный перенос тепла в сильно устойчивом атмосферном пограничном слое.

Одно из интересных явлений мезомасштабного характера в сильно устойчивом атмосферном пограничном слое связано с формированием низкого уровня ночной струи [2, 3]. Такие струи могут играть важную роль в переносе влажности, импульса и загрязнений как в пределах урбанизированной поверхности, так и за ее пределами вниз по ветру. Струи низкого уровня есть хорошо документированное данными наблюдений явление крупномасштабного характера, которое может возникать вслед за ослаблением конвективных турбулентных напряжений от их полуденного максимума, позволяя ночным ветрам над устойчивым пограничным слоем ускоряться до сверхгеострофических значений.

Турбулентность, генерируемая сдвигом ветра в нижней части струи, может вызывать случайное ночное перемешивание и усиливать обмен в системе «поверхность–атмосфера», тем самым оказывая влияние на дисперсию опасных материалов вблизи поверхности. Поэтому в последнее время уделяется внимание моделированию структурных особенностей, вызываемых такими мезомасштабными явлениями, как ночные струи низкого уровня в устойчивом атмосферном пограничном слое. При этом используется априорная информация о профиле ветра в пограничном слое как в LES-методе [14], так и в «стандартной» вычислительной схеме WRF (the Weather Research and Forecast) с параметризацией турбулентности уровня 2,5 [17].

На рис. 4, а показан нормализованный профиль ветра в ночном пограничном слое (03:00 ч) над урбанизированной поверхностью, полученный при численном моделировании эволюции пограничного слоя с нелокальной моделью турбулентности, а на рис. 4, б — осредненный профиль ветра ночной струи низкого уровня, полученный из данных измерений [3] для устойчивого горизонтально-однородного атмосферного пограничного слоя. Несмотря

на похожий характер поведения, в моделировании не фиксируется ускорение скорости ветра выше пограничного слоя, инициирующее ночную струю.

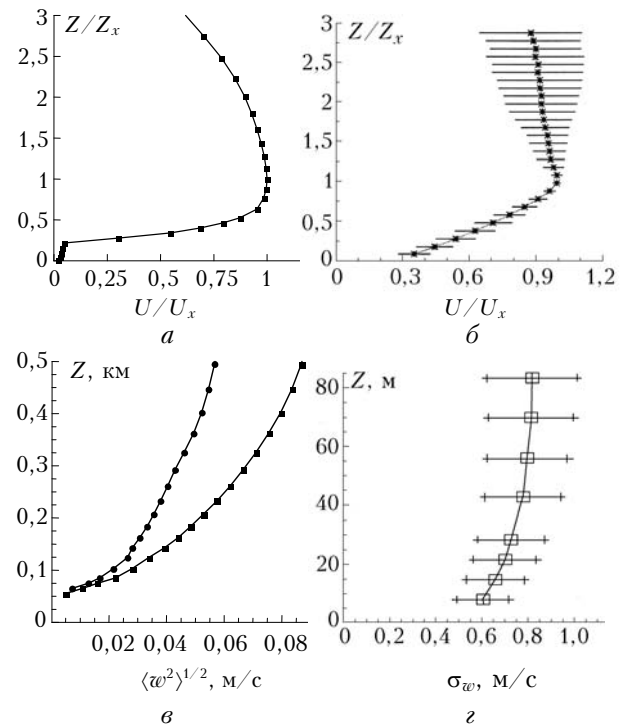


Рис. 4. Нормализованные вертикальные профили ветра: профиль, вычисленный для ночного пограничного слоя (03:00) в центре урбанизированной поверхности (а) (U_x — максимальная скорость ветра; Z_x — значение вертикальной координаты максимального значения скорости ветра), и средний профиль ветра в горизонтально-однородном атмосферном пограничном слое, построенный по данным измерений [3] (б) (U_x — скорость низкоуровневой струи; Z_x — высота «носика» струи). Вертикальные профили вертикальной интенсивности турбулентности: вычисленный за пределами урбанизированной поверхности вниз по ветру (в) на 24:00 ч (—■—) и 03:00 ч (—●—) ночного времени и измеренный на метеомачте в 1 км вниз по ветру от города [17] (г)

Точно так же модель турбулентности уровня замыкания 1.5 в [18] не воспроизводит ускорение потока с образованием ночной струи для полностью турбулентной ночи (с сильным сдвигом ветра). Эта недостаточность в [18] не может быть объяснена потерей вертикального разрешения при моделировании. Как и в настоящем моделировании, в [18] геострофический ветер в начальный момент времени задавался постоянным по высоте, основываясь на данных наблюдений о том, что воздействие бароклинности было относительно малым. Возможно, что бароклинность может играть роль в заострении профиля скорости с образованием «носика» струи. Вместе с тем рис. 4, в показывает, что на этот момент времени (03:00 ч ночи) перенос энергии турбулентности происходит к поверхности, что согласуется с данными измерений на мачте в следе за городом [16] (рис. 4, г). Кроме того, при моделировании фиксировалось и распространение КЭТ вниз

по ветру на подветренную сторону урбанизированной поверхности (здесь не показанное). Однако вопрос адекватного представления ночной струи низкого уровня вычислительными моделями остается открытым и требует дальнейшего исследования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 06-05-64002, 07-05-00673).

1. Mahrt L., Vickers D. Contrasting vertical structures of nocturnal boundary layers // Bound.-Layer Meteorol. 2002. V. 105. P. 351–362.
2. Balsley B.B., Frehlich R.G., Jensen M.L., Meiller Y. High-resolution in situ profiling through the stable boundary layer: Examination of the SBL top in terms of minimum shear, maximum stratification, and turbulence decrease // J. Atmos. Sci. 2006. V. 63. P. 1291–1307.
3. Banta R.M., Pichugina Y.L., Brewer W.A. Turbulent Velocity-Variance Profiles in the Stable Boundary Layer Generated by a Nocturnal Low-Level Jet // J. Atmos. Sci. 2006. V. 63. P. 2700–2719.
4. Ohya Y. Wind-tunnel study of atmospheric stable boundary layers over a rough surface // Bound.-Layer Meteorol. 2001. V. 98. P. 57–82.
5. Курбацкий А.Ф., Курбацкая Л.И. Трехпараметрическая модель турбулентности для атмосферного пограничного слоя над урбанизированной поверхностью // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2006. Т. 42. № 4. С. 476–494. (Kurbatskii A.F., Kurbatskaya L.I. Three-Parametric Model of Turbulence for the Atmospheric Boundary Layer over an Urbanized Surface // Izv. Atmos. and Ocean. Phys. 2006. V. 42. P. 439–455).
6. Оке Т.П. Климаты пограничного слоя. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 358 с.
7. Kurbatskii A.F. Computational Modeling of the Turbulent Penetrative Convection above the Urban Heat Island in a Stably Stratified Environment // J. Appl. Meteorol. 2001. V. 40. P. 1748–1761.
8. Kurbatskiy A.F., Kurbatskaya L.I. Modeling and Simulation of Thermal Air Circulation above an Urbanized Area // Proc. the 5th IASME/WSEAS Int. Conf. in Heat Transfer: Thermal Engineer. and Environ. Athens, Greece, 2007. P. 220.
9. Kurbatskii A.F. Countergradient heat transfer in the atmospheric boundary layer over a rough surface // Izv. Atmos. and Ocean. Phys. 2008. V. 44. N 2. P. 160–166.
10. Vu T.C., Ashie Y., Asaeda T. A $k - \epsilon$ turbulence model for the atmospheric boundary layer including urban canopy // Bound.-Layer Meteorol. 2002. V. 102. P. 459–490.
11. Lee S.-M., Giori W., Princevac M., Fernando H.J.S. Implementation of a stable PBL turbulence parameterization for the mesoscale model MM5: nocturnal flow in complex terrain // Bound.-Layer Meteorol. 2006. V. 119. P. 109–134.
12. Monti P., Fernando H.J.S., Princevac M., Chan W.C. Observations of Flow and Turbulence in the Nocturnal Boundary Layer over a Slope // J. Atmos. Sci. 2002. V. 59. P. 2513–2534.
13. Курбацкий А.Ф. Прогноз градиентный перенос тепла в атмосферном пограничном слое над шероховатой поверхностью // Изв. РАН. Физ. атмосфер. и океана. 2008. Т. 44. № 2. С. 1–7.
14. Cuxart J., Jimenez M.A. Mixing Processes in a Nocturnal Low-Level Jet: An LES Study // J. Atmos. Sci. 2007. V. 64. P. 1666–1679.
15. Esau I., Byrkjedal Q. Application of large-eddy simulation database to optimization of first closures for neutral and stably stratified boundary layers // Bound.-Layer Meteorol. 2007. V. 125. P. 207–225.
16. Beare R.J., MacVean M.K., Holstag A.A. M., Cuxart J., Esau I., Golaz J.C., Jimenez M.A., Khairouidinov M., Kosovic B., Lewellen D., Lund T.S., Lundquist J.K., McCabe A., Moene A.F., Noh Y., Raash S., Sullivan P. An Intercomparison of Large Eddy Simulations of the Stable Boundary Layer // Bound.-Layer Meteorol. 2006. V. 118. P. 247–272.
17. Lundquist J.K., Mirocha J.D. Interaction of Nocturnal Low-Level Jets with Urban Geometries as Seen in Joint Urban 2003 data // J. Appl. Meteorol. Climatol. 2008. V. 47. P. 44–58.
18. Steeneveld G.J., van de Wiel B.J.H., Holstag A.A.V. Modeling the Evolution of the Atmospheric Boundary Layer Coupled to the Land Surface for Three Contrasting Nights in CASES-99 // J. Atmos. Sci. 2006. V. 63. P. 920–935.

A.F. Kurbatskiy, L.I. Kurbatskaya. Modeling of vertical structure of nocturnal boundary layer over a rough surface.

Results of numerical modeling of some structural features of a nocturnal atmospheric boundary layer over the urbanized surface are presented. The mesoscale model includes the improved nonlocal parameterization of the turbulence, developed on the basis of three-parametric turbulence model. The turbulent Prandtl number shows a stable dependence on the gradient Richardson number, while the vertical turbulent heat transfer shows the countergradient character. It is shown, that in a nocturnal boundary layer the «*upside-down* boundary layer structure» is fixed.