

**РЕАЛИЗАЦИЯ АЛГОРИТМА РАСЧЕТА
ТУРБУЛЕНТНОГО МАСШТАБА ДЛИНЫ,
ОСНОВАННОГО НА МЕТОДЕ СМЕЩЕНИЯ ЧАСТИЦ
ВОЗДУХА ПОД ВЛИЯНИЕМ СИЛ ПЛАВУЧЕСТИ,
В МОДУЛЕ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ
МОДЕЛИ COSMO-RU ГИДРОМЕТЦЕНТРА РОССИИ**

В.Л. Перов

*Гидрометеорологический научно-исследовательский
центр Российской Федерации
perov@metcom.ru*

Введение

Для расчета турбулентности ряд современных численных моделей прогноза погоды (включая COSMO-RU) использует схему расчета турбулентности «порядка один и одна вторая» [1, 4]. В этой схеме используется уравнение кинетической энергии турбулентности (E) и турбулентный масштаб длины (путь смещения) l . Вертикальные коэффициенты турбулентного переноса для момента количества движения, тепла и влаги находятся как произведение $l \cdot E^{1/2}$. Это произведение затем умножается на специально подобранные безразмерные функции, величина которых зависит от устойчивости (числа Ричардсона). Для вычисления E решается нестационарное нелинейное уравнение, выведенное для вторых моментов и имеющее ясную физическую интерпретацию его слагаемых, а именно: генерация E за счет сдвига ветра, генерация (затухание) за счет сил плавучести, затухание E за счет диффузии и за счет диссипации. Вычисление физически обоснованного турбулентного масштаба длины, являющегося физической характеристикой размера энергонесущих атмосферных турбулентных вихрей, важно

для расчета коэффициентов турбулентного переноса. Однако в ряде моделей, в том числе в COSMO-RU, для вычисления l используется простая локальная диагностическая формула, полученная Блэкадаром для нейтральной стратификации над ровной подстилающей поверхностью [3]. Формула дает асимптотику $l \sim kz$ вблизи подстилающей поверхности и $l \sim l_0$ на верхней границе пограничного слоя. Величина l_0 в разных моделях изменяется от 200 до 500 м. Если нижняя асимптотика выполняется достаточно хорошо и подтверждается многочисленными экспериментальными данными, то в верхней части пограничного слоя появляются проблемы. Так, пограничный слой атмосферы в верхней части часто имеет слой инверсии температуры, т.е. устойчивый слой, в котором турбулентные вихри должны затухать, и, следовательно, l стремится к своему минимальному значению. Однако формула Блэкадара дает максимальные значения для l в верхней части пограничного слоя и над ним. Кроме того, в формулу для диссипации кинетической энергии турбулентности путь смещения l входит в знаменателе. Получается совершенно нефизическая картина в верхней части пограничного слоя при применении формулы Блэкадара. Следуя формуле, в устойчивом слое l увеличивается, а диссипация падает, увеличивая турбулентную кинетическую энергию E . Хотя, с физической точки зрения, в устойчивом слое должно быть наоборот: l должен уменьшаться, а диссипация увеличиваться, уменьшая величину E . Другой областью, где формула Блэкадара дает нефизические результаты, является конвекция. Во время конвекции нагретые частицы воздуха могут подниматься из пограничного слоя на значительную высоту, при этом высота подъема зависит от E на уровне, с которого начинается подъем, и от стратификации на различных уровнях, расположенных выше (ниже) исходного уровня, т.е. формула для вычисления l должна быть нелокальной. Однако формула Блэкадара дает только локальную зависимость l от высоты. Приведенные и другие соображения приводят к необходимости рассмотреть другие алгоритмы расчета l в турбулентном блоке модели COSMO-RU [2, 6].

В настоящей работе используется алгоритм вычисления турбулентного масштаба длины, основанный на методе смещения частиц воздуха с уровня z вверх (вниз) под действием силы плавучести и имеющих на этом уровне определенную кинетическую энергию турбулентности E [2]. При таком подходе l зависит не только от стратификации в слое,

где находится уровень z , но и от стратификации в других слоях, расположенных выше (ниже) рассматриваемого слоя (нелокальный l). В настоящей работе проводится сравнение расчетов с двумя различными турбулентными масштабами длины, локальным и нелокальным, по трехмерной модели COSMO-RU, версия 4.13. По результатам расчетов сделаны выводы о преимуществе нелокального масштаба длины, по сравнению с локальным, в частности для конвективных случаев.

Описание алгоритма

В настоящее время во всех версиях модели COSMO-RU для вычисления пути смешения l используется формула Блэкадара [3], основанная на хорошо известном и широко используемом факте, что путь смешения в пограничном слое над горизонтальной твердой поверхностью пропорционален расстоянию от поверхности

$$l(z) = l_0[kz / (kz + l_0)]. \quad (1)$$

В качестве коэффициента пропорциональности используется константа Кармана ($k = 0,4$). Асимптотическое значение величины пути смешения на верхней границе пограничного слоя l_0 задается постоянным (200 м) для всего времени счета прогноза, хотя можно вычислять l_0 по формуле, которая использует кинетическую энергию турбулентности [5]

$$l_0 = \alpha \int_0^{\infty} (2E)^{1/2} z dz / \int_0^{\infty} (2E)^{1/2} dz, \quad (2)$$

где α – константа. Вычисление $l(z)$ по формуле (1) дает хорошие результаты вблизи подстилающей поверхности, однако с удалением от нее возникают проблемы. Так, на верхней границе пограничного слоя, где часто наблюдается температурная инверсия, $l(z)$ должен убывать с высотой, но, согласно (1), $l(z)$ продолжает монотонно расти, показывая локальную зависимость от z . Этот пример показывает, что $l(z)$ в пограничном слое атмосферы является нелокальной функцией z . Отметим, что в варианте 4.13 модели COSMO влияние температурной инверсии на путь смешения вводится через дополнительное слагаемое в интерполяционной формуле для l :

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{kz} + \frac{1}{l_0} + \frac{N}{cE^{1/2}}, \quad (3)$$

где N – слагаемое, описывающее вертикальный градиент температуры; c – константа. Это слагаемое улучшает поведение l в слое инверсии, однако, как будет показано ниже, переход от роста пути смешения с высотой к его затуханию в инверсионном слое происходит очень резко, создавая проблемы для аппроксимации некоторых функций по вертикали.

Альтернативой подходу, основанному на формуле Блэкадара, является метод расчета смешения частиц воздуха под действием силы плавучести [2]. Идея метода состоит в том, что группа частиц воздуха, находящихся на уровне z и имеющих при этом турбулентную кинетическую энергию $(E)z$, может максимально подняться (опуститься) до уровня, где их начальная $(E)z$ уравнивается действием сил плавучести. Математически это выражается формулами:

$$\int_{z-l_{\text{вниз}}}^z \frac{g}{\theta_{v \text{ фон}}} [\theta_v(z) - \theta_v(z')] dz' = E(z); \quad \int_0^{z+l_{\text{вверх}}} \frac{g}{\theta_{v \text{ фон}}} [\theta_v(z') - \theta_v(z)] dz' = E(z) \quad (4)$$

$$z - l_{\text{вниз}} \geq 0,$$

где θ_v – виртуальная потенциальная температура; $\theta_{v \text{ фон}}$ – фоновое значение θ_v ; g – ускорение свободного падения; $l_{\text{вверх}}$ и $l_{\text{вниз}}$ – максимальные расстояния, на которые частицы воздуха, имеющие на уровне z кинетическую энергию турбулентности $E(z)$, поднимаются или опускаются под действием сил плавучести. $l_{\text{вверх}}$ и $l_{\text{вниз}}$ рассматриваются как размеры вихрей в направлении вверх и вниз (рис. 1).

Метод позволяет вычислять турбулентный масштаб длины на любом уровне в зависимости от стратификации не только на этом уровне, но и на уровнях, удаленных от рассматриваемого, т.е. вычислять нелокальный путь смешения.

Очевидно, что вблизи поверхности выполняется формула Блэкадара $l_{\text{вниз}} \sim z$. Окончательно для пути смешения выбираем осреднение:

$$L = c_l (l_{\text{вверх}} \cdot l_{\text{вниз}})^{1/2}, \quad (5)$$

где c_l – коэффициент, равный 0,5. Основное преимущество новой формулировки – это возможность определения размера вихрей

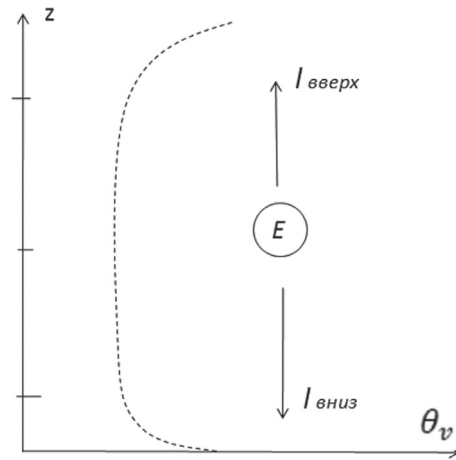


Рис. 1. Схематический вид вычисления турбулентного масштаба длины (пути смещения) l , основанного на методе максимального смещения частиц воздуха по вертикали под действием сил плавучести.

в зависимости от величины турбулентной кинетической энергии на уровне z , температурной стратификации на каждом уровне модели и от расстояния до подстилающей поверхности. Отметим, что при таком подходе путь смещения на высоте z оказывается *нелокальным*, т.к. он зависит от стратификации на уровнях, расположенных выше и ниже этой высоты.

Результаты расчетов

На рис. 2 изображены рассчитанные по модели COSMO-RU турбулентные масштабы длины для локального l , локального с коррекцией l_k и нелокального L для начала конвекции, 12 ч (время Московское) для г. Москвы 17.07.2009 года. Видно, что локальный l монотонно растет с высотой, что физически неоправданно в верхней части пограничного слоя. Инверсионная поправка дает уменьшение локального l_k в инверсионном слое, но это происходит резко. Наиболее правильно с физической точки зрения поведение нелокального L , который имеет максимум в слое 200–300 м и затем плавно убывает с высотой к верхней границе пограничного слоя.

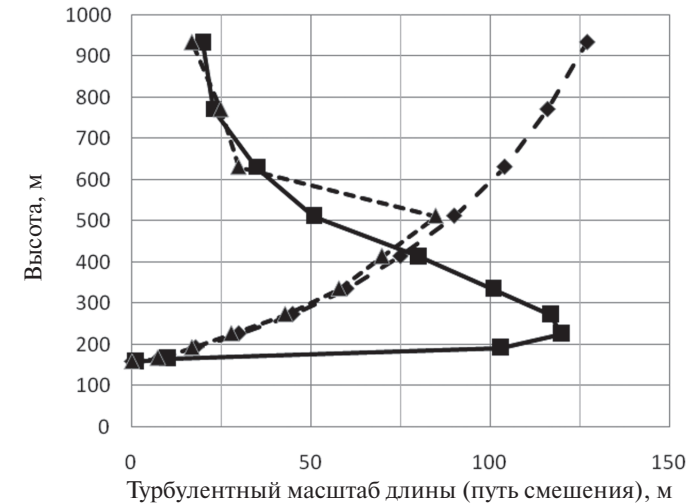


Рис. 2. Рассчитанные в модели COSMO-RU турбулентные масштабы длины: для локального l (длинный штрих), локального с коррекцией для температурной инверсии l_k (короткий штрих) и нелокального L (сплошная линия), г. Москва, 12 ч 17.07.2009 г.

На рис. 3 приведены турбулентные масштабы длины для времени развитой конвекции (15 ч). Видим, что сохраняются те же закономерности, что и на рис. 2, только значение нелокального L выросло по величине (до 400 м) и его максимум передвинулся на уровень 1250 м, что характерно для развитой конвекции. На рис. 4 показаны рассчитанные по модели COSMO-RU с разными турбулентными масштабами длины вертикальные профили температуры в сравнении с данными профилемера МПТ-5 (только до высоты 600 м) для г. Москвы (Гидрометцентр России), 12 ч 17.07.2009 года. Видно, что температура в варианте с локальным l_k ниже, чем в варианте с нелокальным L , которая ближе к данным профилемера. На рис. 5 показаны рассчитанные по двум вариантам профили потенциальной температуры до высоты 2200 м в сравнении с данными радиозондирования в г. Долгопрудный для 15 ч (развитая конвекция). Снова видно, что в варианте с нелокальным L температура теплее и ближе к данным радиозондирования, чем в варианте с локальным l_k .

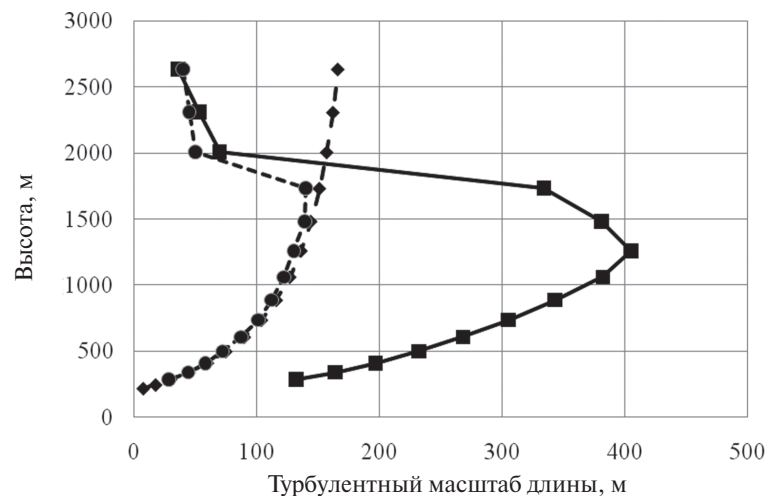


Рис. 3. Рассчитанные в модели COSMO-RU турбулентные масштабы длины: локальный l (длинный штрих), локальный с коррекцией для инверсии l_k (короткий штрих) и нелокальный L (сплошная линия) для времени развитой конвекции, г. Москва, 15 ч 17.07.2009 г.

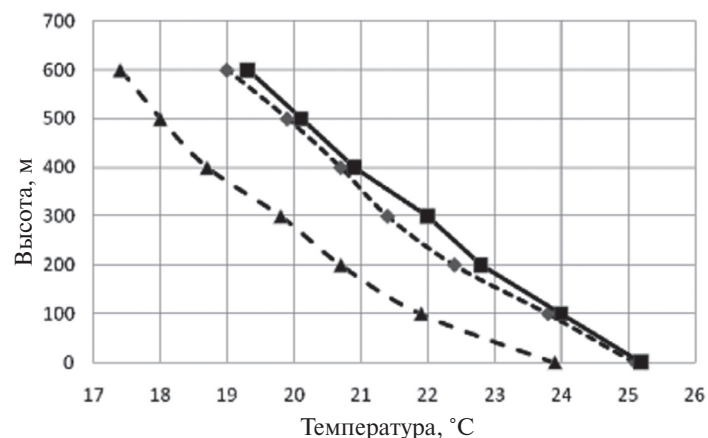


Рис. 4. Рассчитанные в модели профили температуры с локальным l_k (длинный штрих) и нелокальным L (короткий штрих). Сплошная линия – данные профилера МПТ-5, г. Москва, 12 ч 17.07.2009 г.

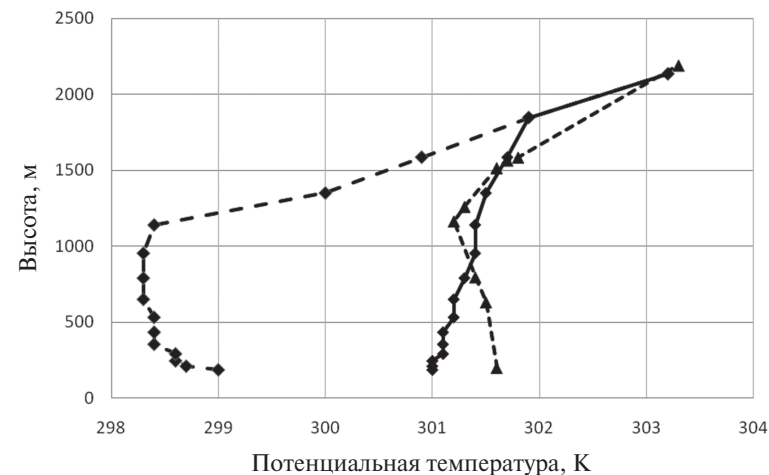


Рис. 5. Рассчитанные в модели вертикальные профили потенциальной температуры с локальным l_k (длинный штрих) и нелокальным L (сплошная линия). Короткий штрих – данные радиозондирования, г. Долгопрудный, 15 ч 17.07.2009 г.

На рис. 6 представлены рассчитанные вертикальные профили коэффициентов турбулентности для температуры, для модели с локальным и нелокальным турбулентными масштабами длины. Видно, что в случае с локальным l_k коэффициент вертикального турбулентного обмена (штриховая линия) имеет максимум вблизи верхней границы пограничного слоя величиной $800 \text{ м}^2/\text{с}$. Максимум расположен очень высоко, а его величина очень большая для начального периода конвекции. Нелокальный L дает максимум коэффициента вертикальных турбулентного обмена (сплошная линия) вблизи подстилающей поверхности, что характерно для начального периода конвекции.

На рис. 7 приведены поля разности рассчитанных температур (вариант с нелокальным L минус вариант с локальным l_k) на уровне $\sim 500 \text{ м}$ для двух областей, 15 ч 17.07.2009 года. Левый рисунок – область, охватывающая северную часть Каспийского моря и регион, лежащий к северу. Эта область выбрана по причине отсутствия здесь облачности. Правый рисунок – область, охватывающая центральный регион европейской территории вокруг г. Москвы. Здесь наблюдалась

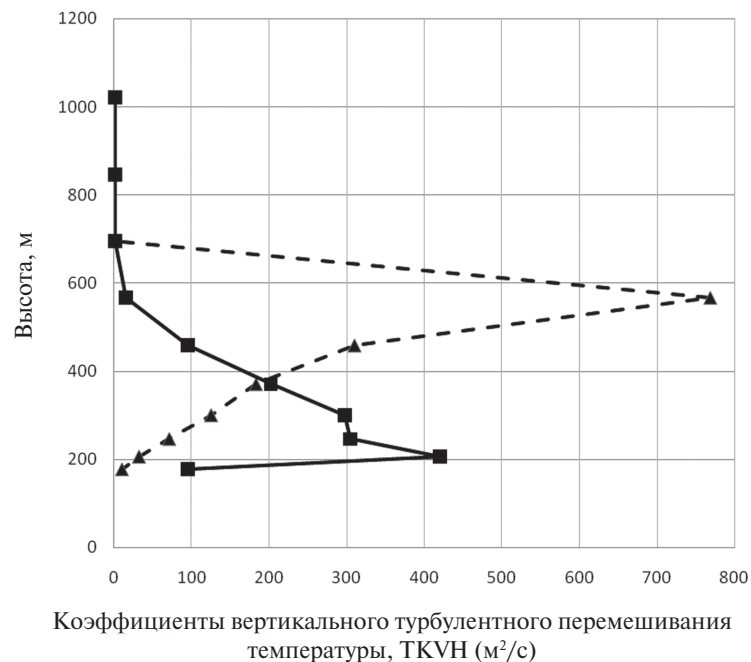


Рис. 6. Рассчитанные вертикальные коэффициенты турбулентности $TKVH(m^2/c)$ для температуры в модели с локальным (штрих) и нелокальным (сплошная линия) турбулентными масштабами длины, г. Москва, 12 ч 17.07.2009 г.

значительная облачность в рассматриваемый период. Видно, что в Каспийском регионе разность температур в основном положительная и достигает $2,5^{\circ}C$. Только над морем наблюдается небольшая область отрицательной разности температур (заштрихованная часть). На правом рисунке картина не так однозначна. Здесь, наряду с положительными значениями разности температур ($2-4^{\circ}C$), встречаются и отрицательные ($1-2^{\circ}C$) (заштрихованные области). Такая ситуация, по нашему мнению, связана с прямыми обратными связями поля температуры и поля облачности и требует дальнейшего изучения.

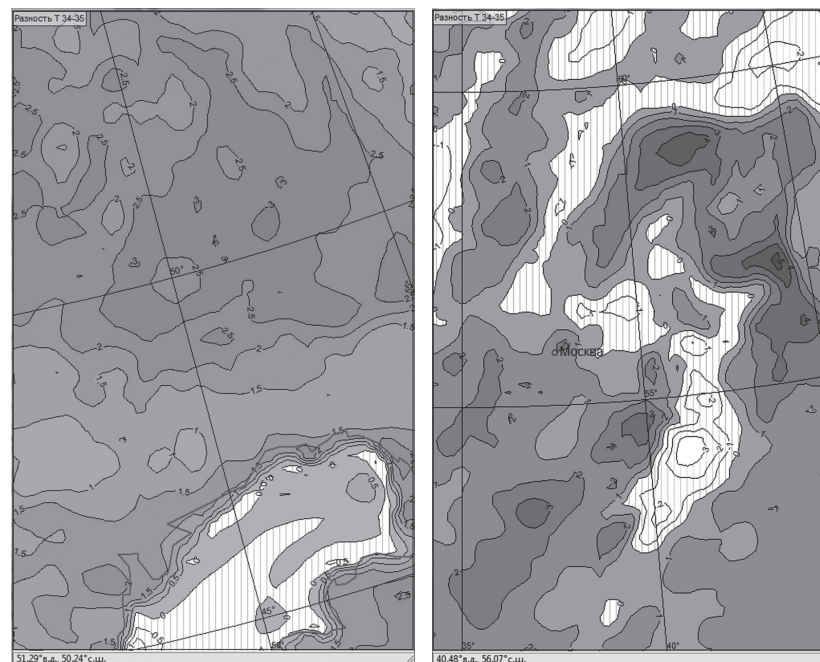


Рис. 7. Поля разности температур (вариант с нелокальным L минус вариант с локальным l_c) на уровне ~ 500 м для двух областей, 15 ч 17.07.2009 г.

Заключение

Для модели COSMO-RU Гидрометцентра России развит алгоритм вычисления турбулентного масштаба длины (пути смешения), основанный на методе смещения частиц воздуха в поле силы плавучести. В новом алгоритме турбулентный масштаб длины на высоте z зависит не только от стратификации на этой высоте, но и от стратификации на других высотах (нелокальность). Нелокальный алгоритм лучше обоснован физически, по сравнению с локальным алгоритмом турбулентного масштаба длины, который используется в модели в настоящее время. Новый алгоритм адаптирован в модуль TURBDIFF модели COSMO-RU, вариант 4.13. Проведенные расчеты показали преимущество варианта модели с нелокальным

турбулентным масштабом длины при расчете полей температуры, влажности и давления для конвективных ситуаций.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям в рамках Федеральной целевой программы «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2012 гг.» по составной части темы «МЕГАПОЛИС – интегрированные технологии оценки загрязнения атмосферы крупных городов в региональном и глобальном масштабах на основе аэрокосмического и наземного мониторинга для уменьшения негативных последствий антропогенных воздействий».

Список использованных источников

1. Вильфанд Р.М., Ривин Г.С., Розинкина И.А. Мезомасштабный краткосрочный региональный прогноз погоды в Гидрометцентре России на примере COSMO-RU // Метеорология и гидрология. – 2010. – № 1. – С. 5–17.
2. Bougeault P., Lacarrere P. Parametrization of orography-induced turbulence in a meso-scale model // Mon. Weather Rev. – 1989. – Vol. 117. – P. 1872–1890.
3. Blackadar A.K. The vertical distribution of wind and turbulence exchange in a neutral atmosphere // J. Geophys. Res. – 2000. – Vol. 105. – P. 6453–6468.
4. Doms G., Shättler U., Schraff C. A Description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model, User's Guide, 2008. – www.cosmo-model.org.
5. Mellor G.L., Durbin P.A. The structure and dynamics of the ocean surface mixed layer // J. Phys. Oceanogr. – 1975. – Vol. 5. – P. 718–728.
6. Perov V. Development of vertical diffusion models on the base of the spectral theory of turbulence // HIRLAM Newsletter. – 2007. – Vol. 34. – P. 36–41.

Поступила в редакцию 24.06.2011 г.