

**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  $\alpha$  – 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  $(E)z$  уравновесится действием сил плавучести. Математически это выражается формулами:

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

$$z - l_{\text{вниз}} \geq 0,$$

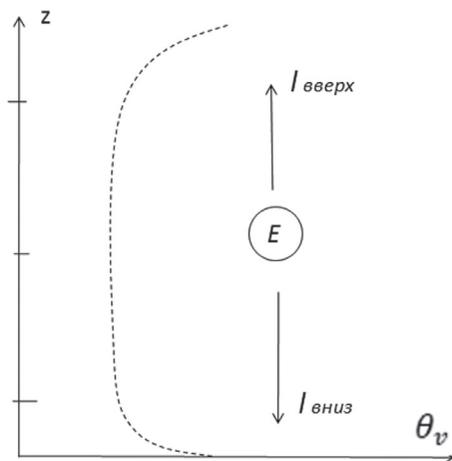
где  $\theta_v$  – виртуальная потенциальная температура;  $\theta_{v \text{ фон}}$  – фоновое значение  $\theta_v$ ;  $g$  – ускорение свободного падения;  $l_{\text{вверх}}$  и  $l_{\text{вниз}}$  – максимальные расстояния, на которые частицы воздуха, имеющие на уровне  $z$  кинетическую энергию турбулентности  $E(z)$ , 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

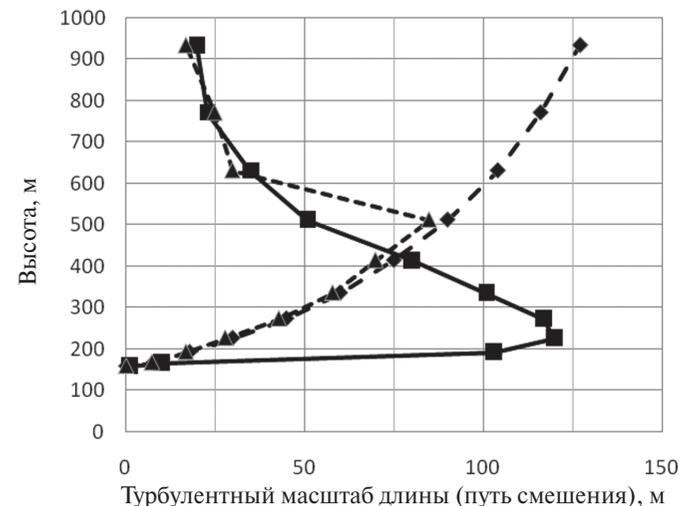


**Рис. 1.** Схематический вид вычисления турбулентного масштаба длины (пути смещения)  $l$ , основанного на методе максимального смещения частиц воздуха по вертикали под действием сил плавучести.

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.

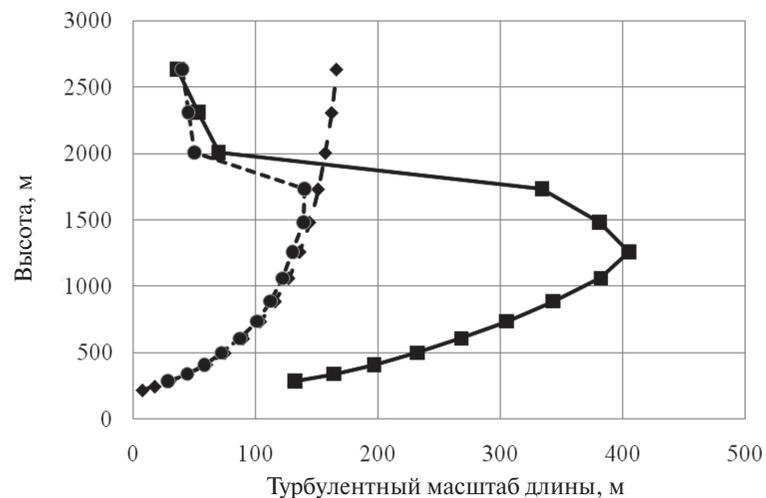
### Результаты расчетов

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.

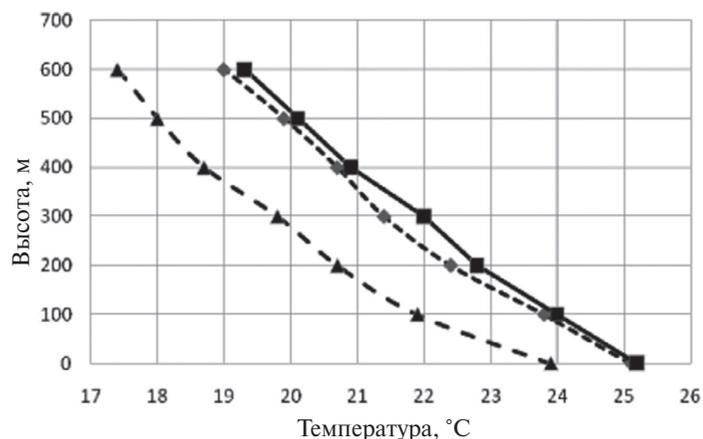


**Рис. 2.** Рассчитанные в модели COSMO-RU турбулентные масштабы длины: для локального  $l$  (длинный штрих), локального с коррекцией для температурной инверсии  $l_k$  (короткий штрих) и нелокального  $L$  (сплошная линия), г. Москва, 12 ч 17.07.2009 г.

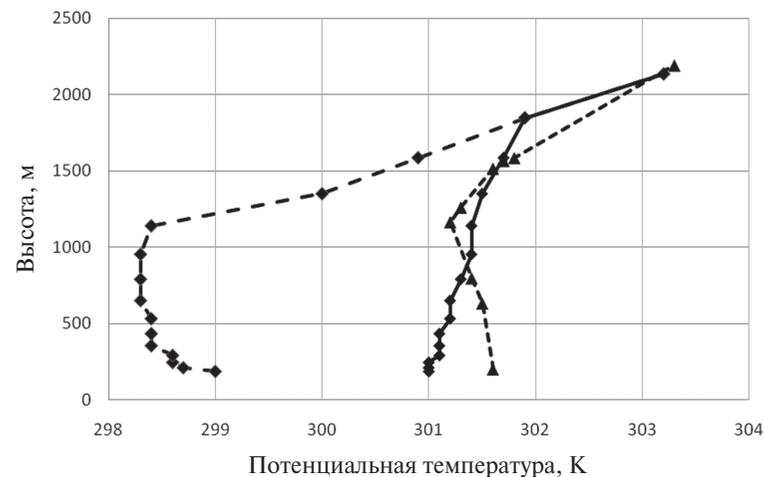
На рис. 3 приведены турбулентные масштабы длины для времени развитой конвекции (15 ч). Видим, что сохраняются те же закономерности, что и на рис. 2, только значение нелокального  $L$  выросло по величине (до 400 м) и его максимум передвинулся на уровень 1250 м, что характерно для развитой конвекции. На рис. 4 показаны рассчитанные по модели COSMO-RU с разными турбулентными масштабами длины вертикальные профили температуры в сравнении с данными профиломера 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 профиломера. 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 профилимера 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

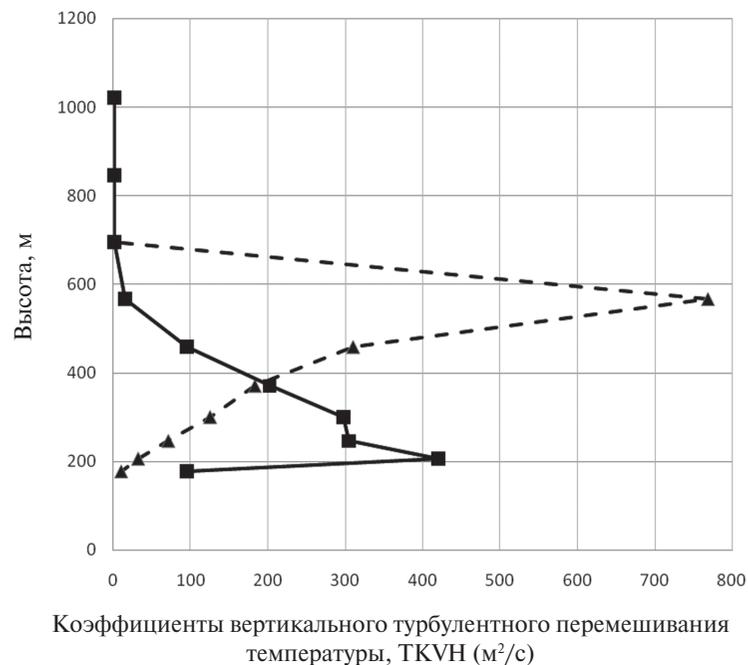


Рис. 6. Рассчитанные вертикальные коэффициенты турбулентности  $TKVH(m^2/c)$  для температуры в модели с локальным (штрих) и нелокальным (сплошная линия) турбулентными масштабами длины, г. Москва, 12 ч 17.07.2009 г.

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.

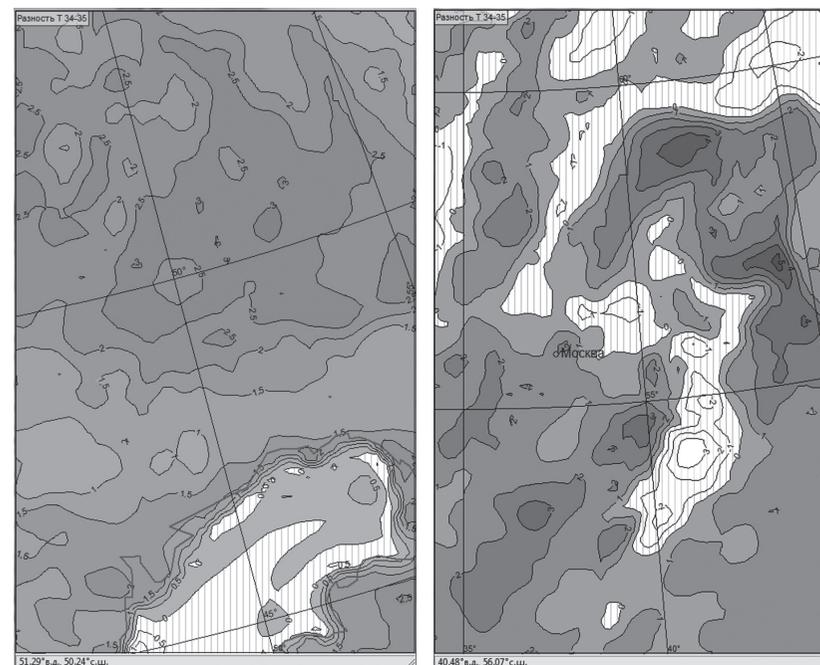


Рис. 7. Поля разности температур (вариант с нелокальным  $L$  минус вариант с локальным  $l_c$ ) на уровне  $\sim 500$  м для двух областей, 15 ч 17.07.2009 г.

### 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.*