Численный прогноз локальных метеорологических условий с использованием суперкомпьютера[1]

А.В. Старченко

Томский государственный университет, Томск
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск

Представлена мезомасштабная метеорологическая модель высокого разрешения для прогноза и исследования погодных явлений и качества приземного воздуха над ограниченной урбанизированной территорией, крупным промышленным или транспортным узлом. Для решения уравнений мезомасштабной модели разработан эффективный явно-неявный разностный метод второго порядка аппроксимации, ориентированный на суперкомпьютерную технику.

Физическая постановка задачи

Основные уравнения модели атмосферного пограничного слоя получаются для осредненных по Рейнольдсу дифференциальных уравнений гидротермодинамики в системе координат, связанной с поверхностью Земли, при следующих допущениях:

1. Мезомасштабные вариации плотности учитываются лишь при представлении силы плавучести в уравнении для вертикальной компоненты скорости (приближение Буссинеска).
2. Молекулярная диффузия полагается пренебрежимо малой по отношению к турбулентному обмену.
3. Учитываются фазовые переходы влаги в атмосферном пограничном слое, коротковолновый и длинноволновый радиационный теплообмен с явным представлением в атмосфере.

Математическая постановка задачи

В этом случае система уравнений мезомасштабной метеорологической модели примет вид [1]:

[1] Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант № 12-01-00433а, и по заданию Министерства образования и науки РФ № 2014/233 (код проекта 2382).

Уравнение неразрывности

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x}+\frac{\partial(\rho v)}{\partial y}+\frac{\partial(\rho w)}{\partial z}=0. \tag{1}$$

Уравнения движения

$$\rho\left(\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}\right)=-\frac{\partial p}{\partial x}+\rho f v+ \\ +\frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial u}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_H\frac{\partial u}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_Z^m\frac{\partial u}{\partial z}\right); \tag{2}$$

$$\rho\left(\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}\right)=-\frac{\partial p}{\partial y}-\rho f u+ \\ +\frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial v}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_H\frac{\partial v}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_Z^m\frac{\partial v}{\partial z}\right); \tag{3}$$

$$\rho\left(\frac{\partial w}{\partial t}+u\frac{\partial w}{\partial x}+v\frac{\partial w}{\partial y}+w\frac{\partial w}{\partial z}\right)=-\frac{\partial p}{\partial z}-\rho g+ \\ +\frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial w}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(K_H\frac{\partial w}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_Z^m\frac{\partial w}{\partial z}\right). \tag{4}$$

Здесь t – время, u, v, w – продольная, поперечная и вертикальная компоненты вектора осредненной скорости ветра в направлении декартовых координат x, y, z соответственно, ρ – плотность, f – параметр Кориолиса, K_H – коэффициент горизонтальной диффузии, K_z^m – коэффициент вертикальной диффузии количества движения, g – ускорение свободного падения, p – давление.

Уравнение баланса энергии

$$\rho\left(\frac{\partial\theta}{\partial t}+u\frac{\partial\theta}{\partial x}+v\frac{\partial\theta}{\partial y}+w\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)=\frac{\partial}{\partial x}\left(K_H\frac{\partial\theta}{\partial x}\right)+ \\ +\frac{\partial}{\partial y}\left(K_H\frac{\partial\theta}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_Z^h\frac{\partial\theta}{\partial z}\right)+\frac{\theta}{c_pT}\left(Q_{rad}-\rho L_w\Phi_v\right). \tag{5}$$

Здесь T – абсолютная температура, θ – потенциальная температура, $\theta = T(p_0 / p)^{R/c_p}$, c_p – теплоемкость воздуха при постоянном давлении, p_0=101300 Н/м^2, R – газовая постоянная, Q_{rad} – нагрев (охлаждение) атмосферы за счет лучистых потоков тепла, распространяющихся в атмосфере, $\rho L_w \Phi_v$ – изменение температуры за счет фазовых переходов воды в атмосфере, K_z^h – коэффициент вертикальной диффузии тепла и влаги, L_w=2,501 МДж/кг – теплота парообразования.

Уравнения изменения удельной влажности воздуха, облачной и дождевой влаги

Предполагается, что в атмосфере влага может присутствовать только в виде водяного пара (q_v), облачной (q_c) и дождевой (q_r) воды. Процессы образования льда не учитываются, то есть используется микрофизика теплого дождя [2], которая включает объемные параметризации для перехода водяного пара в облачную влагу и обратно, захват облачной влаги дождевой, испарения дождевой влаги, а также выражение для скорости осаждения дождевых капель (рис. 1).

$$\frac{\partial(\rho q)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u q)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v q)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w q)}{\partial z} = \rho\Phi_v + \rho\Phi_c + \\ + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_H \frac{\partial q}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_H \frac{\partial q}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z^h \frac{\partial q}{\partial z}\right); \quad (6)$$

$$\frac{\partial(\rho q_r)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u q_r)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v q_r)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w q_r)}{\partial z} = \rho\Phi_r - \frac{\partial(\rho V_r q_r)}{\partial z} + \\ + \frac{\partial}{\partial x}\left(K_H \frac{\partial q_r}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_H \frac{\partial q_r}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_z^h \frac{\partial q_r}{\partial z}\right). \quad (7)$$

Здесь суммарная удельная влажность $q = q_v + q_c$, где q_v – парообразная влага, q_c – облачная влага, q_r – дождевая влага; Φ_v, Φ_c и Φ_r – массовые скорости образования водяного пара, облачной и дождевой влаги соответственно; V_r – скорость осаждения дождевой воды. Для массовых скоростей образования различных видов влаги

справедливо соотношение баланса количества влаги в атмосфере: $\Phi_v + \Phi_c + \Phi_r = 0$.

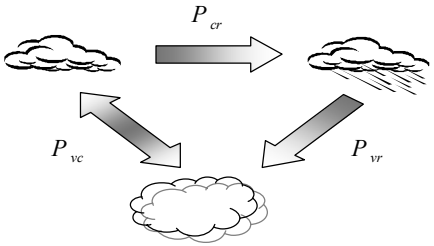


Рис.1. Схема взаимопереходов одних видов влаги в другие

Суммарная удельная влажность $q = q_v + q_c$ может быть разделена на составляющие следующим образом: $q_v = \min\left(q_{sat}, q\right)$, $q_c = \max\left(q - q_{sat}, 0\right)$, где q_{sat} – концентрация водяного пара в воздухе в насыщенном состоянии, выражающаяся как $q_{sat} = \dfrac{0,622 e_s}{p - 0,378 e_s}$, где $e_s = 610 \exp\left(L_w / R_v \left(1/273.15 + 1/T\right)\right)$, $R_v = 461,5$ *Дж/кг·К*.

Источниковые члены уравнений баланса влаги (6) – (7) – Φ_v, Φ_c и Φ_r, представляющие собой массовые скорости образования водяного пара, облачной и дождевой влаги соответственно, можно выразить следующим образом: $\Phi_v = -P_{vc} - P_{vr}$, $\Phi_c = P_{vc} - P_{cr}$, $\Phi_r = P_{cr} + P_{vr}$, где P_{vc} – массовая скорость перехода водяного пара в облачную влагу (конденсация) и обратно (испарение), P_{vr} $\left(\le 0\right)$ – массовая скорость испарения дождевых капель, P_{cr} $\left(\ge 0\right)$ – массовая скорость слипания облачных капель с образованием дождевых (автоконверсия) и захвата облачной влаги дождевой (аккреция) (рис. 1) [2].

$$P_{vc} = \frac{q_v - q_{sat}}{\Delta t} \Bigg/ \left(1 + \frac{L_w}{c_p} \frac{dq_{sat}}{dT}\right),$$

$$P_{cr} = \frac{0,057g}{\mu}\max\left(0;\, q_c - 0,0004\right)\left(\frac{\rho^4 q_c^7}{N_c \rho_{water}}\right)^{1/3} + 0,884 q_c q_r \left(\frac{g L_r \rho}{\rho_{water}}\right)^{1/2},$$

$$P_{vr} = \min\left(0, \frac{q_v}{q_{sat}} - 1\right)\frac{q_r L_r^2}{\rho_{water}}\left[\frac{0,5 + \frac{0,349}{\mu^{1/2}}\left(\frac{\rho_{water} g \rho}{L_r^3}\right)^{1/4}}{\frac{L_w^2}{\lambda_v R_v T^2} + \frac{R_v T}{e_s D_v}}\right],$$

здесь N_c – средняя концентрация облачных капель, значение которой принимается равным $3 \cdot 10^8\ м^{-3}$, ρ_{water} – плотность воды, μ – динамическая вязкость воздуха, L_r – параметр в функции распределения дождевых капель по размерам Маршала–Пальмера, D_v – температуропроводность водяного пара, λ_v – теплопроводность водяного пара. Скорость осаждения дождевой влаги определяется зависимостью $V_r = -2,13\left(\frac{g\rho_{water}}{L_r \rho}\right)^{1/2}$, а скорость осаждения дождя на поверхность определяется как $V_{precipitation} = -\frac{\rho_{surf}}{\rho_{water}} V_r q_{r(surf)}$.

Уравнение состояния

$$p = \rho R T, \quad R = R_0\left[\frac{1-q}{M_{air}} + \frac{q}{M_{H_2O}}\right]; \quad \theta = T(p_0 / p)^{R/c_p}. \qquad (8)$$

Для замыкания системы уравнений (1)–(8) используется двухпараметрическая модель турбулентности, состоящая из уравнений для кинетической энергии и масштаба турбулентности [3], а также алгебраических соотношений для определения коэффициентов турбулентной диффузии. Коэффициенты горизонтальной диффузии оцениваются по формуле Смагоринского.

Начальные условия для уравнений (1)–(8) задаются по результатам интерполирования метеорологических параметров, рассчитанных с использованием модели глобального масштаба.

Граничные условия на верхней границе расчетной области для уравнений (1) – (8) имеют следующий вид:

$$z = H:\ \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial v}{\partial z} = 0,\ \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial q_r}{\partial z} = 0,\ w = 0,\ \frac{\partial \theta}{\partial z} = \gamma\ .$$

На боковых границах используются вычислительные граничные условия «радиационного типа» [4], учитывающие тенденции в изменении мезомасштабных параметров по тенденциям параметров «ведущей» модели прогноза погоды глобального масштаба.

На подстилающей поверхности ставятся условия, соответствующие основным соотношениям теории подобия Монина–Обухова [5]. Согласно этой теории значения потоков динамических, термодинамических и турбулентных параметров определяются в приземном слое атмосферы с использованием масштаба длины Обухова: $L = -\dfrac{\theta V_*^3}{g\kappa\left(\overline{\theta' w'}\right)_w}$. При определении температуры поверхности Земли θ_w решается одномерное нестационарное уравнение теплопроводности и используется поток тепла через поверхность, обусловленный радиационным нагревом (выхолаживанием) и турбулентными потоками тепла и влаги на поверхности; также учитывается температура нижних слоев почвы, изменениями во времени которой при мезомасштабном моделировании можно пренебречь (глубина ≈ 2 м, период моделирования несколько суток).

Численный метод

Для системы уравнений (1)–(8) перед ее численным решением методом сеток применялось преобразование координат вида:

$$\begin{cases} \xi = x \\ \eta = y \\ \sigma = H\dfrac{z - h(x,y)}{H - h(x,y)}. \end{cases} \qquad (9)$$

Здесь H – высота области исследования, $h(x,y)$ – высота рельефа подстилающей поверхности над уровнем моря. Преобразование (9) позволяет отобразить трехмерную область с криволинейной границей на параллелепипед.

Аппроксимация построенной дифференциальной задачи с выполненным преобразованием (9) осуществляется на основе метода

конечного объема и явно-неявных разностных схем. Основная идея этого подхода заключается в разбиении расчетной области на непересекающиеся, граничащие друг с другом конечные объемы так, чтобы один узел расчетной сетки (*i,j,k*) содержался только в своем конечном объеме. Для дискретизации используется равномерная по горизонтальным направлениям сетка, допускающая сгущение сеточных плоскостей при приближении к поверхности Земли.

Разбив таким образом расчетную область, интегрируем каждое дифференциальное уравнение математической модели по каждому конечному объему. Значения компонент скорости определяются на гранях конечных объёмов, а скалярные характеристики – в их центре. При вычислении интегралов используются кусочно-полиномиальные приближения для зависимых величин. Аппроксимация конвективных членов уравнений переноса выполняется с использованием противопотоковой схемы MLU Ван Лира [6]. При дискретизации по времени используется явно-неявная разностная схема, в которой только диффузионные слагаемые по вертикальной координате $\frac{\partial}{\partial z}\left(\Gamma_z \frac{\partial \Phi}{\partial z}\right)$ аппроксимируются по схеме Кранка–Николсон, а остальные члены уравнений – по схеме Адамса–Бэшфорда.

В результате такого приближенного интегрирования получается дискретный аналог системы дифференциальных уравнений – система линейных алгебраических уравнений вида

$$
\begin{aligned}
&-c^{m+1}_{i,j,k}\Phi^{m+1}_{i,j,k-1} + e^{m+1}_{i,j,k}\Phi^{m+1}_{i,j,k} - d^{m+1}_{i,j,k}\Phi^{m+1}_{i,j,k+1} = ap^{0}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i,j,k} + \\
&+\frac{3}{2}(ap^{m}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i,j,k} + ae^{m}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i+1,j,k} + an^{m}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i,j+1,k} + at^{m}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i,j,k+1} + \\
&\quad + aw^{m}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i-1,j,k} + as^{m}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i,j-1,k} + ab^{m}_{i,j,k}\Phi^{m}_{i,j,k-1} + b^{m}_{i,j,k}) - \\
&-\frac{1}{2}(ap^{m-1}_{i,j,k}\Phi^{m-1}_{i,j,k} + ae^{m-1}_{i,j,k}\Phi^{m-1}_{i+1,j,k} + an^{m-1}_{i,j,k}\Phi^{m-1}_{i,j+1,k} + at^{m-1}_{i,j,k}\Phi^{m-1}_{i,j,k+1} + \\
&\quad + aw^{m-1}_{i,j,k}\Phi^{m-1}_{i-1,j,k} + as^{m-1}_{i,j,k}\Phi^{m-1}_{i,j-1,k} + ab^{m-1}_{i,j,k}\Phi^{m-1}_{i,j,k-1} + b^{m-1}_{i,j,k}) + \\
&\quad + c^{m}_{i,j,k}\left(\Phi^{m}_{i,j,k-1} - \Phi^{m}_{i,j,k}\right) + d^{m}_{i,j,k}\left(\Phi^{m}_{i,j,k+1} - \Phi^{m}_{i,j,k}\right).
\end{aligned}
\qquad (10)
$$

Здесь $\left\{\Phi^{m+1}_{i,j,k}\right\}$ – неизвестная скалярная сеточная функция, m – номер временного слоя, со строчных букв начинаются обозначения для коэффициентов разностной схемы. Системы такого вида являются

условно устойчивыми с ограничением на шаг по времени и решаются экономичным методом прогонки вдоль вертикальных сеточных линий.

Для согласования векторного поля скорости и давления на каждом шаге используется схема «предиктор-корректор», в которой сначала предсказываются с использованием разностных схем вида (10) значения компонент вектора скорости при давлении на m-м слое по времени p_h^m, затем после решения разностного уравнения эллиптического типа для $p'_h = p_h^{m+1} - p_h^m$ производится коррекция промежуточных полей скорости с требованием, чтобы скорректированные значения компонент скорости удовлетворяли бы точно разностному уравнению неразрывности.

Параллельный алгоритм

В качестве основного подхода распараллеливания выбрана геометрическая декомпозиция сеточной области на подобласти: каждому процессорному элементу вместе с выделенной сеточной подобластью распределяются все значения сеточной функции $\Phi_{i,j,k}^m$, принадлежащие этой подобласти [7].

После этапа декомпозиции, когда производится разделение данных на блоки для построения параллельного алгоритма, переходим к этапу установления связей между блоками, вычисления в которых будут выполняться параллельно, – планированию коммуникаций. Из-за используемого шаблона явно-неявной разностной схемы для вычисления очередного приближения в приграничных узлах каждой подобласти необходимо знать значения сеточной функции с соседнего граничащего процессорного элемента. Для этого на каждом вычислительном узле создаются фиктивные ячейки для хранения данных с соседнего вычислительного узла и организуются пересылки этих граничных значений, необходимых для обеспечения однородности вычислений [7]. Для передачи данных другим процессорным элементам и получения необходимых для продолжения вычислений данных от них в нашей работе используется стандарт передачи сообщений MPI (Message Passing Interface).

В данной работе для решения разностного уравнения (10) используется метод прогонки, для разностного уравнения для поправки давления p'_h применяется полинейный метод Зейделя с красно-черным упорядочиванием узлов вычислительной сетки [7, 8], параллельная реализация которого при проведении расчетов показывает независимость скорости сходимости итерационного процесса от

количества применяемых процессорных элементов. Важно, что такая реализация алгоритма на многопроцессорной вычислительной системе целиком сохраняет свойство последовательного алгоритма и очень хорошо масштабируется на любое разумное количество вычислительных узлов.

На рис. 2 представлены графики ускорения и эффективности параллельной программы при проведении расчетов по мезомасштабной метеорологической модели для внутренней области на сетке 50x50x30 узлов в течение двух суток моделирования.

Расчеты проводились на вычислительном кластере ТГУ СКИФ Cyberia. Из рис. 2 видно, что разработанный параллельный алгоритм для умеренного количества процессорных элементов (до 25) показывает хорошую масштабируемость и высокую эффективность. Полученные результаты ускорения параллельной программы обеспечивают выполнение требования проведения прогностических расчетов при исследовании и заблаговременном предсказании погоды: получить прогноз на ближайшие сутки за 1 час времени работы программы на суперкомпьютере.

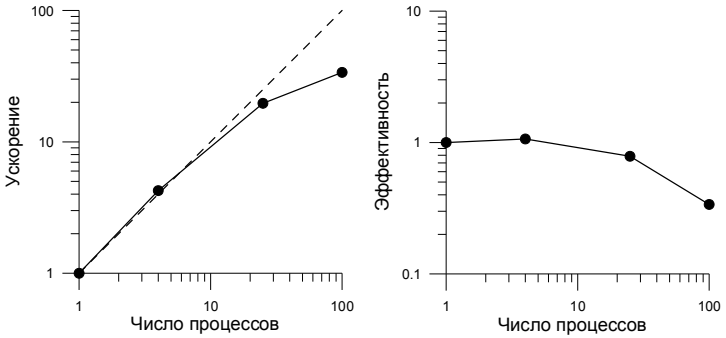


Рис. 2. Ускорение и эффективность работы параллельной программы по расчету мезомасштабных метеорологических процессов над аэропортом

Некоторые результаты расчетов

Разработанная мезомасштабная модель и измерительный комплекс были применены к исследованию метеорологических условий над городом Томск (85,0°E 56,5°N, центр области рис.3) и его аэропортом Богашево (85,21°E 56,38°N).

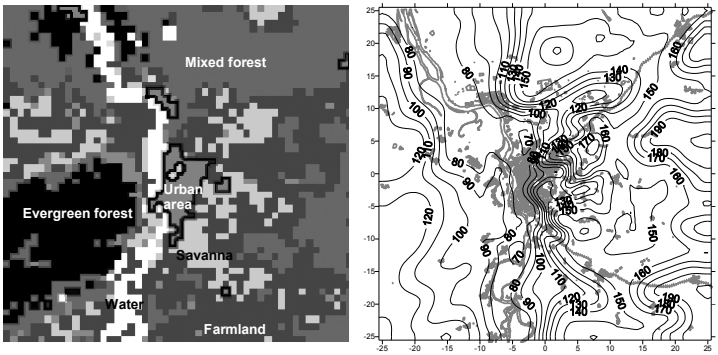


Рис. 3. Область моделирования: слева – распределение категорий землепользования, справа – рельеф подстилающей поверхности

В метеорологической модели использовались горизонтальное разрешение 1 км и 30 уровней по вертикальной координате. При задании свойств подстилающей поверхности рассматривалось семь категорий землепользования: водная поверхность, поверхность с незначительной растительностью, сельскохозяйственные угодья, лиственный, смешанный и хвойный лес, городская застройка. Эти категории отличались по следующим параметрам: высота шероховатости, альбедо, теплофизические свойства почвы, параметр испарения, степень черноты, температура на глубине 2 м (для почвы).

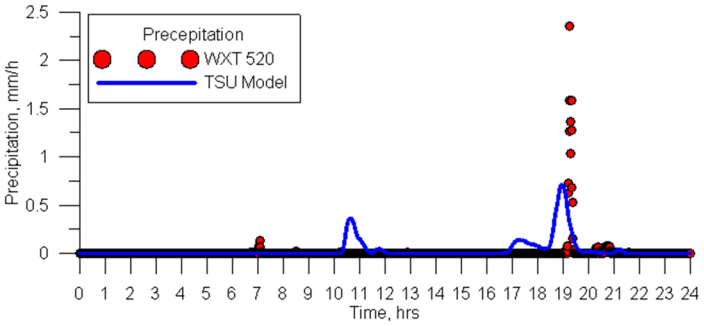


Рис. 4. Интенсивность дождевых осадков, выпавших во время грозы 27.08.2012 в районе аэропорта Богашево

На рис. 4 представлены графики интенсивности дождевых осадков, выпавших во время грозы 27 августа 2012 г. в районе аэропорта

Богашево. Измерения интенсивности осадков (мм/ч) проводились с помощью автоматической метеостанции WXT520. В соответствии с информацией, представленной на сайте http://meteo.infospace.ru, 27 августа 2012 г. в течение всего дня наблюдалась облачность 10 баллов, штилевые условия, температура воздуха в течение суток изменялась от 11 до 16 градусов Цельсия. В 18 часов местного времени в городе Томск была зафиксирована гроза, которую предсказала развиваемая мезомасштабная модель (рис.4).

Литература

1. *Старченко А.В.* Численное исследование локальных атмосферных процессов // Вычислительные технологии, 2005. Т.10. С. 81–89.
2. *Hurley P.J.* The Air Pollution Model (TAPM) Version 2 / CSIRO Atmospheric Research Technical Paper №55, 2002.
3. *Старченко А.В.* Моделирование переноса примеси в однородном атмосферном пограничном слое // Труды Международной конференции ENVIROMIS-2000. Томск: Изд-во Том. ЦНТИ, 2000. С. 77–82.
4. *Klemp J.*, *Wilhelmson R.* The simulation of three-dimensional convective storm dynamics // Journal of Atmospheric Sciences. 1978. V.35. P. 1070–1096.
5. *Монин А.С., Обухов А.М.* Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. №24. С. 163–187.
6. *Van Leer B.* Towards the ultimate conservative difference scheme. II. Monotonicity and conservation combined in a second order scheme // J. of Computational Physics. 1974. Vol. 14. P. 361–370.
7. *Старченко А.В., Берцун В.Н.* Методы параллельных вычислений. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2013. 234 с.
8. *Старченко А.В., Деги Д.В.* Численное моделирование локальных атмосферных процессов с использованием многопроцессорных вычислительных систем // Научный сервис в сети Интернет: поиск новых решений: Труды Международной суперкомпьютерной конференции (17-22 сентября 2012 г., г. Новороссийск). М.: Изд-во МГУ, 2012. С. 536–541.