

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ ВЫЧИСЛЕНИЙ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

А.О. Есаулов

Томский государственный университет

В работе представлены результаты расчетов атмосферных процессов, полученные с использованием негидростатической мезомасштабной модели атмосферного пограничного слоя и многопроцессорной вычислительной техники. Модель включает уравнения гидродинамики, баланса эквипотенциальной температуры и атмосферной влажности, в ней рассматривается взаимодействие атмосферы с рельефной подстилающей поверхностью с различными теплофизическими свойствами. Также учитываются фазовые переходы влаги в атмосфере, образование облачности и выпадение осадков. Расчеты производились на многопроцессорной вычислительной системе с распределенной памятью.

Введение

Процессы, происходящие в планетарном пограничном слое, играют важную роль при формировании как погоды и климата Земли в целом, так и метеорологических режимов в ограниченных масштабах (например, в масштабах города [1] или региона). Однако сложность этих процессов не позволяет воспроизводить турбулентную структуру атмосферы с использованием прямого численного моделирования. Современные способы замыкания системы уравнений гидродинамики атмосферы позволяют решать множество практических задач, тем не менее достижение высокой разрешающей способности мезомасштабных моделей остается важной проблемой моделирования. Одним из способов ее решения является использование компьютеров с параллельной архитектурой. Ниже представлена двумерная нестационарная численная модель пограничного слоя атмосферы.

1. Основные уравнения модели:

уравнение неразрывности:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0;$$

уравнения сохранения количества движения:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial wu}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{nh}}{\partial x} + f(v - V_{geo}) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^m \frac{\partial u}{\partial z} \right); \\ \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial wv}{\partial z} &= -f(u - U_{geo}) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^m \frac{\partial v}{\partial z} \right); \\ \frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial x} + \frac{\partial w^2}{\partial z} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p_{nh}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z^m \frac{\partial w}{\partial z} \right).\end{aligned}$$

Здесь t – время; u, v, w – компоненты вектора скорости ветра в направлении декартовых координат x, y, z соответственно; (U_{geo}, V_{geo}) – вектор скорости геострофического ветра; p_{nh} – негидростатическая компонента давления; ρ – плотность; K_H, K_z^m – коэффициенты горизонтальной и вертикальной турбулентной диффузии; f – параметр Кориолиса.

Для турбулентного замыкания используется двухпараметрическая «к-L» модель [1]:

$$\begin{aligned}\frac{\partial k}{\partial t} + \frac{\partial ku}{\partial x} + \frac{\partial kw}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma_e \sqrt{kl} \frac{\partial k}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma_e \sqrt{kl} \frac{\partial k}{\partial z} \right) + P_S + P_B - c_D \frac{k^{3/2}}{l}; \\ \frac{\partial l}{\partial t} + \frac{\partial lu}{\partial x} + \frac{\partial lw}{\partial z} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma_e \sqrt{kl} \frac{\partial l}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma_e \sqrt{kl} \frac{\partial l}{\partial z} \right) + \frac{l}{k} [c_{l1} P_S + c_{l2} P_B] + c_{l3} \sqrt{k} \left[1 - \left(\frac{l}{kz} \right)^2 \right]; \\ P_S &= K_z^m \left[2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]; \\ P_B &= -\frac{g}{\theta_v} K_h \left(\frac{\partial \theta_v}{\partial z} - \gamma_{\theta_v} \right); \\ K_z^m &= 0,5 \sqrt{kl}, \quad K_h = 0,675 \sqrt{kl}.\end{aligned}$$

Здесь k – кинетическая энергия турбулентности; l – интегральный масштаб турбулентности; P_S, P_B – генерация турбулентных пульсаций за счет сдвиговых напряжений и конвективного перемешивания; K_h – коэффициент турбулентной диффузии.

В качестве уравнения баланса энергии используется уравнение переноса эквипотенциальной температуры:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} + \frac{\partial \theta_v u}{\partial x} + \frac{\partial \theta_v w}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial \theta_v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial R}{\partial z} - \frac{L_w \Phi_v}{c_p},$$

где последние два члена обуславливают воздействие изменения радиационного теплового баланса при распространении солнечного и отраженного излучения в атмосфере и процессов фазовых переходов влаги на температуру воздуха.

В качестве соотношений баланса влаги используются уравнения переноса водяного пара, облачной и дождевой влаги, рассматриваются процессы испарения воды с поверхности Земли, выпадения дождя, а также

моделируются взаимопереходы одних видов влаги в другие (используется микрофизика для теплого дождя, предложенная в работе [2]).

Расчет радиационного переноса тепла в атмосфере складывается из вычислений коротковолновой (солнечный свет) и длинноволновой (тепловое излучение) составляющих, кроме того, производится учет наличия облачности.

При параметризации взаимодействия атмосферы с поверхностью Земли используются основные соотношения теории подобия Мони́на–Обухова. На верхней и боковых границах определяются соотношения, выражающие выход метеорологических параметров на некоторые фоновые значения.

2. Метод расчета и параллельная реализация

Для учета неоднородного рельефа подстилающей поверхности при дискретизации исходной системы дифференциальных уравнений используется преобразование координат, переводящее исходную криволинейную область в прямоугольную, причем осуществляется сгущение узлов сетки к поверхности Земли.

Дискретный аналог системы уравнений выводится при помощи метода конечного объема. Разностные уравнения получаются на неразнесенных сетках (в центре конечного объема вычисляются давление, компоненты скорости и прочие характеристики). При аппроксимации конвективных потоков применяются монотонизированные противопотоковые схемы второго порядка [3].

Решение систем алгебраических уравнений, получающихся в результате дискретизации, производится методом Гаусса–Зейделя (для компонент скорости) и явным методом Булеева (для турбулентных и термодинамических характеристик), а для получения поля давления, согласованного с векторным полем скорости, используется алгоритм SIMPLE Патанкара [4].

Распараллеливание вычислительного алгоритма выполняется путем разрезания исходной области по координате x на подобласти, каждая из которых представляет собой «столб» атмосферы над частью поверхности Земли (рис. 1). Выбор такого разбиения связан с необходимостью проведения интегрирования по вертикальной координате при расчете радиационных потоков, что будет менее эффективно в вычислительном плане в случае распределенности данных одного столбца сетки по процессорам.

На рис. 1 представлено распределение данных на примере 4 процессоров. Шаблон конечно-разностной схемы имеет 12 точек, так как при преобразовании координат в уравнения переноса появляются члены со смешанными производными (4 диагональные точки), а аппроксимация

конвективных членов со вторым порядком требует 5 точек в каждом из координатных направлений.

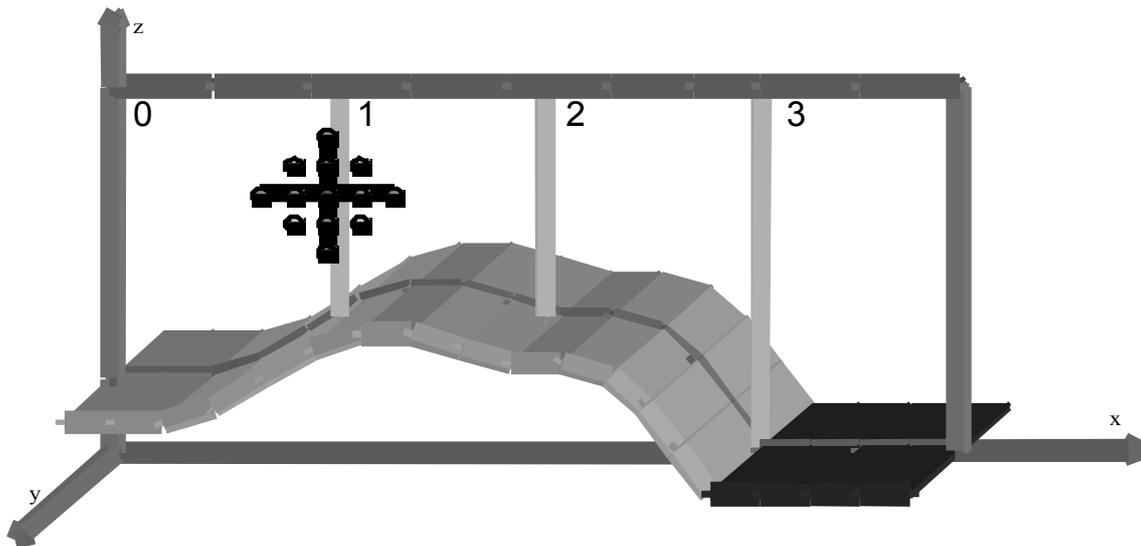


Рис. 1 Распределение данных по процессорам

Для вычисления приграничного значения, расположенного у границы подобласти “0”, требуются значения, расположенные в подобласти “1”, причем необходимо осуществить пересылку двух столбцов данных. Таким образом, на каждом шаге итерационного алгоритма производится согласование смежных значений путем обмена данными между процессорами.

Адаптация алгоритма к многопроцессорным компьютерам является успешной, если для параллельной версии алгоритма наблюдается существенное ускорение и результаты вычислений для последовательной и параллельной версий алгоритма совпадают в пределах определенной приемлемой точности. Конечно, идеальным случаем можно было бы считать совпадение результатов с точностью до бита, однако на практике нередко наблюдается различие, возникающее вследствие несохранения порядка выполнения арифметических операций и наличия ошибок округления. Естественно, любая параллельная реализация алгоритма не должна существенно влиять на качество получения результата.

Отдельного внимания заслуживает вопрос о согласовании полей скорости и давления в алгоритме SIMPLE [4] при параллельной реализации. Граничные условия для поправки давления, необходимой для коррекции полей скорости, ставятся следующим образом:

$$\frac{\partial p'}{\partial n} = 0$$
 на нижней и боковых границах расчетной области (n – нормаль к границе);

$$p' = 0$$
 на верхней границе.

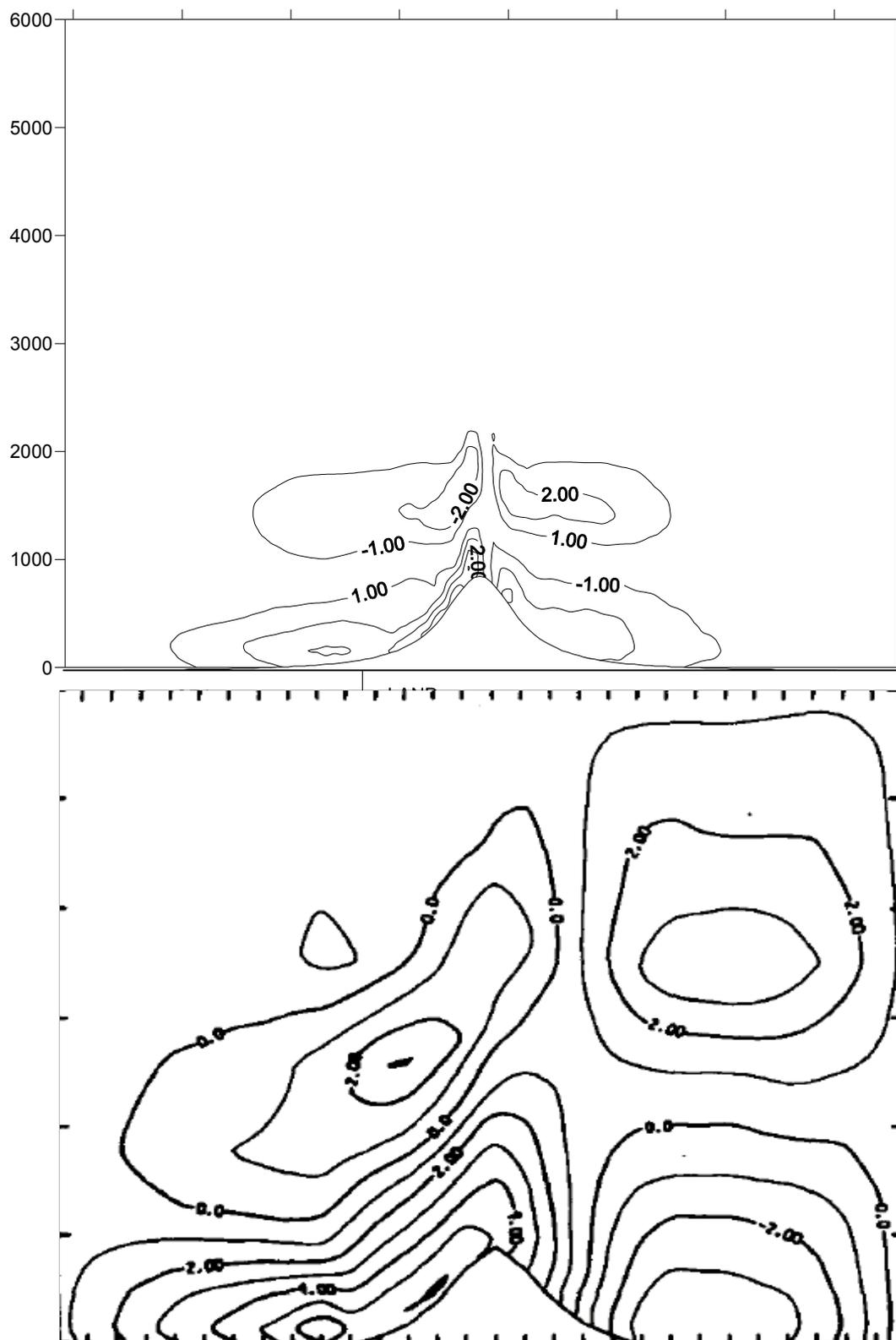


Рис. 2 Распределение горизонтальной компоненты скорости на 16:00
(нижний рисунок из работы [5])

При определении поля поправки давления используется 5-точечный шаблон, поэтому процессорам достаточно обмениваться лишь одним столбцом данных. На границах распределения данных по процессорам

(“разрезах”) ставятся условия первого рода, то есть при вычислении приграничного к “разрезу” узла используется точно такая же вычислительная схема, что и во внутренних узлах, с той лишь разницей, что одно значение должно было быть заранее получено с соседнего процессора. Так как на пересылку данных затрачивается значительное время, целесообразно предварительно произвести расчеты в приграничных узлах, а затем совместить обмен данными и расчеты во внутренних узлах. Одновременный обмен

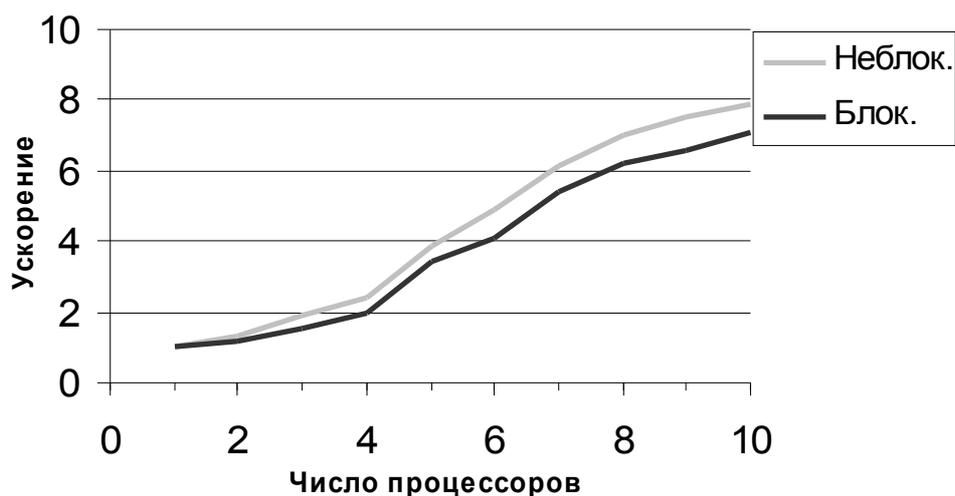


Рис. 3 Ускорение параллельного алгоритма при использовании блокирующих и неблокирующих обменов

данными и проведение расчетов возможно при использовании неблокирующих операций обмена MPI.

В качестве примера применения модели и разработанного алгоритма рассматривалась задача о горно-долинной бризовой циркуляции [5]. Расчетная область представляла собой прямоугольник высотой 6 км и длиной 350 км, в центре располагался холм высотой 900 м с полушириной подошвы 15 км. От левого края расчетной области на 150 км внутрь распространяется водная поверхность. Подробное описание условий проведения вычислительного эксперимента можно найти в работе [5].

Рис. 2 представляет распределение горизонтальной компоненты скорости для одного из моментов времени вычислительного эксперимента. Из рисунка видно, что к 16 часам времени суток для рассматриваемой конфигурации подстилающей поверхности имеет место движение приповерхностного воздуха к вершине холма. Причем наличие обширной водной поверхности усиливает силу бриза, нарушая симметрию распределения компоненты скорости u . В атмосферном пограничном слое на высоте 1500–2000 м поток движется в противоположном направлении, что говорит о существовании крупномасштабных циркуляций воздуха, вызванных

конвективными условиями и неоднородностью свойств подстилающей поверхности.

Несмотря на то, что в данной работе, в отличие от [5], использовалась негидростатическая модель, более современные параметризации турбулентного переноса и расчеты велись на более подробных сетках (39x50), можно отметить, что в вычислительном эксперименте структура течения воспроизводится хорошо на качественном и количественном уровне.

Вычисления производились на кластере ИОА СО РАН. Рис. 3 представляет ускорение параллельного алгоритма в зависимости от числа процессоров. Ускорение почти в 8 раз на 10 процессорах является весьма хорошим результатом.

Литература

1. Starchenko A., Yesaulov A. Some results of numerical simulation of atmospheric aerosol and gaseous component dispersion over an industrial center // Proc. SPIE. – 2004. – Vol.5397. – P. 109–120.
2. Hurley P. The Air Pollution Model (TAPM) Version 2 / CSIRO Atmospheric Research Technical Paper. – 2002. – № 55.
3. Есаулов А.О., Старченко А.В. К выбору схемы для численного решения уравнений переноса // Вычислительная гидродинамика. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 1999. – С. 27–32.
4. Патанкар С. Численные методы решения задач теплообмена и динамики жидкости. – М.: Энергоатомиздат, 1984.
5. Mahrer Y., Pielke R. The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model // Monthly Weather Review. – 1977. – Vol.105. – P. 1151–1162.