

ИССЛЕДОВАНИЕ ТРАНСФОРМАЦИИ ВОЗДУШНОГО ПОТОКА НАД ТЕРМИЧЕСКИ И ОРОГРАФИЧЕСКИ НЕОДНОРОДНОЙ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ*

Э. А. ПЬЯНОВА

Институт вычислительной математики и математической геофизики

СО РАН, Новосибирск, Россия

e-mail: pianova@ngs.ru

This report presents a non-hydrostatic model of dynamics of the atmosphere and the results of research based on it. The model is capable to investigate the processes of formation of the local atmospheric circulations on the orographically complex region. Inflow of the solar radiation onto the earth surface is calculated in the model. Radiation balance equation for the earth surface is solved.

Многие месторождения полезных ископаемых, в ходе освоения которых возникают проблемы и задачи по охране атмосферы, находятся в горных областях. Для оценки возможных загрязнений воздушного бассейна необходимо проводить всесторонние исследования, в том числе и по получению картины локальных циркуляций, характерных для изучаемых объектов. Основным фактором, определяющим специфическое развитие локальных атмосферных процессов, является характер рельефа. Значительные наклоны и различная ориентация склонов, наличие наледей, сохраняющихся в течение всего лета, приводят к существенной температурной неоднородности подстилающей поверхности. Именно такого рода неоднородности и являются причиной возникновения локальных ветров, которые в значительной мере влияют на распространение загрязняющих примесей.

В данной работе на основе математического моделирования исследуется процесс формирования локальных атмосферных циркуляций в одной из горных областей, типичных для условий Восточной Сибири.

Для описания гидрометеорологического режима атмосферы горной области была выбрана негидростатическая модель [1]:

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы РАН (грант № 1.3.2), Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 04-05-64562) и Интеграционным грантом СО РАН (№ 130).

© Институт вычислительных технологий Сибирского отделения Российской академии наук, 2005.

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \rho u}{\partial t} + \operatorname{div} \rho u \mathbf{u} &= -\frac{\partial p'}{\partial x} + l \rho v + \Delta_u u, \\
\frac{\partial \rho v}{\partial t} + \operatorname{div} \rho v \mathbf{u} &= -\frac{\partial p'}{\partial y} - l \rho u + \Delta_v v, \\
\frac{\partial \rho w}{\partial t} + \operatorname{div} \rho w \mathbf{u} &= -\frac{\partial p'}{\partial z} + \lambda \rho \vartheta' + \Delta_w w, \\
\frac{\partial \rho \vartheta'}{\partial t} + \operatorname{div} \rho \vartheta' \mathbf{u} &= -S \rho w + \Delta_\vartheta \vartheta', \\
\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} &= 0.
\end{aligned} \tag{1}$$

Здесь t — время; x, y, z — декартовы координаты; $\mathbf{u} = (u, v, w)$, u, v, w — компоненты вектора скорости ветра в направлениях x, y, z соответственно; ϑ', p' — отклонения потенциальной температуры и атмосферного давления от их фоновых значений; ρ — плотность воздуха; l — параметр Кориолиса; S — параметр стратификации; λ — параметр плавучести. Фоновые поля, описывающие крупномасштабные атмосферные движения, в данной работе предполагаются известными.

Оператор Δ_α ($\alpha = u, v, w, \theta$) имеет вид

$$\Delta_\alpha = \frac{\partial}{\partial x} \mu_{\alpha x} \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu_{\alpha y} \frac{\partial}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \mu_{\alpha z} \frac{\partial}{\partial z},$$

где $\mu_{\alpha x}, \mu_{\alpha y}, \mu_{\alpha z}$ — коэффициенты турбулентной диффузии в направлении координат x, y, z соответственно.

Граничные условия для задачи (1) задавались следующим образом. На верхней и боковых границах области ставились условия выхода значений метеоэлементов на их фоновые значения либо однородные условия Неймана. Влияние орографических и термических неоднородностей подстилающей поверхности учитывается в краевых условиях на нижнем расчетном уровне модели, который совпадает с верхней границей приземного слоя. Применение теории приземного слоя приводит к условиям третьего рода в задачах для расчета метеоэлементов [2, 3]. Таким образом, уравнения гидродинамики атмосферы (1) интегрируются в области $D_t = D \times [0, T]$, где $D = \{0 \leq x \leq X, 0 \leq y \leq Y, \delta(x, y) + h \leq z \leq H\}$ — область изменения пространственных переменных; $\delta(x, y)$ — функция рельефа; h — высота приземного слоя; $0 \leq t \leq T$ — интервал времени.

В данной работе в соответствии с идеями метода расщепления задача (1) разбивается на два этапа: этап переноса и турбулентного обмена и задачу согласования метеополей. На первом этапе строятся монотонные численные схемы на базе интегрального тождества, где в качестве весовых функций выбираются решения локальных сопряженных задач для адвективно-диффузионных операторов вдоль координатных направлений [4]. Второй этап реализуется с помощью итерационного метода сопряженных градиентов [5]. Использование при построении дискретных аппроксимаций на базе интегрального тождества идей метода фиктивных областей позволяет учитывать условия на криволинейных границах области, не усложняя схем вычислительного алгоритма [1, 6, 7].

Для расчета температуры поверхности используется уравнение баланса тепла на границе раздела атмосфера — почва [8, 9]:

$$(1 - A_s)Q - F = H_0 + L_\omega E_0 + G. \tag{2}$$

Здесь A_s — альbedo земной поверхности; Q — суммарная коротковолновая радиация; F — эффективное длинноволновое излучение; H_0, E_0 — вертикальные турбулентные потоки явного и скрытого тепла; $G = -\lambda_s \partial T_s / \partial z_s$ — поток тепла в почву, $\lambda_s = \rho_s c_s K_s$, где ρ_s, c_s, K_s, T_s — плотность, удельная теплоемкость, коэффициент молекулярной теплопроводности и абсолютная температура почвы; ось z_s направлена вглубь почвы; L_ω — скрытая теплота конденсации. Поток эффективного длинноволнового излучения рассчитывается по эмпирической формуле Брента

$$F = \sigma(0.474 - 0.075\sqrt{e})T_0^4,$$

где σ — постоянная Стефана — Больцмана; e — давление водяного пара; T — абсолютная температура.

Явный и скрытый потоки тепла у поверхности земли определяются выражениями вида

$$H_0 = C_p \rho C_u C_\theta U_h (T_0 - T_h), \quad L_\omega E_0 = L_\omega \rho C_u C_\theta U_h (q_0 - q_h),$$

где C_u, C_θ — интегральные коэффициенты сопротивления и теплообмена [2, 3]; q — массовая доля водяного пара. Индексы 0 и h здесь и ниже указывают, что величины относятся к поверхности почвы и к верхней границе приземного слоя.

$$q_0 = 0.622 \eta_0 e_{\text{sat}} / p, \quad e_{\text{sat}} = 6.1 \exp[17.5687(T - 273.16) / (T - 31.26)].$$

Здесь e_{sat} — давление насыщения водяного пара при температуре T ; p — атмосферное давление; η_0 — относительная влажность, предполагаемая известной функцией x, y, t .

Для определения температуры деятельного слоя почвы используем уравнение теплопроводности

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_s} K_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s}.$$

На поверхности земли ставится условие равенства температур почвы и воздуха, а в глубине почвы в связи с отсутствием данных измерений принимается условие постоянства потока температуры почвы, которое вполне допустимо на глубинах Z_s порядка 1 м, где затухают суточные колебания температуры:

$$T_s = T_0, \quad z_s = \delta(x, y), \quad \frac{\partial T_s}{\partial z_s} = 0, \quad z_s = Z_s.$$

Решение уравнения баланса тепла (2) строится с помощью линеаризации двух нелинейных слагаемых относительно значений температуры на прошлом шаге по времени (j) [10]:

$$T_0^4 = T_j^4 + 4T_j^3(T_0 - T_j), \quad q_0(T_0) = q_0(T_j) + \frac{dq_0(T)}{dT}(T_0 - T_j).$$

Для расчета суммарной радиации на наклонную поверхность использовалась формула [1]

$$Q = a_0 \cos \chi - b_0 \sqrt{\cos \chi},$$

где $\cos \chi = \sin h_c \cos \alpha_r - \cos \psi_n (\sin \varphi \cos \psi \cos \Omega + \sin \psi \cos \varphi) \sin \alpha_r - \sin \psi_n \cos \psi \sin \Omega \sin \alpha_r$; $\sin h_c = \sin \varphi \sin \psi - \cos \varphi \cos \psi \cos \Omega$; h_s — зенитный угол солнца; $\Omega = t\pi/12$ — часовой угол солнца, отсчитывается от полуночи; φ — широта местности; ψ — склонение солнца; $\alpha_r = \arctg[(\delta_x^2 + \delta_y^2)^{1/2}]$ — угол наклона поверхности по отношению к горизонту;

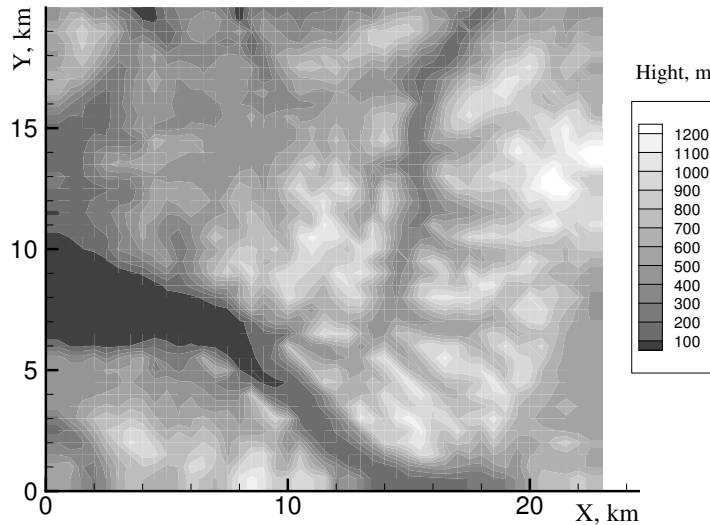


Рис. 1. Рельеф подстилающей поверхности.

$\psi_n = \arctg(\delta_x/\delta_y) + k\pi$ — азимут проекции нормали к склону на горизонтальную поверхность; δ_x, δ_y — горизонтальные градиенты функции рельефа. Значение параметра k меняется в зависимости от ориентации склона.

Целью численного эксперимента является прогнозирование локальных атмосферных сценариев при типичных метеорологических ситуациях в районе Удоканского месторождения. В работе [11] представлены результаты моделирования зимних и летних циркуляций в районе Удокана. Для сравнения был выбран летний сценарий из указанной работы.

Область моделирования представляет собой параллелепипед $23 \times 20 \times 3$ км. Нижняя граница задается функцией $z = \delta(x, y)$, изолинии высот которой представлены на рис. 1. За нулевую высоту принимается наименьшее значение высоты рельефа исследуемой области. Горизонтальные шаги регулярной сетки $\Delta x = \Delta y = 500$ м, по вертикали $\Delta z = 50$ м. Шаг по времени $\Delta t = 60$ с.

Горизонтальные коэффициенты турбулентной диффузии $\mu_x = \mu_y$ вычислялись по модели Смагоринского. Вертикальный коэффициент турбулентной диффузии $\nu(z)$ задавался линейно растущей функцией от $\nu_0 = 10$ м²/с на нижней границе $z = h$ расчетной области до 100 м²/с на высоте 1500 м, а затем убывающей до 10 м²/с на верхней границе $z = H$. В экспериментах на начальный момент времени атмосфера предполагалась устойчиво стратифицированной $S = 0.003$ град./м. Расчеты радиации проводились для 57° с.ш. на 22 июня. Начальные значения температуры почвы задавались с учетом относительной высоты местности и стратификации фоновой атмосферы. Влияние типа почвы не изучалось, и поэтому мы ограничились только одним ее типом со средними характеристиками: $K_s = 3 \cdot 10^{-7}$ м²/с, $A_s = 0.35$, $\rho_s c_s = 18.4 \cdot 10^5$ Дж/(м³·град.).

На рис. 2 представлены горизонтальные разрезы полей скорости ветра и изолинии абсолютной температуры воздуха на высоте приземного слоя в различные моменты модельного времени. Вертикальная структура поля ветра дана на рис. 3. Характер изолиний температуры указывает на четкую привязку их к рельефу местности. На рис. 2, а и 3 видно образование локальных атмосферных движений, связанных с различной инсоляцией

равнинных поверхностей и склонов. Нагретый воздух (рис. 3, *а*) поднимается из долины и сталкивается с верхними холодными потоками, образуя замкнутые вертикальные циркуляции в долине и на южном склоне. В ночное время склоны остывают и воздух начинает опускаться по ним в низины (рис. 3, *б*). Контраст температурных неоднородностей подстилающей поверхности с наступлением ночи уменьшается, следствием чего является и уменьшение общей интенсивности циркуляций (см. рис. 2, *б*). Направление ветра в нижних слоях атмосферы сильно зависит от времени суток. В долинах заметна смена направления ветра на противоположное в дневные и ночные часы (см. рис. 2, 3).

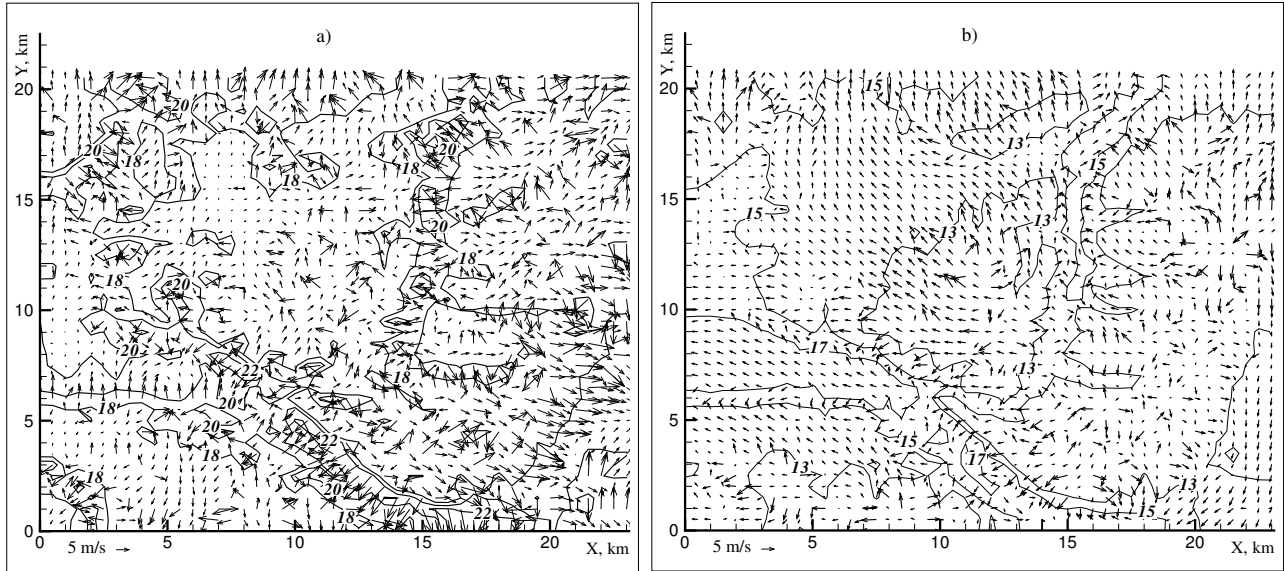


Рис. 2. Скорости ветра и изолинии абсолютной температуры ($^{\circ}\text{C}$) на высоте приземного слоя: *а* — в 12, *б* — в 24 часа модельного времени.

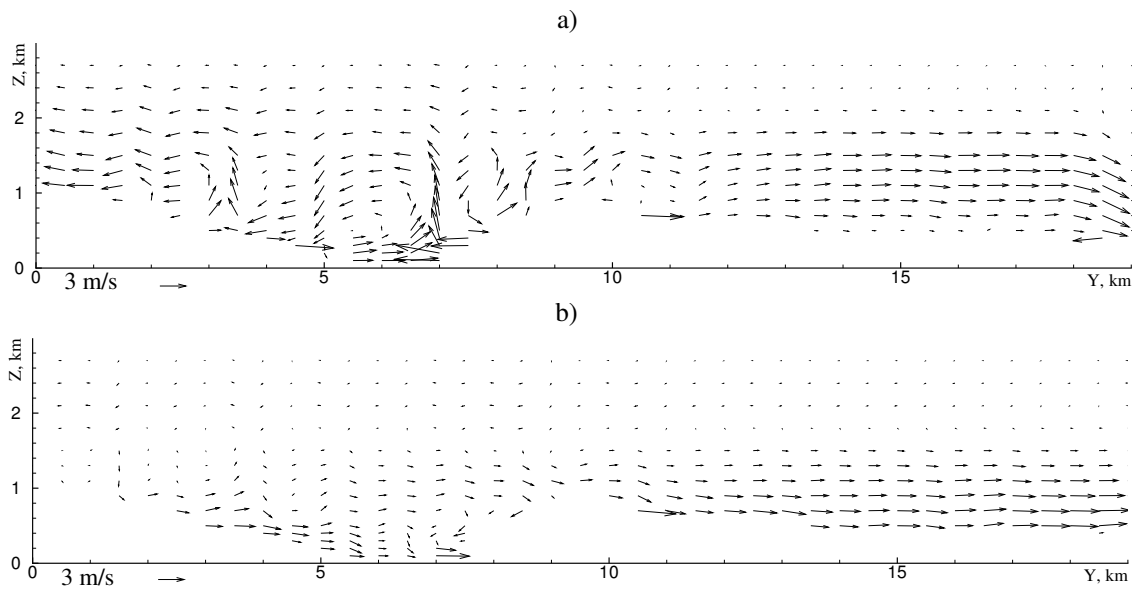


Рис. 3. Вертикальные разрезы поля скорости ветра при $X = 8$ км: *а* — в 12, *б* — в 24 часа модельного времени.

Данные результаты моделирования не противоречат результатам аналогичного эксперимента в [11], что можно рассматривать как дополнительное подтверждение адекватности работы предложенной модели и алгоритма ее реализации.

Таким образом, в работе представлены результаты моделирования типичных атмосферных циркуляций в горно-долинной области. Характер этих воздушных движений необходимо учитывать при проектировании и размещении промышленных объектов, в результате деятельности которых возможно загрязнение атмосферы. В дальнейшем автором планируется подключение блока переноса и диффузии примесей к представленной модели гидродинамики атмосферы, что позволит более детально оценивать возможные ситуации загрязнения территории.

Список литературы

- [1] Пененко В.В., Алоян А.Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985. 256 с.
- [2] КАЗАКОВ А.Л., ЛАЗРИЕВ Г.Л. О параметризации приземного слоя атмосферы и деятельного слоя почвы // Физика атмосферы и океана. 1978. Т. 4, № 3. С. 257–265.
- [3] КАЗАКОВ А.Л., ЛЫКОСОВ В.Н. О параметризации взаимодействия атмосферы с подстилающей поверхностью при численном моделировании атмосферных процессов // Тр. ЗапСибНИИ. 1982. Вып. 55. С. 3–20.
- [4] Пененко В.В. Численные схемы для адвективно-диффузионных уравнений с использованием локальных сопряженных задач. Новосибирск, 1993 (Препр. РАН. Сиб. отд-ние. ВЦ. № 984).
- [5] МАРЧУК Г.И. Методы вычислительной математики. М.: Наука, 1977. 456 с.
- [6] ФАЛЕЙЧИК А.А. Использование методов математического моделирования при оценке возможных изменений микроклимата // Обзорение прикладной и промышленной математики. 1996. Т. 3, вып. 3. С. 434–449.
- [7] BOYARSHINOVA E.A. Model of dynamics of atmosphere with monotone numerical schemes // Bull. Nov. Comp. Center, Num. Model. in Atmosph., etc. 2000. N 6. P. 1–8.
- [8] КОНДРАТЬЕВ К.Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 420 с.
- [9] МАТВЕЕВ А.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1965. 876 с.
- [10] КАЗАКОВ А.Л., ЛЕЖЕНИН А.А. Метод определения температуры подстилающей поверхности в моделях пограничного слоя атмосферы // Метеорология, климатология и гидрология. 1998. Вып. 35. С. 158–174.
- [11] ФАЛЕЙЧИК А.А., ФАЛЕЙЧИК Л.М., СТОЛЯРОВ А.А. Математическое моделирование локальных циркуляций атмосферы в районе Удоканского месторождения // Математический анализ и его приложения. Чита: ЗабГПУ. 2000. Вып. 4 С. 83–95.

Поступила в редакцию 2 июня 2005 г.