

В.С. Комаров, С.А. Солдатенко, О.М. Соболевский

**ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ МЕЗОМАСШТАБНЫЙ ПРОГНОЗ
ЭВОЛЮЦИИ ОБЛАЧНОСТИ И АЭРОЗОЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Предложены мезомасштабные модели эволюции облачности и распространения примесей, основанные соответственно на системах полных уравнений гидротермодинамики и уравнении турбулентной диффузии. Эволюция полей влажности и температуры описана с помощью инвариантных относительно фазовых переходов воды функций – удельного влагосодержания и эквивалентно-потенциальной температуры. Физическая содержательность моделей, обусловленная использованием схем параметризации основных процессов подсеточного масштаба, и высокое пространственное разрешение делают возможным их использование для моделирования и прогнозирования облачности и полей аэрозольных образований.

Введение

Решение широкого круга научных и прикладных задач связано с прогнозированием динамики облачности и полей аэрозольных образований (АО) естественного и антропогенного происхождения. Перспективным и дающим практически наиболее значимые результаты, в том числе и для мезометеорологического масштаба, можно считать подход, основанный на использовании математических моделей, построенных на базе уравнений гидротермодинамики с учетом тех или иных допущений. Методической основой при построении подобного рода моделей является представление атмосферы как сложной среды. Параметрический учет существующих обратных связей при этом позволяет повысить физическое содержание моделей.

Известно, что на формирование облачности и полей аэрозоля оказывает влияние большое количество факторов. В связи с интенсивной хозяйственной деятельностью и обусловленным ею загрязнением атмосферы к их числу, помимо естественных, добавляются и антропогенные возмущения. Они наиболее значимы в случае поступления в атмосферу аэрозолей, которые сильно поглощают коротковолновую солнечную радиацию (дым, пыль, сажа). Это объясняется тем, что сильнопоглощающий аэрозоль вызывает объемное горизонтально-неоднородное тепловыделение, которое оказывает существенное влияние на динамические характеристики атмосферы.

Таким образом, прогноз эволюции АО является не только самостоятельной задачей, но и должен быть использован для учета неадиабатических притоков тепла при прогнозе гидрометеорологических полей. Соответственно предлагаемый подход к прогнозу облачности и полей аэрозолей строится на модели влажной атмосферы, в которой в отдельный блок выделена модель процесса распространения примесей. По содержанию статья является дальнейшим развитием работы [1].

Основные уравнения модели

Рассмотрим некоторую ограниченную область $\Omega \times \Omega_t$, соответствующую характерным пространственно-временным масштабам моделируемых мезомасштабных атмосферных процессов, где $\Omega = \{0 \leq x \leq X; 0 \leq y \leq Y; z_0 \leq z \leq z_H\}$ и $\Omega_t = \{0 \leq t \leq t_R\}$. Для описания эволюции облачных полей и термодинамического режима атмосферы за основу примем модель, базирующуюся на системе полных уравнений гидротермодинамики. При этом для корректного описания процессов конденсации водяного пара и эволюции температуры используем инвариантные относительно фазовых переходов воды функции – эквивалентно-потенциальную температуру Π и удельное влагосодержание S [2]. С учетом этого в левой системе декартовых координат (ось x ориентирована на восток, y – на север, z – вертикально вверх) уравнения модели запишем следующим образом:

а) уравнения движения:

$$\frac{\partial \rho u}{\partial t} = -\operatorname{div}(\rho u \mathbf{V}) - \frac{\partial P}{\partial x} + \rho f v - \frac{\partial \tau^{xz}}{\partial z} + \rho F_u, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho v}{\partial t} = -\operatorname{div}(\rho v \mathbf{V}) - \frac{\partial P}{\partial y} - \rho f u - \frac{\partial \tau^{yz}}{\partial z} + \rho F_v; \quad (2)$$

б) уравнения неразрывности:

$$\operatorname{div}(\rho \mathbf{V}) = 0; \quad (3)$$

в) уравнения притока тепла и переноса влаги:

$$\frac{\partial \Pi}{\partial t} = -\mathbf{V} \operatorname{grad} \Pi + \frac{\varepsilon_r}{\rho C_p} - \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial Q_\pi}{\partial z} + F_\pi, \quad (4)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\mathbf{V} \operatorname{grad} S \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial Q_K}{\partial z} + \frac{\partial Q_S}{\partial z} \right) + F_S, \quad (5)$$

где

$$\Pi = (P_0/P)^{R/C_p} [T + (L/C_p)q]; \quad (6)$$

$$S = \begin{cases} q_m + \delta & \text{в облаках,} \\ q & \text{вне облаков;} \end{cases} \quad (7)$$

г) уравнения статики и состояния:

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g, \quad (8)$$

$$P = \rho R T_v. \quad (9)$$

При записи уравнений (1) – (9) приняты следующие обозначения:

t – время; $\mathbf{V} = (u, v, w)$ – вектор скорости с соответствующими компонентами по осям x, y, z ; ρ – плотность воздуха; P – давление; f – параметр Кориолиса; Q_π и Q_S – вертикальные турбулентные потоки теплосодержания $C_p \Pi$ и влагосодержания S ; Q_K – седиментационный поток облачных элементов; ε_r – радиационный приток тепла; C_p – удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении; T_v – виртуальная температура; δ – удельная водность облачности; q – массовая доля водяного пара; q_m – насыщенное значение массовой доли водяного пара; L – удельная теплота конденсации водяного пара; g – ускорение свободного падения; $P_0 = 1000$ гПа; R – удельная газовая постоянная; F_w, F_v – проекции силы турбулентного трения на оси x и y соответственно; F_π, F_S – слагаемые, учитывающие скорость изменения соответствующего метеопараметра вследствие мелкомасштабной горизонтальной турбулентной диффузии; τ^{xz}, τ^{yz} – составляющие вектора вертикального турбулентного потока импульса.

В облаках, где водяной пар находится в насыщенном состоянии, система уравнений (1) – (9) дополняется соотношением

$$q = q_m = 0,622 [E(T)/P], \quad (10)$$

где $E(T)$ – давление насыщенного водяного пара при температуре T . Существенным преимуществом систем уравнений (1) – (9) является то, что фазовые притоки тепла и переходы атмосферной влаги учитываются непосредственно уравнениями (4), (5) в силу инвариантности функций Π и S относительно фазовых переходов атмосферной влаги.

Граничные условия по вертикальной координате ставятся традиционные, обеспечивающие сохранение интегральной массы атмосферы: $\rho w = 0$ при $z = z_H$ и $w = \mathbf{V} \nabla z_0$ на z_0 . Процедура постановки боковых граничных условий следующая. В приграничной зоне шириной 120 км (шесть шагов сетки) используются «вязкое поглощение» (вводится искусственная вязкость с большим значением коэффициента вязкости – 10^6 м²/с) и взвешенные тенденции [3]:

$$\left. \frac{\partial A}{\partial t} \right|_j = \chi_j \left. \frac{\partial A_m}{\partial t} \right|_j + (1 - \chi_j) \left. \frac{\partial A_f}{\partial t} \right|_j, \quad (11)$$

где χ_j – весовой множитель, принимающий следующие значения: $\chi_j = \{0,0; 0,4; 0,7; 0,9; 1,0\}$ соответственно для $j = \{0, 1, 2, 3\}$ и $j > 3, j$ – номер точки сетки по нормали от границы; A_m – значение элемента во внутренней области; A_f – фоновое значение элемента A .

Параметризация подсеточных процессов

Для замыкания системы уравнений (1) – (10) кратко опишем основные особенности параметризации процессов подсеточного масштаба, которые детально изложены в [4].

Горизонтальный турбулентный обмен учитывался в рамках теории нелинейной турбулентности [5]. Соответственно члены F_u и F_v в уравнениях (1) и (2) имеют вид

$$F_u = \frac{\partial \tau^{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau^{xy}}{\partial y}, \quad F_v = \frac{\partial \tau^{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau^{yy}}{\partial y}. \quad (12)$$

Компоненты напряжения представлялись следующим образом:

$$\tau^{xx} = -\tau^{yy} = \mu D_1, \quad \tau^{xy} = \tau^{yx} = \mu D_2, \quad (13)$$

где

$$D_1 = \partial u / \partial x - \partial v / \partial y, \quad D_2 = \partial v / \partial x - \partial u / \partial y.$$

Для определения коэффициента горизонтальной турбулентности использовалась формулировка схемы замыкания в виде [6]

$$\mu = k l^2 (D_1 + D_2). \quad (14)$$

Здесь k – параметр, позволяющий варьировать (в численных экспериментах) уровень диссипации модели; l – величина, характеризующая масштаб моделируемого процесса, пропорциональная шагу сеточной области Δn :

$$l = (k_0 / \sqrt{2}) \Delta n,$$

где $k_0 = 0,4$ – эмпирическая константа [4].

Слагаемые F_π и F_S в уравнениях (4) и (5) определялись следующим образом:

$$F_\pi = \mu \nabla^2 \Pi, \quad F_S = \mu \nabla^2 S. \quad (15)$$

Вертикальные турбулентные потоки Q_π и Q_S в уравнениях (4) и (5) и компоненты вектора турбулентного напряжения трения в (1) и (2) вне приземного подслоя ($z > z_h$) представлялись на основе общепринятых выражений

$$Q_\pi = -C_p \rho v \frac{\partial \Pi}{\partial z}, \quad Q_S = -\rho v \frac{\partial S}{\partial z}, \quad \tau^{xz} = -\rho v \frac{\partial u}{\partial z}, \quad \tau^{xy} = -\rho v \frac{\partial v}{\partial z}, \quad (16)$$

где v – вертикальный коэффициент турбулентности.

Расчет v в пограничном слое выполняется с учетом характера устойчивости атмосферы и вертикального градиента ветра, выше пограничного слоя – только сдвига ветра по вертикали [4].

В приземном подслое ($z < z_h, z_h \sim 100$ м) компоненты вектора напряжения τ определялись следующим образом:

$$\tau_h = -C_D \rho |\mathbf{V}_h| \mathbf{V}_h, \quad (17)$$

где C_D – коэффициент трения (при численных экспериментах принимался равным $C_D = 2,5 \cdot 10^{-3}$); индекс h относит значение элемента к уровню z_h .

Значения вертикальных потоков теплосодержания Q_π и влагосодержания Q_S над морской поверхностью в слое $z < z_h$ оцениваются на основе аэродинамического метода [7], а над сушей – с привлечением уравнения баланса тепла подстилающей поверхности. Процедуры расчетов Q_π и Q_S изложены в [4].

Учет подсеточной конвекции и стабилизации термодинамического состояния влажной атмосферы в модели (1) – (10) основывался на методе «конвективного приспособления». Использовалась итеративная процедура согласования (приспособления) неустойчиво-

стратифицированного слоя, при этом критическое значение вертикального градиента температуры определяется относительной влажностью воздуха [4].

Поток облачных элементов под влиянием силы тяжести Q_k описывался соотношением [2]

$$Q_k = -\rho(S - q_m)\tilde{v}, \quad (18)$$

где \tilde{v} – средневзвешенная (по массе) скорость падения облачных элементов, которая определялась как функция вертикальной протяженности облака [8]:

$$\tilde{v} = \tilde{v}_m \exp\left\{-\beta[(z - z_H)/(z_B - z_H)]\right\}. \quad (19)$$

Здесь \tilde{v}_m – максимальное значение, достигаемое на нижней границе облачности z_H ; z_B – верхняя граница облака; β – параметр.

Определение радиационного притока тепла ϵ_r в уравнении (4) описано в [4].

Модель распространения примеси

Для описания процесса распространения примесей в атмосфере за основу примем полуэмпирическое уравнение турбулентной диффузии [9]. С учетом принятых выше схем параметризации вертикального и горизонтального турбулентного обмена запишем его в следующем виде:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + \mathbf{V} \text{grad} \Phi - \text{div}_s(\mu \text{grad}_s \Phi) - \frac{\partial}{\partial z} \nu \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \mathbf{d} + \mathbf{f}, \quad (20)$$

где $\Phi = \{\varphi_i, i = 1(1)N\}$ – вектор удельных концентраций примеси; φ_i – концентрация i -й примеси; \mathbf{f} и \mathbf{d} – вектор-функции, описывающие источники и стоки аэрозоля соответственно; индексом s отмечены операторы в горизонтальных направлениях. Поскольку размеры большинства источников сильнопоглощающего аэрозоля существенно меньше размеров области Ω , т.е. могут считаться точечными, то для одного источника принято следующее представление:

$$f(\mathbf{x}, t) = \begin{cases} Q\delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_i)(t - t_i) & \text{для импульсного,} \\ Q\delta(\mathbf{x} - \mathbf{x}_i) & \text{для непрерывного,} \end{cases} \quad (21)$$

где Q – интенсивность источника, помещенного в точку с координатами $\mathbf{x}_i = (x_i, y_i, z_i)$; t_i – время существования импульсного источника; δ – дельта-функция. При решении уравнения (20) параметрически учитывались процессы седиментации, влажного вымывания, коагуляции, самоиндуцированного подъема, которые описаны в [1].

Метод решения

Расчет концентрации примесей представляет собой процедуру последовательного решения уравнения (20) для каждой компоненты вектора Φ . Реализация моделей (1)–(10) позволяет описать эволюцию облачных полей.

Облачность определяется для слоев, где $S \geq q_m$. Количественные характеристики, а именно водность δ , определяются из соотношения $\delta = S - q_m(T)$. В облаках ($S \geq q_m$) при численной реализации полагалось, что $\delta^{n+1} = \delta^n + \Delta\delta^{n+1}$ и

$$\Delta\delta^{n+1} = \Delta S^{n+1} - 0,622 \frac{L}{RP} \frac{E(T^{n+1})}{(T^{n+1})^2} \Delta T^{n+1}. \quad (22)$$

Температура определяется из соотношения $T^{n+1} = T^n + \Delta T^{n+1}$, где

$$\Delta T^{n+1} = \Delta \Pi^{n+1} \left[\left(\frac{P_0}{P} \right)^{0,286} + 0,622 \frac{L^2}{RC_p P} \frac{E(T^n)}{(T^n)^2} \right]^{-1}. \quad (23)$$

Вне облаков ($S < q_m$)

$$\Delta T^{n+1} = \Delta \Pi^{n+1} - (L/C_p) q^{n+1}, \quad \delta^{n+1} = 0. \quad (24)$$

В формулах (22)–(24) верхние индексы определяют решение на соответствующем временном слое.

Сформулированные модели реализуются численно. С этой целью в области Ω вводится сеточная область Ω^h . По вертикали сетка имеет 19 уровней (счетные уровни 110, 540, 990, 1460, 1950, 2470, 3010, 3590, 4210, 4870, 5570, 6340, 7190, 8190, 9160, 10360, 11780, 13610 и 16180 м) и разделяющие слои, которые, по данным стандартной атмосферы, имеют толщину ~ 50 гПа. В горизонтальной плоскости шаг сетки Δl принимается равным 20 км, а ее размер составляет 75×50 узлов.

Численное решение основано на расщеплении уравнений (1) – (10), (20) по физическим процессам и координатам. На первом шаге в два этапа решаются уравнения (1) – (10). На первом этапе решается система уравнений, описывающая адаптацию метеорологических полей с использованием явной схемы «вперед – назад». На втором этапе схемой Лакса–Вендрофа решается задача адвекции с начальными условиями, полученными как результат шага адаптации. На втором шаге реализуется модель переноса примесей (20). Используется явная схема TVD на шаге адвекции и неявная схема Кранка–Николсона на шаге диффузии.

Заклучение

Модели атмосферы и переноса аэрозоля представляют собой имитационный моделирующий комплекс. При подаче на его вход результатов объективного анализа мезометеорологических полей (пример такого алгоритма приведен в [10]) и при выполнении процедуры инициализации метеополей, а также начальных характеристик АО и источников аэрозоля оказывается возможным путем численного решения системы уравнений с заданными граничными условиями разработать прогноз эволюции облачности и аэрозольных образований. На основе изложенной выше модели было проведено исследование процессов волнового циклогенеза и формирования фронтальной облачности [11], а также изучение эволюции отдельного АО, имеющего размеры 150×150 км².

Результаты численных экспериментов свидетельствуют о возможности использования моделей в теоретических исследованиях.

1. Солдатенко С.А., Соболевский О.М. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 2. С. 213–222.
2. Матвеев Л.Т. Динамика облаков. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 331 с.
3. Матвеев Л.Т., Солдатенко С.А. // Метеорология и гидрология. 1989. N 5. С. 90–99.
4. Лушев Ю.Г., Солдатенко С.А. Параметризация подсеточных процессов в региональной телескопической численной схеме прогноза полей температуры, влажности, слоистообразной облачности и осадков // Межвузовский сборник. Изд. ЛПИ. 1984. Вып. 84. (ЛГМИ). С. 25–36.
5. Smagorinsky J. // Mon. Weather Rev. 1963. V. 91. N 1. P. 73–85.
6. Марчук Г.И., Дымников В.П. и др. Математическое моделирование общей циркуляции атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 311 с.
7. Браун Р.А. Аналитические методы моделирования планетарного пограничного слоя. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 150 с.
8. Козлов В.Н., Матвеев Л.Т. // Метеорология и гидрология. 1970. N 3. С. 34–47.
9. Пененко В.В., Алоян А.Е. Модели и методы для задач охраны окружающей среды. Новосибирск: Наука, 1985. 256 с.
10. Комаров В.С., Креминский А.В. // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9. N 4. С. 424–429.
11. Солдатенко С.А. // Метеорология и гидрология. 1989. N 7. С. 5–14.

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск
Военная инженерно-космическая академия им. А.Ф. Можайского, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
10 июля 1995 г.

V.S. Komarov, S.A. Soldatenko, O.M. Sobolevskii. **Hydrodynamical Mesoscale Forecast of Cloudness and Aerosol Formations Evolution.**

Mesoscale models of clouds evolution and pollution diffusion are proposed based on systems of hydrothermodynamics complete equations and turbulent diffusion equation, correspondingly. The evolution of humidity and temperature fields is described by means of water phase transitions – invariant functions, i.e. specific water content and equivalently-potential temperature. Physical meaning of the models due to use of parametrization scheme of principal processes of subnet scale as well as high spatial resolution permit their application to simulation and forecasting of cloudness and fields of aerosol formations.