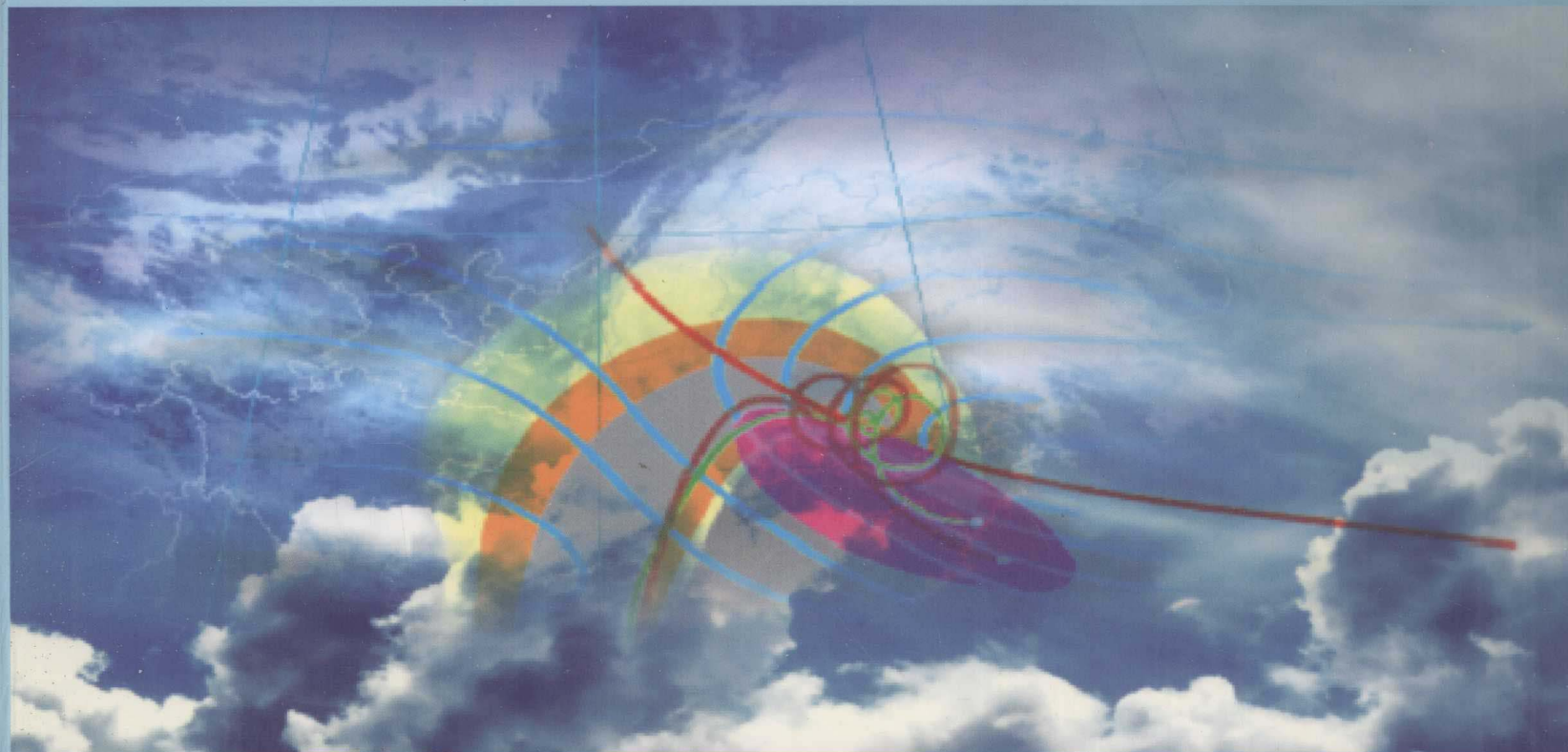


现代气象业务丛书

丛书主编：郑国光



大气物理与人工影响天气 下


郭学良 主编

现代气象业务丛书

大气物理与人工影响天气

(下)

主 编 郭学良
副主编 杨 军 章澄昌

 气象出版社
China Meteorological Press

第5章

云降水和人工影响天气数值模式

数值模式是与室内实验、外场试验同样重要的研究云与降水、开展人工影响天气的重要方法和手段。

发展一个完整的数值模式应包括三部分：第一是运行模式前的预处理技术，包括初始条件和边界条件；第二是主模式系统，一般由大气运动的动力学方程组和各种物理过程的方程组构成；第三是模式输出产品的后处理技术，主要是模式产品的分析和诊断。

一切天气现象都与大气运动有关。大气运动无论是在空间尺度还是在时间尺度上都具有很宽的尺度谱，从湍流一直到全球平均纬向环流。例如积雨云或对流单体的水平尺度一般为1~10 km，而温带气旋等可以达到上千千米。不同尺度运动系统对天气系统的影响不同，但它们之间存在相互作用。小尺度运动系统往往是在大尺度运动系统背景条件下产生发展的，而小尺度系统对大尺度运动系统发展变化有反馈作用。大气运动尺度的量级一般为：大尺度（也即天气尺度）~ 10^3 km和 10^2 h，中尺度~ 10^2 km和10 h，对流或小尺度~10 km和1 h。

在气象学中，将垂直气压梯度力与重力保持平衡的近似称为静力平衡近似。对于大尺度缓慢天气运动，采用静力平衡近似是比较精确的；但是水平尺度仅为几千米到十几千米，生命时间只有几十分钟到几个小时的小尺度积云对流快速运动，不满足静力平衡近似。

通过尺度分析可知，大尺度运动中水平气压梯度力与科里奥利力基本上是相平衡的，即满足地转平衡，但是这只表明大尺度运动中瞬时气压场与瞬时水平速度场之间的近似关系，不能用于预报流场的演变。因此，云降水数值模式必须是考虑非地转平衡和非静力平衡的中小尺度模式系统。

目前，常用的中尺度数值模式有美国宾夕法尼亚州立大学(PSU)和美国国家大气研究中心(NCAR)所研制的中尺度数值模式MM5；NCAR、美国国家环境预报中心(NCEP)预报系统实验室(FSL)和国家海洋大气局(NOAA)等联合开发研制的新一代细网格WRF(Weather Research and Forecasting)中尺度数值模式；以及我国科学家自主开发建立的全球与区域同化预报系统GRAPES(Global-Regional Assimilation and Prediction System)。

本章以WRF中尺度模式为例讲解中小尺度云降水模式系统的构成(5.1节)，并对目前云降水参数化方法(5.2节)以及模式中详细的微物理过程和催化过程(5.3节)进行介绍，最后给出云降水和人工影响天气模式在业务和科研中的应用举例(5.4节)。

5.1 中尺度模式 WRF 简介

WRF模式开发和研究的最终目标是取代目前广泛应用的PSU/NCAR的MM5模式，模式采用全新的程序设计，重点考虑从云尺度到天气尺度等重要天气的预报，网格设计分辨率可达1~10 km，水平格点采用Arakawa-C类跳点格点的半隐式半拉格朗日模式(图5.1a)，模式采用有

限差分方案,完全可压缩、非静力学方程组,分为欧拉高度坐标和欧拉质量坐标(图 5.1b);模式对声波项和重力波项采用时间分裂小步长时间积分方案,对非声波项采用三阶 Runge-Kutta 技术,二阶至六阶平流算子。

WRF 的物理过程采用模块化三重结构,可任意插拔,从而使得不同物理软件包的交换更方便。模式支持多层网格嵌套,易于定位于不同地理位置,物理过程全面,并具有三维资料同化功能,对天气尺度、中尺度的天气系统具有很好的模拟效果。目前该模式已经应用于业务预报试验,并取得较好的预报效果。

5.1.1 模式背景知识

中尺度模式 WRFV2-ARW(the Advanced Research WRF)采用可压缩非静力欧拉方程组,采用地形跟随质量坐标。ARW 采用 η 坐标:

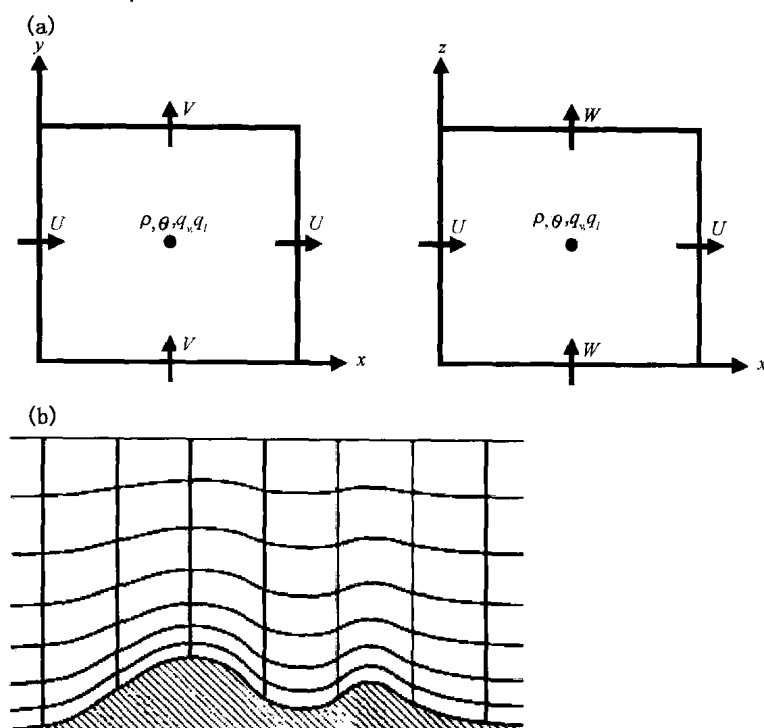


图 5.1 WRF 模式中(a)Arakawa-C 型跳点格式示意图;(b)垂直结构示意图

$$\eta = (p_h - p_{ht}) / \mu, \quad (5.1)$$

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \quad (5.2)$$

其中 p_h 为静力平衡气压分量, p_{hs} 表示地面气压, p_{ht} 表示模式顶气压, η 在地面为 1, 模式顶为 0。

$\mu(x, y)$ 表示 (x, y) 上单位面积上模式范围内空气柱的质量, 因此变量的通量形式为:

$$\vec{V} = \mu \vec{w} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu \dot{\theta} \quad (5.3)$$

5.1.2 模式欧拉方程组的通量形式

大气运动遵守牛顿第二定律、质量守恒定律、热力学能量守恒定律和水汽守恒定律等物理定律。构成大气运动的基本方程组主要包括运动方程、连续方程、热力学方程、状态方程和水汽方程。由以上定义的变量, 可得通量形式的欧拉控制方程组:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \vec{V}u) - \partial_x(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_x) = F_U \quad (5.4)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \vec{V}v) - \partial_y(p\phi_\eta) + \partial_\eta(p\phi_y) = F_V \quad (5.5)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \vec{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (5.6)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V \theta) = F_\theta \quad (5.7)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \vec{V}) = 0 \quad (5.8)$$

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\vec{V} \cdot \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (5.9)$$

其中,静力方程为: $\partial_\eta \phi = -\alpha \mu$, $\alpha = 1/\rho$ (5.10)

状态方程为: $p = p_0 (R_d \theta / p_0 \alpha)^\gamma$, (5.11)

在方程(5.4)~(5.11)中,下标 x, y, η 表示相应方向的微分:

$$\nabla \cdot \vec{V} a = \partial_x (Ua) + \partial_y (Va) + \partial_\eta (\Omega a)$$

$$\vec{V} \nabla a = U \partial_x a + V \partial_y a + \Omega \partial_\eta a$$

其中, a 为任意常数, $\gamma = c_p/c_v = 1.4$, R_d 为干空气比气体常数, p_0 为参考气压。等号右边的项 F_U, F_V, F_W, F_θ 表示由模式物理过程、湍流混合、球面投影和地球旋转引起的强迫项。

5.1.3 考虑水汽的控制方程组

构建欧拉水汽方程组时,并不是将诊断变量转换成湿空气中的变量然后作为质量守恒方程(5.8)中的源项来构建方程组,而是沿用干空气中的诊断变量和干空气守恒方程(5.8),用干空气质量来定义垂直坐标:

$$\eta = (p_{dh} - p_{dht}) / \mu_d \quad (5.12)$$

其中 μ_d 表示单位气柱中干空气的质量, p_{dh} 和 p_{dht} 分别为干空气中的气压及模式顶气压。相应的变量定义为:

$$\vec{V} = \mu_d \vec{v} = (U, V, W), \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \Theta = \mu_d \theta \quad (5.13)$$

则包含水汽的欧拉方程组为:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \vec{V} u)_\eta - \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (5.14)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \vec{V} v)_\eta - \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (5.15)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \vec{V} w) - g [(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (5.16)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V \theta)_\eta = F_\theta \quad (5.17)$$

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \vec{V})_\eta = 0 \quad (5.18)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(\vec{V} \cdot \nabla \phi)_\eta - gW] = 0 \quad (5.19)$$

$$\partial_t Q_m + (\vec{V} \cdot \nabla q_m)_\eta = F_{Q_m} \quad (5.20)$$

干空气的静力方程为: $\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d$ (5.21)

湿空气的状态方程: $p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma$ (5.22)

其中, α_d 为干空气密度的倒数 $1/\rho_d$, α 为考虑所有水成物密度的倒数:

$$\alpha = \alpha_d (1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1}, \text{其中 } q_x \text{ 分别为水汽、云水、雨水、云冰等的比含水量, } \theta_m = \theta (1 + (R_v/R_d) q_v) \approx \theta (1 + 1.61 q_v), Q_m = \mu_d q_m$$

q_m 为 $q_v, q_c, q_r, q_i, \dots$ 。

5.1.4 考虑地图投影、Coriolis 力和曲率项的控制方程组

WRF 支持三种地图投影方案:兰勃特圆锥投影、极射投影和麦卡托投影。这三种投影方案及 ARW 中的地图投影因子均假定在某一点,地图变形投影因子在 x 和 y 方向是相同的,即变形是各向异性的变形,如经纬度网格,可以分别定义 x 和 y 方向的地图投影变形因子。

在 ARW 的计算域中, $\Delta x, \Delta y$ 为变量,球面上的正交投影要求网格点的实际距离与相应的地球上实际距离的比值: $m = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{\text{实际距离}}$ 。

模式中动量定义为:

$$U = \mu_d u / m, V = \mu_d v / m, W = \mu_d w / m, \Omega = \mu_d \dot{\eta} / m \quad (5.23)$$

则包含地图投影因子及旋转项的 ARW 控制方程组写为:

$$\partial_t U + m[\partial_x(Uu) + \partial_y(Vu)] + \partial_\eta(\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (5.24)$$

$$\partial_t V + m[\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (5.25)$$

$$\partial_t W + m[\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + \partial_\eta(\Omega w) - m^{-1} g [(\alpha/\alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (5.26)$$

$$\partial_t \Theta + m^2 [\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m \partial_\eta(\Omega \theta) = F_\Theta \quad (5.27)$$

$$\partial_t \mu_d + m^2 [U_x + V_y] + m \partial_\eta(\Omega) = 0 \quad (5.28)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [m^2 (U\phi_x + V\phi_y) + m \Omega \phi_\eta - gW] = 0 \quad (5.29)$$

$$\partial_t Q_m + m^2 [\partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m)] + m \partial_\eta(\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (5.30)$$

干空气的静力方程为: $\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d$ (5.31)

湿空气的状态方程: $p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma$ (5.32)

通量方程(5.24)~方程(5.26)等号右边的项包含混合项、物理强迫项, Coriolis 力和曲率项。Coriolis 力和曲率项可以写成如下形式:

$$F_{U_{cor}} = + \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) V - eW \cos \alpha_\gamma - \frac{uW}{r_e} \quad (5.33)$$

$$F_{V_{cor}} = + \left(f + u \frac{\partial m}{\partial y} - v \frac{\partial m}{\partial x} \right) U - eW \cos \alpha_\gamma - \frac{vW}{r_e} \quad (5.34)$$

$$F_{W_{cor}} = + e(U \cos \alpha_\gamma - V \sin \alpha_\gamma) + \left(\frac{uU + vV}{r_e} \right) \quad (5.35)$$

其中, α_r 为 y 轴与经度圈的夹角, Ψ 为纬度, $f = 2\Omega_e \sin \Psi$, $e = 2\Omega_e \cos \Psi$, Ω_e 为地球旋转角, r_e 为地球半径。这里用平均地球半径 r_e 近似代替地球球心的径向距离, 没有考虑地球半径的变化对水平格距的影响。含有 m 的项为水平曲率项, 含有 r_e 的项表示垂直曲率, 含有 e 和 f 的项为 Coriolis 力项。理想状态下, 地图尺度因子 $m=1$, f 取为常值, $e=0$ 。

5.1.5 相对于参考大气的扰动控制方程组

在对方程进行离散差分之前, 为了减少差分方案在计算水平气压梯度力时的截断误差及计算机在计算垂直气压梯度力和浮力时的迭代误差, 提高计算精度, 引入“定常”参考大气廓线(上划线的量), 参考大气满足“静力平衡”条件, 并且随高度变化。那么模式预报变量可分解为基本状态和扰动部分:

$$p = \bar{p}(z) + p'$$

$$\phi = \bar{\phi}(z) + \phi'$$

$$\alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha'$$

$$\mu = \bar{\mu}(z) + \mu'$$

由于 η 坐标系下的地表面起伏不平, 因此, 参考廓线 $\bar{p}, \bar{\phi}, \bar{\alpha}$ 是 (x, y, η) 的函数。由此可得动量方程(5.24)~方程(5.26)的扰动形式:

$$\begin{aligned} \partial_t U + m[\partial_x(Uu) + \partial_y(Vu)] + \partial_\eta(\Omega u) + (\mu_d \alpha \partial_x p' + \mu_d \alpha' \partial_x \bar{p}) \\ + (\alpha/\alpha_d) (\mu_d \partial_x \phi' + \partial_\eta p' \partial_x \phi - \mu'_d \partial_x \phi) = F_U \end{aligned} \quad (5.36)$$

$$\begin{aligned} \partial_t V + m[\partial_x(Uv) + \partial_y(Vv)] + \partial_\eta(\Omega v) + (\mu_d \alpha \partial_y p' + \mu_d \alpha' \partial_y \bar{p}) \\ + (\alpha/\alpha_d) (\mu_d \partial_y \phi' + \partial_\eta p' \partial_y \phi - \mu'_d \partial_y \phi) = F_V \end{aligned} \quad (5.37)$$

$$\begin{aligned} \partial_t W + m[\partial_x(Uw) + \partial_y(Vw)] + \partial_\eta(\Omega w) \\ - m^{-1} g (\alpha/\alpha_d) [\partial_\eta p' - \bar{\mu}_d (q_v + q_c + q_r)] + m^{-1} \mu'_d g = F_W \end{aligned} \quad (5.38)$$

质量守恒方程(5.28)和位势方程(5.29)写为:

$$\partial_t \mu'_d + m^2 [\partial_x U + \partial_y V] + m \partial_\eta(\Omega) = 0 \quad (5.39)$$

$$\partial_t \phi' + \mu_d^{-1} [m^2 (U\phi'_x + V\phi'_y) + m \Omega \phi'_\eta - gW] = 0 \quad (5.40)$$

位温和水汽方程保持不变:

$$\partial_t \Theta + m^2 [\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m \partial_\eta(\Omega \theta) = F_\Theta \quad (5.41)$$

$$\partial_t Q_m + m^2 [\partial_x (Uq_m) + \partial_y (Vq_m)] + m \partial_\eta (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (5.42)$$

扰动形式的静力平衡关系为:

$$\partial_\eta \phi' = -\mu'_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (5.43)$$

$$\text{湿空气的状态方程: } p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (5.44)$$

5.1.6 WRF 模式的物理过程参数化方案选项

中尺度模式的物理过程一般包括湿物理过程、辐射过程、边界层湍流过程、地面层过程和陆面过程等,往往一个物理过程有多个参数化方案可供选择。在中尺度模式中,湿物理过程一般都包含积云对流参数化和显式云分辨方案。

WRF 模式的积云对流参数化方案包括新的 Kain-Fritsch 方案, Bett-Miller-Janic 方案以及 Grell Ensemble 方案;显式云分辨方案包括 Kessler 暖云方案、Purdue Lin 方案、WSM3 方案、WSM5 方案、WSM6 方案、Eta GCP 方案和 Thompson 方案。其中 Eta GCP 方案只有两种水凝物预报, Thompson 方案具有 6 种水凝物的预报和冰晶数浓度的预报。

长波辐射包括 MM5 的 RRTM Mlawer 方案, Eta GFDL 长波辐射方案;短波辐射包括 MM5 的 Dudia 方案、Eta GFDL 短波辐射方案、Goddard 短波辐射方案;近地面层包括相似理论、MYJ 近地面方案和 GFS 近地面方案;陆面过程包括基于 MM5 的 5 层土壤温度模式的热扩散方案、RUC LSM 方案以及 Noah unified LSM 方案;边界层包括 NCEP 中期模式的 Hong and Pan 方案, Mellor and Yamada, Janic 方案。

5.1.7 WRF 模式的边界条件选项

5.1.7.1 侧边界条件

WRF 模式的侧边界条件包含以下 5 种选项:

- (1) 固定侧边界条件;
- (2) 开放的侧边界条件;
- (3) 对称的侧边界条件;
- (4) 周期性侧边界条件;
- (5) 嵌套侧边界条件。

5.1.7.2 上边界(模式顶)条件

WRF 模式的上边界条件包含以下 3 种选项:

- (1) 将模式顶气压设为固定值,这也是较为常用的上边界条件;
- (2) Rayleigh damping 上边界条件;
- (3) 吸收上边界条件。

5.1.7.3 下边界(模式底)条件

WRF 模式的底边界条件包含 2 种选项:

- (1) 光滑的底边界条件;
- (2) 根据不同的地表拖曳系数进行插值计算。

5.2 云降水参数化

湿物理过程描述模式域内的水汽和各种水成物之间的相互作用,以及它们的动力、热力效应。模式中描述湿物理过程的方法主要有两种,一种是对流参数化方法,另一种是显式云分辨方案方法。对流参数化主要处理次网格(不可分辨)尺度降水,即用参数化方法考虑次网格尺度的运动对网格尺度运动的总体影响,而不考虑次网格尺度运动的细微结构,这种方法一般在大尺度环流模式中使用,现在非静力

平衡的中尺度模式也采用这种方法处理云和降水过程。而显式云分辨方案则处理可分辨尺度的降水,直接预报各种云物理变量和描述它们之间的相互转化,最先主要是在云模式中使用,但随着计算条件和计算技术的发展,现在的中尺度模式大多数也包含这种云分辨方案。

下面简要介绍几种常用的对流参数化方案,重点介绍显式云分辨方案。

5.2.1 对流参数化

积云对流参数化是根据云的效应与大尺度天气现象已知参数之间的定量关系,估计积云对流对可分辨尺度运动的物理效应,连结“次网格尺度”积云的效应与模式可分辨运动尺度之间关系的参数化方法。积云参数化可将大尺度模式不能显式分辨的对流凝结和积云引起的热量、水分和动量的输送与模式的预报变量联系起来。

常用积云对流参数化方案有 Anthe-Kuo, Arakawa-Schubert, Betts-Miller, Fritsch-Chappell, Kain-Fritsch, Grell 方案等。陈静(2003)介绍了这几个方案的特点。

Anthe-Kuo 型对流激发方案是考虑质量、水汽辐合型假设的参数化方案,该方案有以下几条对流激发标准:(1)气柱内的水汽辐合量 $Mt > 3.0 \times 10^{-7} \text{ kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$; (2)检查模式探空对流不稳定能量、云的厚度 ($\Delta\sigma \geq 0.3$) 和有效浮力能,判断是否满足对流发生的条件,如果有对流发生,则计算对流降水和归一化垂直廓线函数 $N_h(\sigma)$ 、 $N_m(\sigma)$ 和水汽辐散垂直涡动通量 $V_{qf}(\sigma)$ 。该方案人为地指定加热和增湿的垂直分布廓线,适用于较大格距的模拟。

Betts-Miller 湿对流调整型用的是瞬时平衡假设,认为由于积云对流的存在,使模式热力学特征由非平衡态向准平衡热力学参考廓线调整。该方案虽然不能详细地描述出积云对流与环境强迫场之间的相互作用,但由于其参考廓线的确定是建立在大量观测事实基础上的,调整过程包含了对流凝结的产生和潜热感热的垂直输送。因此,该方案仍能给出较好的对流加热、加湿的垂直分布。该方案适用于格距大于 30 km 的模拟。

Grell 方案是简化的 Arakawa-Schubert 单云模式参数化方案,闭合条件采用与 Arakawa-Schubert 方案相同的准平衡假设。在 Grell 方案中,云被描绘成由上升气流和下曳气流造成的两个稳定环流,假设云与环境场之间的直接混合只发生在云底和云顶,在云的边缘没有卷入、卷出,垂直方向上质量通量守恒,降水率是模式低层大气平均风切变的函数,方案还包括湿对流下曳气流的冷却效应。对大尺度的加热和湿反馈完全由云顶和云底的补偿质量通量和卷出所决定。该方案适用于 10~30 km 较小格距的模拟。

Kain-Fritsch 方案类似于 Fritsch-Chappell 方案(1980),是浮力能量型云模式方案,考虑了云中上升气流的卷入和下曳气流的卷出作用,闭合条件由格点上的对流有效位能(CAPE)和有效浮力能决定对流发生和环境的变化,对流活动使得在有限时间间隔 τ 内,将有效浮力能耗尽。Kain-Fritsch 使用质量守恒的云模式,允许云的边缘与环境相互作用,同时还考虑了云从液态饱和水冻结成云冰的云中冰化微物理过程。这种方案适用于 20~30 km 格距的模拟。

5.2.2 显式云分辨方案

显式云分辨方案有两种不同的描述方法,一种是详细的微物理方法,即分档法,该方法根据水成物的相态、粒子大小、形状、密度等微物理特征将水成物分成几十或几百档,这种方法由于预报变量繁多、计算量巨大而一般适用于 β 中尺度和 γ 中尺度模式,多应用于研究工作。另一种是体积水参数化方法,模式只描述各种水成物的总体特征,建立各种水成物的总体控制方程。有单参数和双参数法两种谱描述方法,单参数方法是只参数化水成物的比含水量,而双参数化方法不仅要参数化水成物的比含水量,同时还要参数化水成物的比数浓度,对水成物的质量和数浓度同时进行预报,根据模式增加的预报变量和物理过程的不同,可以分为暖云方案、简单冰相方案和复杂冰相方案。

5.2.2.1 分档法

详细的微物理方法即分档法(Spectral Bin Microphysical (SBM) cloud model)是根据粒子的尺度

分布函数将粒子分为几十或上百档次进行描述,要写出每一档粒子的预报方程以及它们之间的相互转化过程。这类模式有一些为暖雨模式,适合研究从气溶胶活化开始形成云滴到最终形成雨滴的暖雨过程;还有一些 SBM 模式只用一种尺度分布函数描述云冰,这种分类方法认为最小的冰粒子为冰晶,较大的冰粒子为霰。只有少数 SBM 模式对复杂的云冰进行分类,利用不同的尺度分布函数描述不同类型的云冰,这种混合相分档云微物理模式比简单分类的方法更适合研究云和气溶胶的相互作用,对降水形成过程的模拟也会更加精细,特别是对云和冰晶的初始核化过程更加准确。更先进的 SBM 模式还包括大气气溶胶粒子的变化,利用特殊的粒子分布函数来描述气溶胶的变化,考虑平流和核化过程。还有许多气团模式利用分档法详细描述了气溶胶—云凝结核/(冰核)—云滴/(冰晶)以及气溶胶物理化学特性对云降水的影响。由于 SBM 模式对计算资源的需求巨大,所以大多数混合相 SBM 模式为二维模式,一般多用于研究工作,三维 SBM 模式只是暖雨微物理模式,或只用一种尺度分布函数来描述云冰,并且一般只能模拟单块的云。

由于计算条件的限制以及研究的重点不同,研究人员经常使用总体水和分档法混合使用的混合法对粒子群体进行描述,形成一种混合方案。使用该方案时应该注意,由于源汇项引起的粒子的增长和消耗所造成的粒子数浓度从一档到另一档的传输问题,要保证在传输过程中粒子数浓度和质量的守恒。由于各个模式研究的重点不同,混合方案中有的是对液相粒子进行分档,如进行云滴核化研究以及暖雨过程的研究;有的是对冰相粒子分档,主要用于研究云中的冷雨过程、冰相粒子的核化过程以及用于人工增雨防雹的模拟研究,如郭学良等(2001)建立和发展了一个可压缩、时变、非静力平衡的三维冰雹云分档模式,将霰与冰雹按照指数分档方法划分为 21 档($100\ \mu\text{m}\sim 7\ \text{cm}$),模式的预报变量包括云滴、云冰、雨滴、雪团和霰(雹)5 种水成物的比含水量以及云冰的数浓度,考虑 37 种微物理过程,可用于预测和研究三维强冰雹云降雹过程。

5.2.2.2 体积水参数化方法

(1) 暖云方案

暖云是指由液相粒子即水滴构成的云,一般处于温度高于 0°C 的空间内。在冰相过程不明显的成云致雨过程中,采用暖云方案可以抓住云中的主要成云致雨过程,进行数值研究,例如我国南方夏季浓积云和积雨云前期的自然成云致雨过程,暖雨过程起着主要作用。根据水滴半径的大小,可以将水滴分为云滴和雨滴两类,一般以半径 $100\ \mu\text{m}$ 为界限,大于 $100\ \mu\text{m}$ 的为雨滴,具有明显的下落速度,在模式中必须考虑其重力沉降和下落,而云滴由于其粒子尺度较小,一般可以忽略其重力沉降。暖云方案的预报量一般包括云水和雨水的比质量两种,考虑的微物理过程主要有 5 种,分别是云滴的凝结、云雨自动转化、云滴同雨滴的碰并、雨滴的凝结蒸发和重力沉降,复杂一些的还会考虑雨滴的自动破碎等。

目前多数中尺度模式都包括暖云方案,例如 Regional Atmospheric Modeling System(RAMS)模式中的暖云方案为 Tripoli 和 Cotton 的方案。Advanced Regional Prediction System (ARPS) 模式中的暖云方案为 Hsie 等提出的暖云方案。Weather Research and Forecasting(WRF)模式中的 Kessler 方案(Kessler 1969)。刘奇俊等(1998)在国家气象中心业务有限区数值预报模式 HLAFS 中增加了双参数暖云方案,特别之处是考虑了雨水的比数浓度,以及雨滴的相互碰并和破碎过程。

(2) 简单冰相方案

当云中水汽、过冷水滴和冰晶共存时,由于冰面饱和水汽压低于同温度下的水面饱和水汽压,如果水汽接近于水面饱和,则对冰面就是饱和或过饱和,水汽从水滴表面蒸发并转移到冰晶,使冰晶增大、水滴减小,冰相粒子获得优先增长,这种过冷云水逐渐消耗而冰雪晶得以增长的过程称之为贝吉龙(Bergeron)过程。一般的降水云,都是温度低于 0°C 的混合云,这时考虑和增加模式中的冰相粒子过程就显得尤为迫切。简单冰相方案由于抓住了自然云中的主要微物理过程并且节省计算资源,在数值模式中应用比较普遍,尤其是业务预报中使用较多,也易于实现雷达观测资料的同化应用,具有良好的发展前景。

一般模式中都包含简单冰相方案,如使用较多的如中尺度模式 MM5 中的 Dudhia 的简单冰相方案。该方案建立在两个假设之上,第一假定云中没有过冷水,第二假设云冰和雪在下落通过 0°C 层时立

即融化,只增加两个预报变量,分别代表云水/云冰,以及降水粒子雨水/雪,包括 10 个微物理过程。再如 WSM3 方案(Hong *et al.* 2004)是 WRF 中尺度模式的简单冰方案,该方案在 Ncloud3 方案(Hong *et al.* 1998)的基础上,修改了冰晶沉降过程并增加了一些新的冰相参数化过程。方案中冰晶数浓度依赖于冰晶含量而不是温度,考虑了 3 种水物质:水汽、云水/云冰和雨水/雪。由温度来区分云水和云冰、雨水和雪,即 0°C 以上为云水和雨水; 0°C 以下为云冰和雪。

(3) 复杂冰相方案

冰相粒子在降水形成过程中的重要性早已为人们所熟知,然而人们对自然云中冰晶的核化和增长过程理解的还不够完整,冰相粒子的形态、密度、尺度等的差异,给物理参数化带来了一定的困难,尽管如此,科学家还是根据已有的实验结果和观测事实,尝试了许多种冰相粒子的参数化方法,并且取得了一定的成绩。自然云中的成冰和降水过程远比简单冰相方案描述的要复杂,利用简单冰相方案不能详细地描述云中的冰相粒子及其相互转化,以及其动力和热力效应,并且不能预报降水类型。不同的模式,其对冰相粒子的分类不同,有的只有一类,统称为冰;有的冰相粒子分为两类、三类、四类,甚至十类,但不论冰相粒子分类粗细,基本上可分为冰晶、雪、霰和雹四类。

中尺度模式 WRF 中包含了多种复杂冰相方案。WSM5 方案(Hong *et al.* 2004)允许过冷水存在,并且使得雪花降到融化层以下时能够逐渐融化,与 WSM3 简单冰方案的区别在于:简单冰方案的冻结和融化只在冻结层的相邻层发生,由于相变潜热的作用在冻结层附近可能会出现温度反馈的不连续;复杂冰方案中雪的冻结和融化允许在一定厚度的模式大气中发生,温度反馈的颁布也更加连续、合理。WSM6 方案在 WSM5 方案基础上增加了霰和与其相关的过程。Thompson 方案(Thompson *et al.* 2004)是对早期 Reisner 方案(Reisner *et al.* 1998)的改进,预报变量包含 6 种水物质和冰晶数浓度,分别是水汽、云水、冰晶、雨、雪、霰的比含水量和冰晶数浓度。对初始冰晶核化、云水雨水自动转化、霰的滴谱分布、雪粒子的截距等进行了改动,提高了模式对雪、霰以及冰晶含量的预报能力。

国内一些学者一直以来也在不断发展提高我国云降水显式方案水平。如胡志晋等(2000)采用准隐式计算方法,研制了一套混合相双参数显式云方案,该方案包括水汽、云水、雨水、冰晶、雪晶和霰的比质量,雨水、冰晶、雪晶和霰的比数浓度以及云滴谱拓宽度共 11 个预报量,31 个微物理过程。当合理安排计算顺序后,可以保证数值计算的守恒、正定和稳定,并且计算量同显式的相当。该方案已经被耦合到目前常用的中尺度模式 MM5、GRAPES 和 WRF 中,其预报量比 MM5 中预报量最全的 Reisner 霰方案还多 4 个。

5.2.3 降水方案的选择

中尺度模式中往往提供了多种对流参数化方案和多种显式方案,在数值模拟时还涉及不同方案的搭配使用问题,这需要进行深入比较。许多数值模拟试验表明(王建捷等 2005;徐国强等 2005),由于不同强降水系统的内在差别,不同性质强降水的加热高度有所不同,采用不同的积云参数化方案,其模拟效果会有较大的差别。不同的微物理方案对降水结果的预报也存在差异,在使用时要多进行比较。对流参数化方案建立在有限的观测资料和不完善的理论基础之上,描述复杂多变的大气对流过程的能力有限,并具有较明显的不确定性,是目前处理次网格过程的权宜之计。在中尺度模式格距为 10 km 以上时(Zhang *et al.* 1988),一般采用显式方案和对流参数化方案相结合的方法来处理网格尺度云降水过程和次网格积云对流过程。随着计算能力和中尺度模式的分辨率逐渐提高,格距缩小已能够显式预报成云致雨过程,当模式水平格距小于 $2\sim 3$ km 时,认为模式已经能够分辨一个一个的对流云体,而只采用显式云分辨方案,关闭对流参数化,直接预报各种云物理过程和降水。

5.3 模式中微物理过程和催化过程

云模式就是将云的动力学方程和微物理方程综合成为一套方程组,结合观测和实验结果对方程组

联立求解,模拟云场和降水的发展演变过程。经过几十年的发展,我国云模式已经从一维定常积云模式发展成为三维全面双参数云分辨模式,其中的水成物分类从最简单的暖云发展为复杂的冰相,考虑的微物理过程也更为复杂并接近实际自然云过程。

5.3.1 水凝物粒子谱分布

在中国气象科学研究院(CAMS)中国气象局人工影响天气中心研发的云降水模式中,根据云中水的相态和水成物的物理特性,考虑它们增长和下落的不同,可以分成水汽、云滴、雨滴、冰晶、雪、霰等 6 种。云滴和雨滴是大小不同的水滴,以半径 $100 \mu\text{m}$ 为界。冰晶是各种大小和各种形状的主要由水汽凝华形成的晶体,雪团是冰晶的聚合体。霰是以云滴冻结组合为主的冰球。

云和降水粒子群的大小分布根据实测资料可用伽马分布来近似,即

$$dN = N_0 D^\alpha e^{-\lambda D} dD \quad (5.45)$$

式中 dN 为直径是 D 到 $D+dD$ 的粒子比浓度, α , N_0 和 λ 是参数。

(1)云滴谱:采用 Хргиан-Мазин 的云滴谱,即 $\alpha = 2$ 。层状云中云滴浓度除云底附近外变化较小,模式中简单地假定云滴比浓度为常量,即

$$N_c = \int_0^\infty N_{0c} D^2 e^{-\lambda_c D} dD = 2N_{0c} \lambda_c^{-3} = \text{const} \quad (5.46)$$

(2)雨滴谱、霰谱

采用 Marshall-Palmer 谱,即 $\alpha = 0$,对于霰谱也已为观测资料所肯定。

$$N_{r(g)} = \int_0^\infty N_{0r(g)} e^{-\lambda_{r(g)} D} dD = N_{0r(g)} \lambda_{r(g)}^{-1} \quad (5.47)$$

(3)冰晶谱、雪晶谱

冰晶、雪晶谱分布观测较少。Hobbs 观测到的冰晶谱大都是呈单峰偏态分布,即介乎指数和正态分布之间,观测的雪晶分布谱也类似。据此,我们取它们的分布:

$$N_{i(s)} = \int_0^\infty N_{0i(s)} D_{i(s)} e^{-\lambda_{i(s)} D} dD = N_{0i(s)} \lambda_{i(s)}^{-2} \quad (5.48)$$

5.3.2 云降水模式微物理方程组

模式采用双参数混合相微物理方案,考虑了云水、雨水、冰晶、雪和霰 5 种水成物,包括 11 个云物理预报量,分别为水汽、云水、雨、冰晶、雪和霰的混合比质量 ($Q_0, Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g$) 和雨、冰晶、雪和霰的比数浓度 N_r, N_i, N_s, N_g 以及云滴谱拓宽度 F_c 。

考虑了碰并、凝华(升华)和凝结(蒸发)自动转化、核化和繁生及冻结和融化共 31 种云物理过程(表 5.1 和图 5.2)。微物理过程用 3 个字母表示,第一个字母表示过程,第二个字母表示消耗项,第三个字母为生成项。即雨、雪、霰对云滴的碰并 (C_{cr}, C_{cs}, C_{cg}),雨滴、雪、霰对冰晶的碰并和冰晶自碰并 ($C_{ir}, C_{is}, C_{ig}, C_{ii}$),冰晶、雪、霰对雨滴的碰并和雨滴自碰并 ($C_{ri}, C_{rs}, C_{rg}, C_{rr}$),雨滴、霰对雪的碰并和雪自碰并 (C_{sr}, C_{sg}, C_{ss}),冰晶、雪、霰的凝华或升华 (S_{vi}, S_{vs}, S_{vg}),云滴、雨滴的凝结或蒸发 (S_{vc}, S_{vr}),云雨、云冰、云霰、冰雪、雪霰转化 ($A_{cr}, A_{ci}, A_{cg}, A_{is}, A_{sg}$),冰晶核化和繁生 (P_{vi}, P_{ci}),雨滴冻结成霰 (M_{rg}),冰晶、雪融化成云滴 (M_{ic}, M_{sc}),雪、霰融化成雨滴 (M_{sr}, M_{gr})。

该方案对凝结、云雨转化、雪晶凝附、雨滴冻结、冰晶核化、繁生等过程的描述具有一定特色,如冰晶核化过程考虑了水汽过饱和度和温度变化速率,云雨自动转化过程则根据 Berry 的模拟结果,计算云滴谱拓宽度,不采用 Q_c 的阈值等。物理过程的描述符合外场的观测结果或室内实验结果,并尽量减少人为调节的参数,使物理过程适用不同的天气系统和不同的区域使用。该方案的计算特点是对微物理预报量的汇项采用准隐式格式计算,可以保证计算稳定、正定、守恒。

$$\frac{\delta Q_r}{\delta t} = \begin{cases} Acr + Ccr - Cri - Crs - Crg - Mrg + Sur & T < 0^\circ\text{C} \\ Acr + Ccr + Ccg + Cir + Csr + Msr + Mgr + Sur & T \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (5.55)$$

$$\frac{\delta N_r}{\delta t} = \begin{cases} NAc_r - NCr_i - NCr_s - NCr_g - NMrg + NSur + NCrr & T < 0^\circ\text{C} \\ NAc_r + Ccg/hqgrm + NMs_r + NMg_r & T \geq 0^\circ\text{C} \\ + NSur + NCrr & T \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (5.56)$$

$$\frac{\delta Q_g}{\delta t} = \begin{cases} Ccg + Cri + Crs + Crg + Mrg + Cir + Cig + Acg & T < 0^\circ\text{C} \\ + Csr + Csg + Asg + Svg & T \geq 0^\circ\text{C} \\ Cig + Csg - Mgr & T \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (5.57)$$

$$\frac{\delta N_g}{\delta t} = \begin{cases} NMrg + NCir + NAcg + NCsr + NAsg + NSvg & T < 0^\circ\text{C} \\ NSvg - NMgr & T \geq 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (5.58)$$

$$\frac{\delta F_c}{\delta t} = \frac{\rho^2 Q_c^2}{120\rho Q_c + 1.6N_c/D_c} \quad (5.59)$$

5.3.3 云降水方程组的准隐式解法

云物理量都是正定值。因为源汇项往往同云物理量(A)的指数值(A^α , α 不一定为整数)有关,当 $A < 0$ 时, A^α 无法计算。

在云模式中一个云物理过程 F_i 一般都是某一物理量(j)的汇项,同时又是另一物理量(k)的源项,即 $F_{ijk} = -\frac{\delta A_j}{\delta t} = \frac{\delta A_k}{\delta t}$ (5.60)

某一云物理量 A_n 在 $t+1$ 时刻的值为

$$A_n^{t+1} = A_n^t + (ADV_n + DIF_n)Dt + \sum_{ij} F_{ijn} \cdot Dt - \sum_{ik} F_{ink} \cdot Dt + FAL_n \cdot Dt \quad (5.61)$$

式中 ADV_n 和 DIF_n 为 A_n 的平流项和混合项, FAL_n 为下落辐合项,采用一定的平流方案可以保证 A_n 在平流混合过程中的正定性。当 $\sum_{ik} F_{ink} \cdot Dt$ 过大时, A_n^{t+1} 会出现负值,违反云物理量的正定性,并引发质量不守恒和计算不稳定等问题。为此必须进行订正。

在云模式中源汇项一般采用显式计算格式,如时间前差格式:

$$A_n^{t+1} = A_n^t + (ADV_n^t + DIF_n^t - \sum_{ik} F_{ink}^t + \sum_{ij} F_{ijn}^t) \cdot Dt \quad (5.62)$$

如果我们采用时间后差的隐式格式,就可以保证 A_n^{t+1} 为正定值,即

$$A_n^{t+1} = A_n^t + (ADV_n^t + DIF_n^t - \sum_{ik} F_{ink}^{t+1} + \sum_{ij} F_{ijn}^{t+1}) \cdot Dt \quad (5.63)$$

但这要求解一个十分复杂的联立方程组。

云物理源汇项一般都同被消耗量成正比,如降水粒子碰并云滴的速率除同降水粒子特征有关外,同云水量成正比。此外一些云物理过程速率还同被消耗水凝物的微物理特征有关,如雨滴冻结成冰的速率正比于雨水量和平均雨滴大小,我们可以将源汇项写成下式:

$$F_{ijk} = H_{ijk} \cdot A_j \quad (5.64)$$

H_{ijk} 为过程的相对变化速率系数,具有 s^{-1} 的量纲。

建议采用下列准隐式差分格式:

$$A_n^{t+1} = A_n^t + (ADV_n^t + DIF_n^t + FAL_n^t - \sum_{ik} H_{ink}^t \cdot A_n^{t+1} + \sum_{ij} H_{ijn}^t \cdot A_j^{t+1}) \cdot Dt \quad (5.65)$$

这样就只要求解一个线性联立方程就行了。对云模式特点的进一步分析表明,对云物理量的计算次序采用一定排列,先算汇项多而源项少的云物理量,可使方程(5.65)的右边项中的值基本上是先算出的值,从而可以大大简化计算,即

$$A_n^{**} = A_n^* + \sum_{ij} H_{ijn}^t \cdot A_j^{t+1} \cdot Dt - \sum_{ik} H_{ink}^t \cdot A_n^{t+1} \cdot Dt \quad (5.66)$$

$$\text{式中 } A_n^* = A_n^t + (ADV_n^t + DIF_n^t) \cdot Dt \quad (5.67)$$

由式(5.65)可得

$$A_n^{**} = (A_n^* + \sum_{ij} H_{ijn}^i \cdot A_j^{*+1} \cdot Dt) / (1.0 + \sum_k H_{ink}^i \cdot Dt) \quad (5.68)$$

具体的计算次序是:在暖区($T > 0^\circ\text{C}$)是云水(Q_c)冰晶(Q_i, Ni)雪晶(Q_s, Ns)霰(Q_g, Ng),最后是雨水(Q_r, Nr);在冷区($T \leq 0^\circ\text{C}$)是云水(Q_c)冰晶(Q_i, Ni)雪晶(Q_s, Ns)雨水(Q_r, Nr)和霰(Q_g, Ng)。即

$$Q_c^{**} = Q_c^* / [1.0 + (H_{cci} + H_{ccs} + H_{ccg} + H_{acr} + H_{ccr} + H_{pci}) \cdot Dt] \quad (5.69)$$

$$Q_i^{**} = [Q_i^* + (H_{cci} + H_{pci}) \cdot Q_c^{**} \cdot Dt] / [1.0 + (H_{cir} + H_{cii} + H_{cis} + H_{cig} + H_{aig} + H_{mir} + H_{mic}) \cdot Dt] \quad (5.70)$$

$$Q_s^{**} = [Q_s^* + H_{ccs} \cdot Q_c^{**} \cdot Dt + (H_{cii} + H_{cis}) \cdot Q_i^{**} \cdot Dt] / [1.0 + (H_{csr} + H_{csg} + H_{asg} + H_{msr} + H_{msc}) \cdot Dt] \quad (5.71)$$

在冷区($T \leq 0^\circ\text{C}$)时:

$$Q_r^{**} = [Q_r^* + (H_{acr} + H_{ccr}) \cdot Q_c^{**} \cdot Dt] / [1.0 + (H_{crr} + H_{cri} + H_{crg} - H_{svr} + H_{mrg}) \cdot Dt] \quad (5.72)$$

$$Q_g^{**} = Q_g^* + [(H_{aig} + H_{cir} + H_{cig}) \cdot Q_i^{**} + (H_{asg} + H_{csr} + H_{csg}) \cdot Q_s^{**} + (H_{cri} + H_{crr} + H_{crg} + H_{mrg}) \cdot Q_r^{**} + H_{ccg} \cdot Q_c^{**}] \cdot Dt \quad (5.73)$$

在暖区($T > 0^\circ\text{C}$)时:

$$Q_g^{**} = \frac{[Q_g^* + (H_{cig} \cdot Q_i^{**} + H_{csg} \cdot Q_s^{**}) \cdot Dt]}{(1.0 + H_{mrg} \cdot Dt)} \quad (5.74)$$

$$Q_r^{**} = \{Q_r^* + [(H_{acr} + H_{ccr} + H_{ccg}) \cdot Q_c^{**} + (H_{cir} + H_{mir}) \cdot Q_i^{**} + (H_{csr} + H_{msr}) \cdot Q_s^{**} + H_{mrg} \cdot Q_g^{**}] \cdot Dt\} / (1.0 - H_{svr} \cdot Dt) \quad (5.75)$$

式中 H_{cci}, H_{ccs} 等为云物理过程 C_{ci}, C_{cs} 等的系数。

方程组按上述次序计算,右边项都是已知值,也就是说这一隐式方案在计算时实际上是显式的,它将大大节省计算量,同时可以保证计算值的正定性。在水分总量中,由于源汇项是相互抵消的,所以上述方案可以保证云物理过程模拟中水分的守恒性。

5.3.4 人工影响天气模式的构建

催化模式一般是在云模式的基础上,通过添加不同的催化过程而形成的具有催化能力的模式,如添加盐粉过程的暖云催化模式,以及添加 AgI 类成冰剂核化过程的混合云催化模式。

利用云模式进行催化试验,主要有三种方法,第一是在预先选定的温度区域内直接把过冷水转化为云冰,这种方法可以是在一个格点上瞬时转化,也可以是在一定的温度区域内多个格点上缓慢转化;第二种方法是在模式选定的时空范围内人为地增加一定数量的冰晶数浓度和相应的很少的冰晶比质量,这种方法适用于原理试验和液氮等的催化模拟;第三种方法是在模式云中的合适部位和时间直接加入催化剂,模拟催化剂的演变、核化及其与云和降水粒子的相互作用,这种方法与自然云中催化剂的扩散增长过程最为接近。下面介绍 AgI 类催化剂核化机制。

5.3.4.1 P. J. DeMott (1995) 的 AgI 类催化剂的成核机制

该方案考虑了四种成核机制,分别为凝华核化、凝结-冻结核化、接触冻结核化和浸没冻结核化。下述各式中取 $ssw = Q_v/Q_{sv} - 1$, $ssi = Q_v/Q_{si} - 1$, 分别为水面和冰面的过饱和比。

(1) 凝华核化比 F_{dep}

$$F_{dep} = 1 - \exp(-4\pi r_a^2 D_{dep}) \quad (5.76)$$

其中 r_a 为, 3.5 AgI 粒子的半径,模式中取为 $3.5 \times 10^{-6} \text{ cm}$ 。式中 D_{dep} 的取值如下:

$$D_{dep} = \begin{cases} \text{当 } t < -5^\circ\text{C} \text{ 且 } ssw > -0.08 \text{ 时} \\ 5.02 \times 10^5 (100ssi - 65ssw - 5)^{1.493} \\ \text{当 } ssw \leq -0.08 \text{ 时} \\ 8.93 \times 10^4 (100ssi)^{1.923} \end{cases} \quad (5.77)$$

(2) 凝结—冻结核化比 F_{cdf}

$$F_{cdf} = 1 - \exp(-4\pi r_a^2 D_{cdf}) \quad (5.78)$$

式中 D_{cdf} 的取值如下:

当 $t < -5^\circ\text{C}$ 且 $ssw > 0$ 时

$$D_{cdf} = 2.36 \times 10^9 [(-10)^{-1}(t+3)]^{4.836} (100ssw)^2 \quad (5.79)$$

(3) 接触冻结核化比 F_{ctf}

$$F_{ctf} = F_{scav} [1 - \exp(-4\pi r_a^2 D_{ctf})] \quad (5.80)$$

其中 F_{scav} 为云滴对气溶胶粒子的清除率。 F_{scav} 的取值如下:

$$F_{scav} = K_B n_c$$

其中 $K_B = 4.16 \times 10^{-7} \text{cm}^3/\text{s}$ 为布朗碰并系数, $n_c = 10^9/\text{kg}$ 为云滴浓度。 D_{ctf} 的取值如下:

$$\text{当 } ssi > 0.055 \text{ 时, } D_{ctf} = 1.198 \times 10^{12} (ssi - 0.055)^{1.98} \quad (5.81)$$

(4) 浸没冻结核化比 F_{imf}

$$F_{imf} = 0.0337 [(-10)^{-1}(t+5)]^{3.2}, \text{ 当 } t < -5^\circ\text{C} \text{ 时} \quad (5.82)$$

(5) AgI 催化剂作云凝结核 F_{imd}

AgI 类催化剂除上述作为凝华、冻结核生成冰晶外,还可以作为凝结核而生成云滴。作为凝结核时的成核公式如下:

$$F_{imd} = 0.05(100ssw)^{1.8}, \text{ 当 } t < -5^\circ\text{C} \text{ 时} \quad (5.83)$$

5.3.4.2 Meyer 等(1995)的 AgI 类催化剂的成核机制

该方案考虑了三种成核机制,分别为凝华核化、凝结冻结核化和接触冻结核化。下述各式中 ssw 、 ssi 的意义同前述的方案一致。

(1) 凝华核化比 F_{dep}

当 $T \leq 268.2 \text{ K}$ 且 $ssi > 0.04$ 时,

$$F_{dep} = a \cdot ssi + b \left(\frac{273.16 - T}{T_0} \right) + c \cdot ssi^2 + d \left(\frac{273.16 - T}{T_0} \right)^2 + e \cdot ssi^3 \quad (5.84)$$

其中 $T_0 = 10 \text{ K}$, 系数 a 、 b 、 c 、 d 和 e 分别取值为 -3.25×10^{-3} 、 5.39×10^{-5} 、 4.35×10^{-2} 、 1.55×10^{-4} 和 -0.07 。

(2) 凝结冻结核化比 F_{cdf}

当 $T < 268.66 \text{ K}$ 且 $ssw > 0$ 时,

$$F_{cdf} = a \left(\frac{268.66 - T}{T_0} \right) s s w^2 \quad (5.85)$$

其中 $T_0 = 10 \text{ K}$, 系数 $a = 900$ 。

(3) 接触冻结核化比 F_{ctf}

当 $T < 269.2 \text{ K}$ 且 $ssi > 0.058$ 时,

$$F_{ctf} = F_{scav} [a + b \cdot ssi + c \cdot ssi^2 + d \cdot ssi^3 + e \cdot ssi^4 + f \cdot ssi^5 + g \cdot ssi^6] \quad (5.86)$$

其中 F_{scav} 为云滴对气溶胶的清除率,其计算可参考前述自然冰晶接触核化部分 P_x 的计算,式中的系数 a 到 g 的值依次为: 0.0878 、 -3.7947 、 52.3167 、 -255.4484 、 568.3257 、 -460.4234 和 -63.1248 。

在催化模式中,除考虑催化剂核化机制外,还需要修改与人工冰晶有关的微物理过程,一般假定人工冰晶与自然冰晶的物理性质完全相同,因此人工冰晶的各微物理过程的计算公式应与模式中自然冰晶的对应计算式相同。

5.3.4.3 中尺度催化数值模式

中尺度催化模式一般是在中尺度模式的基础上,通过耦合显式云分辨方案和催化方案而形成,目前方春刚等(2008)已经在中尺度模式系统 WRF 的 Thompson 方案中添加了碘化银(AgI)预报方程,形成

适合人工影响天气的中尺度催化数值模式。

在 Thompson 方案预报方程组中加入碘化银预报方程,如(5.87)式所示,

$$\frac{dX_s}{dt} = -D_{Xs} + S1 + S2 \quad (5.87)$$

$$S2 = S_{bc} + S_{ic} + S_{br} + S_{ir} + S_{dv} \quad (5.88)$$

其中 X_s 表示碘化银粒子的比含量, D_{Xs} 表示 X_s 的次网格尺度混合项。 $S1$ 表示 X_s 的源项, $S2$ 表示 X_s 的汇项。 汇项如(5.88)式所示, 其中 S_{bc} , S_{ic} , S_{br} 和 S_{ir} 分别表示云滴和雨滴由于布朗运动和惯性运动而与人工冰核产生碰撞冻结核化的过程, S_{dv} 表示水汽在人工冰核上的凝华核化。

模式中 X_s 的源项以一矩形空间内均匀分布的碘化银粒子初始浓度 X_{s0} 来表示, 即在一定区域的格点上增加碘化银粒子的初始浓度。 碘化银通过一定的微物理过程与云中粒子发生相互作用。

对于碘化银的核化过程, 模式中主要有以下假设:

- (1) 碘化银粒子是单分散谱, 半径为 $0.1 \mu\text{m}$, 忽略下落末速度, 平均质量 $m_s = 2.38 \times 10^{-14} \text{g}$;
- (2) 一个液滴只能捕获一个活化冰核发生接触核化;
- (3) 忽略冰质粒子与碘化银粒子的碰并及碘化银粒子的光解活化;
- (4) 所有的碘化银粒子在 $t < -20^\circ\text{C}$ 时全部活化, 人工冰核的活化曲线如下式:

$$N_a(\Delta T) = 0, \Delta T < 5^\circ\text{C} \quad (5.89)$$

$$N_a(\Delta T) = \exp[-0.022(\Delta T)^2 + 0.88(\Delta T) - 3.8], 5^\circ\text{C} \leq \Delta T \leq 20^\circ\text{C} \quad (5.90)$$

$$N_a(\Delta T) = 1.6 \times 10^2, \Delta T \geq 20^\circ\text{C} \quad (5.91)$$

其中 $\Delta T = T_0 - T$, 表示碘化银所处位置温度与零度温度之差。

下面给出 X_s 中各过程转化率公式:

- (1) 云滴与碘化银粒子的接触冻结核化(S_{bc} , S_{ic})

$$S_{bc} = \frac{\Delta X_s}{\Delta t} = -4\pi D_s X_s N_c R_c \quad (5.92)$$

$$S_{ic} = \frac{\Delta X_s}{\Delta t} = -4\pi R_c^2 X_s V_c E_{cs} N_c \quad (5.93)$$

- (2) 雨滴与碘化银粒子的接触冻结核化(S_{br} , S_{ir})

$$S_{br} = \frac{\Delta X_s}{\Delta t} = -4\pi D_s X_s \int_0^\infty \frac{1}{2} D_r N_{0r} \exp(-\lambda_r D_r) dD_r = -\frac{2\pi D_s X_s N_{0r}}{\lambda_r^2} \quad (5.94)$$

$$S_{ir} = \frac{\Delta X_s}{\Delta t} = -\pi \alpha X_s E_{rs} \int_0^\infty \frac{1}{2} D_r^2 D_r^b N_{0r} \exp(-\lambda_r D_r) dD_r = -\frac{\pi \alpha X_s E_{rs} N_{0r} \Gamma(3+b)}{4\lambda_r^{3+b}} \quad (5.95)$$

其中 N_c 表示云滴浓度, N_{0r} 为雨滴初始浓度, $N_{0r} = 0.08 \text{cm}^{-4}$, $\lambda_r = (\pi \rho_w N_{0r} / \rho q_r)^{\frac{1}{4}}$ 。

在 Thompson 方案中:

$$N_{0r} = \left(\frac{N_{1,r} - N_{2,r}}{2} \right) \tanh \left[\frac{4(q_{r0} - q_r)}{q_{r0}} \right] + \frac{N_{1,r} + N_{2,r}}{2} \quad (5.96)$$

其中 $N_{1,r} = 100 \text{cm}^{-4}$, $N_{2,r} = 0.08 \text{cm}^{-4}$, $q_{r0} = 1 \times 10^{-4}$; a 和 b 为雨滴下落末速度经验常数 ($a = 2115 \text{cm}^{1-b}$, $b = 0.8$), R_c 和 V_c 分别是云滴的半径和下落末速度 ($R_c = 10 \mu\text{m}$, $V_c = 0.1 \text{cm/s}$), E_{cs} 和 E_{rs} 分别是云、雨滴与碘化银粒子的碰并效率 ($E_{cs} = 10^{-4}$, $E_{rs} = 0.5 \times 10^{-4}$), D_s 是碘化银粒子的扩散系数, $D_s = kTB$, 其中

$$B = \frac{1 + (a'd/R_s)}{6\pi\eta R_s} \quad (5.97)$$

$a' = 0.9$, $d = 0.1 \mu\text{m}$, $R_s = 0.1 \mu\text{m}$, $\eta = 1.81 \times 10^{-5} \text{kg/(ms)}$, $k = 1.38 \times 10^{-23} \text{J/K}$ 。

- (3) 水汽在人工冰核上的凝华核化

当 $q_v \geq q_{vs}$ (饱和) 时,

当 $5^\circ\text{C} \leq \Delta T \leq 20^\circ\text{C}$,

$$S_{dv} = m_s \frac{dN_{ad}(\Delta T)}{dt} = w \frac{\partial [X_s N_a(\Delta T)]}{\partial Z} / N_a(20^\circ\text{C}) \quad (5.98)$$

上式中的 $w \frac{\partial [X_s N_a(\Delta T)]}{\partial Z} < 0$ 时, 取 $S_{dv} = 0$;

当 $\Delta T \geq 20^\circ\text{C}$ 时,

$$S_{dv} = m_s N_{ad}(\Delta T) = X_s N_a(\Delta T) / N_a(20^\circ\text{C}) \quad (5.99)$$

其中

$$N_{ad} = X_s \left[\frac{N_a(\Delta T)}{N_a(20^\circ\text{C})} \right] m_s^{0.1} \quad (5.100)$$

表示 ΔT 温度下人工冰核的凝华活化数。

碘化银与云的相互作用包括接触核化和凝华核化过程, 模式中过程包括如下:

$$U_{csi} = q_c \frac{N_{ac}(\Delta T)}{\Delta t N_c} \quad (5.101)$$

$$U_{rs} = q_r \frac{N_{ar}(\Delta T)}{\Delta t N_r} \quad (5.102)$$

$$U_{vsi} = m_{i0} S_{dv} m_s^{-1} \quad (5.103)$$

U_{csi} 和 U_{rs} 分别表示通过接触核化云水转化为云冰和雨水转化为雪的速率, U_{vsi} 表示水汽在水面饱和条件下在人工冰核上凝华成冰晶。 N_r 表示雨滴的数浓度。 $N_{ac}(\Delta T)$ 和 $N_{ar}(\Delta T)$ 分别表示 ΔT 温度下云滴、雨滴收集的活化冰核数, 表示如下:

$$N_{ac}(\Delta T) = -(S_{kc} + S_{ic}) \left[\frac{N_a(\Delta T)}{N_a(20^\circ\text{C})} \right] \Delta t m_s^{-1} \quad (5.104)$$

$$N_{ar}(\Delta T) = -(S_{br} + S_{ir}) \left[\frac{N_a(\Delta T)}{N_a(20^\circ\text{C})} \right] \Delta t m_s^{-1} \quad (5.105)$$

碘化银预报方程中源项是人工加入的碘化银比含量, 其大小是由碘化银播撒率来控制的, 碘化银播撒率是指单位时间内在该格点位置植入的碘化银的质量, 单位为 g/s。 假定碘化银在模式格点范围内平均分布, 新增的碘化银粒子的比含水量由下式得出:

$$\Delta q_{AGI} = \begin{cases} \frac{SR}{\rho \times \Delta x \times \Delta y \times \Delta z \times 1000} & \text{播撒区内} \\ 0 & \text{播撒区外} \end{cases} \quad (5.106)$$

其中, 方程左边为单位时间内新增碘化银粒子的比含水量 ($\text{kg}/(\text{kg} \cdot \text{s})$), ρ 为空气密度, 通过 ρ 除以得到碘化银的比质量, Δx 、 Δy 及 Δz 为 x 、 y 和 z 方向的格距。

5.3.4.4 人工影响天气模式的作用

数值模拟方法随着计算机的发展进入了各个领域, 在人工影响天气领域也不例外。 总的来说, 云模式在人工影响天气中主要有 6 个方面的作用 (Orville 1996):

(1) 云催化的“假设”

云模式发展初期就被应用于云催化假设的发展。 云的播撒进行的动力激发首先在 20 世纪 40 年代进行了观测 (Kraus *et al.* 1947), 后来 Simpson 和她的同事们正是主要利用一维、稳态的云模式验证了“动力催化”的假设 (Simpson 1965 1971), 后来的学者们利用多维、时变的模式也不断论述新的云催化假设, 例如催化产生云滴谱拓宽等 (Kopp *et al.* 1983; Orville *et al.* 1990; Tzivion *et al.* 1994)。

(2) “可播性”的评估

云催化潜力的估计, 涉及到估计一个地理区域中某一块云、某一类云或某一云簇的“可播性”。 可播性, 通常是指在合适的催化剂作用下云增加降水的潜力 (Young 1993), 也指当云受播后引起的额外的垂直增长。 在简单云模式中, 可用大量探空资料进行研究 (Weinstein 1972; Wiggert *et al.* 1982), 但云中复杂的微物理和动力场之间的相互作用要由复杂的云模式进行验证 (Orville *et al.* 1982)。 评估可播性对催化对象选择和效果检验可起重要作用。

(3) 外场试验设计

随着数值模式的发展, 可以利用数值模式进行催化效果的量化估计, 并且可以利用数值模式进行最