

中尺度大气模式 MM5 简介

张金善^{1,2}, 钟 中³, 黄 瑾⁴

(1. 南京师范大学地理科学学院, 江苏 南京 210097; 2. 南京水利科学研究院, 江苏 南京 210024; 3. 解放军理工大学气象学院, 江苏 南京 211101; 4. 南京工程学院, 江苏 南京 210013)

摘 要: 本文介绍了中尺度非静力大气模式 MM5 的动力框架、模式物理过程计算和参数化方法以及模式系统流程。

关键词: MM5; 中尺度模式; 参数化

中图分类号: P731 文献标识码: A 文章编号: 1003 - 0239 (2005)1 - 0031 - 10

1 引言

中尺度大气数值模式和模拟在二十世纪 80 年代得到迅速发展, 进入 90 年代后, 一些中尺度模式和模拟系统已发展得相当完善, 并在世界范围广泛使用。随着计算机技术的迅速发展, 一些发达国家的中尺度模式模拟系统已进入实时运行阶段。在近 20 年时间内, 中尺度大气数值模式和模拟能有如此迅速的进展, 是由于计算机和观测技术的快速发展, 以及将大气动力学理论和数学物理理论方法相结合的产物。表 1 列出了当前国内外著名的大气中尺度数值模式。

目前, 几乎所有的中尺度数值预报模式都具有较高的空间分辨率, 有的采用套网格或变网格方法提高预报区域分辨率。除美国国家环境预报中心(NCEP)和日本气象厅(JMA)等少数研究机构所发展的区域中尺度模式采用谱方法外, 绝大多数中尺度模式都采用格点模式, 这主要是由于有限区域模式采用谱方法将会出现很多处理上的困难。

MM5 是美国宾夕法尼亚州立大学/国家大气研究中心(PSU/NCAR)从二十世纪 80 年代以来共同开发的第 5 代区域中尺度数值模式。和上一代模式 MM4 相比, 在模式动力框架上最大的改进之处在于引入了非静力平衡效应, 从而使得模式具备了描写较小空间尺度而发展强烈的天气系统能力, 对于局地扰动的生成和发展的描述能力超过 MM4, 并相应减少了为简化处理而采用的约束条件。该模式是具有数值天气预报业务系统功能和天气过程机理研究功能的综合系统。它一经发布就以其优良的性能赢得世界各国相关学科众多业务和科研部门科学家的关注, 并自发参与到模式系统的进一步开发更新工作中去。目前 MM5 注册用户遍及全球数十个国家, 我国是 MM5 的主要使用国家之一, 在气象、环境、生态、水文等多个学科领域都得到广泛使用。本文简要介绍 MM5 模式动

水平动量方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* u}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* u w / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v w / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* u \bar{\sigma}}{\partial \sigma} + u \text{DIV} \\ & - \frac{m p^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] + P^* f v + D u \end{aligned} \quad (3a)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* v}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* u w / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v w / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* v \bar{\sigma}}{\partial \sigma} + v \text{DIV} \\ & - \frac{m p^*}{\rho} \left[\frac{\partial p'}{\partial x} - \frac{\sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} \right] - p^* f u + D v \end{aligned} \quad (3b)$$

垂直动量方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* w}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* u w / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v w / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* w \bar{\sigma}}{\partial \sigma} + w \text{DIV} \\ & + p^* g \frac{\rho_0}{\rho} \left[\frac{1}{p^*} \frac{\partial p'}{\partial \sigma} + \frac{T_y}{T} - \frac{T_0 p'}{T p_0} \right] - p^* g [(q_c + q_r)] + D_w \end{aligned} \quad (3c)$$

气压倾向方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* p'}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* u p' / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v p' / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* p' \bar{\sigma}}{\partial \sigma} + p^* \text{DIV} \\ & - m^2 p^* r p \left[\frac{\partial u / m}{\partial x} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial \sigma} + \frac{\partial v / m}{\partial y} - \frac{\sigma}{m p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] \\ & + \rho_0 g r p \frac{\partial w}{\partial \sigma} + p^* \rho_0 g w \end{aligned} \quad (3d)$$

热力学方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial p^* T}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial p^* u T / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v T / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial p^* T \bar{\sigma}}{\partial \sigma} + T \text{DIV} \\ & \frac{1}{\rho c_p} [p^* \frac{D p'}{D t} - \rho_0 g p^* w - D_p] + p^* \frac{\dot{Q}}{C_p} + D_r \end{aligned} \quad (3e)$$

(3e) 式中:

$$\text{DIV} = m^2 \left[\frac{\partial p^* u / m}{\partial x} + \frac{\partial p^* v / m}{\partial y} \right] + \frac{\partial p^* \bar{\sigma}}{\partial \sigma} \quad (4a)$$

$$\frac{D p'}{D t} = \frac{\partial p'}{\partial t} + u \frac{\partial p'}{\partial x} + v \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (4b)$$

$$\text{而 } \dot{\sigma} = -\frac{\rho_0 g}{p^*} w - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial x} u - \frac{m \sigma}{p^*} \frac{\partial p^*}{\partial y} v \quad (5)$$

$$T_v = T(1 + 0.608q_v) \quad (6)$$

方程组(3)中, u 、 v 和 w 分别代表气流的纬向、经向和垂直方向速度, $\hat{\sigma}$ 是 σ 坐标垂直速度, m 为地图投影系数, 带上标“ \wedge ”的量均为扰动量, ρ 为空气密度, 定压比热 $c_p = c_{p0}(1 + 0.8q_v)$, c_{p0} 为干空气定压比热, q_v 为水汽混合比, q_c 、 q_r 分别为云水和雨水混合比, \dot{Q} 为非绝热加热项, D 项代表水平和垂直扩散项以及由于大气边界层湍流作用或干对流调整引起的垂直混合。

地图投影可选用双标准兰勃特投影, 也可选用极射赤面投影和麦卡托投影。

3 侧边界条件和上边界条件

由于区域模式在整个数值积分过程中, 不断有天气系统进、出模式区域, 因此, 侧边界条件的选用就显得十分重要, 一个好的侧边界条件要能保证系统能自由进出模式区, 不会产生明显的畸变和反射。模式系统设计了固定侧边界、时变侧边界和流入/流出松弛侧边界等几种侧边界处理方案。试验表明, 对非静力平衡模式而言, 选用流入/流出松弛侧边界条件能取得较好的模拟效果。

模式上边界采用 Klemp 等^[3]设计的一种上边界处理方法, 这种方法能使波能穿过上边界而不产生反射, 具体的表达为:

$$\hat{p} = \frac{\rho N}{K} \hat{w} \quad (7)$$

式中 \hat{p} 和 \hat{w} 是气压和垂直速度的水平 Fourier 分量, ρ 是空气密度, N 是浮力频率, K 是水平总波数。

4 模式物理过程参数化

4.1 水平扩散

MM5 模式中水平扩散取两种形式, 一种是二阶扩散形式, 主要用在区域侧边界附近, 另一种是四阶形式, 用在整个区域内部, 两种形式分别可表示成:

$$F_{H^2\alpha} = p^* K_H \nabla_\sigma^2 \alpha \quad (8a)$$

$$F_{H^4\alpha} = p^* K'_H \nabla_\sigma^4 \alpha \quad (8b)$$

式中 $K'_H = (\Delta s)^2 K_H$

而 K_H 为水平扩散系数, α 为任意预报变量。水平扩散系数由基本值 K_{H0} 和正比于水平变形率的项组成。

4.2 干对流调整

模式大气有时会出现超绝热现象,即模式大气温度递减率大于干绝热递减率。在实际大气中,这种现象是不会持续存在的,即使由于某种动力或热力作用在实际大气中产生了超绝热现象,由于此时大气处于绝对不稳定状态,所以很快就会通过垂直对流交换使超绝热现象消失。因此,实际大气中的超绝热现象即使会出现,也是非常短暂的。而在模式大气中如果出现了超绝热现象,由于模式大气没有迅速调整机制,故超绝热现象将会维持,而不会自动消失,从而产生了虚假的水平和垂直热力梯度,并会激发出虚假的小尺度扰动,干扰模式大气的稳定运行。因此,在模式大气中如某时次出现了超绝热现象,则要人为地将其削弱掉,但又要保证大气总质量和总能量守恒,这种人为削弱超绝热现象的方法称之为干对流调整。干对流调整应满足下述约束条件,即整个超绝热气柱中调整前后平均温度不变,并且调整后温度的垂直递减率等于干绝热递减率。

4.3 降水物理过程

MM5 在处理模式大气降水物理过程时有多种方案可选择,这些方案通常分为两类,分别称作显式方案和隐式方案。其中显式方案处理模式可分辨尺度(或称为大尺度)降水物理过程,隐式方案处理模式不可分辨尺度(或称积云对流)降水过程。在当今计算机性能日益提高的情况下,数值模式水平和垂直分辨率也越来越高,过去所谓积云尺度的物理过程现在已变成可分辨尺度过程,从而可以用显式方案处理。下面以简单冰相方案为例介绍可分辨尺度降水物理过程的处理方法。

4.3.1 可分辨尺度降水简单冰相显式方案

这个方案允许 0 以下存在冰相过程,此时的云水被处理成云冰,而雨水则被认为是雪,显式的水汽、云水(冰)、雨水(雪)混合比方程如下^[4]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{p}^* q_v}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial \bar{p}^* u q_v / m}{\partial x} + \frac{\partial \bar{p}^* v q_v / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial \bar{p}^* q_v \hat{\sigma}}{\partial \sigma} + \delta_{nh} q_v DIV \\ & + P^* (-P_{RE} - P_{CGN} - P_{RA} - P_{ID}) + D_{qv} \end{aligned} \quad (9a)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{p}^* q_c}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial \bar{p}^* u q_c / m}{\partial x} + \frac{\partial \bar{p}^* v q_c / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial \bar{p}^* q_c \hat{\sigma}}{\partial \sigma} + \delta_{nh} q_c DIV \\ & + P^* (P_{ID} + P_{RA} - P_{RC} - P_{RA} + P_{CGN}) + D_{qc} \end{aligned} \quad (9b)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \bar{p}^* q_r}{\partial t} = & -m^2 \left[\frac{\partial \bar{p}^* u q_r / m}{\partial x} + \frac{\partial \bar{p}^* v q_r / m}{\partial y} \right] - \frac{\partial \bar{p}^* q_r \hat{\sigma}}{\partial \sigma} + \delta_{nh} q_r DIV \\ & - \frac{\partial V \rho g q_r}{\partial \sigma} + P^* (P_{RE} + P_{RC} + P_{RA}) + D_{qr} \end{aligned} \quad (9c)$$

式中 q_v 、 q_c 、 q_r 分别为水汽、云水(冰)和雨水(雪)混合比, P_{CGN} 是水汽饱和时凝结成云水(冰)的凝结率, P_{RA} 是成云率(雨变成云)或成冰率(雨变成冰), P_{RC} 是云向雨(冰向雪)的

转换率, P_{RE} 雨(雪)的蒸发(升华)率。 P 是初始冰晶量, P_{ID} 是云冰的升华或凝华率, V_f 是雨或雪下降末速度, δ_m 是控制参数, 当采用非静力平衡模式时, $\delta_m = 1$ 。

4.3.2 不可分辨尺度降水的参数化方法

积云是实际大气中经常出现的天气现象, 但通常积云单体水平尺度很小, 在积云直径小于模式网格距时, 数值模式无法描述积云的存在。但积云的作用对大气的的影响以及环境和积云的相互作用都是大气中不可忽视的物理过程。为了让模式大气中能定量地考虑积云的影响, 提出了所谓的积云对流参数化方法。许多分析表明, 只有在一定的大尺度环流背景下, 对流性积云才能得到强烈的发展, 因此, 可以用大尺度的特征来表示积云的活动, 这就是所谓的积云对流参数化。常用的参数化方法有 Anthes-Kuo^[5]、Grell^[6]、Arakawa 和 Schubert^[7]、Fritsch 和 Chappell^[8]、Kain 和 Fritsch^[9] 等方案, 这些方案由于考虑问题的出发点不同, 处理方法也不同, 且没有一种是公认最好的方法。

4.3.3 浅对流参数化

浅对流参数化有两个目的, 即参数化表示行星边界层内的非降水性对流活动和对流层中层, 由于其它次网格尺度效应(例如云顶辐射冷却)引起的浅对流活动的影响。当模式边界层采用高分辨边界层方案(见下节)时, 浅对流参数化的第一种作用将不用考虑。

边界层内的浅对流从边界层向上传输水汽, 其传输过程是由不产生凝结降水的对流泡来完成的, 这些对流泡则主要是由地表加热和潜热输送产生。对流泡经过边界层上界进入自由大气以后, 由于强烈的侧向混合作用, 将失去继续上升的浮力, 因此通常对流泡上升的垂直距离约为 50~75hPa, 并不再向高层发展, 故称之为浅对流。而在对流层中层产生的浅对流除了对流泡产生的机理和边界层内不同外, 其作用和边界层内浅对流是一致的。

4.3.4 行星边界层参数化

在陆地上, 地表温度 T_g 是用 Blackadar 提出的“强迫恢复法”根据地表能量平衡方程计算, 地表能量平衡方程可写成:

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = R_n - H_m - H_s - L_v E_s \quad (10)$$

式中 C_g 是单位面积地表薄层热容量, R_n 是净辐射通量, H_m 是进入土壤深层的热量, H_s 为进入大气的感热通量, L_v 为汽化潜热, E_s 为地表水汽通量。

下面分别是一种简化处理方案中方程(10)右端各项的意义和计算方法。

(1) 净辐射通量(R_n)

辐射是非绝热行星边界层的驱动因子, 也是地表能量平衡方程中最重要的一项, 可分为两部分:

$$R_n = Q_s + I_s \quad (11)$$

© 2012 China Meteorological Publishing House, Inc. 式中 Q_s 和 I_s 分别为净的短波和长波入射辐射, 在晴天和多云天气状况下, 两者的计

算方法不同。

在晴天情况下，考虑到多重短波反射和地表冠层阻挡作用后，土壤薄层吸收的短波辐射为：

$$Q_s=S_0(1-A)\tau e^{-kLAI}\cos\psi$$
 (12)

式中 S_0 为太阳常数 (1395.6 W/m^2)， A 是反照率， ψ 为天顶角， τ 为短波发射率， k 为消光系数， LAI 为冠层叶面积指数。

在天空有云的情况下，采用 Benjamin^[10] 的参数化方案来模拟云对短波辐射和向下长波辐射的影响，可按垂直坐标 σ 数值大小，将云分为低云、中云和高云。

云对短波辐射的衰减由云的吸收率和散射率来参数化，通过三层云的透射率由下式给出：

$$\tau_{ac}=\prod_{i=1}^3[1-(1-\tau_{ai})]n_i$$
 (13a)

$$\tau_{sc}=\prod_{i=1}^3[1-(1-\tau_{si})]n_i$$
 (13b)

其中 $i=1, 2, 3$ 分别表示低、中、高云的作用， n_i 为云量， τ_{ai} 和 τ_{si} 为云的吸收率和散射率，由表 2 给出：

表 2 低、中、高云的吸收率和散射率

云层	吸收率 (τ_a)	散射率 (τ_s)
低云	0.80	0.48
中云	0.85	0.60
高云	0.98	0.80

考虑到云的增强作用后，入射到地面的长波辐射可表示成：

$$I\downarrow=I\downarrow(1+\sum_{i=1}^3C_in_i)$$
 (14)

式中 C_i 为增强系数， $I\downarrow$ 为向下长波辐射通量。

(2) 进入到土壤深层的热量 (H_m)

由于分子传导进入土壤深层的热量由下式计算：

$$H_m=K_mC_g(T_g-T_m)$$
 (15)

式中 K_m 为热量传输系数， C_g 是与土壤热容量有关的参数， T_m 为深层土壤温度，取为常数。

(3) 感热通量 (H_s) 和地表水汽通量 (E_s)

感热通量和地表水汽通量的计算方法取决于采用何种边界层模式，选用高分辨边界层模式情况下，在边界层内水平风速(u, v)，位温(θ)，水汽混合比(q_s)和云水(q_c)的垂直

混合都是可直接模拟出的,感热通量和地表水汽通量可由相似理论求出。Blackadar 高分辨率边界层模式变量的求解依赖稳定性条件有不同的方法,又可以分成两个体系(regime):一个称为夜间体系,包括上述稳定、机械驱动湍流和强迫对流三种情形,在此种体系中,大气通常是稳定的,至少是处于边缘不稳定状态;另一种称为自由对流体系,即上述的自由对流不稳定情形。

5 时间积分方法

5.1 时间分裂算法

时间分裂积分方法可用来提高模式计算效率。在非静力模式中由于模式大气是可压缩的,因此模式大气中包含快速的声波,为了保证计算的稳定性必须选用较短的时间步长,模式计算效率很低。为提高计算效率,数值积分时分两种情况区别对待,计算模式中和快速声波有关项时,假定其它项是不变的,这样将使描述声波作用的方程很简化,此时选用较短的时间步长计算量大为减少,计算模式中和声波无关的项时,选用较长的时间步长,从而使整个模式计算效率有很大提高。

5.2 半隐式时间积分格式

模式积分的半隐式格式是 Klemp 和 Wilhelmson^[11]提出来的,在短的积分时步,由 τ 时步的 u 、 v 、 w 、 p' 出发,先计算 u 、 v 在 $\tau+1$ 时步的值 u^{*+1} 、 v^{*+1} ,再将它们代入气压方程用显式方法计算声波水平传播对气压的作用。声波垂直传播的作用用隐式方法计算。温度方程和湿度方程中由于没有和声波有关的项,故它们的时间积分方法仍用蛙跃格式,并且时间步长可取得较长。

6 四维资料同化

四维资料同化是指把各个不同时刻不同位置的观测资料纳入到统一的分析预报系统中来,并通过模式控制方程提供在时间上连续,且在动力学上协调的变量场。

目前在 MM5 模式中广泛应用的方法是:

..... 资料更新 客观分析 初始化 数值积分 资料更新 客观分析.....

这是一种分析、预报循环流程。这种同化方法虽然有很多缺陷,但现阶段作为提高模拟准确率的有效手段仍被广泛使用着^[12]。利用四维同化可以抑制模式误差的增长,保证模式能长时间稳定积分,从而得到区域内大气系统的详细结构。

同化技术按同化频率可分为两类:一类是间歇同化;另一类是连续同化。间歇同化是指模式积分一定时段后和观测资料之间作一次分析协调处理,用处理后的变量分布再积分数值模式,循环往复,直至积分结束。连续同化是指积分的每一步都进行一次模拟值和观测资料之间的协调处理,使模式解向观测逐渐逼近。目前,针对 MM5 模式系统已开发出四维变分同化模块。

7 MM5 模式系统

MM5 作为中尺度气象模拟和业务系统，完成整个资料前处理、模式运行和后处理共分 5 个模块，其名称分别为 TERRAIN ,REGRID ,RAWINS/Little_r ,INTERPF ,MM5 ,其工作流程如图 1 所示。其中 TERRAIN 模块的功能是从标准经纬网格各种分辨率地形高度资料和下垫面地表类型 (Landuse) 分类资料中插值求取模式直角坐标网格点上地形高度和地表类型，并提供陆面过程模式所需的参数。REGRID 模块的作用是以低分辨率的全球经纬网格分析场资料插值求得有限区域模式正方形网格点上的初估场，模块可利用的通用标准资料包括 NCEP 全球再分析资料、ECMWF 全球网格点资料、TOGA 资料等。RAWINS/Little_r 模块将上一模块插值后的物理量场作为第一猜测场进行地面和高空客观分析，在模式积分过程中进行四维资料同化，该模块还可以将预报模块 (MM5) 的结果作为第一猜测场。INTERPF 模块将 RAWINS/Little_r 输出的等压面模式网格点资料垂直插值到模式的 σ 层，从而产生模式初始场。MM5 是主预报模块，其框架和物理过程计算方法如上所述。另外，模式系统还包括若干附加功能模块，如 GRAPH 模块，该模块可对主程序各模块输出结果进行处理和绘图 ,而 INTERPB 模块可将 MM5 模式结果插值到等压面，进而完成四维资料同化循环。

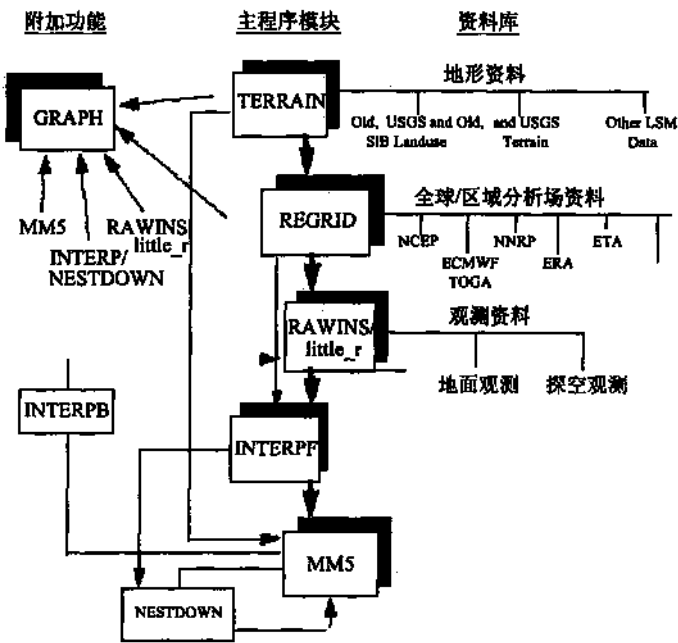


图 1 MM5 模式系统流程图

8 结语

五代非静力中尺度模式 MM5, 包括它的动力框架, 物理过程计算方法和各种参数化方法, 并给出模式系统流程。据此, 我们已成功地对 1997 年强台风 Winnie 登陆前后的路径, 强度和风暴潮作了模拟^[13~14]。该模式也可用于海流, 海浪的模拟。

参考文献:

- [1] Dudhia J. A nonhydrostatic version of the Penn State-NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 1993,121: 1493~1513.
- [2] Grell G A. J Dudhia and D R Stauffer. A description of the fifth generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5). NCAR Tech Notes NCAR/TN-398+STR, 1994,138.
- [3] Klemp, J B.and D R. Durran, An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.* 1983,111 :430~444.
- [4] Dudhia, J. Numerical study of convective observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *Atmos. Sci.*, 1989,46,3077~3107.
- [5] Anthes, R A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model, *Mon. Wea Rev*, 1977,105: 270~286.
- [6] Grell, G A. Prognostic evolution of assumption used by cumulus parameterizations, *Mon. Wea Rev*, 1993,121: 764~787.
- [7] Arakawa, A, W H. Schubert, Interaction of a cloud ensemble with the large-scale environment, Part I [J]. *Atmos Sci*, 1974,31: 674~701.
- [8] Fritsch, J M, C F. Chappell, Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure system, Part I: convective parameterization [J]. *Atmos Sci*, 1980,37: 1722~1733.
- [9] Kain, J S, J M. Fritsch, A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization [J]. *Atmos Sci*, 1990,47: 2784~2802.
- [10] Benjamin, S G. Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Ph. D.thesis, Department of Meteorology, The Pennsylvania State University, 1983,265.
- [11] Klemp, J B, and R B. Wilhelmson, Simulation of three-dimensional convective storm dynamics [J]. *Atmos Sci*, 1978,35 :1071~1096.
- [12] 丑纪范. 四维同化的理论和新方法. 数值天气预报中的若干新技术[M]. 气象出版社, 1995.
- [13] 钟 中, 张金善, 等. MM5 模式在热带气旋模拟中的应用[J]. *海洋预报*, 2004,21 (4) :10~15.
- [14] 张金善, 钟 中, 等. 风暴潮计算中的一种新的风压场模式(即将于海洋预报 2005 年发表)[J]. 2005.

AN INTRODUCTION TO MESO-SCALE MODEL MM5

Zhang Jin-shan¹, Zhong Zhong³, Huang Jin⁴

(1. *Nanjing Hydraulic Research Institute Nanjing, 210029 China*; 3. *Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing, 211101 China*; 4. *Department of Basic Courses, Nanjing Institute of Technology, Nanjing, 211167 China*)

Abstract : In this paper, the dynamic frame and the model physical processes associate with parameterization schemes, and the general flow, of PSU/NCAR fifth-generation meso-scale model MM5 are introduced.

Key word : MM5 ; Meso-scale model ; Parameterization