

层状云降水微物理过程的雨滴 分档数值模拟^{*}

郭学良 黄美元 徐华英 周 玲

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 通过建立层状云雨滴的分档模式, 对中国北方常见的三类典型层状云降水形成的微物理过程以及冰粒子在降水形成中的作用进行了数值模拟。结果表明, 对于由冰粒子驱动的降水过程, 由于高空冰粒子的增长降落表现出一种准周期变化过程, 导致与之相关的云水含量、雨水含量也出现准周期性的演变, 这种演变在雨滴分档模式中能够较好地反映到降水过程中。

关键词 层状云 雨滴分档模式 降水过程

1 引言

观测和研究表明, 虽然层状云较积状云易于探测, 但层状云结构及降水过程具有很复杂的特性, 存在着多尺度有机组合、动力和微物理过程之间复杂的相互作用过程^[1~4], 层状云对积云的发展与降水亦有着非常重要的影响^[5], 另外层状云是大部分北方地区冬春季的重要降水云系, 与人们生活和农业有着密切的关系, 是目前人工降雨和人工影响天气研究的主要对象, 正因如此, 层状云宏微观结构及其降水过程的研究在云物理与降水学的研究中显得很重要, 也得到广泛的重视, 但由于其复杂特征及各种条件的限制, 仍然存在很多悬而未决的问题, 比如降水时间和空间分布的准确预报问题一直困扰着气象学家, 其主要原因在于对降水形成的机制还没有完全搞清楚。Hobbs 等^[6,7]曾对中纬度气旋和地形层状云系进行了系统的观测和研究, 发现高空冰粒子存在一种“播种—供应”机制。Rutledge 和 Hobbs^[8]曾就大尺度抬升和中尺度辐合造成的锋面降水进行了参数化数值模拟。胡志晋等^[9]对 Hobbs 等的观测结果进行了双参数的数值模拟, 取得了比较好的结果。

关于中国北方层状云的观测研究表明, 由于产生层状云的大中尺度背景的明显差异(如强弱冷锋、中尺度辐合等), 往往造成其宏观降水具有较大的不同(如带周期性的阵性降水, 比较连续性的降水等)。本文使用了层状云雨滴的分档模式, 主要考虑到这类模式能侧重于雨滴谱的精细描述, 与通常的参数化形式相比较(如 Marshall-Palmer 分布), 能够较好地反映雨滴谱的自然演变过程, 从而达到对降水的较准确预报, 目前国际上也正在类似这方面的研究, 比如对冰晶分档以改变过去单一分布形式, 由于此类模式将雨滴数浓度离散化, 可以反映在云发展过程中雨滴谱的自然演变情况以及

1997-07-28 收到, 1998-11-09 收到再改稿

^{*} 国家自然科学基金资助项目 49675247

不同档的雨滴在降水过程中的作用,与参数化模式相比较,分档模式虽然较为复杂,计算量大,但对降水形成的微物理过程的描述更为精细和准确。由于本文所使用模式已将模式输出的云中含水量、降水强度及地面雨滴谱与相应的观测值进行了比较研究,模式与观测结果表现出较好的一致性,这在一定程度上反映了模式的可靠性。

2 模式控制方程及基本计算过程

2.1 模式基本变量及假定条件

在模式中,假定组成云水场的粒子是单分散的,云滴平均浓度为常数,假定层状云水平分布均匀,因此属一维模式。模式变量包括:水汽的比含水量 q_v ,云水 q_c ,雨水 q_r ,云冰 q_i ,雨滴分档浓度 $N_r(I)$ 以及冰粒子浓度 N_i 。

2.2 连续方程

模式中的 q_v , q_c 和 q_i 场具有如下形式的连续方程为

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -W \frac{\partial q}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} + \frac{S_0}{\rho}. \quad (1)$$

降水场 q_r 具有如下形式:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -(W-V) \frac{\partial q}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 q}{\partial z^2} - \frac{q}{\rho} \frac{\partial(\rho V)}{\partial z} + \frac{S_0}{\rho}. \quad (2)$$

雨滴分档浓度 $N_r(I)$,冰粒子浓度 N_i 分别满足:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -(W-V) \frac{\partial N}{\partial z} - \frac{N}{\rho} \frac{\partial(\rho V)}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 N}{\partial z^2} + \frac{\delta N}{\delta t}, \quad (3)$$

其中 W 为上升气流速度, V 为降水粒子的降落速度, k_0 为湍流交换系数, ρ 为空气密度, S_0 , $\delta N / \delta t$ 分别为各微物理特征量的比含水量及比浓度的源汇项。

2.3 云过程

本文共考虑了9种主要的微物理过程,云雨自动转化过程(q_{rCN}),雨水对云水的碰并收集过程(q_{rCL}),云滴的凝结与蒸发过程(q_{cVD}),雨滴的蒸发过程(q_{rVD}),冰晶核化过程(q_{iNU}),冰粒子的凝华增长过程(q_{iVD}),冰粒子碰并云滴的收集增长过程(q_{iCL}),冰粒子的融化过程(q_{iCM})。在各过程符号前加 N 表示数浓度转化率。具体参数化的形式如下:

云雨自动转化过程采用 Kessler 方案^[10]。依据 Berry^[11]的指数分档方法,雨滴分档质量(m_r)或直径(D_r)与档数(I)的关系可表示如下形式:

$$m_r(I) = m_0 \exp[3(I-1)/I_0], \quad (4)$$

或

$$D_r(I) = D_0 \exp[(I-1)/I_0], \quad (5)$$

其中 $D_0 = 10^{-4}$ m, $I_0 = 8.656$ 。本文将雨滴分为37档,从100 μm 到约6 mm。初生雨滴质量(m_r)与直径(D_r)的关系为

$$m_r(I) = A_{mr} D_r^3(I), \quad (6)$$

其中 $A_{mr} = 5.24 \times 10^2 \text{ kg/m}^3$, 由此可得初生雨滴 (即第一档) 的浓度为

$$N_r(1) = q_{rCN} / m_r(1). \quad (7)$$

雨水对云水的碰并收集过程, 采用如下收集方程:

$$q_{rCL} = \sum_r 105.4 D_r^{5/2} (I) \rho^{1/2} q_c N_r(I), \quad (8)$$

其中 $D_r(I)$ 为 I 档雨滴直径, $N_r(I)$ 为 I 档的雨滴浓度, 式中取碰并系数为 0.9, 雨滴落速为

$$V_g = 149.1 [D_r(I) / \rho]^{1/2}. \quad (9)$$

雨滴碰并云滴的过程就是雨滴长大的过程, 长大以后的雨滴的档位要发生改变, 这就存在一个雨滴的档位再分配过程, 假定雨滴碰并云滴后形成一个新的档区 $[I_1, I_2]$, 为了提高计算效率, 在进行雨滴分档时, 档区内雨滴的累积浓度不要小于 1 个 m^{-3} , 将方程 (9) 代入如下的雨滴碰并云滴的收集增长方程, 可以得到碰并后的雨滴直径的增长率为

$$\frac{dD}{dt} = \frac{\rho}{\rho_w} V_g q_c E, \quad (10)$$

其中 ρ_w 是水的密度, E 是云水碰并系数, 假定为 0.9.

用内插方法总能找到第 I 档的累积浓度 $n_a(I)$:

$$n_a(I) = \exp[\ln n_{an}(I_2) + \frac{D_a(I_2) - D(I)}{D_a(I_2) - D_a(I_1)} [\ln n_{an}(I_1) - \ln n_{an}(I_2)]], \quad (11)$$

其中 $n_{an}(I_1)$ 及 $n_{an}(I_2)$ 为对应档的累积浓度, $D_a(I_1)$ 及 $D_a(I_2)$ 为对应档雨滴直径. 则经碰并重新分配的第 I 档的雨滴浓度 $N_{rCL}(I)$ 就为相邻两档累积浓度之差:

$$N_{rCL}(I) = n_a(I) - n_a(I+1). \quad (12)$$

模式的主要微物理过程: 云冰的初始核化过程, 是假定当温度低于 0°C , 空气达到冰面饱和时, 就有小板状冰晶存在, 发生云冰核化过程, 设初始冰晶直径 $d_0 = 12 \mu\text{m}$, 这相当于质量 $m_{i0} = 10^{-12} \text{ kg}$, 采用 Fletcher^[12] 活化冰核浓度公式, 并考虑了空气达到水面饱和时所能提供的最大水汽量. 云滴的凝结与蒸发 (q_{cVD}) 和雨滴蒸发 (q_{rVD}) 过程均涉及相变, 有附加潜热贡献, 模式中采用所谓的“饱和调整”技术来同时确定 q_{cVD} 和 q_{rVD} . 不考虑雨水凝结, 且只有在云水全部蒸发后仍未饱和时考虑雨水蒸发. 雨滴的蒸发过程同样也要引起雨滴档的改变, 需要进行档的重新调整, 基本方法类似于雨滴碰并过程所引起的档的调整过程. 冰粒子的凝华增长 (q_{iVD}) 采用类似电容电荷的处理方法. 冰粒子碰并云滴的增长过程, 取碰并云滴的最小直径为 $15 \mu\text{m}$, 直径小于 $300 \mu\text{m}$ 的板状冰晶碰撞效率为零. 融化过程中模式假定在温度大于 0°C 层下, 冰粒子直径小于 $100 \mu\text{m}$ 的云冰融化为云水, 而大于 $100 \mu\text{m}$ 的云冰融化为雨水, 且融化过程采用一步融化完成的, 而且融化量不能超过热平衡方程确定的最大可融化量. 在计算融化为雨滴对应的冰晶浓度时, 需要考虑冰晶的谱分布, 本文假定冰晶谱呈单峰偏态分布.

2.4 模式初边条件, 差分格式, 数值计算过程

模式的初始场: 水汽比含水量、温度、气压由探空资料确定, 垂直速度假定随高度

成抛物线分布。在模拟过程中,假定垂直速度保持不变,水平场均匀,这种假定限制了微物理过程与动力过程之间的反馈。模式的上下边界仍取为刚性边界。控制方程的有限差分形式为:空间差分对垂直平流项采用二阶垂直平流差分格式,扩散项采用二阶中央差,时间差分采用二阶蛙跃格式,为了控制蛙跃格式起步计算中的附加计算初值,模式采用稳定的欧拉向后差格式来解第一时间层的场,模式积分到各变量场达到稳定状态为止,垂直格距取 200 m,时间步长 10 s,垂直范围取 8 km。

3 模拟结果与讨论

依据 1993~1995 期间在我国吉林白城地区对层状云的观测资料,将其划分为三类典型的层状云系统,强锋面抬升形成的层状云系统、气旋尺度辐合形成的层状云系统以及弱锋面抬升形成的层状云系统。

3.1 强锋面抬升层状云系统的降水形成过程

图 1 是强锋面抬升形成的层状云系统的冰粒子浓度的时间-高度剖面图,从图 1a 可以看到,对由强冷锋抬升造成的层状云,由于云顶温度低 (-25°C),在开始时云顶约 6.5 km 有一冰粒子浓度的高值区 (2000 个/ m^3),此时这一高值区处于过饱和状态,因此冰粒子竞相长大,长大的冰粒子随着时间不断地下降到较低层,约 300 min 以后(图 1b),冰粒子的数浓度在时间分布上没有出现明显的时断时续的周期性现象,但其对应的冰粒子的含水量(图 2)且在 100 min 以后出现明显的准周期性变化。需要知道的是冰粒子的浓度和含水量在本模式中是两个完全独立的预报量,浓度变化不大的情况下,引起含水量显著周期性变化的原因只能是冰粒子的长大过程呈现周期性变化。本模式假定冰粒子的长大过程只有凝华和碰并过冷水两种过程。从图中可以看到,这种准周期现象发生在零度层附近,也就是说这种变化主要是由于碰并过冷水引起的。本文假定直径小于 $100\text{ }\mu\text{m}$ 的冰晶融化为云滴,因此在图 3 中所出现的云滴含水量随时间呈周期变化的现象是完全可以理解的。对于大于 $100\text{ }\mu\text{m}$ 的冰粒子假定其融化为雨滴,问题的关键在于如何将这种带有周期性变化的融化过程反映在降水的形成过程中。在一

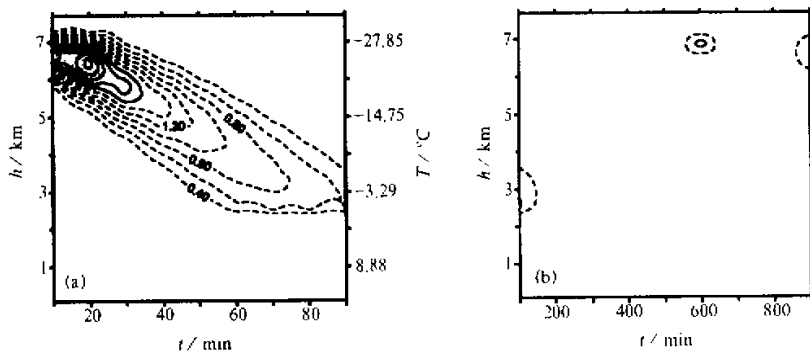
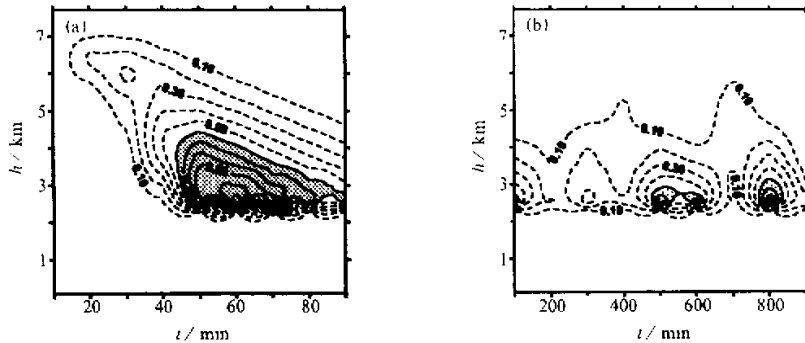
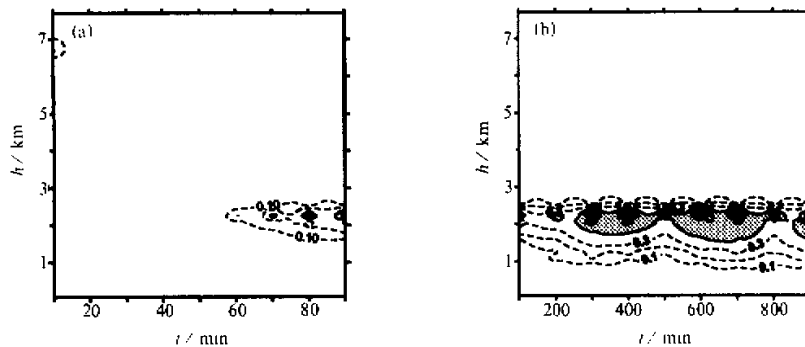


图 1 冰粒子浓度(个/L)的时间-高度剖面分布
(a) 10~90 min; (b) 100~900 min, 阴影区表示冰粒子浓度大于 2.0 个/L

图2 冰粒子比含水量 (g/kg) 的时间-高度分布(a) 10~90 min; (b) 100~900 min. 阴影区表示冰粒子比含水量大于 0.6 g/kg 图3 云滴比含水量 (g/kg) 的时间-高度剖面分布(a) 10~90 min; (b) 100~900 min. 阴影区表示云滴比含水量大于 0.4 g/kg

般的雨滴参数化模式中, 考虑的只是总体影响, 在大冰粒子向雨滴的融化转化中, 只是考虑量的转化, 而没有包含数浓度的概念, 因此往往导致数浓度的不守恒。要准确描述降水及其形成过程, 必须考虑这种数的转化。云雨滴之间及雨滴之间的碰撞是直接产生降水的过程, 因此雨滴的大小, 下落末速度等对降水的形成的时间、强度等具有重要的贡献。雨滴的参数化模式一般假定雨滴的增长率依赖于质量的权重平均末速度, 在雨滴谱变化较大时, 这种假定会导致较大甚至异常的结果。而本文的雨滴分档模式采用的是每一档的实际末速度, 在数浓度转化时保持数浓度的守恒。这对于大冰粒子融化转化为雨滴的过程显得十分重要。正是由于考虑了以上的过程, 反映在降水上出现降水强度的起伏是可以理解的 (图 4), 这一点与实际观测的降水强度的演变基本一致。

图 2 表示了冰晶含水量的时间-高度分布情况, 比较图 1 和图 2 可看到, 冰粒子浓度的高值区与其含水量的高值区恰好相反。在 50 min 左右形成降水时, 在 0°C 层冰粒子含水量为一高值区, 最大可达 0.9 g/kg 。以后随着时间的演变, 出现高低值相间的准周期变化状态, 在图 4 的雨滴比含水量的时间-高度分布图上表现为降水强度随时间的周期性起伏变化。

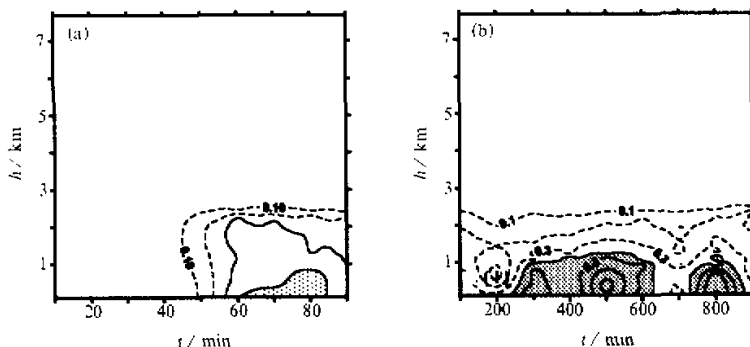


图4 雨滴比含水量 (g/kg) 的时间-高度剖面分布
(a) 10~90 min; (b) 100~900 min, 阴影区表示雨滴比含水量大于 0.4 g/kg

另外从图3可以看到, 50 min以后, 云滴位于1~3 km, 暖层较薄, 这种聚集在零度层的云水主要是小冰晶融化形成的。在云滴碰并过程还较弱, 在40~50 min云水含水量甚少时, 已在地面有降水产生(图4)。因此对这一类型的云, 初始雨滴的形成主要是大冰晶的融化过程。

3.2 气旋尺度辐合上升层状云系统的降水形成过程

从图5a可见, 这类云冰晶是在云发展过程中出现的, 最大浓度一般在 $30\sim 40$ 个/ m^3 。在高层存在弱的高浓度中心, 但冰粒子的比含水量的高值区基本分布在 0°C 层附近, 最大可达 0.20 g/kg 左右(图5b), 这说明高层的冰粒子长大后仍然有播撒过程发生, 但与第一种类型相比较(图1及图2), 显得弱多了。由于冰粒子的浓度和含水量均较小, 能够直接融化为雨滴的大冰粒子较少, 降水的形成只能通过冰粒子与过冷水的碰撞增长以及云水的自碰并过程来完成。

从图6a可以看到, 由于地面的辐合输送作用, 云水含量较大(可达 0.4 g/kg), 由于冰粒子仍然出现弱的起伏演变过程, 导致与云水碰撞增长过程及云水的消耗过程也出现大小相间的变化过程, 表现在地面降水的分布上仍然出现强度的起伏变化(图6b)。

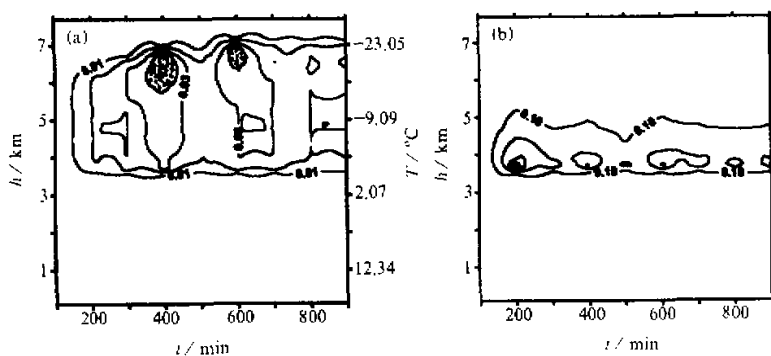


图5 (a) 同图1, 但为类型II的情况; (b) 同图2, 但为类型II的情况

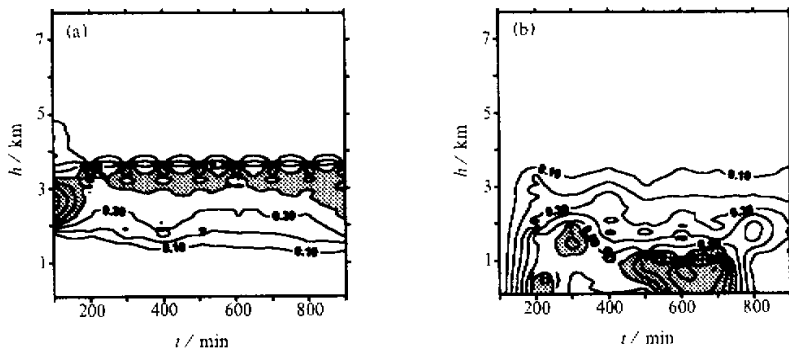


图 6 (a) 同图 3, 但为类型 II 的情况; (b) 同图 4, 但为类型 II 的情况

3.3 弱锋面层状云系统的降水形成过程

由于此类层状云, 云顶温度较高 (-10°C 以上), 云中一般为过冷水, 几乎无冰晶出现 (图 7a)。因此降水的产生最初主要由云滴间的碰并过程完成, 形成连续均匀的毛毛雨。由于碰并过程, 越到低层雨滴长得越大, 含水量越高, 但雨滴比含水量随时间的分布基本处于均匀状态 (图 7b)。

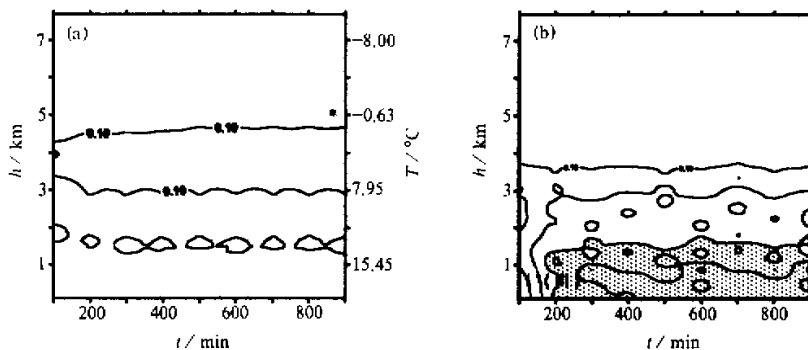


图 7 (a) 同图 2, 但为类型 III 的情况; (b) 同图 4, 但为类型 III 的情况

4 结论

模拟试验表明, 层状云的雨滴分档模式在描述层状云中各粒子含水量及降水的强度的周期变化等方面具有较好的能力。但由于本模拟过程是建立在一个较为简单的模式上, 有关结论需要做更进一步的验证和完善。本文的一些结果可归纳如下:

(1) 由强锋面抬升形成的深厚层状云系统, 由于云顶温度低, 冰晶是这类云降水产生的主要触发因子, 冰晶的增长下落过程呈现准周期性演变, 导致与之相关的其他微物理量也出现同样的现象, 表现在宏观降水上就是降水强度随时间的强弱变化。

(2) 对于由弱锋面形成的浅薄层状云系统, 由于云内基本为过冷水, 云滴间的碰并

过程为形成降水的主要过程, 因此地面降水表现为均匀的毛毛雨。

参 考 文 献

- 1 Browning, K. and T. W. Harrold, 1969, Air motion and precipitation growth at a cold front, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **96**, 369~389.
- 2 Matejka, T. J., R. A. Houze, Jr. and P. V. Hobbs, 1980, Microphysics and dynamics of the clouds associated with mesoscale rain bands in extratropical cyclones, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 29~56.
- 3 Hobbs, P. V., 1974, High concentrations of ice particles in a layer cloud, *Nature*, **251**, 694~696.
- 4 胡志晋、秦瑜、王玉彬, 1983, 层状冷云数值模式, *气象学报*, **41**, 194~202.
- 5 黄美元、洪廷超、徐华英、周恒, 1987, 层状云对积云发展和降水的影响——一种云与云之间影响的数值模拟, *气象学报*, **45**, 72~77.
- 6 Hobbs, P. V. R. A. Houze, T. J. Matejka, 1975, The dynamical and microphysical structure of an occluded frontal system and its modification by orography, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1542~1562.
- 7 Hobbs, P. V. and T. J. Matejka, P. H. Herzegh et al., 1980, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part I: A case study of a cold front, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 568~596.
- 8 Rutledge, S. A., P. V. Hobbs, 1983, The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, VIII: A model for the "seeder-feeder" process in warm-frontal rainbands, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1185~1206.
- 9 胡志晋、严采策, 1986, 层状云微物理过程的数值模拟(一)——微物理模式, *气象科学研究院院刊*, **1**, 37~52.
- 10 Kessler, E., 1969, On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations, *Meteor. Monogr.*, **32**, Amer. Meteor. Soc., 84pp.
- 11 Berry, E. X., 1967, Cloud droplet growth by collection, *J. Atmos. Sci.*, **24**, 688~701.
- 12 Fletcher, N. H., 1962, *The Physics of Rain Clouds*, Cambridge University Press, 163~164.

Rain Category Numerical Simulations of Microphysical Processes of Precipitation Formation in Stratiform Clouds

Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying and Zhou Ling

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Based on observations in northern China, the microphysical process of precipitation formation and the role of ice crystal playing in those processes for three kinds of typical stratiform clouds are analyzed using rain category model. Results show that for ice-driven precipitation processes, the precipitation processes and other variables have quasi-periodic variation in intensity due to the periodic seeding process of ice particles, which can be well described and indicated in rain category model.

Key words stratiform cloud rain category precipitation