

层状云数值模式与实际观测研究

杨洁帆^{1,2} 雷恒池² 胡朝霞² 郭学良² 肖稳安¹

1 南京信息工程大学, 南京 210044

2 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029

摘要 改进了一维层状云雨滴分档模式, 利用雨滴分档模式在计算雨滴粒子谱型及数浓度自然演变方面中的优势, 对吉林省长春市6月21日3个不同时刻的降雨进行了模拟, 并与实测资料进行了比较。结果表明, 改进后的模式计算稳定, 可以模拟出与实际降水谱型相接近的雨滴谱; 对于层状云中上升气流速度难以直接测量的问题, 通过选用不同的上升气流速度方案, 并将计算所得的雷达回波反射率廓线与实际地面雷达观测值相似和的方法, 从而为实现通过雷达回波与模式计算相比较来测量定量降水提供一个新的思路; 与实际观测结果比较可知, 暖区碰并过程对本次降水的贡献在10%左右, 与上升气流的速度有关。

关键词 层状云 分档模式 上升气流 参数化 雷达回波强度

文章编号 1006-9585 (2007) 05-0619-10 **中图分类号** P426 **文献标识码** A

Study on the Stratiform Cloud Numerical Model and Actual Observation

YANG Jie-Fan^{1,2}, LEI Heng-Chi², HU Zhao-Xia², GUO Xue-Liang², and XIAO Wen-An¹

1 Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

2 Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract With the help of the improved one-dimensional stratiform cloud raindrop category model, in this thesis, we have simulated the three different precipitations in Changchun, Jilin Province, on June 21, 2005 and made a comparison between the results and the data obtained through actual observation, taking advantage of the stratiform cloud raindrop category model in calculating the raindrop spectrum and the natural development of the precipitation intensity. The results show that the improved model tends to be much more stable in calculating and it can simulate the raindrop spectrum closest to the actual precipitation spectrum. Succeeding in solving the problem that it is difficult to directly measure the updraft velocity of the striform cloud, we fit the data calculated in various schemes of updraft velocity with the actual radar echo profile below the zero-temperature level, and therefore achieve the aim of measuring the quantitative precipitation via comparison of the radar echo with the model. The comparison between the data simulated and those actually observed reveals that due to the updraft velocity the contribution that the collision process in warm area has made to this precipitation is about 10%.

Key words stratiform cloud, raindrop category model, updraft, parameterization, radar echo

1 引言

目前, 云模式对降水粒子的处理方法主要有

两种: 参数化和尺度离散化。大部分云模式采用的都是参数化的方法, 即采用所谓的容积水技术, 并假定粒子大小服从特定的连续分布 (M-P 分

收稿日期 2006-05-18 收到, 2007-05-10 收到修定稿

资助项目 自然科学基金资助项目 40537034 和“十一五”国家科技支撑计划重点项目 2006BAC12B00-01-06

作者简介 杨洁帆, 男, 1980 年出生, 硕士, 主要从事云降水物理及人工影响天气研究。E-mail: sonick@sohu.com

布),从而描述降雨的一般情况,该方法被广泛用于各种云模式中^[1,2]。由于参数化模式是通过给定谱函数的限制来讨论谱型的演变,因而在精确反映粒子谱变化及粒子实际数浓度等方面存在一定的局限性。而另一种方法是将粒子尺度离散化,按尺度或质量分成若干档,只要了解某一档粒子与外界的作用就可以描述粒子谱型的变化。早在 20 世纪 60 年代, Berry^[3] 和 Kovetz 等^[4] 就开始使用简单的分档模式对云粒子谱的演化问题进行过一系列的研究。国内从 80 年代开始,肖辉等^[5]也都通过建立云滴分档模式,对积云中凝结碰并过程进行研究,并探讨了盐核谱对大陆积云云滴谱演化的作用。许焕斌等^[6]详细讨论了分档方法与参数化方法的适用性问题。郭学良等^[7,8]建立了一个仅仅将雨滴分档的一维层状云模式,对其他降水粒子仍然按照参数化的方式处理,并使用该模式对我国北方 3 类层状云降水形成的微物理过程进行了模拟。以色列西伯莱大学经过多年研究发展了一个全分档的对流云模式,用以研究对流云中各种粒子谱型的演变过程^[9,10]。早期的分档模式由于受到计算能力等多种因素的限制,一般都是采用拉格朗日模型来研究上升气块中各个量的变化,或是采用欧拉模型来研究暖云过程中云滴谱的演变过程,而国外建立起来的全分档模式主要是用于对流云的研究。

典型的北方层状云系统中,由于云内上升气流速度非常小,以现有手段无法对上升气流速度的大小及分布进行探测。中尺度模式虽然可以诊断出云内上升气流的大小,但是精确度较低,对实际的降水模拟时偏差较大。在以往对层状云数值模拟的研究中,上升气流的大小及分布一直是一个不确定因素。上升气流速度和空间分布对于地面雨滴粒子谱、地面降水强度及雷达回波强度廓线具有较大影响。

在实际的层状云降雨过程中,和地面降水强度、雷达回波强度直接相关的因素毫无疑问就是空气中直径较大的雨滴粒子,采用分档模式来研究雨滴粒子谱的演变问题,并与实际的雷达回波强度进行比较,在通过使用雷达回波测量定量降水的工作中具有重要的现实意义。本文中,在一维层状云雨滴分档模式的基础上进行了改进,把与地面雨强、雷达回波反射率有直接关系的雨滴

粒子以尺度分档,从而更加客观地描述雨滴粒子数浓度及谱型的自然演变过程。

2 模式改进

已有模式的特色在于将雨滴分档,而对于云水以及各种冰相过程依然按照参数化方式处理。但在具体处理上还有一定的不足,如原模式将云水自动转化过程生成的雨水全部分配到第一档,这样处理虽然简单,但随着云的进一步发展,自动转化生成的雨滴数浓度会达到一个极值,伴随着碰并过程的加强,云水含量会很快减少,自动转化过程中止,使得雨滴形成单峰分布,而峰值浓度所对应的雨滴半径值仅与云水含量有关,云水含量愈大,则峰值半径也愈大,反之亦然。原模式中使用重分档方案存在数浓度与质量不守恒的问题,每次重分档后雨滴粒子与碰并云水的总和与分档前有一定的误差,使得最终计算的结果与实际相差较大。

模式的主要微物理过程及计算方案在文献[9, 10]中有详细的介绍。下面主要介绍对模式的改进之处。

2.1 微物理过程简介及改进

模式对云水自动转化的处理方式是使用简单的 Kessler 经验公式

$$\begin{cases} A_{cr} = K(q_c - q_{c0}), & q_c > q_{c0}, \\ A_{cr} = 0, & q_c \leq q_{c0}, \end{cases}$$

A_{cr} 为云水自动转化率。原模式中自动转化阈值 q_{c0} 取为 $0.75 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 本文中改为 $0.35 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。 K 为系数, q_c 为云水比含水量。

云滴到雨滴的自动转化过程本质上是云滴之间在 Δt 时间内通过随机碰并并长大到雨滴尺度的过程,是云滴谱展宽的一种延续,也应该服从云滴谱的谱分布。原模式将云水通过自动转化生成的雨水量全部分配到雨滴第一档上,这实际上是低估了云滴谱的自然展宽能力。在实际的应用中发现,这样的处理方法在考虑纯粹的暖云过程时会使得雨滴粒子的数浓度偏大,而雨滴谱则明显偏窄,与实际测量所得到的指数谱差别太大。新的方案在原来模式的基础上将由云水自动转化生成的雨水按照 M-P 谱分配到雨滴的各个档位上去,具体分配方式如下:

$$Q_{cr} = \frac{1}{\rho_a} \int_{D_1}^{\infty} m(D) N_{or} e^{-\lambda D} dD,$$

式中, Q_{cr} 为云水自动转化为雨水的量, $m(D)$ 为对应直径 D 的雨滴粒子质量, ρ_a 为空气密度, N_{or} 为截距。λ 在本文中给定一个值为 90 (雨滴粒子直径的单位取为 cm)。由上式可以推导出

$$Q_{cr} = \frac{\pi}{6\rho_a} \int_{D_1}^{\infty} N_{or} D^3 e^{-\lambda D} dD,$$

$$Q_{cr} = \frac{\rho_w \pi}{6\rho_a} N_{or} \left\{ \frac{1}{\lambda^4} \exp(-\lambda) \left[(\lambda D_1)^3 + 3(3D_1)^2 + 6(3D_1) + 6 \right] \right\},$$

$$N_{or} = \frac{\rho_w \pi}{6Q_{cr} \rho_a} \left\{ \frac{1}{\lambda^4} \exp(-\lambda) \left[(\lambda D_1)^3 + 3(3D_1)^2 + 6(3D_1) + 6 \right] \right\},$$

式中 D_1 为第一档位雨滴粒子直径, 通过上式可以求出初生雨滴粒子谱的截距 N_{or} 。需要注意的是, 在将参数化的形式转化为分档形式时, 每一档雨滴粒子浓度实际上是通过 M-P 谱的积分求得。在将连续的谱型转化为离散化时, 会存在一定的误差, 我们使用了多次分配的方法来解决这一问题, 即将一次分配所剩下的云水量重新按照上述方法来分配, 直到剩余的云水量小于某一个可以接受的误差值。

每一档粒子的数浓度按照下面的方法积分求得

$$N_j = \int_{D_j}^{\infty} N_{or} e^{-\lambda D} dD - \int_{D_{j+1}}^{\infty} N_{or} e^{-\lambda D} dD,$$

式中的 N_{or} 已经在上面的推导过程中算出, 可以直接带入式中计算。通过积分可知每一档的粒子的浓度为

$$N_j = \frac{1}{\lambda} N_{or} (e^{-\lambda D_j} - e^{-\lambda D_{j+1}}),$$

模拟云滴之间通过随机碰并所生成的雨滴窄谱。实际上云滴之间在 Δt 的时间内通过随机碰并生成的雨滴谱斜率 λ 并不是一个常数, 云中的湍流以及云滴粒子数浓度都会对 λ 产生影响。肖辉等^[11]的研究表明, 湍流可以增大云滴之间的碰并几率, 使其在 Δt 时间内生成较大的粒子, 从而使得自动转化生成的雨滴斜率 λ 减小。同样, 云中云滴粒子的数浓度越高其碰并效率也会相应增大, λ 也会有相应的变化。但是由于模式是建立在一个相对简单的物理模型上, 云滴谱是按照参数化的形式处理, 这些问题在以后的研究中应当做进一步

探讨。

该模式属于参数化与分档相结合的混合模式, 冰相过程采用了参数化的形式, 包含了冰晶核化、凝华、升华等微物理过程。模式中依据观测假定冰晶谱呈单峰偏态分布, 取冰晶服从如下的分布形式

$$n_i(D_i) = N_{0i} D_i e^{-\lambda_i D_i},$$

式中的 N_{0i} 和 λ_i 为冰晶谱参数, $N_{0i} = \lambda_i^2 N_i$, $\lambda_i = (6A_{mi} N_i / q_i)^{1/2}$, $A_{mi} = 0.01 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。 N_i 为总的冰晶粒子数, q_i 为冰晶粒子比含水量。各种冰相微物理过程在文献 [5, 6] 中有详细的介绍, 这里不再赘述。

当冰晶粒子降落到 0°C 层以下, 冰晶粒子融化, 其涉及到参数化的冰相粒子向分档的雨滴粒子转化的问题。在模式中假设冰晶为六角片状, 对应第 i 档雨滴的冰晶直径由 i 档雨滴质量求得

$$D_i(i) = \sqrt{m_r(j) / A_{mi}},$$

其中 $A_{mi} = 0.01 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。并假设直径 $< 100 \mu\text{m}$ 的云冰融化为云水, $> 100 \mu\text{m}$ 的融化为雨滴粒子, 融化过程采用一步融化完成, 而且融化量不能超过热平衡方程确定的最大可融化量。这样就可以求得冰粒子融化为每一档雨滴的比浓度 $N_{irM}(I)$ 、比含水量 q_{irM} 及云滴浓度 N_{icM} 和云滴总含水量 q_{icM}

$$N_{irM}(I) = N_i \{ [\lambda_i D_i(I) + 1] e^{-\lambda_i D_i(I)} - [\lambda_i D_i(I+1) + 1] e^{-\lambda_i D_i(I+1)} - [\lambda_i D_i(I+1) + 1] e^{-\lambda_i D_i(I+1)} \},$$

$$q_{irM} = \sum_I A_{mi} N_i / \lambda_i^2 [D_{i2}(I) - D_{i2}(I+1)],$$

$$N_{icM} = N_i \{ 1 - [\lambda_i D_i(1) + 1] e^{-\lambda_i D_i(1)} \},$$

$$q_{icM} = A_{mi} N_i / \lambda_i^2 [6 - D_{i2}(1)],$$

其中

$$D_{i2}(I) = \left\{ [\lambda_i D_i(I)]^3 + 3[\lambda_i D_i(I+1)]^2 + 6\lambda_i D_i(I) + 6 \right\} e^{-\lambda_i D_i(I)},$$

式中, λ_i 、 N_{0i} 为冰晶谱型参数, $D_i(i)$ 为第 i 档冰晶直径。

2.2 档间传输方案改写

模式中雨滴粒子按照指数分档, 分档方式为

$$D(I) = D_0 \exp[(I-1)/I_0],$$

共分为 37 档位, 直径 $100 \sim 3\,600 \mu\text{m}$ 。为了解决原模式中处理档间传输时粒子浓度和质量不守恒的问题, 本文重新对文献 [2] 中介绍的 K-O 档

间传输方案进行了改写。设 $N'(J)$ 为重分档后该档的雨滴数浓度, $N(J)$ 为重分档前的雨滴数浓度, 则有

$$N'(J) = \sum_{k=1}^{37} G(k)N(k),$$
$$G(k) = \begin{cases} [(d_k + \Delta d_k)^3 - d_k^3] / [d_{k+1}^3 - d_k^3], & d_k < (d_k + \Delta d_k) < d_{k+1}, \\ [(d_k + \Delta d_k)^3 - d_{k-1}^3] / [d_k^3 - d_{k-1}^3], & d_{k-1} < (d_k + \Delta d_k) < d_k, \\ 0, & d_k + \Delta d_k \leq d_{k-1} \text{ 或 } d_{k+1} \leq d_k + \Delta d_k, \end{cases}$$

式中, d_k 为第 k 档的粒子半径, Δd_k 为第 k 档粒子凝结增长后半半径的增加量, $G(k)$ 为比例系数。这个方案可以处理雨滴粒子在碰并云水增长和蒸发过程引起的档间传输过程, 并且可以保证雨滴的浓度守恒和质量守恒。在实际的使用中我们发现它的计算量过大, 每一次调整某一档粒子的浓度需要判断所有档位粒子的增长情况。在实际模式设计时我们采用了一个简化的方案来计算。简化方案的推导过程是基于以下两个假设: 1) 粒子档间传输只在相临两档之间进行。这个条件在模式时间步长取的比较短, 或者云水含量不是太高的情况下是可以达到。2) 碰并云水过程只改变雨滴粒子的总质量, 而不改变雨滴粒子的数浓度。这个条件在没有考虑雨滴碰并破碎的情况下可以满足。则雨滴粒子的重分档方案可以简化为

$$N'_j = N_j + N_{j-1} \frac{D_{j-1}^3 - D_j^3}{D_j^3 - D_{j-1}^3} - N_j \frac{D_j^3 - D_{j+1}^3}{D_{j+1}^3 - D_j^3},$$

式中, N'_j 为重新分档后第 j 档的雨滴粒子浓度, N_j 为重分档前第 j 档雨滴粒子浓度, D'_j 为第 j 档粒子由于碰并云水增长后的直径, D_j 为碰并前的雨滴粒子的直径。为了验证该方案的守恒性, 使用

$$\delta = \frac{\frac{1}{6} \pi \left(\sum_{i=1}^{37} N'_i D_i^3 - \sum_{i=1}^{37} N_i D_i^3 \right)}{Q_{cr}} \times 100\%$$

对雨滴粒子碰并云水重分档前后的误差进行计算, 结果显示每一次重分档前后所碰并云水的质量约相差 0.14% 左右, 雨滴粒子数浓度守恒, 基本可以满足计算要求。K-O 档间传输方案虽然可以保证计算量的守恒, 但是数值扩散比较严重, 对档位分辨率要求较高。在实际应用中我们发现, 档位较宽时会在高档位出现比较严重的数值扩散现象。图 1 是给定了一个符合 Γ 分布的初始雨滴谱,

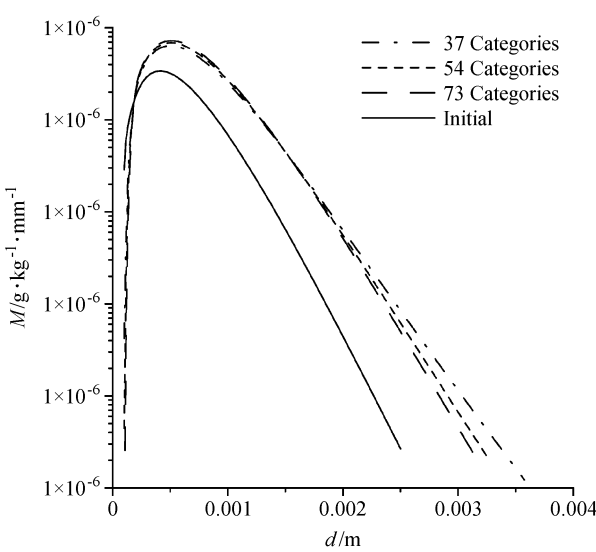


图 1 雨滴谱型碰并云水后变化情况 $q_c = 0.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。横坐标 d 为雨滴粒子直径, 纵坐标 M 为每档粒子对应的比含水量
Fig. 1 The changing of raindrop spectrum with collecting cloud drops $q_c = 0.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$. Abscissa for the diameter of rain droplet and y-axis for the water content of each category

将 λ 设为 50, 并设定了云水含量 $q_c = 0.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 后, 雨滴谱通过碰并云水的变化。由图可以看出, 随着时间的推移, 分档数较低的谱线在高档位端出现了明显的数值扩散现象。1 000 s 后 3 种分档方式所计算出的雨强增长率分别为 184.39%、189.66% 和 198.41%, 其中 73 档与 37 档对雨强变化描述误差约为 9%。需要注意的是误差随着雨强增长率的增加而增加, 雨强增加不大时, 3 种分档方式对雨强的增长量的计算基本相近。由于在该例中雷达回波在 0 °C 层下变化较小, 暖区对雨滴的增长作用并不明显, 模式在该例的模拟过程中由数值扩散所引起的雨强误差可以被忽略。

3 天气形势简介

为了检验模式的正确性, 本文选取了吉林省长春市 2005 年 6 月 21 日的气旋性层状云降雨过程作为对比试验的对象。6 月 20 日 20:00 (北京时, 下同) 地面图上吉林省中部有一低压中心。低压中心缓慢向东南方向移动, 中心气压缓慢回升。到 21 日 08:00 低压中心位于长春附近, 中心最低气压 1 000 hPa。本次涡旋系统已处于衰退阶段, 但 850~500 hPa 对流层中层涡旋结构仍然十

分明显(如图 2 所示)。21 日上午,受涡旋切变线影响,吉林省中东部局部地区出现了降雨。强降水中心出现在长春、双阳附近。双阳区位于长春市东南方 30 km 处,其中长春站降水集中时段为 4~12 时,降水量达到 47 mm。图 3 为主要降水期间长春市雷达 PPI 扫描图。由图可见本次降水过程主要为涡旋降水云系。涡旋中心位于长春市,强降雨中心雷达回波强度 >30 dBZ。

4 模式计算与实测资料对比

4.1 模式初始场

模式的初始场选择了吉林省长春站 6 月 21 日 08:00 的探空资料。在模式计算过程中,我们将

模式顶高设为 8 000 m,垂直格距为 100 m,将时间步长取为 2 s,模式中的上升气流速度成抛物线分布,上升气流速度在模式运行过程中保持不变。图 4 为吉林省长春市 6 月 21 日 08:00 多普勒雷达 RHI 回波强度等值线,方位角为 190°,雷达最低仰角为 0.5°。从图 4 中可以看出当日云顶高度大约从 7 000~8 000 m。0℃层亮带较厚,高度大约在 3 500 m。

4.2 模拟结果与实测资料对比

地面雨强的决定性因素在于 0℃层亮带,它的形成与冰相粒子的半融化状态和落速改变造成的幅散有关。但是由于模式对冰相过程的处理比较简单,特别在考虑冰相粒子的融化过程的问题上处理比较简单,没有能够模拟出明显的 0℃层

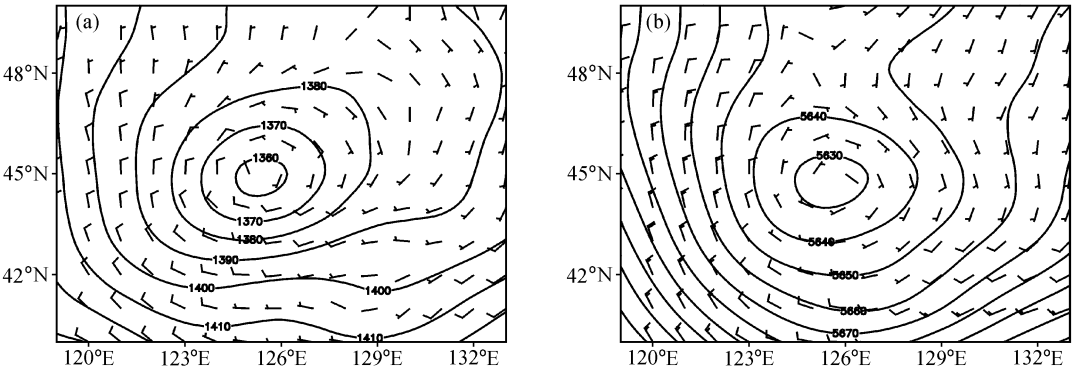


图 2 6 月 21 日 08:00 天气图: (a) 850 hPa; (b) 500 hPa
Fig. 2 Weather maps at 0800 LST on 21 Jun 2005: (a) 850 hPa; (b) 500hPa

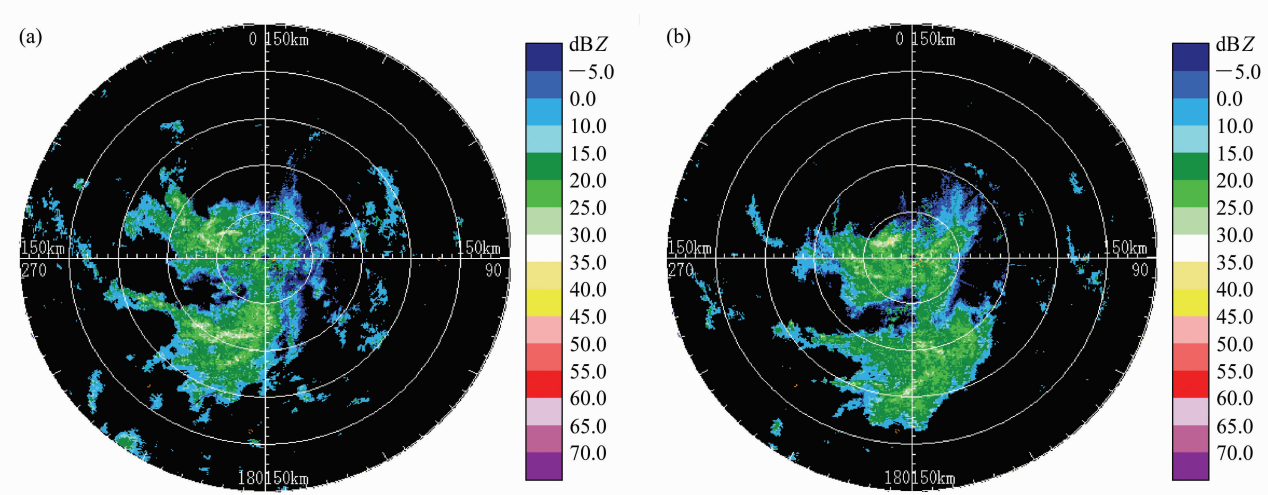


图 3 2005 年 6 月 21 日吉林省长春市多普勒雷达 PPI 扫描图: (a) 06:00; (b) 08:00
Fig. 3 The Doppler radar PPI scan map in Changchun, Jilin Province on 21 Jun 2005: (a) 0600 LST; (b) 0800 LST

亮带。在 0℃层以下，水成物粒子相态单一全为液态，形态基本一致，近似为球型，可以通过简单的雷达回波强度计算公式求得。同样，在分档模式中对雨滴的处理也是将雨滴看成球形水滴，并且 0℃层以下雷达回波的计算也是使用每一档粒子的实际粒子浓度计算得到。因此，在 0℃层以下模式模拟的雷达回波强度与实际测量值之间

存在一定的可比性。在本文中我们将 0℃层以下实测的雷达回波强度与模式计算值进行了比较。

图 5 为雷达回波强度廓线和分档模式模拟值。雷达资料取自吉林省长春市地面多谱勒雷达，显示了双阳区上空 3 个时刻 0℃层以下 500 m（冰相粒子基本完全融化）到地面附近的雷达回波强度

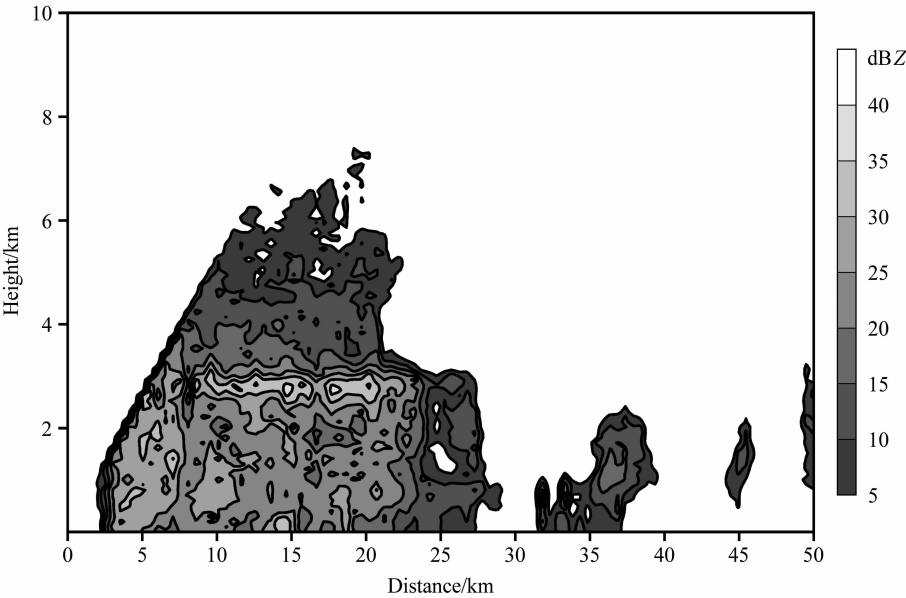


图 4 长春 6 月 21 日 08:00 地面多普勒雷达回波强度灰度图。原点处为雷达所在位置
Fig. 4 The contour chart of the Doppler radar echo at 0800 LST on 21 Jun, in Changchun, Jilin Province. Radar is at the origin

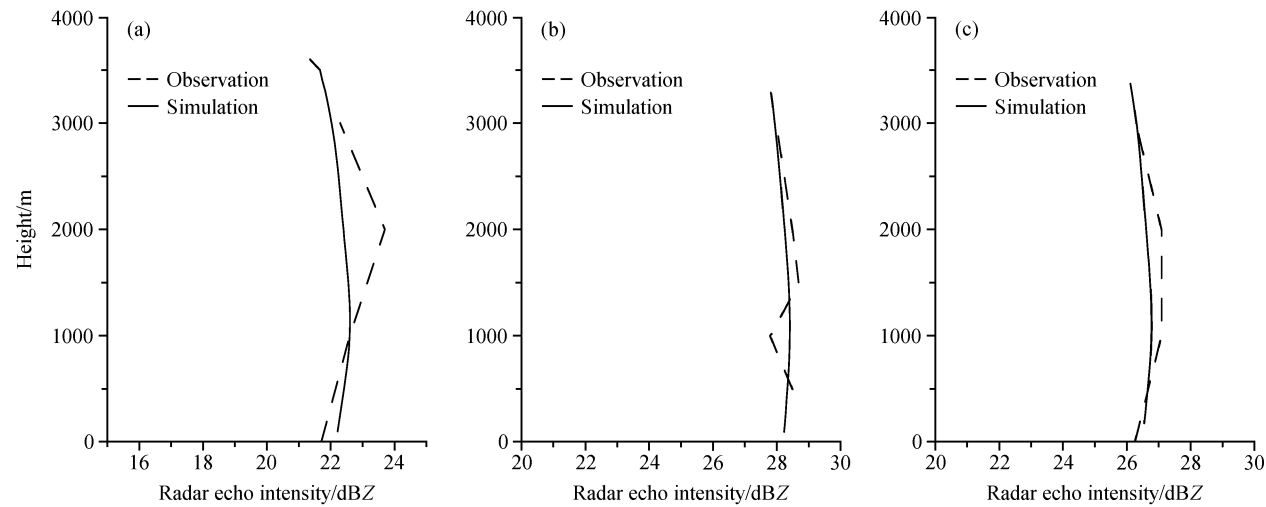


图 5 模式模拟出的雷达回波廓线与实际雷达观测值之间的比较：(a) 6 月 21 日 7:20, $W_{\max}=0.12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; (b) 6 月 21 日 8:45, $W_{\max}=0.28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; (c) 6 月 21 日 9:05, $W_{\max}=0.18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($W_{\max}$ 为最大上升气流速度)
Fig. 5 The comparison between the dBZ profile simulated by the model and that of the actual radar observation: (a) 0720 LST 21 Jun, $W_{\max}=0.12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; (b) 0845 LST 21 Jun, $W_{\max}=0.28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; (c) 0905 LST 21 Jun, $W_{\max}=0.18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

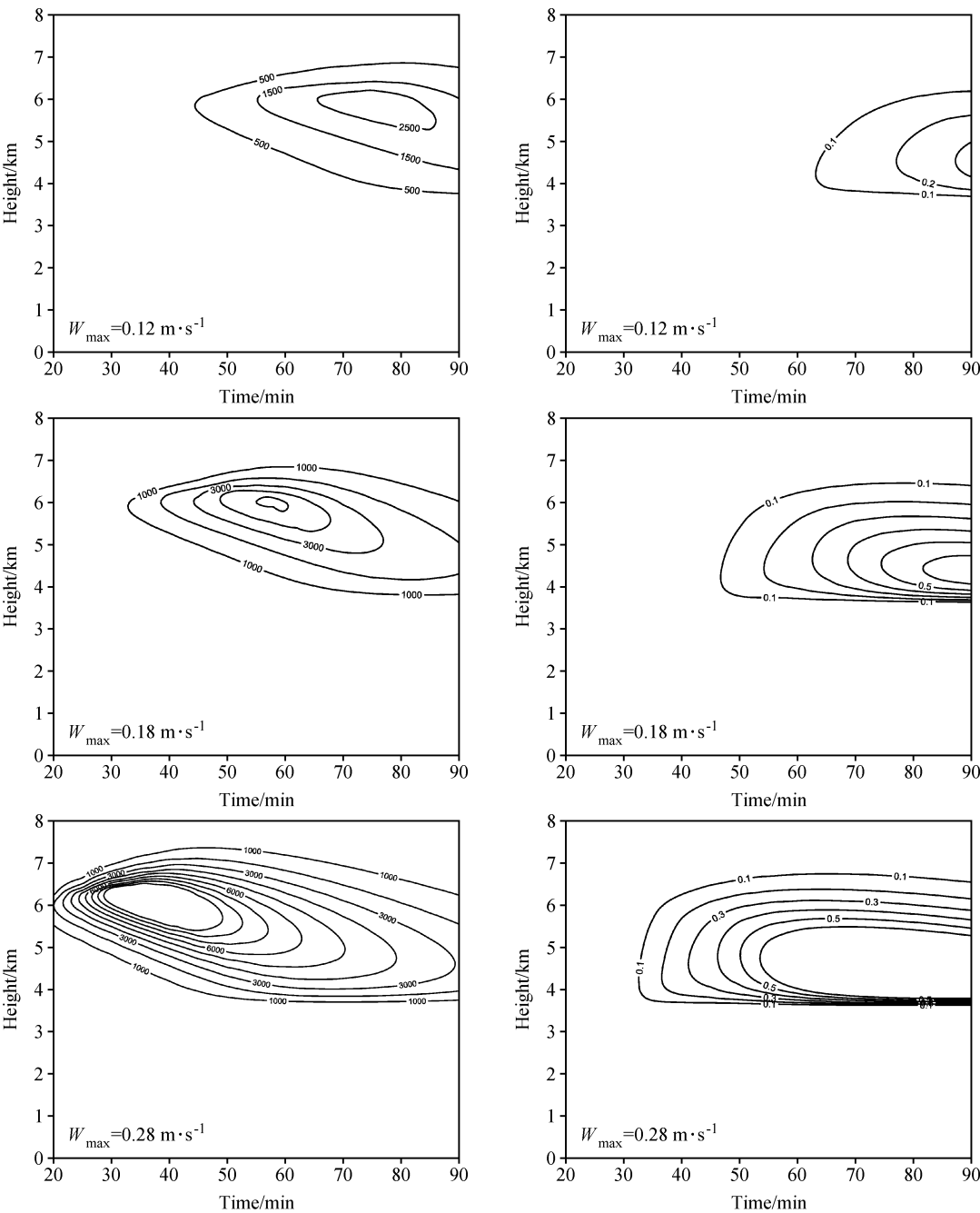


图 6 3 种上升气流方案下冰晶粒子含水量及数浓度随时间的变化。左列为冰晶粒子数浓度，单位： m^{-3} ；右列为冰晶粒子含水量，单位： $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$

Fig. 6 The coutour chart of water content and density of ice particle in three schemes of updraft. Left graphics are coutour charts of densi-ty of ice particles, units: m^{-3} ; right graphics are coutour charts of water content of ice particles, units: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$

廓线。模式中每一层的雷达回波强度使用公式：

$$Z_{\text{ref}}=10\lg \sum_{j=1}^{37} N_j D_j^6,$$

式中， N_j 为第 j 档粒子的数浓度（单位： m^{-3} ）， D_j 为第 j 档粒子的半径（单位： mm ）。为了和雷

达观测值接近我们选择了不同的上升气流值进行了计算，并最终确定了 3 个时刻模式所用的最大上升气流速度，分别为 0.12 、 0.18 和 $0.28 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 进行模拟。云内冷区的模拟情况如图 6 所示，从图中可以看到，取 3 种不同的上升气流时冰晶粒

子的增长过程基本相同，都是先在 6 000 m 左右形成一个冰晶浓度高值区。初生的冰晶粒子通过凝华作用吸收空气中的过饱和水汽竞相长大，并不断地掉落到下层，在 0℃层附近通过碰并过冷水继续长大，在 0℃层附近形成一个含水量高值区。同时，冰晶含水量在 4 500 m 以下有明显增大，所以回波强度应向下单调增大，这同图 4 的实例观测是比较一致的。最后冰晶在 0℃层下融化成雨滴粒子。不同的上升气流速度对冰晶的核化，以及水汽转化率都有较大的影响，当取 3 种上升气流速度模拟到 80 min 时，其 0℃层附近冰晶粒子数浓度分别为 1.2、0.8 和 0.5 L⁻¹，含水量最大值分别为 0.6、0.3 和 0.2 g·kg⁻¹。而且此时的 0℃层下模拟值和实测的雷达回波强度廓线最相近。从图 5 中可以看到模式模拟出的雷达回波强度廓线在 3 个时刻都基本反映了实际雷达回波廓线的变化趋势。模式模拟到 80 min 时地面附近雷达回波强度分别为 21.86、26.51 和 28.56 dBZ。

降水粒子在暖区通过重力碰并过程长大对降水的贡献，我们通过使用雨强计算公式

$$I=3600\times\frac{\pi}{6}\sum_{j=1}^{37}D_j^3N_jU_j,$$

式中， D_j 为第 j 档雨滴粒子直径， N_j 为第 j 档雨滴粒子数浓度， U_j 为第 j 档雨滴粒子下落末速度。分别对 3 种上升气流方案中 0℃层以下及云底的雨强进行计算。表 1 显示了模式模拟的 3 种上升气流方案所对应的 0℃层以下雨强及云底雨强值。暖云过程对雨强的贡献量通过 $\Delta I=I_b-I_0$ 计算得到， I_b 为云底雨强， I_0 为 0℃雨强。当上升速度取为方案 3 时，由于较强的辐合抬升作用不但使得云水的比含水量较高，也拉长了小粒子在云中的滞留时间，使其在下落过程中可以碰并更多的云水。降水粒子通过暖云碰并过程可以使云底雨强增加量达到 12% 左右。而对于前两种上升气流方案而言，由于上升气流较小，暖云区云水含量不高，使得暖云过程对地面降水的贡献量不高，分别为 5.8% 和 8.5%。

图 7 对比了 3 种不同的上升气流情况下雨滴粒子谱在 0℃层附近以及地面的谱型，显示了雨滴粒子谱的拓宽情况。通过对比可知，较强的上升气流有利于拓宽雨滴粒子谱，但在该例中这种

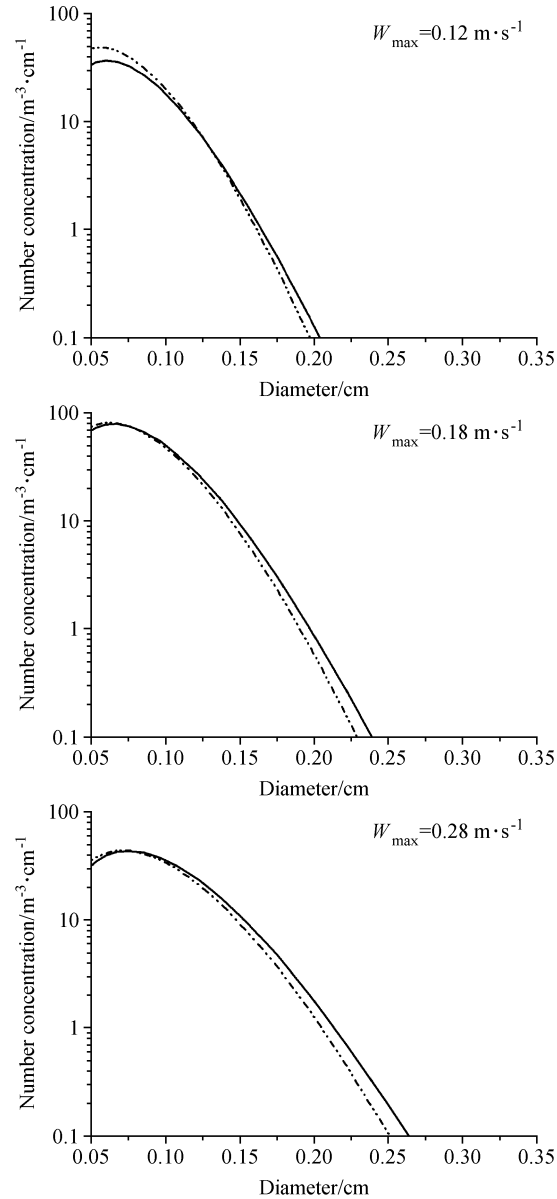


图 7 3 种上升气流方案中 0℃层与云底雨滴粒子比较。实线为云滴雨滴粒子谱，虚线为 0℃层附近雨滴粒子谱
Fig. 7 The comparison between raindrop size distribution in the bottom of cloud and 0℃level. Solid line for the spectrum of rain drops at cloud base and the dashed for the spectrum of rain drops at 0℃

作用主要还是通过冰相过程来实现，暖区的增长方式对雨滴粒子谱的拓宽作用有限。同时在该例的模拟过程中发现，云水自动转化对雨滴粒子谱基本没有影响，这可能主要是因为冰晶融化后生成的雨水对暖区云水的冲刷作用使得云水始终维持在一个较低的水平，没有达到自动转化的阈值。

在拟合了雷达回波廓线后，我们继续将模式模拟出的雨滴谱同地面实测雨滴谱进行了比较。图 8 是 3 个时刻双阳站地面实测雨滴谱和模式计算出的雨滴谱之间的比较。实测地面雨滴谱在降水过程中使用染色滤纸法取得。模拟值分别取 3 种最大上升气流速度时模式模拟到 80 min 时的地面雨滴谱。从图中可以看到，上升气流越大，冰晶活化率加大，地面雨滴谱越宽，粒子浓度越高，地面雨强越大，这和实际情况还是符合的。在模式上升气流不大 (0.12 和 $0.18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) 和地面

表 1 3 种上升气流方案中暖云对地面降水的贡献量和与初值相比增加的百分数

$W_{\max}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	雨强/ $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$			雨强增加量/%
	I_0	I_b	ΔI	
0.12	1.01	1.07	0.06	5.8
0.18	2.17	2.34	0.17	8.5
0.28	2.80	23.16	0.34	12.5

降水也不大的情况下，模式模拟出的雨滴谱和实际的雨滴谱还是比较接近，谱宽比较宽时，实测的雨滴谱和模式模拟出的雨滴谱还是有比较大的差别，主要原因是模式只能模拟出平滑谱型，而无法模拟出真实谱型中在大粒子端的自然起伏。

表 2 是取 3 种上升气流拟合了雷达回波强度廓线后和实际地面雨滴谱测量值之间的比较。表中分别将长春市双阳区 6 月 21 日 7:20、8:45 和 9:05 实测雨滴谱计算出的雷达回波强度、地面实测雨滴谱计算出的雨强、实测谱宽与模拟值进行了比较。从表中可以看到模式模拟的 7:20、9:05 的地面降水强度、粒子谱宽以及雷达回波与实际测量值之间的差别比较小，地面雨滴谱计算出的雨强略大于模式计算雨强，降雨强度基本上吻合，雨滴谱谱宽相差 0.02 cm 。但 8:45、9:05 的地面雨滴谱谱宽和模式计算值之间相差较大，主要还是因为实测的雨滴谱在大粒子端存在一定起伏，增大了雨滴谱的谱宽。总的来说，模式模拟出的地面降水强度以及地面雨滴谱和实际的观测值还是相当接近。

表 2 模式模拟值与实测值之间的比较

Table 2 The comparison between the data simulated by the model and those in the actual observation

时间	实测雨滴谱计算/ dBZ	模式计算/ dBZ	$I_{\text{mod}}/\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$	$I_{\text{actual}}/\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$	实测谱宽/ cm	模式模拟谱宽/ cm	$W_{\max}/\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$
7:40	21.71	21.86	1.07	0.98	0.22	0.21	0.12
8:45	29.10	28.56	3.11	3.24	0.28	0.26	0.28
9:05	26.26	26.51	2.34	2.25	0.28	0.23	0.18

注： I_{mod} 、 I_{actual} 分别为模式计算雨强与实测雨强

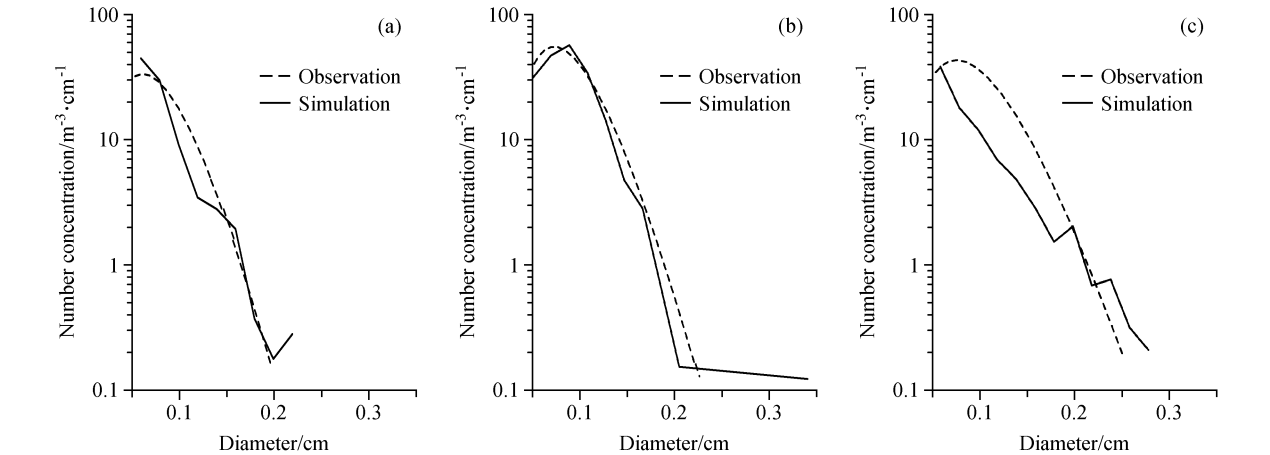


图 8 地面雨滴谱的模拟值与实测值：(a) 6 月 21 日 7:20, $W_{\max}=0.12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；(b) 6 月 21 日 8:45, $W_{\max}=0.28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；(c) 6 月 21 日 9:05, $W_{\max}=0.18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

Fig. 8 The ground raindrop size distribution simulated and observed: (a) 0720 LST 21 Jun, $W_{\max}=0.12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；(b) 0845 LST 21 Jun, $W_{\max}=0.28\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ；(c) 0905 LST 21 Jun, $W_{\max}=0.18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

5 结 论

(1) 改进了一维层状云雨滴分档模式, 改进后的模式计算稳定, 与实测雨滴谱及雷达观测结果对比表明模式具有一定的模拟能力。与实际观测结果比较可知该例暖区碰并过程对本次降水的贡献在 10% 左右, 与上升气流的速度有关。

(2) 通过与实测资料对比可知, 由于模式只考虑了雨滴和云滴的碰并和蒸发过程, 模式计算得到的地面雨滴谱与 0 °C 层冰晶融化形成的雨滴谱十分接近, 这似乎只能说明从双参数模式推出冰晶融化的雨滴谱比较成功。受到所选个例的限制, 自动转化在整个降雨过程中所起的作用非常小, 地面降雨主要是通过冰晶融化形成, 暖云自动转化对雨滴谱的影响有待进一步的讨论。

(3) 对于层状云中上升气流速度难于直接测量的问题, 通过选用不同的上升气流速度方案, 并采用计算所得的雷达回波反射率廓线与实际地面雷达观测值相拟合的方法, 从而为实现通过雷达回波与模式计算相比较来测量定量降水提供一个新思路。

(4) 为简化起见, 该模式对冷云过程的处理依然采用参数化的形式。由于冰相过程涉及各种不同性质粒子之间相互作用以及冰晶核化、聚并等物理过程。对这些过程物理机制目前尚有许多不清楚的地方, 仍然需要做进一步的研究。

参考文献 (References)

[1] 胡朝霞, 齐彦斌, 郭学良. 青藏高原东部冰雹形成机理的数值模拟研究. 气候与环境研究, 2007, **12**: 38~48
Hu Zhaoxia, Qi Yanbin, Guo Xueliang. Numerical simulation of hail formation mechanism in east of the Tibetan Plateau. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2007, **12**: 38~48

[2] 胡朝霞, 李宏宇, 肖辉. 旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征. 气候与环境研究, 2003, **8**: 196~208
Hu Zhaoxia, Li Hongyu, Xiao Hui. Numerical simulation of hailstorms and the characteristics of accumulation zone of supercooled raindrops in Xunyi County. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 2003, **8**: 196~208

[3] Berry E X. Cloud droplet growth by collection. *J. Atmos. Sci.*, 1967, **24**: 688~701

[4] Kovetz A, Olund B. The effect of coalescence and condensation on rain formation in a cloud of finite vertical extent. *J. Atmos. Sci.*, 1969, **26**: 1060~1065

[5] 肖辉, 徐华英, 黄美元. 积云中滴谱形成的数值模拟研究 (一)——盐核谱和浓度的作用. 大气科学, 1988, **12**: 121~130
Xiao Hui, Xu Huaying, Huang Meiyuan. The numerical simulation study of drops distributor in cumulus. Part I: The effect of salt nuclei spectrum and density. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1988, **12**: 121~130

[6] 许焕斌, 段英. 云粒子谱演化研究中的一些问题. 气象学报, 1999, **57**: 450~460
Xu Huanbin, Duan Ying. Some question in studying the evolution of size-distribution spectrum of hydrometers particles. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1999, **57**: 450~460

[7] 郭学良, 黄美元, 徐华英, 等. 层状云降水微物理过程的雨滴分档数值模拟. 大气科学, 1999, **23**: 745~752
Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying, et al. Rain category numerical simulation of microphysical processes of precipitation formation in stratiform cloud. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, **23**: 745~752

[8] 郭学良, 黄美元, 徐华英, 等. 层状云的雨滴谱分档数值模式模拟研究. 大气科学, 1999, **23**: 411~421
Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying, et al. The raindrop category model study on raindrop distribution of stratiform cloud. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 1999, **23**: 411~421

[9] Tzivion, Feingold, Levin. An efficient numerical solution to the stochastic collection equation. *J. Atmos. Sci.*, 1987, **44**: 3139~3149

[10] Khain A, Pokrovsky A, Pinsky A. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part 1: Model description and possible applications. *J. Atmos. Sci.*, 2004, **61**: 2963~2963

[11] 肖辉, 徐华英, 黄美元. 积云中滴谱形成的数值模拟研究 (二)——各种碰并过程、大气层结等的作用. 大气科学, 1988, **12**: 312~319
Xiao Hui, Xu Huaying, Huang Meiyuan. The numerical simulation study of drops distrubiton in cumulus. Part II: The effect of processing of collision and stratification. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 1988, **12**: 312~319