

对流云中冰相过程的三维数值模拟 II: 繁生过程作用*

孔凡铀 黄美元 徐华英

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

在可压缩三维冷云数值模式里对冰晶繁生过程进行了参数化, 显式考虑了过冷滴冻结破裂和 Hallett-Mossop 两个繁生机制, 并对冰晶浓度进行了订正. 对暖底孤立积云的模拟实例表明繁生作用对对流系统宏观特征没有显著改变, 地面总降水略有增加, 最大雨强增大且时间提前. 繁生过程的主要作用是改变了云的微物理结构特征, 使云中冰化时间提早, 冰化程度大大加强, 引起云上部增暖并抬高云顶. 在所考虑的两个繁生机制中, 冻结破裂繁生机制是引起微物理结构发生变化的主要过程. 还对各冰相微物理过程的相对作用进行了分析.

关键词: 冰晶繁生; 冰相微物理过程; 积云模拟; 三维积云模式; 云模式.

一、引 言

大量的观测及实验研究已证实次生冰晶的形成过程在积云冰化过程中的重要性, 大部分冷云中的实测冰晶浓度比云顶温度对应的活化冰核浓度要高几个量级就是云中存在冰晶繁生过程的最直接证据^[1,2]. 目前大部分冷云数值模式中并未包括冰晶的这种繁生过程^[3-5]. Takahashi^[6] 在他的二维详细微物理冰雹云模式中考虑了霰与大云滴相碰产生次生冰晶的过程 (Hallett-Mossop 过程). 胡志晋在他发展的双参数一维冷云模式中也考虑了 Hallett-Mossop 繁生过程^[7]. 这两个模式在微物理过程处理上比较合理, 冰质粒浓度也用预报方程解出, 但同时却使得微物理过程运算量太大, 限制了在三维云模式中的应用.

本文是三维积云模式冰相过程数值模拟研究系列工作之二. 在前一部分里详细介绍了模式基本动力结构以及冰相过程参数化方案, 并对模式性能进行了初步检验^[8]. 这一部分在模式中增加考虑了冰晶繁生过程作用, 除 Hallett-Mossop 过程外还对大滴冻结时产生次生冰晶的过程尝试进行了参数化. 下面先介绍繁生过程参数化方法, 然后给出模拟实例并详细分析加入繁生过程对积云冰化过程以及动力结构等的影响, 最后还对各个冰相微物理过程的相对贡献以及作用特点进行了分析.

二、繁生过程参数化方法

Pruppacher 等^[11] 总结的冷云中存在着的三类最重要繁生机制是: (1) 辐枝状、针

1989年11月28日收到, 1990年6月20日收到修改稿.

* 本研究得到 LASG 资助.

状等易脆冰晶与霰粒、其它冰晶或大滴相碰撞引起机械断裂; (2) 冰质粒在淞附较大云滴时引起碎冰屑脱落 (Hallett-Mossop 机制); (3) 大过冷滴在冻结过程中发生破裂而产生次生冰晶。对冰晶繁生过程的参数化存在着很大困难, 这是因为与其它冰相微物理过程 (如凝华、碰并等) 不同, 繁生过程缺乏较好的数学描述基础, 只有一些物理解释和实验、观测数据。作为一个初步尝试, 本文只能依据一些典型实验和观测结果比较粗略地构造出繁生过程参数化计算公式。

由于本文所采用的参数化方案中把冰相物质分为冰晶和球形霰 (雹) 两大类, 而第一种繁生机制并不引起冰相物类别的转移, 因而用不着显式计算该过程。下面分别介绍对第二和第三类繁生过程进行的参数化处理。

1. 淞附过程中次生冰晶产生率 (MUR_{gi})

冰晶和霰都可以淞结大过冷云滴并产生次生冰晶, 但由于前者不产生冰质粒类别转移, 这里只计算霰或雹淞附过程中次生冰晶的产生率。Hallett 和 Mossop^[9] 强调指出, 只有在一定的条件下淞结过程才产生次生冰晶。他们所作的观测发现, 冰质粒只有在较暖环境中 ($-3^{\circ}\text{C} \sim -8^{\circ}\text{C}$) 淞附直径大于 $24\mu\text{m}$ 的滴才明显产生碎冰屑, 每形成 1mg 淞结物最多可产生 350 个次生冰晶。基于这些观测结果, 可以构造出计算次生冰晶产生率的公式: 设每 1mg 淞结物平均产生 300 个次生冰屑, 每个次生冰屑平均质量为 10^{-5}mg (相当于 $27\mu\text{m}$ 直径的滴冻成的冰屑), 即产生率为 3×10^{-3} 。在干增长条件下, 霰 (雹) 结淞增长率为 $(CL_{cg} + CL_{rg})$ 。则在云内满足温度条件: $-8^{\circ}\text{C} \leq T - T_0 \leq -3^{\circ}\text{C}$ 时, 结淞引起的次生冰晶比含水量产生率为

$$MUR_{gi} = 3 \times 10^{-3} (\alpha CL_{cg} + CL_{rg}), \quad (1)$$

其中系数 α ($\alpha \leq 1$) 表明所淞附的云滴中只有一部分具有超过 $24\mu\text{m}$ 的直径。为简化计, 这里取 $\alpha = 1$, 同时限定使 (1) 式有效的云水比含水量下限为 $5 \times 10^{-4}\text{kg/kg}$ (对应的体积平均云滴直径大于 $12.5\mu\text{m}$)。

2. 大滴冻结过程中次生冰晶产生率 (MUF_{gi})

在不同地区进行的许多观测结果表明在冻结过程中产生次生冰晶的过冷滴下限直径为 $250\mu\text{m}$ 。冻滴破裂的有利温度区域大致限制在 -7°C 到 -32°C 之间, 以 -15°C 附近最为有利。冰晶增殖因子 (每个冻滴平均产生次生冰晶个数) 数值范围在 1—2.5 之间^[11]。

作为对这一过程的参数化尝试, 本文取过冷滴下限直径 $D' = 250\mu\text{m}$, 冰晶平均增殖因子 1.5, 有利温度范围 $-5^{\circ}\text{C} \sim -25^{\circ}\text{C}$ 。对于满足 M-P 分布的雨滴谱型, 单位体积中直径大于 D' 的雨滴个数为

$$N' = \int_{D'}^{\infty} N_0 e^{-\lambda D} dD = \frac{N_0}{\lambda} e^{-\lambda D'}, \quad (2)$$

其中

$$\lambda = \left(\frac{\pi \rho_L N_0}{\bar{\rho} q_r} \right)^{1/4}, \quad (3)$$

$N_0 = 10^7 \text{ m}^{-4}$, q_r 是雨水比含水量, ρ_L 为液水密度, $\bar{\rho}$ 是空气密度. 令 r_2 为雨水冻结部分所占份数, 有

$$r_2 = \begin{cases} \frac{2 \Delta t FR}{q_r}, & \text{当 } 2 \Delta t FR \leq q_r, \\ 1, & \text{当 } 2 \Delta t FR > q_r, \end{cases} \quad (4)$$

其中, Δt 是大时步积分步长, FR 是雨水冻结率, 等于异质核化冻结率与碰冻率之和, 即

$$FR = NU_{rg} + FR_{rg}. \quad (5)$$

设每个次生冰晶平均质量为 10^{-5} mg , 并忽略部分雨滴冻结引起的雨滴谱斜率改变, 即可得到如下转换率公式:

$$MUF_{gi} = 1.5 \times 10^{-8} \frac{r_2 N'}{2 \bar{\rho} \Delta t}. \quad (6)$$

(1), (6)式的单位是 $\text{kg} / \text{kg} \cdot \text{s}$.

(3). 冰晶浓度订正

繁生过程的直接结果是增大了云内冰晶浓度. Hobbs 等人对各地云的观测表明, 冰晶浓度可比活化冰核浓度高出几个量级, 特别是在相对较暖的温度区增大程度尤为显著. 当温度在 $-5^\circ\text{C} \sim -15^\circ\text{C}$ 之间时, 冰晶浓度增加可高达 $10^4 \sim 10^5$. 随着云内温度的降低, 冰晶浓度增加程度也减弱. 到温度低于 -25°C 后, 实际冰晶浓度基本上与活化冰核浓度相当^[1,2]. 在数值模式中最合理的办法当然是用冰晶浓度平衡方程来直接求解各网格元上的浓度变化, 见文献 [6], [7]. 但这种方法用在三维模式中会造成过大的运算量. 本文提出一种对活化冰核浓度 N_i 进行浓度订正的简化方法来反映繁生过程对浓度的整体增强作用. 根据文献 [2] 对喀斯喀特 (Cascade) 山脉冬季云观测结果, 定义一个浓度增强因子 R ,

$$R = \begin{cases} 10^3 \exp [0.2763 (T - T_0)], & -25^\circ\text{C} < T - T_0 \leq -3^\circ\text{C}, \\ 1, & T - T_0 \leq -25^\circ\text{C} \text{ 或 } T - T_0 > -3^\circ\text{C}, \end{cases} \quad (7)$$

$T_0 = 273.15 \text{ K}$. 在云内繁生过程开始出现后, 某一网格元上实际冰晶浓度通过下式计算出

$$N'_i = RN_i, \quad (8)$$

其中, N_i 是 Fletcher 活化冰核公式:

$$N_i = 10^{-2} \exp [0.6 (T_0 - T)]. \quad (9)$$

(8)式包括了所有隐式和显式表示的冰晶繁生过程 (MUR_{gi} , MUF_{gi} 以及冰晶机械断裂等) 对冰晶浓度增大的总贡献.

三、繁生过程的作用

采用上节介绍的繁生过程参数化方案对理想环境场中的对流过程进行了实际模拟试

验(称为“繁生例”，而将相同条件下未加繁生过程的算例称为“无繁生例”)。环境温度、湿、风廓线以及模拟参数均已在第一部分里给出。实际模拟了64分钟的积云过程，直到积云基本消亡。

1. 繁生过程对积云宏观特征的影响

繁生例对流系统在云中冰相大量出现以前与无繁生例完全相同。但到第24分钟时云上部开始出现值超过 0.01 g/kg 的冰质粒，而无繁生例还没有。到第27分钟两例云内最大升速都达到极大。图1是第32分钟繁生例(右边)和无繁生例(左边)沿 $y=12.5\text{ km}$ 的 $x-z$ 剖面。可以看出，两者流场结构非常一致，位温偏差场存在少许差异，但分布特征也基本一致。差异最显著的是水成物场。繁生例的冰相物无论量值和范围都大大超过无繁生例，而液水累积区的高度明显降低。无繁生例中超过 4 g/kg 的液水区高度达到 5.75 km ，繁生例中相应高度只有 4.25 km ，下降了 1.5 km 。从图1(c)中可以看出，繁生例在 5 km 高度附近(环境温度 -10°C 左右)出现一冰质粒富集区，位置正好处于液水高值区上方。这表明云上部的液水大量转化成为冰质粒(通过碰冻、碰并收集和贝吉龙过程)。该冰化过程也一定程度影响到位温场，额外的潜热释放使繁生例云上部略为增暖， 2°C 等位温偏差线抬高了约 1 km ，云顶负温区范围也有所减小(图1(d))。

32分钟以后，随着降水降雹的发展，对流不断减弱，云中液水和霰(雹)含量也很快减小。图2是第56分钟时两例的 $x-z$ 剖面水成物分布，图中两例的液水场都只剩下很小范围，无繁生例云中冰质粒已经消失，而这时繁生例的云砧几乎全由冰晶组成(霰也基本消失)，范围仍然很宽并向下风方延伸出。到第64分钟，液水全部降落或蒸发，但繁生例的全冰晶化云砧仍然存在。实际大气中对流云系降水结束后也大都残留下冰晶化云砧。这是因为维持冰晶存在所要求的水汽条件较低，使冰晶得以在大气中较长时间保留。

总的来看，增加冰相繁生过程并不引起流场结构等动力特征的明显改变(至少对这类暖底孤立积云是如此)，但云中冰相出现时间和冰化程度大大提高，后面将对此作进一步分析。

表1还列出了两例积云的部分宏观特征参数值。两例云内最大升速值和达到时间完全相同，开始降水时间也相同。繁生例最大云顶高度比无繁生例高 0.5 km ，这显然是云的中上部较强的冰化过程伴随较多的潜热释放所致。此外，繁生例地面降水降雹持续时间加长，地面降雹量增大，开始时间提前。繁生作用导致的较强冰化过程也使得地面最大雨强提早出现，值也增大，这可能是因为大量的霰(雹)降落到 0°C 层以下融化增强了雨水含量。

表1 繁生例和无繁生例积云部分参数值

	峰值 $w_{\max}$ (m/s)	达到 峰值 时间 (min)	最大 云顶 高度 (km)	地面累 计最大 雨量 (mm)	地面累 计最大 降雹量 (mm)	64分 钟降水 效率 (%)	降水 开始 时间 (min)	降水持 续时间 (min)	降雹开 始时间 (min)	降雹持 续时间 (min)	最大雨 强 (mm/h)	达最 大雨 强时间 (min)	最大瞬 时降雹 (mm/h)	达最大 瞬降雹 时间 (min)
无繁生例	19.0	27	6.75	27.0	0.2	39.97	20	39	35	12	110.64	40	2.48	40
繁生例	19.0	27	7.25	27.3	1.4	40.32	20	40	31	19	124.04	36	11.37	40

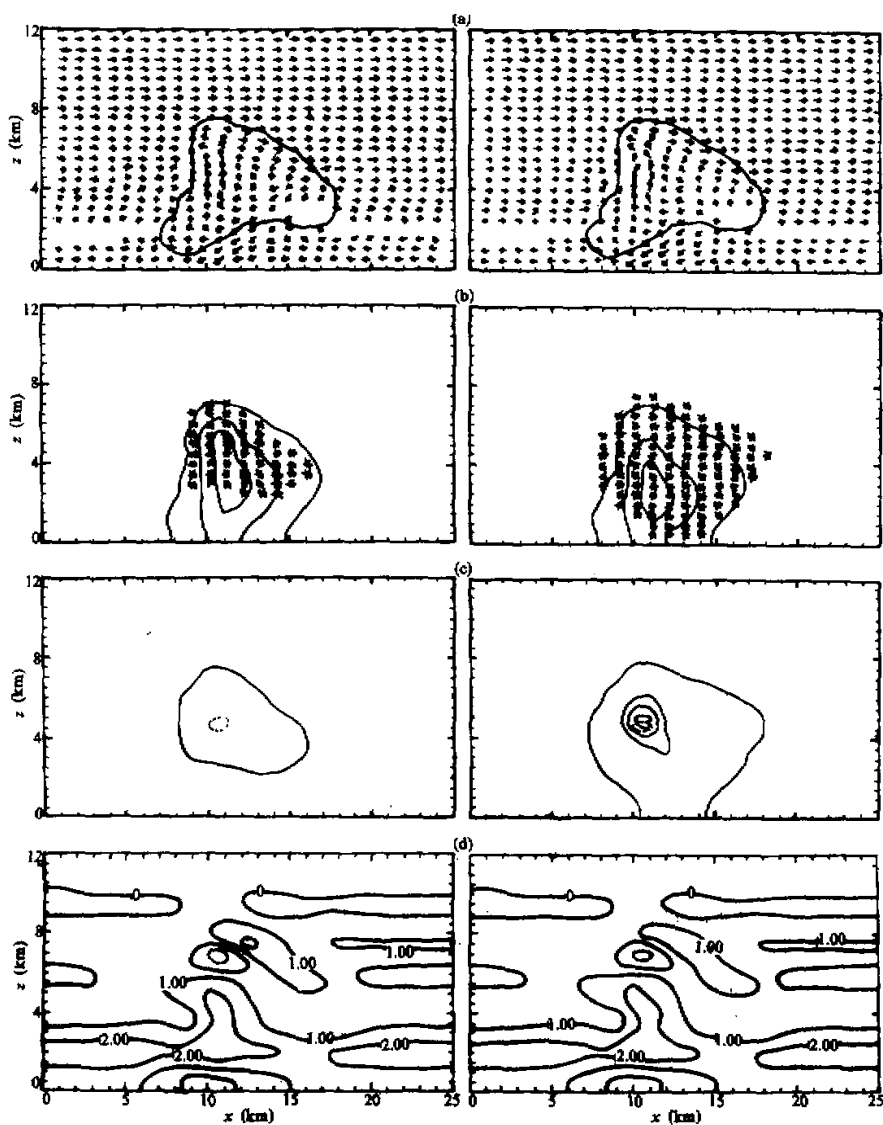


图1 32分钟 $x-z$ 剖面 ($y=12.5$ km)

左边为无繁生例, 右边为繁生例, (a) 风矢场和 q_c 廓线, (b) 液水场 ($q_c + q_r$), 等值线间隔 2 g/kg , “*” 区域代表值大于 0.01 g/kg 的冰相物含量, (c) 冰相比含水量 ($q_i + q_e$) 等值线, 间隔 1 g/kg , (d) 位温偏差场, 虚线代表负值, 等值线间隔 1°C

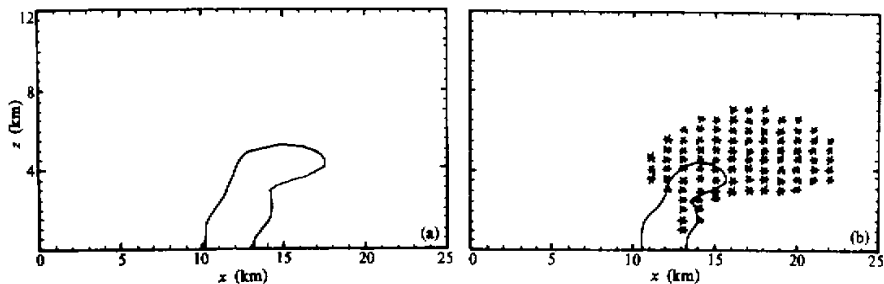


图2 56分钟 $x-z$ 剖面水成物分布
说明同图1(b)，(a)代表无繁生例，(b)代表繁生例

2. 繁生过程对积云微物理特征的影响

表2列出了繁生例和无繁生例积云64分钟时部分累计微物理特征量数值，可以看出，繁生例总凝结液水减少，但凝华量增大两个量级，两部分之和超过无繁生例，地面总降雨和降雪量都有所增加。在无繁生例中，有液水向冰的净转移，云水被冰化过程消耗的量超过冰融化为雨水的量；而繁生例中有冰向液水的净转移，冰相融化为雨水的量超过了冰化过程消耗云水的量。这也许能解释繁生例具有稍高的降水效率(见表1)的原因。

表2 64分钟累计微物理特征参数值(单位： t)

	总凝结水量	总凝华水量	地面总降雨量	地面总降雪量	云水净转为冰量	雨水净转为冰量
无繁生例	7.11×10^5	5.72×10^2	2.83×10^5	1.42×10^3	1.16×10^4	-9.65×10^3
繁生例	6.99×10^5	3.99×10^4	2.86×10^5	1.20×10^4	3.19×10^4	-4.17×10^4

再来分析一下繁生过程对其它各个冰相过程转换率的影响。图3和图4给出了两例中冰相过程总转换率(对整个云体求和)随时间变化曲线，纵坐标采用的是以10为底的对数坐标。从两图中看出，核化过程(NU_{ii} 和 NU_{rg})首先起作用，形成初始冰相后引起其它过程相继起作用。繁生作用对核化过程的影响并不大，在初始冰相形成后， MUF_{gi} 项最先出现，使得繁生例中除核化过程外的其余冰相过程均不同程度提前出现。这还可以从表3中更清楚看到，其中以 CN_{ig} ， ML_{gr} 提前幅度最大，分别超前9分钟和7分钟，其余项也至少提早4分钟出现。

除使各项出现时间提前外，繁生例中各相与冰晶之间的大部分转换率值(除 NU_{ii})都较大幅度提高(见图3)，尤其是前期(25—40分钟)提高幅度大。从表4列出的第30分钟时各总转换率数值可以看出，繁生例中与冰晶有关的总转换率(除 NU_{ii})均提高至少2个量级，其中 CN_{ig} ， CL_{ig} 提高达4个量级。图4绘出的是液、汽相与霰之间的各转换率时变曲线，为了间接了解霰干湿增长状况，将 CL_{rg} 中负值部分分离出来记为 CL_{neg} 。这样， CL_{rg} 和 CL_{neg} 的量值可在一定程度上分别反映出霰的干增长和湿增长状况(见文献[8])。从图4可以看出，繁生过程使这一部分转换率也大部分增大(只有 NU_{rg} 减小)，但是增加幅度不如图3各项显著，增加幅度最大的是 FR_{rg} 项，

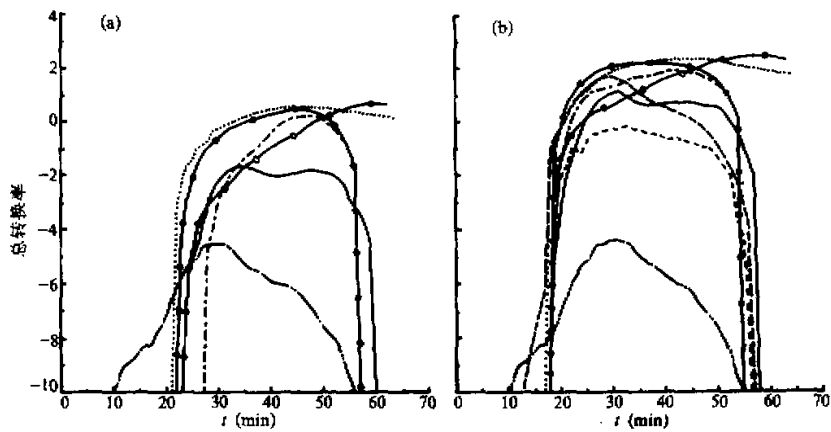


图 3 冰相微物理过程总转换率时变曲线。(a) 无繁生例, (b) 繁生例

— · — · — 冰晶凝华核化率 NU_{vl} , — 霰收集冰晶率 CL_{ig} ,
····· 冰晶凝华增长率 VD_{vl} , —○— 冰晶融化率 ML_{ic} ,
- - - 冰晶向霰自转化率 CN_{ig} , - - - - 结冻产生次生冰晶率 MUR_{gi} ,
— · — 冰晶结冻率 CL_{ci} , — — — — 大滴冻结破裂产生次生冰晶率 MUF_{gi}

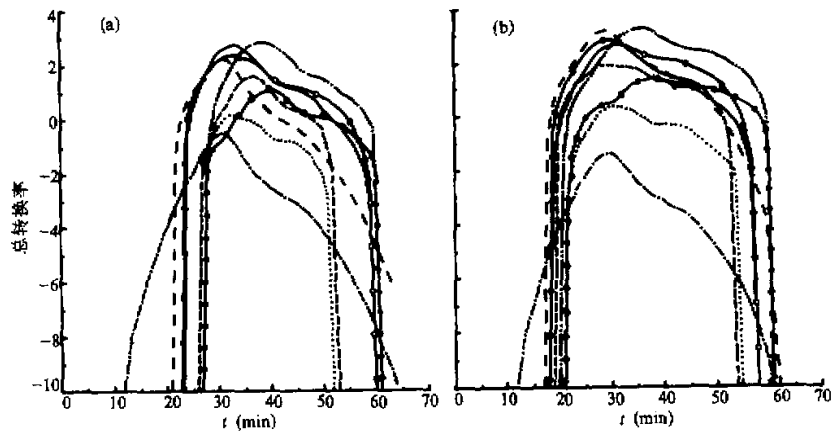


图 4 冰相微物理过程总转换率时变曲线。(a) 无繁生例, (b) 繁生例

— · — · — 冻结核化率 NU_{rg} , — 霰收集雨率 CL_{rg} ,
····· 霰升华率 VD_g , - - - 雨滴碰冻率 FR_{rg} ,
— 融化霰蒸发率 MVD_g , — · — 霰融化率 ML_{gr} ,
—○— 霰收集云率 CL_{cg} , - - - - CL_{neg}

表 3 各转换率项出现时间(单位: min)

	NU_{vl}	NU_{rg}	VD_{vl}	VD_{gv}	MVD_{gv}	CN_{ig}	CL_{ci}	CL_{cg}	CL_{ig}	CL_{rg}	FR_{rg}	ML_{ic}	ML_{gr}	MUR_{gi}	MUF_{gi}	CL_{neg}
无繁生例	10	12	22	27	28	28	23	24	24	24	22	24	28	—	—	27
繁生例	10	12	18	22	22	19	19	19	19	19	18	19	21	19	14	20

表4 30 分钟各总转换率值 (单位: $t/\Delta t$)

	$NU_{i,i}$	$NU_{r,g}$	$VD_{i,i}$	$VD_{g,i}$	$MVD_{g,v}$	$CN_{i,g}$	$CL_{i,i}$	$CL_{r,g}$
无繁生例	2.79×10^{-5}	0.28	0.57	0.53	0.12	1.15×10^{-3}	0.30	1.33×10^{-2}
繁生例	2.73×10^{-5}	4.22×10^{-2}	8.29×10^1	2.74	3.07	2.14×10^1	1.27×10^2	7.40×10^1
	$CL_{i,g}$	$CL_{r,g}$	$FR_{r,g}$	$ML_{i,c}$	$ML_{g,r}$	$MUR_{g,i}$	$MUF_{g,i}$	$CL_{a,g}$
无繁生例	7.50×10^{-3}	2.77×10^2	1.58×10^2	2.10×10^{-3}	5.94	0.0	0.0	1.05
繁生例	1.33×10^1	4.59×10^2	1.37×10^3	4.31	3.79×10^2	0.60	5.08×10^1	8.75×10^1

其峰值也只提高了 1 个量级。 $NU_{r,g}$ 的减小可能与繁生过程引起云中过冷区雨水含量减小有关，而 $FR_{r,g}$ 的增强则直接受到冰晶浓度增大的正影响。仔细分析还可以看到，在无繁生作用时，霰主要处于干增长方式，在对流旺盛阶段出现一定程度的湿增长。而增加繁生作用后，虽然干增长仍占主要，但湿增长程度有所增强。这从 $CL_{a,g}$ 曲线与 $CL_{r,g}$ 的距离缩小可以看出，在 22 分左右和 50 分左右 $CL_{a,g}$ 与 $CL_{r,g}$ 还基本重合。

从图 3 和图 4 还可以发现，大部分转换率随时间变化规律基本相同，都是在某个时刻出现后迅速增大到峰值，维持一段时间后在 60 分钟左右迅速降低。只有 $VD_{i,i}$ 和 $ML_{i,c}$ 两条曲线在 60 分钟左右并不呈现陡降趋势。这时云内液水部分已基本消失，云主要由冰晶组成，冰晶通过凝华过程继续增长，而升华速度十分缓慢，使之能够较长时间留在空中，一部分不断融化为云水蒸发掉。范蓓芬和叶家东等^[10]的研究指出，在衰亡对流单体的云砧中冰晶聚并过程变得十分重要。本文参数化方案中未包括这一过程，有待改进。

3. 冰晶浓度的影响

用模式的二维版 ($x-z$ 平面) 试验了不同的浓度增强因子的影响。一般的趋势是：随着 R 的增大，总液水凝结量减小，总地面降水减小，降水效率降低，冰相物质量增大，范围也略宽。例如，采用 (7) 式计算的结果比用 $R=1$ 时地面最大累计雨量减小 26.5%，降水效率减小 4.5%，云中最大冰晶含量则增大两倍，霰最大含量增大 1 倍。 R 增大也使得大部分冰相微物理转换项总贡献增大，而 $NU_{r,g}$ 减小。由此可见，冰晶浓度对微物理结构有很大影响，在条件许可时最好采用浓度守恒方程计算。

四、对冰相微物理过程相对贡献的分析

本文冰相过程参数化方案包括了 17 个冰相微物理过程，其中由于算例的云顶高度未伸展到 -40°C 层，两个匀质核化过程未起作用。这一节对其余 15 个过程的作用特点以及其在积云发展中的相对贡献作一个一般评价，会有助于在设计不要求太详细的冰相微物理的积云数值模式时忽略掉那些不那么关键性的过程，提高计算效率。为此，将各个冰相过程转换率 64 分钟累计值列于表 5 中，并按贡献大小将其顺序进行排列 (表 6)。可以看到，无论是否考虑繁生过程， $ML_{g,r}$ 、 $CL_{r,g}$ 、 $FR_{r,g}$ 和 $CL_{a,g}$ 始终是累计贡献最大的过程。 $VD_{i,i}$ 、 $ML_{i,c}$ 、 $CL_{i,i}$ 和 $CN_{i,g}$ 也很重要，尤其在繁生过程作用下，这四个过程贡献大大提高。繁生引起的冰晶浓度增大也使得过冷滴碰冻作用大大增强。冰核化过程尽管总累计贡献最小，但却起到产生初生冰相的重要作用，不可忽略。

表 5 64 分钟累计总转换量(单位: t)

	NU_{vi}	NU_{rg}	VD_{vi}	VD_{gv}	MVD_{gv}	CN_{ig}	CL_{vi}	CL_{ci}
无繁生例	1.25×10^{-3}	9.29	5.19×10^2	6.52×10	5.93×10^2	1.04×10^2	2.43×10^2	1.17×10^4
繁生例	1.77×10^{-3}	1.50	3.84×10^4	1.43×10^2	2.04×10^3	8.06×10^3	2.02×10^4	4.44×10^4
	CL_{ig}	CL_{rg}	FR_{rg}	ML_{ic}	ML_{gr}	MUR_{gi}	MUF_{gi}	CL_{nrg}
无繁生例	2.00	2.15×10^4	5.33×10^3	3.64×10^2	3.52×10^4	0.0	0.0	1.36×10^3
繁生例	1.06×10^3	2.34×10^4	5.80×10^4	3.27×10^4	1.17×10^5	5.66×10^1	2.53×10^1	6.58×10^3

表 6 冰相过程累计总贡献顺序

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
无繁生例	ML_{gr}	CL_{rg}	CL_{cg}	FR_{rg}	(CL_{nrg})	MVD_{gv}	VD_{vi}	ML_{ic}	CL_{ci}	CN_{ig}	VD_{gv}	NU_{rg}	CL_{ig}	NU_{vi}		
繁生例	ML_{gr}	FR_{rg}	CL_{cg}	VD_{vi}	ML_{ic}	CL_{rg}	CL_{ci}	CN_{ig}	(CL_{nrg})	MUF_{gi}	MVD_{gv}	CL_{ig}	VD_{gv}	MUR_{gi}	NU_{rg}	NU_{vi}

在所考虑的两个繁生过程中，大滴冻结破裂对次生冰晶的贡献比 Hallett－Mossop 过程高出近 2 个量级，且出现时间也仅迟于核化过程，对整个微物理过程的影响最大。文献 [6]，[7] 中只考虑了后一过程，应当是一个缺陷。从本文所得的结果来看，Hallett－Mossop 机制对繁生过程的总贡献相对并不重要。我们还采用模式的二维结构运行了只考虑 MUF_{gi} 繁生作用的算例，结果也证实略去 MUR_{gi} 项并不改变繁生过程的总体作用特征。应当注意到 (6) 式在推导中忽略了雨滴冻结引起的 M－P 谱斜率的改变，据分析比严格根据冻结概率公式对滴谱积分 (下限 250 μm) 所得出的繁生率大了约 1 个量级。将 (6) 式乘因子 0.1 所作的模拟试验表明， MUF_{gi} 的累计总贡献仍比 MUR_{gi} 大 1 个量级以上，其演变特征以及在促使云提前冰化方面的主导作用没有实质变化。

总起来看，在各个冰相微物理过程中，霰的升华 (VD_{gi})、霰对冰晶的碰并收集 (CL_{ig}) 以及 Hallett－Mossop 过程 (MUR_{gi}) 对积云微结构特征的影响最小。

过冷滴异质核化冻结过程并不是产生初始霰的唯一过程，通过 FR_{rg} 项也能较快产生初始霰。Tripoli 和 Cotton^[4] 在他们的 CSU 三维云模式中未考虑过冷雨滴的异质核化冻结，认为该冻结率只及雨滴碰冻率的 1%。在本文算例中，无繁生例的 NU_{rg} 也比 FR_{rg} 小 3 个量级，繁生例小 4 个量级。但有一点应当引起注意，就是 NU_{rg} 公式 (第一部分 (26) 式^[8]) 中的系数 A' 随不同水样有 3—4 个量级的变化范围。Wisner 等^[11] 取的 $A' = 10^2$ ，而本文由于缺乏有关实验数据，任取的 $A' = 10^{-2}$ ，若改取 Wisner 的值，则 NU_{rg} 与 FR_{rg} 应当具有相同量级，因此，选取合理的 A' 值是一个待解决的问题。

五、结束语

通过本文的模拟实例表明，冰晶繁生过程对冷云微物理结构的确存在重要影响。冰质粒的繁生加快了云冰化过程并提高了冰化程度，所释放的相变潜热使云上部略有增暖并引起云顶的抬高。另一方面，繁生过程对暖底孤立积云宏观动力特征影响不大，

流场结构基本未改变，地面液态降水总量只有少量增加（仅 1% 左右），但繁生过程的加入一定程度改变了降水的时间分布，使地面最大雨强增大，出现时间提前，地面固态降水增加幅度较大，持续时间也延长很多。在所考虑的两个繁生过程中，冻结破裂繁生机制比 Hallett-Mossop 机制更加重要，不仅总贡献比后者高 2 个量级，而且是使冰化过程提早的主要因素。对各冰相微物理过程相对贡献所作的分析表明，过冷雨滴的碰冻、霰(雹)对云雨滴的碰并收集以及冰晶向霰自动转化是霰(雹)的主要产生源，霰雹具有比雨滴大得多的下落末速，正是由于这个原因，降落到云下部的霰的融化使地面最大雨强提早，强度加大。冰晶的主要产生源是凝华增长和结淞增长，即贝吉龙过程。大滴冻结破裂产生的碎冰屑也是冰晶重要来源。冰相物质的汇主要是 0°C 层以下的融化过程。

本文只对暖底孤立积云进行了模拟，需要对不同类型的对流云中繁生过程以及冰相微物理过程进行模拟研究，同时对参数化方案中一些参数的选取也有待进一步改善。

参 考 文 献

- [1] Pruppacher, H.R. and Klett, J.D., 1978, *Microphysics of Clouds and Precipitation*, D. Reidel Publishing Company, 714.
- [2] Hobbs, P.V. and Radke, L.T. et al., 1974, *Res. Rept. No. VIII*, Dec. 1974, Cloud Physics Group, Dept. of Atmos. Sci., University of Washington.
- [3] Orville, H.D. and Kopp, F.J., 1977, Numerical simulation of the life history of a hailstorm, *J. Atmos. Sci.*, **14**, 1596 — 1618.
- [4] Tripoli, G.J. and Cotton, W.R., 1982, The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model — — — 1982. Part I: General theoretic framework and sensitivity experiments, *J. Rech. Atmos.*, **16**, 185 — 219.
- [5] Cotton, W.R. and Stephens, M.A. et al., 1982, The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model — — — 1982. Part II: An ice phase parameterization, *J. Rech. Atmos.*, **16**, 295 — 320.
- [6] Takahashi, T., 1976, Hail in an axisymmetric cloud model, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1579 — 1601.
- [7] Hu Zhijin et al., 1988, Numerical simulation of microphysical processes in cumulonimbus, *Preprints for 10th International Cloud Physics Conf.*, Bad Homburg, 103 — 105.
- [8] 孔凡铀, 黄美元, 徐华英, 1990, 对流云中冰相过程的三维数值模拟: (I) 模式建立及冷云参数化, *大气科学*, 第 14 卷, 第 4 期, 441 — 453.
- [9] Hallett, J. and Mossop, S.C., 1974, Production of secondary ice particles during the riming process, *Nature*, **249**, 26 — 28.
- [10] Fan, B. and Yeh, J. et al., 1988, Microphysics in a deep convective cloud system associated with a mesoscale convective complex — — — numerical simulation, *Preprints for 10th International Cloud Physics Conf.*, Bad Homburg, 714 — 716.
- [11] Wisner, C.W. and Orville, H.D. et al., 1972, A numerical model of a hailbearing cloud, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1160 — 1181.

Three-Dimensional Numerical Simulation of Ice Phase Microphysics in Cumulus Clouds. Part II: Effects of Multiplication Processes

Kong Fanyou Huang Meiyuan Xu Huaying

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Two ice crystal multiplication processes are parameterized in the compressible three-dimensional numerical cloud model described in part I of this study. The formation of secondary ice crystals by shattering of relatively large supercooled drops during freezing and Hallett-Mossop mechanism are explicitly considered, and the ice crystal concentration is modified. For isolated convective clouds with warm bases; the simulations show that the inclusion of ice multiplication processes causes insignificant modification on the cloud dynamics and macro-features, the simulated cloud only produces slightly more total ground precipitation whereas the maximum precipitation rate is increased and the appearing time of ice crystals is earlier. However, the processes do affect the microphysics of the cloud: They promote ice glaciation in clouds. As a result, more latent heat released warms the upper portion of the cloud and causes a higher cloud top. In the two multiplication processes, the shattering mechanism plays a dominant role in affecting on the cloud microphysics. The relative importance of each ice phase process is also analyzed.

Key Words: Ice multiplication; Ice phase processes; Cloud simulation; Three-dimensional model; Cloud model.