doi:10.11676/qxxb2014.044 气象学报

减弱对流云降水的 AgI 催化原理的数值模拟研究*

楼小凤 孙 晶 史月琴 张 邢
LOU Xiaofeng SUN Jing SHI Yueqin ZHANG Xing

中国气象科学研究院,中国气象局云雾物理实验室,北京,100081
Chinese Academy of Meteorological Sciences, Key Laboratory for Cloud Physics of China Meteorological Administration, Beijing 100081, *China*

2013-03-29 收稿,2014-03-20 改回.

楼小凤,孙晶,史月琴,张 邢. 2014. 减弱对流云降水的 AgI 催化原理的数值模拟研究. 气象学报, 72(4): 782-793
Lou Xiaofeng, Sun Jing, Shi Yueqin, Zhang Xing. 2014. Numerical study of the AgI seeding principle for decreasing the convective cloud rainfall. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(4): 782-793

Abstract After two prognostic variables are added, an AgI seeding scheme is coupled with the three-dimensional cloud model, considering four nucleation modes. A case of convective cloud rainfall is simulated using this model. Numerical seeding experiments of releasing AgI in cloud are simulated to study the possibility to decrease the convective rainfall intensity. Several tests in the different locations and different concentrations of seeding particles are designed. The results show that overseeding in updraft area with supercooled water can not only reduce the amount of rainfall, but also reduce the maximum rainfall strength. With 2×10^8 kg^{-1} seeding concentration, rainfall amount can be decreased up to 32%, which greatly lowers the possibility of causing flood. After seeding with large amounts of AgI, numerous AgI particles are nucleated, and these ice particles consume most supercooled water. The falling speeds of graupel and raindrops become weaker after seeding. The decrease of melting amount of graupel to rain in seeding cloud causes the decrease of rain amount, but later the much more evaporation of rain causes less rainfall amount. The results show that the condensation freezing and immersion freezing are the dominant nucleation modes in this convective cloud. The over-seeding methods in this research are able to be used in field operation.
Key words Convective cloud rainfall, AgI scheme, Seeding to decrease rainfall, Numerical simulation

摘 要 在对流云模式中增加了 AgI 两个预报量,耦合了考虑受水汽过饱度和温度影响的 4 种核化机制的 AgI 催化模块,使其具备了对 AgI 类催化剂的模拟能力,能够研究 AgI 类催化剂对对流云系统的影响。利用该模式对一次华南对流云降水过程进行了 AgI 催化数值模拟试验,对人工减缓对流云降水的可能性及原理进行了研究。模拟结果表明,在适当的时机对适当的部位进行大剂量的催化,可以减少总降水量,也可以减少最大降水中心的雨强。当催化浓度达到 2×10^8 kg^{-1}时,可以减少 32%的降水量,具备有效减缓对流云降水的可能性。大剂量催化后,大量的 AgI 粒子在冷区核化后,消耗了大量的过冷水。催化后霰粒子的落速和雨水的落速减小。催化阶段由于霰融化成雨水减少而使降水减弱。催化结束后在霰融化成雨水增多的情况下,雨水的蒸发大幅增加,从而导致了降水量的持续减少。AgI 在模拟的强对流云中主要以受过饱和度影响的凝结冻结和催化剂长时间作用的浸没冻结这两种方式成核。研究所用催化方法在外场作业中具有技术可行性。
关键词 对流云降水,AgI 催化,人工减雨,数值模拟
中图法分类号 P401

* 资助课题:中国气象科学研究院基本科研业务研究专项(2011Z005、2013Z009)、国家重点基础研究发展计划项目(2011CB403404)、国家自然科学基金项目(41075100、41275148)。
作者简介:楼小凤,主要从事云物理学和人工影响天气研究。E-mail: louxf@cams.cma.gov.cn

1 引 言

自 1946 年以来,世界上人工影响天气工作已经开展了 60 余年,通过长期深入的科学试验研究,其科学基础已被大量室内实验、数值模拟和外场试验所证实(Dennis,1980)。随着云降水物理研究的深入、数值模式的发展及其在人工影响天气工作中的应用,数值模式在人工影响天气理论的发展、可播性评估、外场试验设计、催化方案的确定和决策、效果评估等方面发挥了较大的作用(Orville,1996;黄美元等,1999)。以往的人工影响天气工作大都环绕着人工增雨、消雾、防雹、消云等工作开展,美国还曾经开展过影响台风的研究和外场试验,但由于试验中发现台风过程中过冷水较少以及试验对象较少等因素而停顿。中国近年来出于重大活动气象保障的需要,也开展了人工消云、消雨作业,如 2008 年北京夏季奥运会开幕式、广州亚运会和十一届全运会的人工消减雨试验(李宏宇等,2008;肖伟生等,2010;王庆等,2010)。

多年来,小尺度范围进行的人工催化,在外场试验和数值模拟研究方面取得了许多成果(Hobbs,1975)。小范围人工催化外场试验和数值研究曾得出在一定条件下减弱降水或使降水向下风方移动的结果;不少研究者认为小尺度催化可能通过催化剂的传输、大气水的变化和动力效应改变中尺度降水分布,即域外效应,但至今仍没有定论(Dennis,1980)。何观芳等(2001)利用中尺度三维静力平衡模式的催化试验模拟出了催化区局部升温和升速增大的动力效应以及下风方雨量增大的效果,同时在上风方局部区域雨量减少,但减值较小。

洪水给中国带来巨大的经济损失和人员伤亡。针对暴雨的形成机理和预测理论,中国开展了南方暴雨的外场试验,提出了时空尺度的物理模型(陶诗言等,2001;赵思雄等,2004)。由于暴雨带来严重的洪涝灾害,所以如果能够减小局部的降水强度,或改变局部的降水时空分布,使降水偏离某些容易造成洪涝灾害的区域,而使雨水更多地落到不容易形成洪灾的区域,如水库或河流的区域,或使降水的时间分布发生变化,从而改变洪灾的时段和区域,将可减小洪涝造成的经济损失和人员伤亡。Langmuir(1950)就提出了“过量播撒”用于人工消云的概念,将较多干冰撒入云中产生过多冰核以致形成的雪花超过原来的水滴,这些雪花并不能降落到云外。半个多世纪以来,随着水资源短缺问题的凸显和雹灾的频发,目前人工增雨或防雹已成为人工影响天气的主要研究对象(毛节泰等,2006)。有些增雨试验也曾出现过反效果的减雨现象(Dennis, et al, 1969,1971)。统计分析表明,有的播撒区雨量减少,分析其原因发现自然云冰晶浓度已达到预期的播撒浓度,人工播云形成了过量播撒而导致减雨。不适当的播撒对象和不适当的催化方案等也会造成人工增雨的负效果(叶家东等,1998),人工减雨的可能途径包括截流效应、竞争场效应和降水空间再分布效应。对暖雨过程进行的二维数值模拟试验结果初步表明(王春明等,1996),改变云凝结核(CCN)浓度能影响暖雨过程和最终的降雨量及其分布。汪学林等(2001)和何宏让等(1999)也利用云模式研究了减少地面降水的可能性。孙晶等(2010)采用直接增加冰晶的催化方法,对一次梅雨锋暴雨降水云团进行过量催化数值试验,对人工减雨的可能方法进行了探索。结果表明,催化引起地面降水的再分布,降水范围减小,并减少局地强降水中心的强度。方春刚等(2009)在 WRF 中尺度模式的 Thompson 方案中加入了碘化银比质量含量预报方程,研究催化剂在云中的传输、扩散以及与云的相互作用。何晖等(2012)将 AgI 催化模块与 MM5 耦合并对奥运会开幕式人工消减雨开展了模拟研究,发现 AgI 播撒率对降水量改变影响明显。

尽管小尺度的对流云模式未能很好地考虑一些物理过程(如辐射和边界层等),初始场也是均匀的探空资料,但研究发现对流云模式可以成功模拟深厚对流的基本结构(Schlesinger,1975;Klemp, et al, 1978;Seifert, et al, 2006),同时可以较容易进行一些理想场试验和敏感性试验。本研究将利用详细双参数云降水方案的三维对流云催化模式,以 AgI 进行催化,模拟 AgI 的 4 种核化机制和扩散过程,研究缓减致洪对流云降水的可能性。

2 AgI 模式和降水过程及模拟

2.1 AgI 模式

采用三维对流云催化模式(胡志晋等,1987),模式的双参数微物理预报量包括三维风、温、压、比湿、云水量、云滴谱谱宽以及雨、冰晶、霰、雹的比质量和比浓度。模式采用隐式格式计算凝结、凝华过程和

水汽过饱和度。考虑了凝结蒸发、碰并、自动转化、核化繁生、融化冻结等，共 27 个云物理过程。

DeMott 等(1990,1995)在美国科罗拉多州立大学利用云室，研究了不同尺度碘化银催化剂复合气溶胶在不同温、湿、云条件下的成冰速率，并分辨出不同机制所起的作用。本研究在对流云模式中增加了 AgI 催化过程，考虑了 AgI 催化剂气溶胶在不同环境条件下的凝华、凝结冻结、接触冻结、浸没冻结的核化速率，分别用 F_{dep}、F_{cdf}、F_{ctf}和 F_{imf}来表示，均为温度(T)和水汽过饱和度(水面的 S_w 和冰面的 S_i)的函数。此催化模块已经耦合到层云模式中，并进行了敏感性试验和催化试验(刘诗军等，2005)。在对流云模式中引入了 N_{aer}和 N_{aim}两个变量，分别为 AgI 气溶胶及其被包含在云滴中的比数浓度，并将 AgI 催化模块与之耦合，使模式具备 AgI 类催化剂的模拟能力，能够研究 AgI 类催化剂对对流云系统的影响。

在模式中考虑了 AgI 气溶胶粒子的核化过程对水汽(Q_v)、云水(Q_c)、冰晶比质量和数浓度(Q_i、N_i)的作用。由于核化产生的水成物初始质量极小(仅 10^{-10} g 的量级)，相变潜热量也很小，可以忽略。其方程组为

$$\frac{\delta Q_v}{\delta t} = -N_{aer}\left(\frac{\partial F_{dep}}{\partial t}+\frac{\partial F_{cdf}}{\partial t}+\frac{\partial F_{imd}}{\partial t}\right)Q_0 \quad (1)$$

$$\frac{\delta Q_c}{\delta t} = \left[N_{aer}\frac{\partial F_{imd}}{\partial t} - N_{aer}(F_{scav}F_{ctf} + F_{scav}(1-F_{ctf})F_{imf}) - N_{aim}\frac{\partial F_{imf}}{\partial t}\right]Q_0 \quad (2)$$

$$\frac{\delta N_i}{\delta t} = N_{aer}\left[\frac{\partial F_{dep}}{\partial t}+\frac{\partial F_{cdf}}{\partial t}+F_{scav}F_{ctf}+F_{scav}(1-F_{ctf})F_{imf}\right]+N_{aim}\frac{\partial F_{imf}}{\partial t} \quad (3)$$

$$\frac{\delta Q_i}{\delta t} = \frac{\partial N_i}{\partial t}\cdot Q_0 \quad (4)$$

$$\frac{\delta N_{aer}}{\delta t} = -N_{aer}\left(F_{scav}+\frac{\partial F_{dep}}{\partial t}+\frac{\partial F_{cdf}}{\partial t}+\frac{\partial F_{imd}}{\partial t}\right) \quad (5)$$

$$\frac{\delta N_{aim}}{\delta t} = N_{aer}\left[F_{scav}(1-F_{ctf})(1-F_{imf})+\frac{\partial F_{imd}}{\partial t}\right]-N_{aim}\frac{\partial F_{imf}}{\partial t} \quad (6)$$

式中，$\frac{\delta}{\delta t}$为与 AgI 核化有关的源汇项，F_{scav}为云滴对 AgI 气溶胶的捕获率，Q_0 为核化产生的冰晶或云滴的初始质量。

2.2 降水过程

研究的个例为 1998 年华南暴雨试验阶段的一次对流云降水过程。1998 年 6 月 8—11 日，广东、福建两省出现了一次大范围强降水过程。这次对流云降水是在西风槽前的不稳定形势下，西南风急流南移到广东和福建共同作用的结果(姜海燕等，2001；仪清菊等，2000)。此次降水过程范围较广，福建省的降水主要出现在北部和中部地区。位于福建省中东部地区的长乐站邻近地区出现了过程降水总量超过 200 mm。这次强降水范围较小，持续时间短，主要出现在 6 月 9 日 20 时(北京时，下同)前后。Lou 等(2003)曾利用三维对流云模式对该个例进行了模拟研究，分析了对流云的降水机制和对流长时间维持的原因。

模式采用探空资料作为水平均一的理想初始场，对流启动采用热泡扰动方式，水平方向为 7 个格点，垂直方向 5 个格点，从中心向外以余弦函数递减。扰动中心点的升温值对对流发展有一定影响，温度扰动为 1.5℃。由于大气层几乎整层接近饱和，所以没有采用相对湿度的扰动。

模式的水平格距为 1200 m，垂直格距为700 m，水平积分格点 80×80，垂直层数取 30 层。模式利用福州市的 1998 年 6 月 9 日 16 时加密探空资料(图 1)进行数值模拟。当天整层大气水汽接近饱和，温度和露点的层结曲线比较靠近。大气层结的正不稳定能量和负不稳定能量都较小，分别为 39 和 191 J/kg，净不稳定能量仅为 152 J/kg，层结较稳定。对流层内南北向风切变不大，而东西向切变平均 2 m/(s·km)，底层达到了 4 m/(s·km)。

2.3 降水过程的模拟

本次模拟过程持续了 3 h，3 h 后云体移至右边境，模拟结束。由于持续降水，福州地区的空气湿度很大，几乎整层接近饱和。热泡扰动启动模式后，很快出现了一个上升中心(图 2a)，因为地面温度较高，在初始阶段云体中仅有云水组成。随着云体的发展，出现了冰晶和霰等粒子(图 2b)。在降水出现后，由于降水粒子的拖曳，在降水区域出现了下沉气流，并导致了云体的倾斜。气流在云体的前方低层绕流进入云体，云中抬升后在云体的前方出流，维持了云体的发展和持续降水。降水中仅有小部分为碰并云水增长形成降水，而大部分降水为霰粒子融化而形成的雨水。随着云体云砧部分的扩大和云体中心的缓慢东移，最后云砧部分移到了右边界(图 2d)。

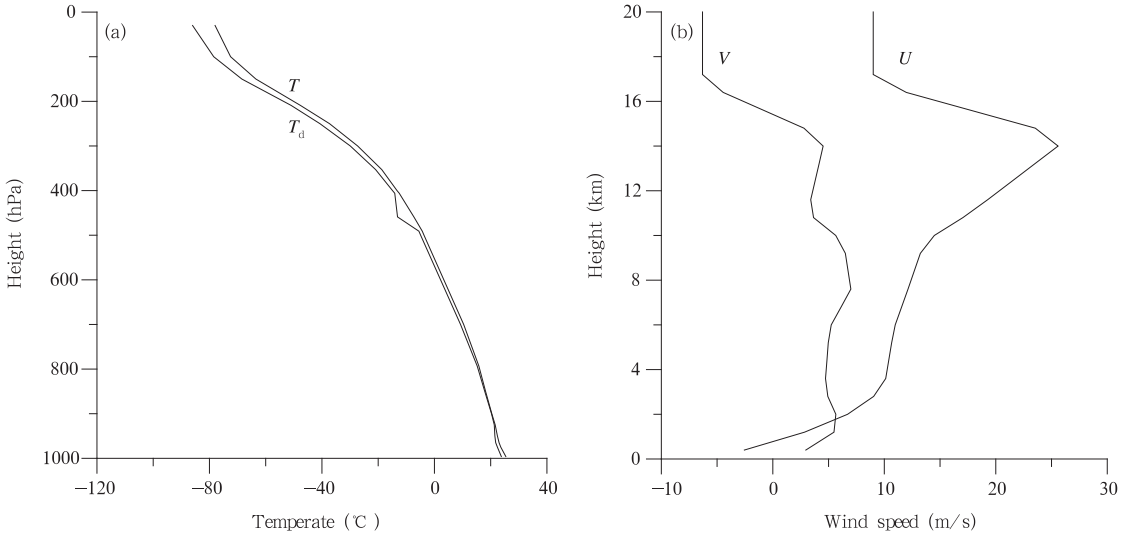


图 1　1998 年 6 月 9 日 16 时福州市探空资料(a. 温度和露点,b. 水平风速)

Fig. 1　Sounding in Fuzhou City at 16:00 BT 9 June 1998

(a. temperature and dew point, b. horizontal wind velocity)

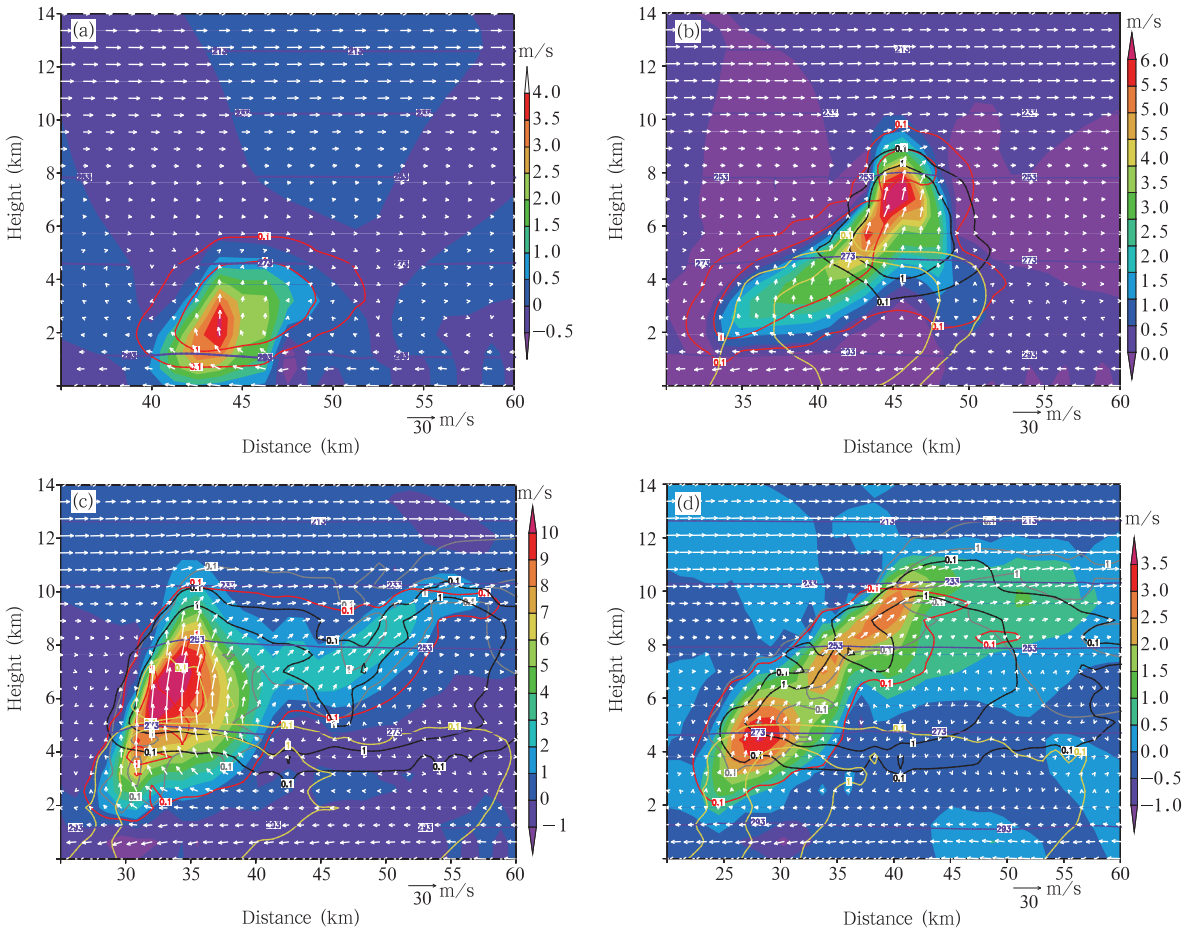


图 2　模拟第 15(a)、第 60(b)、第 120(c)和第 180 min(d)云中水成物和流场垂直剖面(色阶为垂直速度,矢线为风速,等值线中红线为云水,灰色为冰晶,黑线为霰,深黄线为雨水,紫色线为温度(K),水成物等值线值为 0.1 和 1 g/kg)

Fig. 2　Corss section of mixing ratio and the wind fields in the four time points:15th (a), 60th (b), 120th (c) and 180th min (d) (Vertical velocity (color shaded), wind (vector), cloud water in red contours, ice in gray contours, graupel in black contours, rain in dark yellow contours, temperature (K) in purple contours. All the mixing ratio isolines are for 0.1 or 1 g/kg)

在模拟的 180 min 内,由于东西向水平风垂直风切变的存在,使得云体的上升气流由右侧绕流进入云体并倾斜上升,随高度升高而速度增大,在中上部达到极大后减小,在高层随高空风拉出云砧,冷空气由云后方进入云体,并产生下沉气流。120 min 后,云体充分发展,降水强度超过 80 mm/h。由于对流不断向边界靠近,为了避免边界的影响,3 h 后结束模拟。此次过程的升速总体来说不是很强,一直维持在 12 m/s 以下。上升气流在降水出现之前增大很快,并且在 120 min 达到了 12 m/s 的最大值,120 min 后上升气流缓慢减弱。

3 催化模拟试验

已有人工增雨催化试验表明,催化剂播撒位置、播撒量、播撒时机和播撒次数等都会影响到催化效果。本研究的 AgI 减缓对流云降水催化也选择在上升区域,有助于催化剂的向上输送和扩散。催化试验设计了多个催化方案,包括催化剂量、催化次数和催化部位等(表 1),其中序列 s2—s11 催化剂量递增,单次催化分别采用 10^5、10^6、10^7 和10^8 kg^{-1}的催化剂量。

表 1 AgI 不同催化模拟试验降水和增减雨率

Table 1 The results from the various AgI seeding simulations

序号	AgI 播撒方案						地面总雨量		播撒总量
	单次剂量(kg^{-1})	首次催化时间(min)	播撒次数	播撒部位(格点)			总量(kt)	总减雨率(%)	总量(kg)
				垂直	东西	南北			
1	非播撒云						8713		
s2	1.0×10^5	120	15	8	20—50	35—50	8470	2.8	0.02
s3	1.0×10^6	120	15	8	20—50	35—50	7601	12.8	0.2
s4	1.0×10^7	120	15	8	20—50	35—50	6771	22.3	1.9
s5	5.0×10^7	120	15	8	20—50	35—50	6565	24.7	9.9
s6	1.0×10^8	120	15	7	20—50	35—50	6502	25.4	18.9
s7	1.0×10^8	120	15	8	20—50	35—50	6503	25.4	18.9
s8	1.0×10^8	120	30	8	20—50	35—50	6460	25.9	37.9
s9	2.0×10^8	120	15	8	20—50	20—50	6003	31.1	37.9
s10	2.0×10^8	120	15	9	20—50	20—50	6030	30.8	37.9
s11	2.0×10^8	120	30	9	20—50	20—50	5904	32.2	75.8

一定区域内降水总量和单点大雨强都可以使对流云降水致洪,改变这两者或其中之一,可以有效减缓对流云降水成灾的可能性。表 1 中列出了自然云和 10 个催化方案的第 120—180 min 模拟时段内整个模拟区域总降水量的分布。单次催化均以表中给出的播撒剂量进行,并在一个时间步长内完成,多次催化间的时间间隔为 2 min。在单次催化剂量不变的情况下,多次催化会引起催化总量的成倍增加。可以看出,在相同的首次催化时间(第 120 min)的催化试验中,不同的催化剂量、催化次数和催化部位,其催化效果差异明显。但总体来说,增加催化剂量和催化次数,可以达到较好的催化效果。10^5—10^8 kg^{-1}剂量的所有催化试验都可以使区域总降水量出现不同程度的减少。在 1.0×10^6 kg^{-1}较小剂量的情况下(序号 s3),减雨率为 12.8%。采用 5.0×10^7 kg^{-1} 以上的催化剂量,减雨率达到 24.7%,有比较好的减雨效果。当采用 2×10^8 kg^{-1} 的最大催化剂量,连续催化 30 次,降水量从自然降水的 8713 kt 减至 5904 kt,最多可以减少 32%的总降水量,同时格点最大雨强也大幅度降低,可以有效降低对流云降水成灾的可能性。

为了更清楚地对比自然云和催化云总降水量变化,分析了几个典型催化试验和自然云 3 min 累积区域降水量和最大格点雨强的时间变化(图 3)。催化在 120 min 开始,催化剂量越大的试验,出现雨量减少的时间越早,最快的 2×10^8 kg^{-1}试验约在催化后 10 min 就开始减雨,同时最大减雨值的出现时间也相对提前。而小剂量催化的雨量也出现了大幅减少,但出现的时间和最大减雨时间都有一定的后延。催化 30 次的 s11 试验,催化从 120 min 一直持续到 180 min,使得减雨一直维持到模拟结束,而其他仅催化 15 次(持续 30 min)催化剂量在 10^7 kg^{-1}以下的试验,则在模拟的最后,雨量超过了控制试验。催化序列中,所有的催化试验都在一定程度上减弱了

最大格点雨强。当催化剂量为 1×10^{8} kg^{-1}(s8 试验),原先超过 100 mm/h 的雨强,在催化一段时间后可以减至 70 mm/h 以下,极大地减弱了强降水中心的瞬间雨量。这对于减缓对流云降水来说是一个比较理想的结果,即减少了区域总雨量,也降低了最强降水点成灾的几率。

在序号 s7 催化试验中,为了达到区域总降水量减少 25%和单点最大雨强减小 30%的效果,以每克 AgI 可分散成 10^{16} 个粒子计算,单次催化剂量 10^{8} kg^{-1},进行 15 次催化播撒,则共需要 AgI 18.9 kg,催化剂量较大。其他催化序列,由于单次催化剂量较小,催化次数减少的情况下,催化剂量有所减少,如 s4 试验, AgI 用量为 1.9 kg,总降水量减少22.3%,以每枚火箭 10 g 计,需火箭 190 枚,是一个可以操作的量级。下面对序号 s7 催化试验进行详细分析。

从图 3a 中可以看出,模拟开始 30 min 后降水开始出现,并在小幅度减弱后持续增大,至 120 min 后3 min 区域降水总量可达 350 kt,相当于整个模拟范围内平均雨强 20 mm/h,最大值格点雨强超过 80 mm/h,达到暴雨的量级,且降水量比较稳定。同时为了避免在模拟的前期模式的启动问题,催化过程都在模拟 120 min 后开始。

为了了解 AgI 粒子的扩散和分布,对模拟时段内 N_{aer}(未核化的 AgI 气溶胶)以及 N_{aim}(被包含在云滴中的 AgI 粒子)的浓度变化进行分析,图 4 给出了其在 3 个时刻的分布。在模式模拟的第 120 min开始以 2 min 的时间间隔连续 15 次以 10^{8} kg^{-1}剂量播撒后(图 4a),AgI 粒子随着云中上升气流快速扩散。AgI 粒子一部分被包含在云滴中,同时更多的 AgI 粒子以独立气溶胶粒子的形式存在(图中红色线)。在催化后 30 min(图 4b),部分 AgI 气溶胶粒子被上升气流带到了云顶,并且有部分被带到了云外。在原始催化高度附近,则仍然保持非常高的浓度,可以达到 10^{7} kg^{-1}。而此时被包含在云滴中的 AgI 粒子则主要分布在云底至 253 K 的区域,小范围内也保持在 10^{7} kg^{-1}量级的高浓度,与未核化 AgI 气溶胶浓度相当。在催化结束 30 min后,由于云砧的扩大和出流,将大量未核化 AgI 气溶胶带到云顶附近和云外,AgI 气溶胶粒子浓度继续下降,但在小范围内仍维持 10^{7} kg^{-1}量级的浓度水平。包含在云滴中的 AgI 浓度也缓慢下降,到模拟接近结束时仍有 10^{7} kg^{-1}的浓度水平。

模式考虑了 AgI 的 4 种核化过程:接触冻结(F_{ctf})、凝华(F_{dep})、浸没冻结(F_{imf})和凝结冻结(F_{cdf}),这些过程受温度和水汽过饱和度的影响。凝华核化和接触冻结核化只跟过饱和度有关,浸没冻结则与温度有关,凝结冻结受温度和过饱和度的共同影响。4 种核化机制中,接触冻结和浸没冻结为慢核化过程,其成核速率受云滴浓度和持续时间的影响。AgI 的成核过程主要是由云内上升气流速度、温度、湿度条件和催化剂的作用时间决定。刘诗军等(2005)分析得出层云中由于水面过饱和度低、催化剂作用时间长,AgI主要以接触冻结、浸没

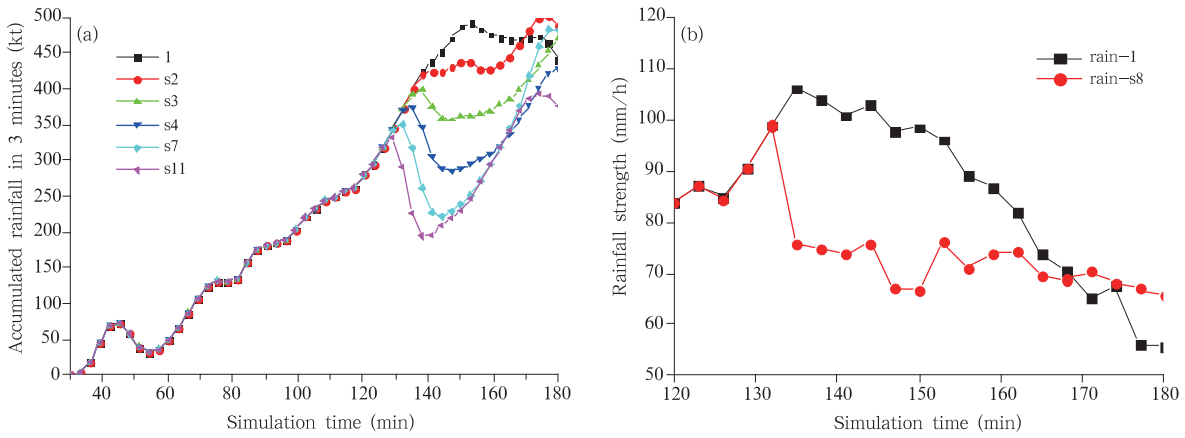


图 3 自然云和催化云雨量和雨强随时间的变化

(a. 3 min 累积区域降雨量,b. 最大格点雨强)

Fig. 3 Time series of total rainfall and rainfall strength

(a. total amount of rainfall in 3 minutes, b. maximum grid rainfall strength)

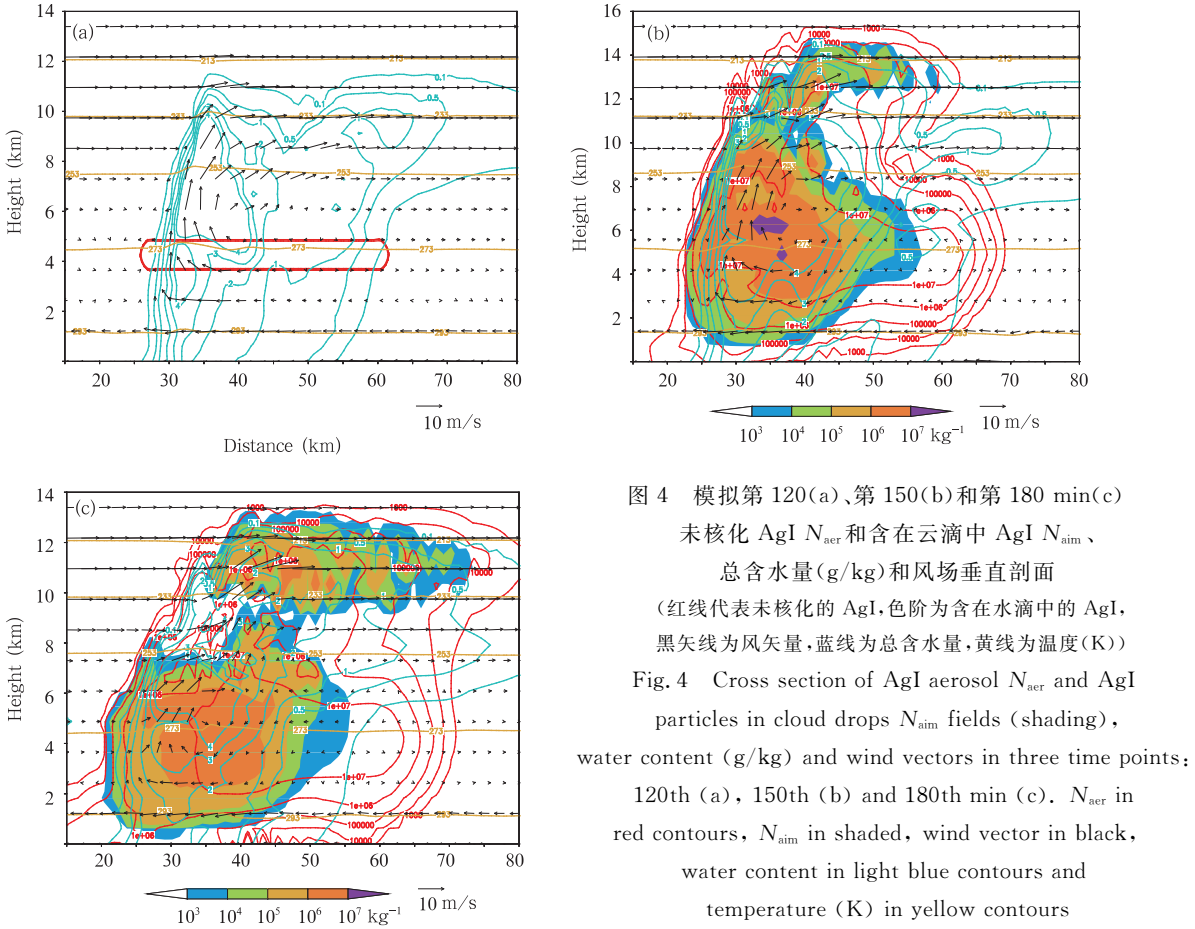


图 4 模拟第 120(a)、第 150(b)和第 180 min(c)未核化 AgI N_{aer}和含在云滴中 AgI N_{aim}、总含水量(g/kg)和风场垂直剖面
(红线代表未核化的 AgI,色阶为含在水滴中的 AgI,黑矢线为风矢量,蓝线为总含水量,黄线为温度(K))

Fig. 4 Cross section of AgI aerosol N_{aer} and AgI particles in cloud drops N_{aim} fields (shading), water content (g/kg) and wind vectors in three time points: 120th (a), 150th (b) and 180th min (c). N_{aer} in red contours, N_{aim} in shaded, wind vector in black, water content in light blue contours and temperature (K) in yellow contours

冻结等慢核化方式成冰。由于此模拟过程为对流云过程,云中的上升速度在模拟时段内可以达到 12 m/s,并且空气几乎整层饱和,云内有较高的水面过饱和度,所以本次降水过程中 AgI 主要以凝结冻结的方式成冰。由于催化剂作用时间长,AgI 也以浸没冻结此慢核化方式成冰,量级与凝结冻结相当。凝结冻结和浸没冻结为此次降水过程最主要的两个核化过程,形成的冰晶占绝大多数。其核化速率在单个垂直格点的水平总和达到了 10^{13} s^{-1}量级(图 5)。凝华核化在上升气流存在的过饱和区仅贡献了前两者千分之一的冰晶数量(10^{10} s^{-1}),但其大值区范围分布很广,覆盖了 0—－60℃的大部分范围。接触冻结核化的冰晶数量与凝华核化相当。这次对流云 AgI 核化机制与层云有显著区别,不再主要以接触冻结、浸没冻结等慢核化方式成冰,而是主要以受过饱和度影响的凝结冻结和催化剂长时间作用的浸没冻结这两种方式成冰。

4 种核化过程都在 AgI 播撒后立即发生。凝华核化可以在 0℃层附近发生,而其他几种则需在－5℃以下发生,F_{dep}、F_{imf}和 F_{ctf}的最高发生高度类似,达到－60℃的高度,而 F_{cdf}则高度较低,主要发生在 －40—－5℃层,大值区主要集中在－10℃附近。浸没冻结核化的大值区主要集中在－30—－10℃层。

4 微物理机制分析

4.1 冷区水成物粒子演变和微物理过程分析

由于 AgI 粒子的催化是在冷区进行,催化后首先影响冷区的水成物分布,图 6 给出了整个模拟区域内冷区水成物总量随时间分布,可以看出催化后冷区的各种水成物都发生了较大改变。催化后的霰含量和冰晶含量大幅度增加,同时过冷云水则由于冰晶的大量核化而被消耗。催化后过冷雨水也出现了大幅度减少。分析冷区雨水的汇项发现(图 7a),过冷雨水主要被冰晶碰冻成霰,少量雨水则直接被霰粒子碰并,同时极少量雨水直接冻结成霰粒子。催化后催化云比自然云有更多的过冷雨水被冰晶消耗,直接导致了过冷雨水的大幅度减少。而雨水被

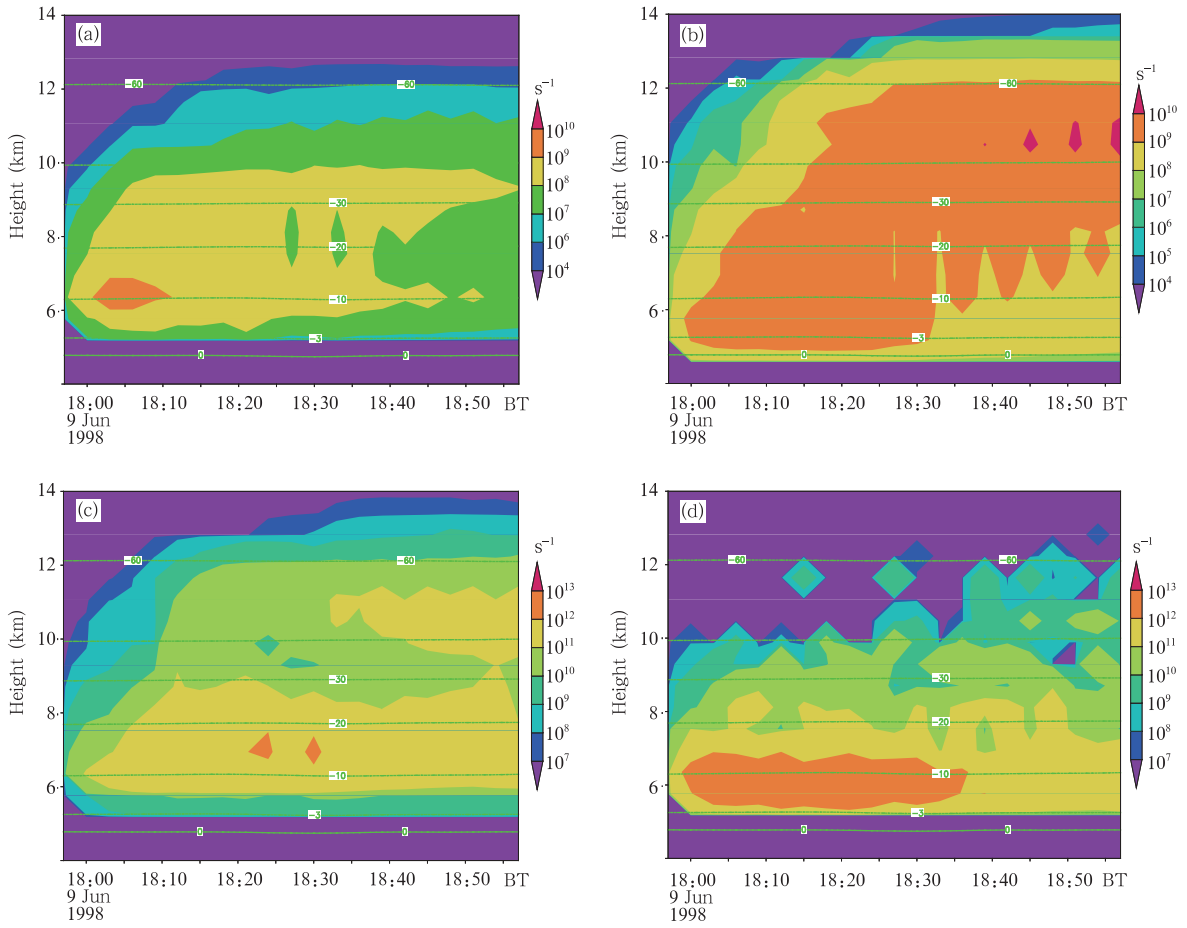


图 5 水平平均 4 种 AgI 核化率随时间和高度的分布

(a. 接触冻结核化(F_{ctf}),b. 凝华核化(F_{dep}),c. 浸没冻结核化(F_{imf}),d. 凝结冻结核化(F_{cdf}))

Fig. 5 Vertical distributions of time series of AgI nucleation rate

(a. contact freezing (F_{ctf}), b. deposition (F_{dep}), c. immersion freezing (F_{imf}), d. condensation freezing (F_{cdf}))

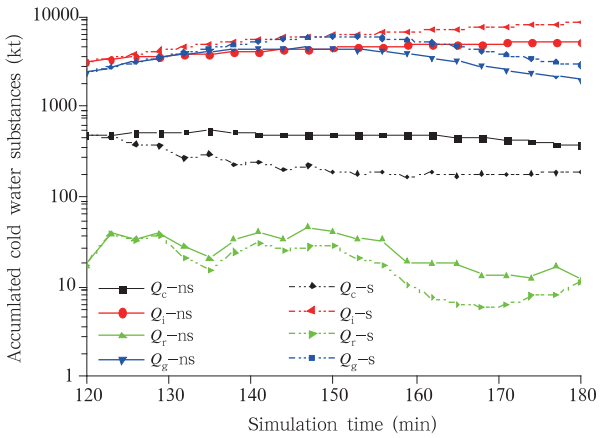


图 6 模拟区域内自然云和催化云内过冷云水(Q_c)、过冷雨水(Q_r)、霰(Q_g)和冰晶(Q_i)总量随时间的变化(实线代表自然云,虚线代表催化云)

Fig. 6 Time series of total supercooled cloud water (Q_c) and rain water (Q_r), graupel (Q_g) and ice (Q_i) in natural and seeding clouds

(solid lines are natural cloud, dot lines are seeded cloud)

霰碰冻在催化云和自然云中的变化并不太明显。

催化开始后,霰和冰晶比质量持续增大,到模拟 150 min 后霰开始减少,冰晶超过霰成为最大含量的水成物,其最大值超过 5000 kt,说明150 min后漂浮在云体高处的冰晶已占云体的主导地位。从图 7b 看出,自然云中冰晶主要通过碰并云水增长,但催化后更多的冰晶被霰粒子碰并,或被过冷雨水碰冻形成新的霰粒子。催化云的冰晶平均值比自然云多出近 50%。催化云中过冷云水大幅度减少,而冰晶大幅度增加,催化云的上升气流区霰含量也大幅度增加(图略)。

4.2 总体水成物和数浓度的演变

冷区的 AgI 催化不仅导致了冷区水成物的变化,也影响了暖区降水粒子的分布。地面降水的变化最终是由于降水粒子的变化引起的。图 8 给出了自然云和催化云霰和雨水的总体水量和总数量随时间的分布。与图 6 对比发现,自然云和催化云中

0℃层高度以下的暖区雨水远比过冷雨水多,过冷雨水只占雨水总量很小的一部分。催化后很快出现自然云雨水减少的现象,这个过程持续了近20 min,随后催化云中的雨水总量超过了自然云雨水的总量。催化云的雨水总量最多可达 3000 kt,而过冷雨水仅有 40 kt。催化云中霰总量也大幅度增大,模拟150 min后,霰总量急剧减少。在模拟接近结束时,雨水总量与霰总量几乎持平。

从雨水总量来看,催化结束(第150 min)后,催化云一直比自然云中有较高的霰含量,可以达到6000 kt,且雨水总量也比自然云中多,似乎催化并不能引起降水的减少。其实尽管催化后雨水总量有所增大,但降水粒子的数浓度将决定降水粒子的落速,也是影响降水的一个重要因素。从图 8b 中可以看出,催化后霰粒子数量在降水的关键时期,几乎增加了 2 倍。催化后大量的 AgI 粒子核化成众多的冰晶,冰晶通过消耗过冷水增长,其中许多冰晶粒子过冷雨水碰冻成霰粒子,导致了大量霰粒子产生。同时催化后雨水的数浓度更是大幅度增加,几乎增大了一个量级,并且一直持续到模拟结束。

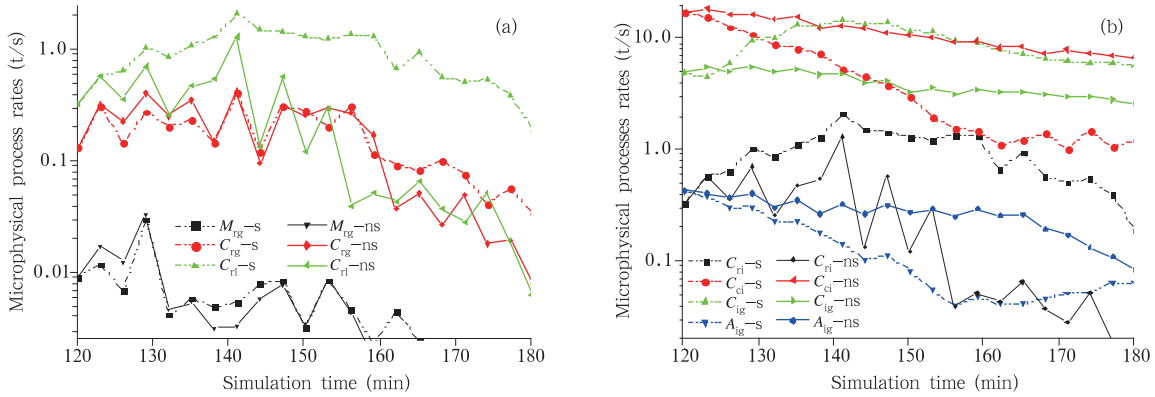


图 7 自然云(实线)和催化云(虚线)中过冷雨水汇项和冰晶源汇项随时间分布

(a. 冷区雨水的冻结成霰 M_{rg},被冰晶碰并 C_{ri} 和被霰碰并 C_{rg} 三个汇项;
b. 冰晶源项冰晶碰并云水 C_{ci} 及 3 个冰晶碰并过冷雨水 C_{ri},冰晶被霰碰并 C_{ig} 和冰晶自动转化成霰 A_{ig} 冰晶汇项)

Fig. 7 Time series of three main cold rain sink terms and ice source terms and sink terms in seeded (dot lines) and natural clouds (solid lines). (a. Three rain sink terms of freezing to grauple M_{rg}, collection by ice C_{ri}, and collection by grauple C_{rg} in cold area; b. ice source terms of collection of cloud C_{ci}, ice sink terms of collection of rain C_{ri}, collection by grauple C_{ig} and autoconversion to graupel A_{ig})

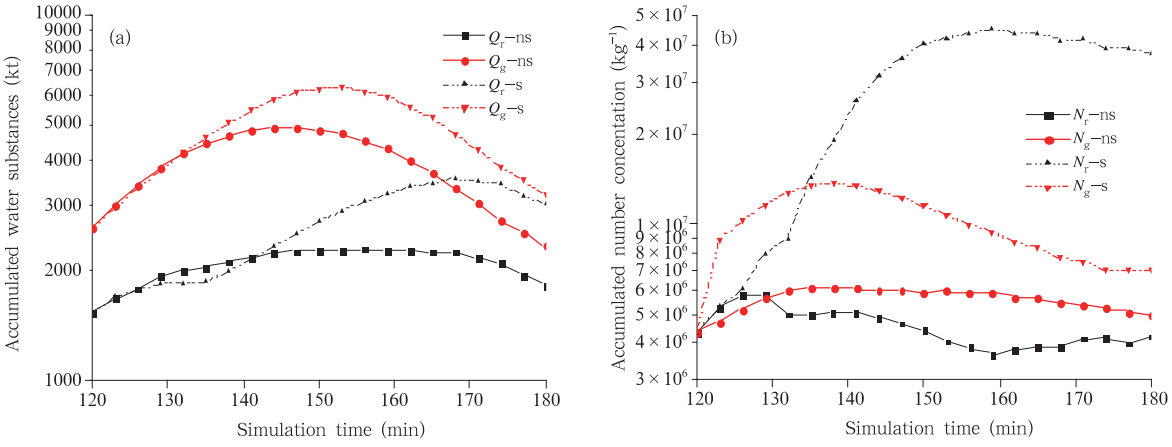


图 8 自然云(实线)和催化云(虚线)霰和雨水的含水总量(a)和粒子数总量(b)随时间的分布

Fig. 8 Time series of total graupel and rain water amount (a) and graupel and rain water particle numbers (b) in natural (solid lines) and seeded (dot lines) clouds

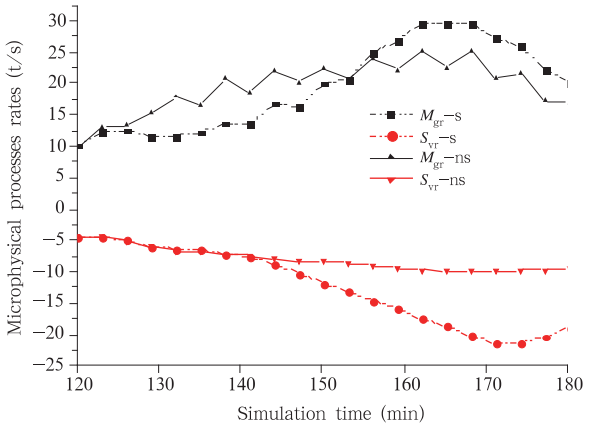


图 9　自然云(实线)和催化云(虚线)中雨水主要源汇项霰融化成雨水 M_{gr} 和雨水蒸发量 S_{vr} 随时间的分布

Fig. 9　Distributions of rain water main source and sink terms of melting of graupel to rain M_{gr} and evaporation S_{vr} in natural (solid lines) and seeded (dashed lines) clouds

从雨水的最主要源、汇项霰的融化和雨水蒸发的物理过程随时间分布可以看出(图 9),在 120—150 min 的催化时段,霰融化成雨水量减少,导致雨量的减少。在催化停止后催化云中霰融化比自然云中多的情况下,由于催化云中存在大量小雨滴,雨滴尺度很小,导致雨水大量蒸发,从而引起降落到地面的雨量减少。

4.3　霰和雨水落速分析

从前面分析的总体水成物和数浓度的演变来看,催化引起雨水和霰比质量的增大,同时雨滴数浓度最多可以增大 1 个量级。从霰粒子的落速分布来看,催化引起了霰粒子的大幅度增加,尤其是大量的小霰粒子,使得霰粒子的整体落速降低(图 10)。自然云中霰的最大落速局部可以达到 8 m/s,而催化后的落速小于 6 m/s。霰粒子数量增大和落速降低会从两个方面影响雨滴:一方面霰下落速度比较小,

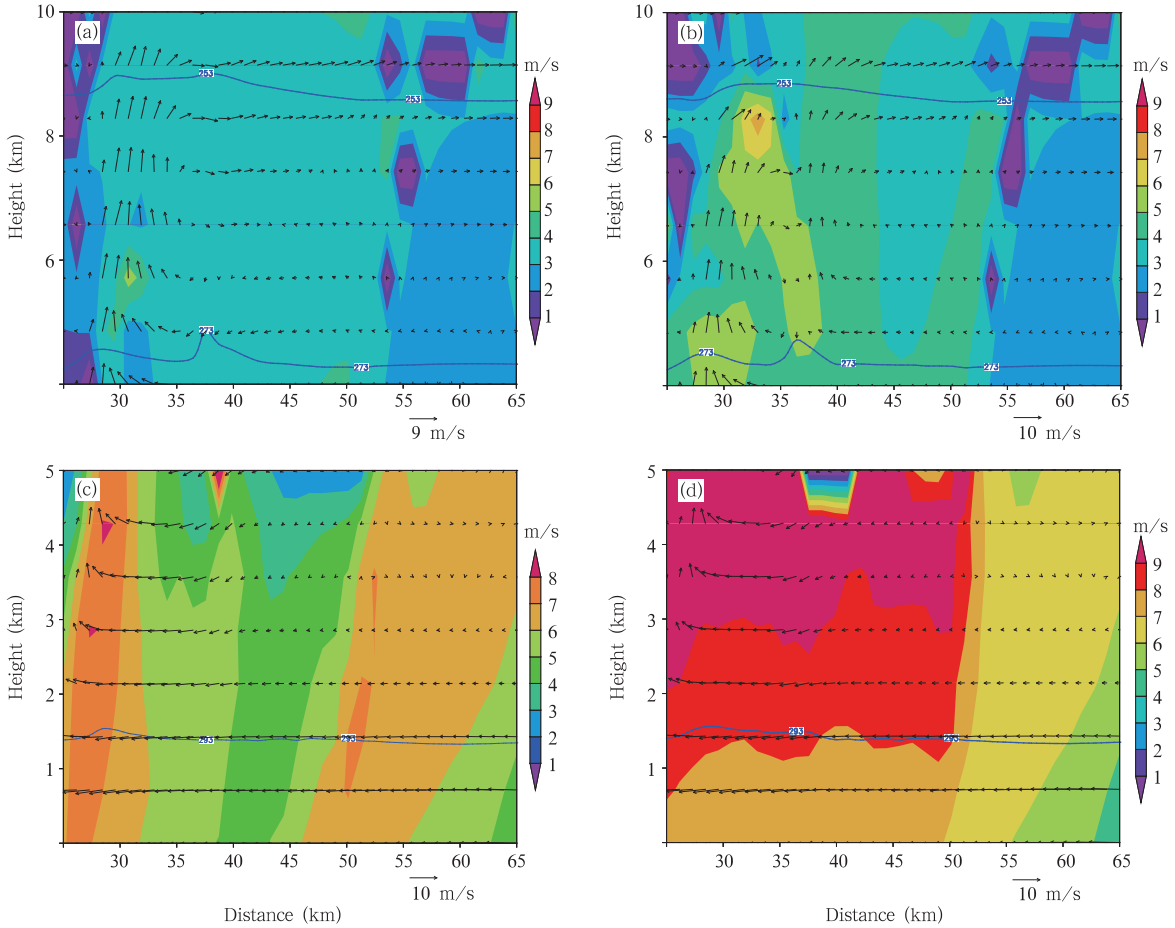


图 10　催化云和自然云的霰和雨滴落速(色阶)、风场(矢线)及温度场(等值线,K)在模拟第 150 min 的垂直剖面

(a 和 b 分别为催化云和自然云霰落速,c 和 d 分别为催化云和自然云雨水落速)

Fig. 10　Vertical sections of terminal velocity fields of graupel and rain (color shaded), wind (vector) and temperature (contours, K) in seeded and natural clouds at 150th minute (a and b. graupel falling velocity in seeded and natural clouds, respectively, c and d. rain falling velocity in seeded and natural clouds, respectively)

容易被上升气流托浮在云体中,不容易下落到暖区融化成雨水;另一方面,大量稍大的霰粒子落到暖区融化成了众多小雨滴,也导致了雨水数浓度的大幅度增加,雨滴数量催化后增大了一个量级。大量落速较小的小雨滴,使得雨水的整体落速变小,雨水蒸发大幅度增加,从而使得降落到地面的雨水减少。

以上分析表明,催化后虽然引起雨水和霰比质量的增大,但雨滴数浓度和霰数浓度的大幅度增大(最多可以增加1个量级),催化后雨滴和霰尺度变小从而导致其下落速度降低,霰融化成雨水量减少,使降水强度减弱,在催化结束后由于雨滴落速小,导致雨水大量蒸发,从而进一步引起地面降水量的减少。

5 结论和讨论

利用三维对流云模式,耦合了考虑受水汽过饱度和温度影响的4种核化机制的AgI催化模块,对1998年6月的一次华南对流云降水过程进行了催化减雨数值模拟试验。模式采用AgI催化的方法,对人工缓减对流云降水的可能性及原理进行了研究。选取在上升区并且有过冷云水的部位进行催化,分析了减雨的可能性和减雨微物理机制。得出如下主要结论:

(1)不同的催化方法,催化效果差异明显。在适当的部位、适当的时机,并选用大剂量的催化,可以减少一定的总降水量,也可以减少格点最大雨强。总体来说,增加催化剂量和催化次数,可以达到较好的催化效果。

(2)所有催化试验中,采用2×10^8 kg^{-1}大催化剂量催化,催化效果最好,降水量从自然降水的8713 kt减少到5904 kt,可以减少32.2%的水量,具有有效减缓对流云降水成灾的可能性。

(3)大剂量催化导致大量的AgI粒子在冷区核化形成,消耗了大量过冷水,产生了数量众多的冰晶和霰。大量的小霰粒子,被上升气流托浮在云体中,同时大量霰粒子落到暖区融化成了小雨滴,导致了雨水数浓度大幅度增大,降低了雨水的落速。在催化的初期,霰融化成雨水量减少,导致雨量的减少,而在模拟的后期由于雨水大量蒸发,从而引起降落到地面的雨量减少。

(4)对流云AgI核化与层云有所不同,对流云中主要以受过饱和度影响的凝结冻结和催化剂长时间作用的浸没冻结这两种方式成冰。

本研究利用数值模式对人工影响对流云降水做了初步研究,不足之处在于模式为三维对流云模式,仅能模拟出小范围的降水。下一步将利用AgI催化模块与中尺度模式耦合进行进一步催化减雨模拟试验,以得到更接近实际的结果。

参考文献

方春刚,郭学良,王盘兴. 2009. 碘化银播撒对云和降水影响的中尺度数值模拟研究. 大气科学,33(3):621-633

何观芳,胡志晋,李淑日. 2001. 鄂西北对流云及其人工催化的三维数值模拟个例研究. 应用气象学报,12(Z1):96-106

何宏让,魏绍远,刘晓明. 1999. 初始冰核浓度对冷云对流性降水影响的数值试验. 气象科学,19(1):42-49

何晖,金华,李宏宇等. 2012. 2008年奥运会开幕式日人工消减雨作业中尺度数值模拟的初步结果. 气候与环境研究,17(1):46-58

胡志晋,何观芳. 1987. 积雨云微物理过程的数值模拟(一)微物理模式. 气象学报,45(4):465-484

黄美元,徐华英. 1999. 云和降水物理. 北京:科学出版社,291pp

姜海燕,葛润生,朱晓燕. 2001. 华南暴雨试验IOP-6期间6月9日长乐地区强降水风场结构的初步分析. 应用气象学报,12(1):97-101

李宏宇,周嵬,周毓荃. 2008. 人工消(减)雨作业中卫星反演云特征参量变化. 气象,34(S1):136-140

刘诗军,胡志晋,游来光. 2005. 碘化银核化过程的数值模拟研究. 气象学报,63(1):30-40

毛节泰,郑国光. 2006. 对人工影响天气若干问题的探讨. 应用气象学报,17(5):643-646

孙晶,史月琴,楼小凤等. 2010. 人工减缓梅雨锋暴雨的数值试验. 大气科学,34(2):337-350

陶诗言,倪允琪,赵思雄等. 2001. 1998夏季中国暴雨的形成机理与预报研究. 北京:气象出版社,184 pp

汪学林,谷淑芳,于勇等. 2001. 两次江淮气旋的云雨特征及其人工播云效果的综合分析. 应用气象学报,12(1):48-57

王春明,叶家东,魏绍远. 1996. 气溶胶对暖雨过程影响的数值模拟试验//第12次全国云降水物理和人工影响天气科学讨论会. 中国气象学会学术会议文集. 79

王庆,盛日锋,陈西利. 2010. 十一运会人工消(减)雨卫星反演产品特征分析. 气象科技,38(S1):56-59

肖伟生,冯永基,高建秋. 2010. 广州亚运会飞机人工消(减)雨的保障措施. 广东气象,32(4):35-37

叶家东,范蓓芬,杜京朝. 1998. 人工增雨试验中的反效果问题. 应用气象学报,9(3):336-344

仪清菊,刘晶,王明志. 2000. 1998年华南暴雨试验期暴雨过程分析//海峡两岸及邻近地区暴雨试验研究. 北京:气象出版社,4-12

赵思雄,陶祖钰,孙建华等. 2004. 长江流域梅雨锋暴雨机理的分

析研究. 北京:气象出版社,281pp

DeMott P J, Rogers D C. 1990. Freezing nucleation raters of dilute solution droplets measured between −30 and −40℃ in laboratory simulations of natural clouds. J Atmos Sci, 47(9): 1056-1064

DeMott P J. 1995. Quantitative descriptions of ice formation mechanisms of silver iodide-type aerosols. Atmos Res, 38(3-4): 63-99

Dennis A S, Koscielski A. 1969. Results of a randomized cloud seeding experiment in South Dakota. J Appl Meteor, 8(4): 556-565

Dennis A S, Schock M R. 1971. Evidence of dynamic effects in cloud seeding experiments in South Dakota. J Appl Meteor, 10(6): 1180-1184

Dennis A S. 1980. Weather Modification by Cloud Seeding. New York: Academic Press, 267pp

Hobbs P V. 1975. The nature of winter clouds and precipitation in the Cascade Mountains and their modification by artificial seeding, Part Ⅲ: Case studying of the effects of seeding. J Appl Meteor, 14(5): 819-858

Klemp J B, Wilhelmson R B. 1978. The simulation of three dimensional convective storm dynamics. J Atmos Sci, 35(6): 1070-1096

Langmuir I. 1950. Control of precipitation from cumulus clouds by various seeding techniques. Science, 112(2898): 35-41

Lou X F, Hu Z J, Shi Y Q, et al. 2003. Numerical simulations of a heavy rainfall case in South China. Adv Atmos Sci, 20(1): 128-138

Orville H D. 1996. A review of cloud modeling in weather modification. Bull Amer Meteor Soc, 77(7): 1535-1555

Schlesinger R E. 1975. A three-dimensional numerical model of an isolated deep convective cloud: Preliminary results. J Atmos Sci, 32(5): 934-957

Seifert A, Beheng K D. 2006. A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 2: Maritime vs. continental deep convective storms. Meteor Atmos Phys, 92(1-2): 67-82