

刘佩,银燕,陈倩,等. 吸湿性播撒对暖性对流云减雨影响的数值模拟. 应用气象学报,2019,30(2):211-222.

DOI: 10.11898/1001-7313.20190208

吸湿性播撒对暖性对流云减雨影响的数值模拟

刘佩¹⁾ 银燕^{1)*} 陈倩¹⁾ 楼小凤²⁾

¹⁾(南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/中国气象局气溶胶与云降水重点开放试验室,南京 210044)

²⁾(中国气象科学研究院/中国气象局云雾物理环境重点实验室,北京 100081)

摘 要

利用以色列特拉维夫大学二维面对称分档云模式(two-dimensional slab-symmetric detailed spectral bin micro-physical model of Tel Aviv University),对 2016 年 9 月 4 日 16:00(北京时)前后我国华东地区的一次暖性浅对流云降水过程进行模拟,模式模拟的强回波中心高度和最大回波强度范围与观测基本一致。并在此基础上进行了小于 $1\ \mu\text{m}$ 的吸湿性核的播撒减雨试验,分别考虑了不同播撒时间、不同播撒高度以及不同播撒剂量的敏感性测试。结果表明:在云的发展阶段早期播撒能起到更好的减雨效果,播撒时间越早对大粒子生长过程的抑制作用越强,随着播撒时间向后推移,受抑制作用最显著的粒径段向小粒径端偏移;在云中心过饱和度大的区域下方进行播撒,减雨效果更加明显,当播撒剂量为 $350\ \text{cm}^{-3}$ 时,地面累积降水量减少率可达 23.3%;另外,随着播撒剂量的增加,减雨效果更加显著,甚至能达到消雨的效果。因此,在暖性浅对流云中合理地播撒小于 $1\ \mu\text{m}$ 的吸湿性核能达到较好的减雨或消雨效果。

关键词: 暖性浅对流云; 吸湿性核; 播撒; 减雨

引 言

人工影响天气是指通过人为干预使天气现象向人们期望的方向发展^[1-2],如人工增雨^[3]、人工防雹、人工消云、人工消雾等作业^[4]。随着我国社会经济的快速发展,进行各种大型重要活动的频率也越来越高,为了保障活动顺利进行,活动期间人工减雨消雨的技术需求也越来越迫切,如 2008 年北京夏季奥林匹克运动会、2014 年南京青年奥林匹克运动会等大型活动期间均进行了人工影响天气作业^[5-6]。

人工影响天气科学研究方法主要包括外场试验和数值模拟。外场试验难以通过观测量描述播撒作业对云和降水的影响^[7],且由于自然云无法再现,因此,云特征的自然变化和人为影响也难以客观区分。随着数值模式的发展,数值模拟已成为人工影响天气研究的重要工具^[8-9],它能够弥补外场试验的

以上不足。通过数值模拟可以将模拟的自然云与播撒后的云及降水进行定量对比,从而更科学地研究播撒作业对云宏微观特性的影响。

使用高浓度吸湿性云凝结核(cloud condensation nuclei,简称 CCN)粒子群催化剂对较弱的对流云系进行作业,能够抑制对流云团的发展,削弱雷达回波强度,起到人工影响天气的作用^[10-11]。CCN 浓度的增加,会造成云内的液滴数浓度增加,进而使液滴的水汽凝结增长减弱,使液滴谱变窄,由此导致碰并过程启动高度抬升,暖雨过程延缓,最终使累积降水量降低^[12-18]。杨宗甄等^[19]模拟了三江源地区对流云及其降水的发展以及吸湿剂的催化效果,发现对增雨起决定作用的是粗粒子,细粒子起到减雨作用。Cooper 等^[20]研究发现播撒平均直径为 $0.3\ \mu\text{m}$ 的吸湿性核无法使降水增加,在一些试验中对降水的形成有一定抑制作用。Yin 等^[21]通过模拟南非对流云的催化试验,发现对增雨最有效的是

2018-11-11 收到,2019-01-08 收到再改稿。

资助项目: 国家自然科学基金项目(41590873,41775136),西北人工影响天气工程(ZQC-R18211)

* 通信作者, 邮箱: yinyan@nuist.edu.cn

大于 $1\ \mu\text{m}$ 的吸湿性核,特别是大于 $10\ \mu\text{m}$ 的核,而播撒小于 $1\ \mu\text{m}$ 的吸湿性核对云的发展和降水有一定抑制作用,可以起到一定减雨效果。播撒方式、播撒时间、位置以及催化剂浓度的不同对播撒结果有重要影响^[22-35]。

虽然前人对人工减雨的研究已基本确定播撒小于 $1\ \mu\text{m}$ 的吸湿性核能使对流云降水受到抑制,但如何更有效地播撒使减雨消雨效果达到最佳,仍是人工减雨研究的一个难点。目前对播撒小粒径吸湿性核的深入研究报道还较少,特别是关于使用不同方式播撒小粒径吸湿性核的影响。因此,本文将对此进行研究,进行不同时间、不同高度播撒以及播撒不同剂量小于 $1\ \mu\text{m}$ 吸湿性核的敏感性试验,并对结果进行分析,期望为人工影响天气作业提供理论参考。

1 模式简介、初始化及试验设计

1.1 模式简介

本研究采用以色列特拉维夫大学的二维面对称非静力分档对流云模式^[36]。动力系统方程描述了均匀下边界条件下对流云的形成和演变过程。模式中水平及垂直风场由涡度方程和流函数计算得到,同时考虑风场、垂直位温扰动、比湿扰动、CCN 数浓度、水成物的比浓度及比质量的动力学过程,其预报方程及动力学详细过程可参见 Reisin 等^[27]及 Yin 等^[36]。模式的水成物包含水滴、冰晶、霰和雪花 4 种,所有水成物粒子均分为 34 档,水成物质量第 2 档为第 1 档的 2 倍,依次类推。液相和冰相粒子的第 1 档及最后 1 档的质量分别为 $1.598 \times 10^{-14}\ \text{kg}$ 和 $1.7468 \times 10^{-4}\ \text{kg}$,对应水成物粒子的直径分别为 $3.125\ \mu\text{m}$ 和 $8064\ \mu\text{m}$ 。CCN 谱分为 67 档,最小半径为 $4.1 \times 10^{-3}\ \mu\text{m}$ 。模式液相微物理过程包括液滴核化、凝结和蒸发、碰并以及破碎过程。冰相过程包括冰晶核化(凝华、凝结冻结、接触核化和浸润冻结)、冰晶繁生、冰粒子的沉降和升华、冰相-冰相和冰相-液滴相互作用等。为了更好地模拟吸湿性核的催化过程,模式中引入一个独立的催化粒子谱,同时加入了计算催化粒子浓度的预报方程,使模式不仅考虑自然 CCN 的活化,而且考虑人工施放 CCN 的活化,它们在相同的环境中争食水汽。其中自然

CCN 的化学成分为 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$,人工 CCN 的成分为 KCl。根据寇拉方程,对于相同尺度的盐粒子,化学成分为 KCl 的可溶性盐粒子的临界过饱和度比 $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ 的低,更容易活化^[37],因此,模式中体现了相同条件下加入的不同吸湿性核优先活化的现象,能够更好地模拟吸湿性播撒催化的过程。模式水平和垂直格距均为 $300\ \text{m}$,模拟区域水平范围为 $30\ \text{km}$,垂直高度为 $12\ \text{km}$ 。除了凝结/蒸发过程采用 $2.5\ \text{s}$ 时步,其他过程时步均为 $5\ \text{s}$ 。模式积分时间为 $65\ \text{min}$ 。模式初始场采用探空数据,包括温度和相对湿度的垂直廓线以及温度随高度的递减率。初始对流采用热泡扰动方式激发,水平扰动中心位于模拟区域中央,高度为 $0.3\ \text{km}$,中心最大温度偏差取 $4\ \text{C}$ 。

1.2 模式初始化

研究个例选取 2016 年 9 月 4 日 16:00(北京时,下同)前后浙江省杭州的一次暖性浅对流云引起的阵雨过程,降水量约为 $6\ \text{mm}$,持续时间约为 $10\ \text{min}$ ^[38]。采用 2016 年 9 月飞机在杭州上空及附近观测的气溶胶粒子谱数据作为背景气溶胶,取距离地面高度 $100\ \text{m}$ 以内的气溶胶粒子观测数据,根据对数正态分布函数(式(1))^[21]进行拟合得到的粒子谱作为初始地面气溶胶谱分布输入模式,具体参数见表 1。由于机载气溶胶粒子探头探测的小粒径段(小于 $0.1\ \mu\text{m}$)范围较小,即小于 $0.1\ \mu\text{m}$ 粒径段数据可能大量缺失,所以仅使用积聚模态和粗模态两个模态进行拟合(以 $1\ \mu\text{m}$ 为界限)。考虑气溶胶为外混合状态,积聚模态的粒子中可溶性的气溶胶粒子数(即可充当 CCN 粒子数)占 20% ^[36]。另外,由于杭州局地排放的气溶胶中,粗粒子中不可溶粒子如扬尘、建筑水泥尘、冶金尘的贡献率相对于细粒子增大,而可吸湿性气溶胶如硫酸盐、硝酸盐等贡献率相对于细粒子有所降低^[39-40]。因此,考虑到粗粒子中可溶性比例大大降低,本文中粗模态可溶性占比取 5% 。模式中气溶胶浓度随高度呈 e 指数递减(气溶胶标高为 $2.5\ \text{km}$)^[41]。

$$\frac{dN}{d\ln r_n} = \sum_{i=1}^I \frac{n_i}{(2\pi)^{1/2} \lg \sigma_i \ln 10} e^{-\frac{[\lg(r_n/R_i)]^2}{2(\lg \sigma_i)^2}} \quad (1)$$

式(1)中, r_n , n_i , R_i 和 σ_i 分别指气溶胶的半径、每个模态的总数浓度、几何平均半径和几何标准差; i 指模态;自然谱中, $I=2$;播撒谱中, $I=3$ 。

表 1 自然与播撒的云凝结核谱参数

Table 1 Natural and seeded cloud condensation nuclei spectra parameters

模态	自然谱			播撒谱		
	n_i/cm^{-3}	$R_i/\mu\text{m}$	$\lg\sigma_i$	n_i/cm^{-3}	$R_i/\mu\text{m}$	$\lg\sigma_i$
1	670	0.09	0.2	350	0.15	0.2
2	0.046	1.7	0.3	0.245	0.5	0.4
3				8.05×10^{-4}	5	0.6

模拟初始时刻的温湿廓线(图略)参考杭州站(58457)2016年9月4日14:00的探空数据得到,地面气压大约为1000 hPa,抬升凝结高度在850 hPa附近(约1.5 km),零度层高度在600 hPa左右(约4.5 km)。另外,根据探空数据给出的风场,可以看出环境风以东西方向为主(图略),因此,将风的大小投影到东西方向作为初始环境风场输入到模式中。

1.3 试验设计

为了探讨使减雨效果达到最佳的播撒方案,本文为自然云模拟试验(记为C0)设计了3组播撒试验,分别是关于播撒时间、播撒高度以及播撒剂量的敏感性试验。首先在云发展的不同阶段进行敏感性试验(C1~C4),确定减雨效果最佳播撒时间;然后在前一组试验的基础上,选取播撒效果最好的时间进行不同高度播撒的敏感性试验(C5~C6),确定减雨效果最佳高度;最后,再在前两组试验的基础上,在减雨效果最佳时间和高度上进行不同剂量播撒的敏感性试验(C7~C9)。

本文模拟中所采用的播撒谱参考 Yin 等^[21]使

用的播撒谱参数计算得到,其与实际作业中吸湿性焰剂燃烧形成的谱接近(与陈跃私人通信),参数见表1。由于以往的研究发现小于1 μm的核对减雨才有一定的作用,且吸湿性焰剂燃烧主要生成1 μm以下的核^[42],因此,试验中仅取其中小于1 μm部分。根据每次播撒约2 kg吸湿性催化剂^[21]计算得到播撒总数浓度约为350 cm⁻³。在云的水平中心部位进行播撒,每次播撒只在一个高度层,播撒的水平范围设定为900 m(3个格点播撒控制范围)。由于研究采用二维模式,即只获得云和降水在水平方向和垂直方向上的特征,假设每个格点在垂直于此二维平面的方向上控制范围为300 m。因此,在进行播撒试验时,可以认为播撒的空间为900 m × 300 m × 300 m的长方体。每次播撒350 cm⁻³的吸湿性核,每60 s播撒1次,每次播撒按照动力过程的时间步长(5 s)完成,播撒在模式积分的5 min内完成,即共播撒5次。表2给出了敏感性试验的设置参数。

首先,分别对云发展阶段的不同时间段进行敏

表 2 播撒试验参数及结果对比

Table 2 Parameters and results of sensitive experiments

试验	时间(积分时间)	高度/km	剂量/cm ⁻³	总降水变化/%	雨强峰值时间(积分时间)
C1	第13—17分钟	1.5	350	-15.7	第45分钟
C2	第17—21分钟	1.5	350	-13.0	第44分钟
C3	第21—25分钟	1.5	350	-7.2	第44分钟
C4	第25—29分钟	1.5	350	-2.2	第44分钟
C5	第13—17分钟	1.8	350	-23.3	第45分钟
C6	第13—17分钟	2.4	350	-4.7	第44分钟
C7	第13—17分钟	1.8	1750	-71.0	第46分钟
C8	第13—17分钟	1.8	3500	-92.7	
C9	第13—17分钟	1.8	7000	-99.0	

感性试验,由于通常云底具有较强的上升气流,能将此处播撒的粒子带到云中参与活化过程,形成小云滴而影响云的发展以及微物理过程,因此,首次播撒高度选择在云底附近。其次,确定减雨效果最佳时间段后,只改变播撒高度,以确定减雨效果最佳的高度,选择云中下方位置和云顶作为另外两个高度。

最后,确定减雨效果最佳高度之后,只改变播撒剂量(播撒谱型参数不变,只改变总数浓度,即表1中播撒谱的 R_i 和 $\lg\sigma_i$ 保持不变,只改变 n_i)进行敏感性试验,研究增加播撒剂量后对云的发展以及微物理过程引起的变化,将播撒剂量逐次增加为原来的5倍(1750 cm⁻³)、10倍(3500 cm⁻³)以及20倍

(7000 cm^{-3}),该倍数参考了封彩云等^[28]进行的不同数浓度吸湿性粒子的播撒试验。本文的播撒试验相当于飞机沿水平方向飞行,只需要向垂直于模式二维平面的方向上两侧扩散 150 m。金华等^[42]对使用同型号焰剂播撒后吸湿性核数浓度探测的结果显示,距离播撒源 10 m 时,播撒核数浓度可达约 30000 cm^{-3} ;在距离播撒源 2000 m 以外,数浓度可达约 2000 cm^{-3} 。因此,可以认为 150 m 以内播撒核的数浓度可以达到 7000 cm^{-3} ,即认为本文试验使用的播撒浓度在实际作业中可以实现。

2 自然云的模拟

图 1 给出了回波强度剖面在发展阶段、最强时

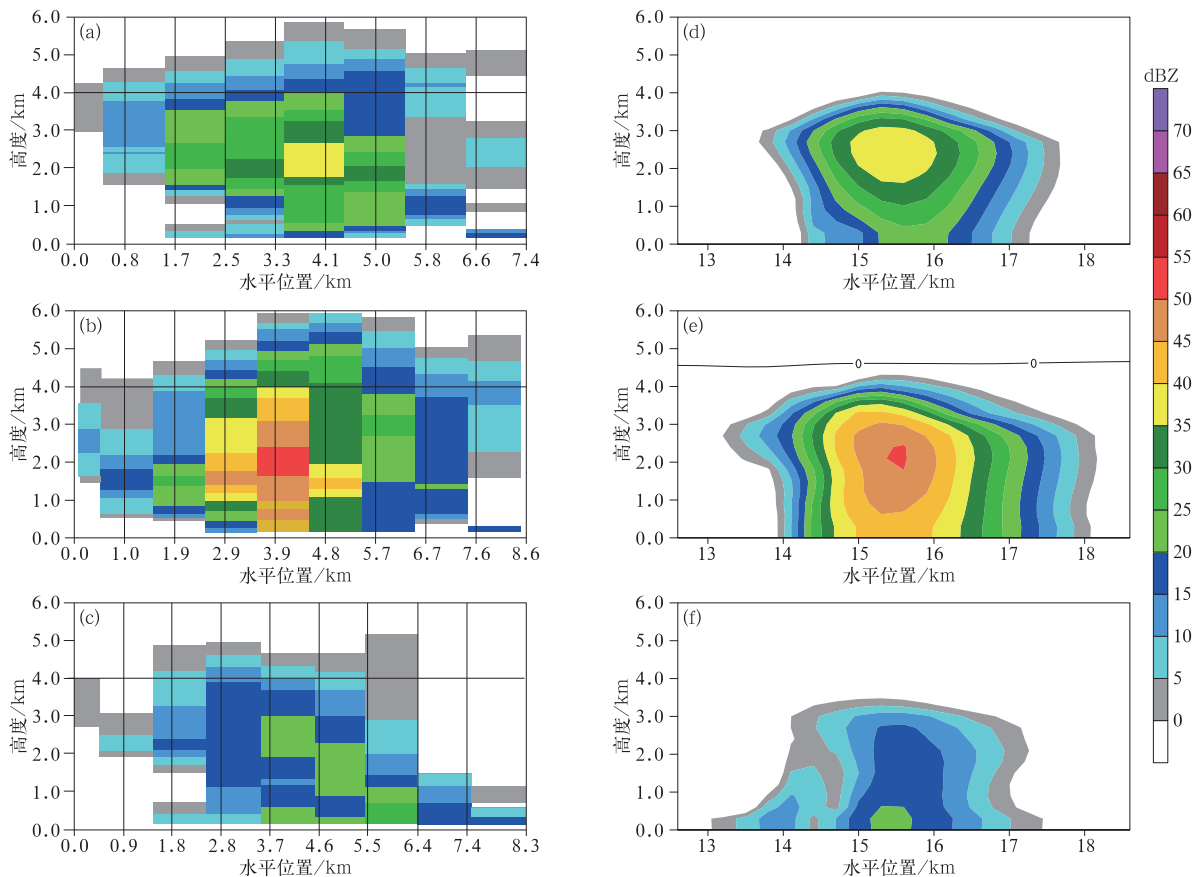


图 1 2016 年 9 月 4 日杭州站雷达回波强度垂直剖面观测与模拟对比
(a)15:55 观测,(b)16:00 观测,(c)16:17 观测,(d)积分第 34 分钟模拟结果,
(e)积分第 39 分钟模拟结果(等值线为 0°C),(f)积分第 56 分钟模拟结果

Fig. 1 Comparison of observed and simulated radar echo intensity vertical profiles at Hangzhou station on 4 Sep 2016
(a)observation at 1555 BT,(b)observation at 1600 BT,(c)observation at 1617 BT,
(d)simulation at the 34th minute,(e)simulation at the 39th minute
(the contour denotes 0°C),(f)simulation at the 56th minute

刻以及消散阶段观测与模拟结果对比。其中,2016 年 9 月 4 日 16:00 为观测回波最强时刻,而模式积分第 39 分钟为模拟回波最强时刻。对比图 1a 和图 1d 可以发现,观测和模拟的大于 25 dBZ 的回波到达的高度均在 3.5 km 附近,其最大值范围为 35~40 dBZ,高度可达 3 km 左右,水平范围约为 1 km,且中心高度均约为 2 km;对比图 1b 和图 1e 可以发现,观测和模拟的大于 35 dBZ 的回波到达的高度均在 3.8 km 附近,其中大于 45 dBZ 的回波高度可达 3 km,且均未及地,最大雷达回波强度范围均为 50~55 dBZ,且回波中心均在 2 km 高度处;对比图 1c 和图 1f 可以发现,此时观测与模拟的雷达回波强度均已明显减弱,大于 15 dBZ 的回波到达的高度均在 3 km 附近,最大值范围均为 20~30 dBZ。因此,可

以认为模式模拟结果基本重现了此次自然云过程。另外,由图 1e 可以看到,零度层位于 4.6 km 附近。因此,本次模拟的浅对流为暖性浅对流。

图 2a 给出了模拟云核心区各高度液水混合比最大值(由于云体水平中心在环境风作用下向水平距离更大方向移动,移动距离最大约 1 km,因此,全文云体核心区域变量各高度的最大值均取于水平中心位置到距离更大方向 1.2 km 范围内)随时间变化,可以发现云在模式积分 11 min 后开始形成;积分第 34 分钟时在 3 km 高度处液水混合比达到发

展阶段的极大值(3.55 g/kg,图中白色圆点位置),第 35 分钟时开始产生降水,云底高度在 1.3 km 附近,该高度也与初始探空曲线大致观察到的云底高度接近,云顶高度约为 4.2 km。图 2b 给出了地面平均降水强度(全文地面平均降水强度均为模拟区域水平中心 12 km 范围内)随时间变化,可以看到,模式积分到第 35 分钟前后开始产生降水,此外,第 44 分钟前后降水强度达到最大,为 $5.75 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,第 60 分钟以后地面降水基本停止。

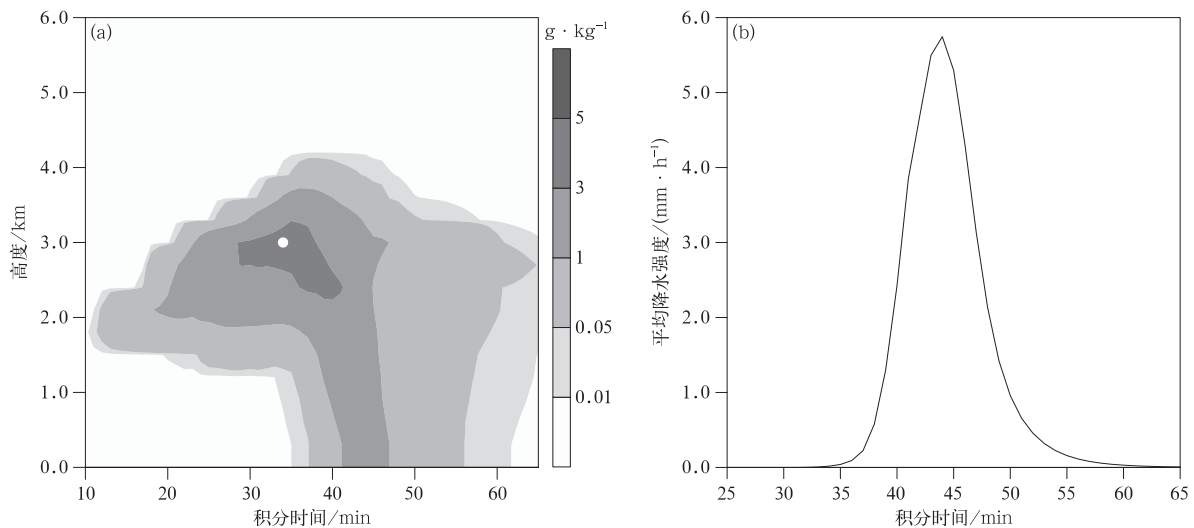


图 2 云核心区各高度液水混合比最大值(白色圆点处为云发展阶段最大液水混合比所在位置)(a)和地面平均降水强度(b)

Fig. 2 The maximum liquid-water mixing ratio at each height in the core area of the cloud (the white point is the location of the maximum liquid-water mixing ratio in the cloud development stage)(a) and the average ground rainfall rate(b)

3 试验结果

3.1 不同播撒试验中降水减少情况

试验中播撒小粒径吸湿性核抑制降水的原理是播撒的吸湿性核活化后,云滴数浓度增加,由于云中水汽一定,则云滴的有效半径减小,且形成的小云滴凝结生长的同时会与自然 CCN 活化的云滴争食过剩水汽,从而抑制云滴的生长,延缓云雨转换过程,抑制大云滴、雨滴的碰并增长过程,进而抑制降水产生。

表 2 给出了不同播撒时间、高度、剂量的 3 组敏感性试验的播撒结果,其中试验 C1~C4 是关于播撒时间的敏感性试验,可以发现,试验 C1 的减雨效

果最佳,即在云的发展初期越早,播撒减雨效果越好。模式积分第 13—17 分钟播撒(云体明显出现后的第 2—6 分钟)减雨效果最佳,地面累积降水量的减小率可达 15.7%,同时,雨强峰值出现时间也略有推迟。试验 C5~C6 是基于试验 C1 改变播撒高度进行的敏感性试验,选取云内中下部(高度 1.8 km,试验 C5)和云顶(高度 2.4 km,试验 C6)分别进行播撒。与试验 C1 结果进行比较可以发现,试验 C5 的减雨量最多,地面累积降水量的减小率达到了 23.3%,雨强峰值出现时间同样比自然云有所推迟,说明播撒小于 $1 \mu\text{m}$ 吸湿性核抑制降水量的同时也抑制了降水发展速度,而试验 C6 中在云顶播撒时地面累积降水量的减小率较小。试验 C7~C9 为在 C5 基础上进行的不同播撒剂量的敏感性

试验。随着播撒剂量的增加,地面累积降水量的减少率也在大幅度增加,当播撒剂量增加为 1750 cm^{-3} 时,地面累积降水量的减少率已超过50%,达71.0%;当播撒剂量增加到 7000 cm^{-3} 时,地面累积降水量减少率已达99.0%,几乎达到了消雨效果。

3.2 不同播撒时间对云微物理特性的影响

图3a给出了不同播撒时间试验引起的地面平均降水强度随时间变化,由于这组试验的播撒结果较接近,因此,只选试验C1和C3分别代表播撒时间较早和较晚的试验结果。可以发现,两方案播撒后的地面平均降水强度均比自然云偏小,自然云中地面平均降水强度最大值为 $5.75\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,其在模式积分第21—25分钟播撒时降为 $5.17\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,而在第13—17分钟播撒时则降为 $4.84\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,且峰值出现时间相对于自然云向右有所偏移,说明越早进行播撒对降水的抑制作用越强。

图3b给出了不同播撒时间的所有试验在自然云发展阶段最大液水混合比所在格点(模式积分第34分钟,水平15.6 km,高度3 km,即图2a白色圆点位置)的液滴质量谱分布。可以发现,在越早的时间段播撒,大粒子端液滴质量浓度的降低作用越明显。随着播撒时间的延后,抑制作用最明显的粒径段向小粒径方向移动。根据播撒小粒径吸湿性核抑制降水原理,播撒的吸湿性核活化形成的云滴会抑制液滴在自然气溶胶粒子上的形成。越早进行播撒,这种抑制作用就能越早地发挥,及时抑制自然云粒子的生长;而越晚进行播撒,自然发展的云中已经有大量较大云粒子形成,因此,小粒径吸湿性核形成的小云滴可能已经很难抑制到自然云中形成的液滴的生长以及碰并收集过程,因此,对最大粒径段的抑制作用逐渐减弱,受抑制作用最强的粒径段逐渐向小粒径方向移动。

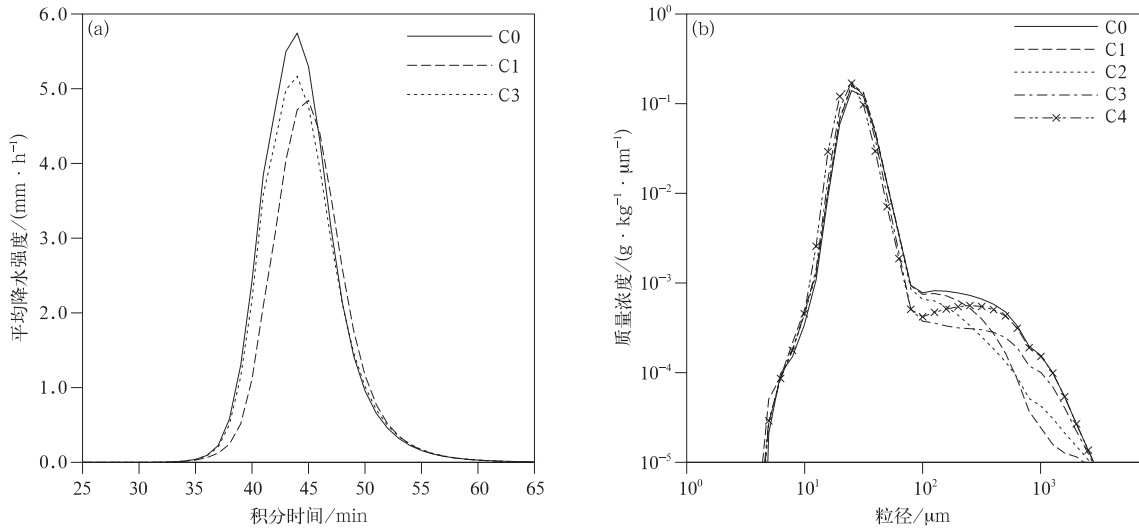


图3 不同播撒时间地面平均降水强度(a)和自然云发展阶段最大液水混合比所在格点(图2a白色圆点位置)液滴质量谱分布(b)

Fig. 3 The average ground rainfall rate(a) and the droplet mass spectra of grid where liquid-water mixing ratio of natural cloud during development stage is maximum(position of white dot in Fig. 2a)(b) in sensitive experiments of different seeding time

3.3 不同播撒高度对减雨及云微物理特性的影响

图4a给出了不同高度播撒时地面平均降水强度随时间变化,可以发现,在1.8 km即云中下部播撒的减雨效果最好,地面平均降水强度最大值从自然云的 $5.75\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 减小到 $4.50\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$;在1.5 km高度即云底高度处播撒的减雨效果次之,地面平均降

水强度最大值减小到 $4.84\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$;而在2.4 km即云顶高度处播撒的减雨效果最弱,地面平均降水强度最大值只有少许降低,为 $5.51\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。图5a和5b分别给出了不同高度播撒时云核心区云滴最大数浓度和质量浓度随时间变化,由图5a可以发现,在播撒期间云滴最大数浓度明显增加,在1.8 km高度播撒

时增加最多,其最大值由原来的 610 cm^{-3} 迅速增加到 1517 cm^{-3} ;在 1.5 km 高度播撒时最大数浓度也相对快速增加,其最大值达到 840 cm^{-3} ;而在 2.4 km

高度播撒时仅增加到 697 cm^{-3} 。这说明在 1.8 km 高度播撒时吸湿性核的活化率最高, 1.5 km 高度试验次之, 2.4 km 高度试验最低。

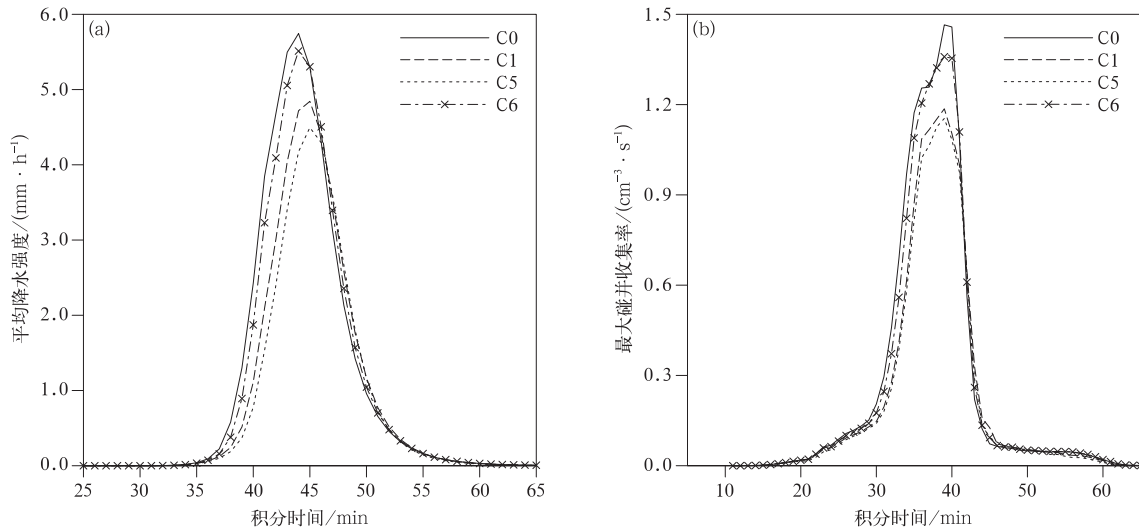


图 4 不同高度播撒时地面平均降水强度(a)和云核心区液滴最大碰并收集率(b)

Fig. 4 The average ground rainfall rate(a) and the maximum collision and collection rate of droplets in the core area of cloud(b) in sensitive experiments of different seeding height

图 6 给出了播撒时(模式积分第 14 分钟)的风场、相对湿度为 100% 的等值线以及云水混合比为 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的等值线形成的云区边界线。可以看到, 1.8 km 恰好是相对湿度为 100% 即饱和区的下边界高度,因此,在该高度处播撒的吸湿性核很容易随上升气流迅速进入过饱和区,并快速活化成大量云滴。在云底进行播撒时,由于过饱和度较低导致吸湿性核活化效率低,且在风场作用下,在播撒的水平范围(900 m)内,能进入过饱和区域的播撒核大量减少。因此,该播撒试验的吸湿性核活化率小于在 1.8 km 高度播撒的试验。在云顶进行播撒时,同样由于过饱和度低导致吸湿性核活化率低,且播撒时云顶风场,不利于播撒核的储存,在云顶向上继续发展的过程中,播撒核会有相当一部分流出云体,这些条件均不利于播撒核的活化,因此,在云顶播撒的吸湿性核活化率最低。由图 5b 可以发现,在不同高度进行播撒时,在播撒期间(模式积分第 13—17 分钟)云滴最大质量浓度基本不变,这是因为云中水汽基本一定。由于云滴质量浓度基本不变,所以数浓度增加越多,粒子的尺度越小。

图 5c 和图 5d 分别给出了不同高度播撒的试验中播撒结束后云体水平中心平均(底部到顶部播撒高度范围内,即水平 15 km ,高度 $1.5 \sim 2.4 \text{ km}$ 范围内)云滴数浓度谱与质量谱分布情况。可以发现,播撒后粒径较小的云滴数浓度与质量浓度均有所增加,粒径较大的云滴数浓度和质量浓度均有所减少,这是由于加入的吸湿性核活化后形成大量小云滴,抑制了云滴的生长,因此,粒径大的云滴浓度相对降低。 1.8 km 高度处播撒时小粒子增加最明显, 1.5 km 高度次之, 2.4 km 高度最弱,质量浓度最大值向小粒子端偏移程度也遵循此变化趋势,这是因为活化率越高,生成的小云滴越多,则对大滴的抑制越强。因此,图 5c 和 5d 中大粒径的云滴数浓度和质量浓度降低程度也遵循上述变化趋势。

由不同高度播撒的试验中自然云发展阶段最大液水混合比所在格点(图 2a 白色圆点位置)的液滴质量谱分布,可以看到,在这 3 个高度处进行播撒,大粒子质量浓度均有所降低, 1.8 km 高度播撒的试验中大粒子质量浓度最小, 1.5 km 高度次之, 2.4 km 最高(图略)。图 4b 为不同高度播撒时云核

心区最大碰并收集率随时间变化,可以看到,1.8 km 高度处播撒后最大碰并收集率降低最多,1.5 km 高度次之,2.4 km 高度变化最小,这说明活化的吸湿性核越多对碰并过程的抑制就越强,大粒

子浓度也越低。因此,在 1.8 km 高度即云中过饱和区下方高度处播撒的减雨效果最好,在 1.5 km 高度即云底高度处播撒的减雨效果次之,在 2.4 km 高度即云顶高度处播撒的减雨效果最弱。

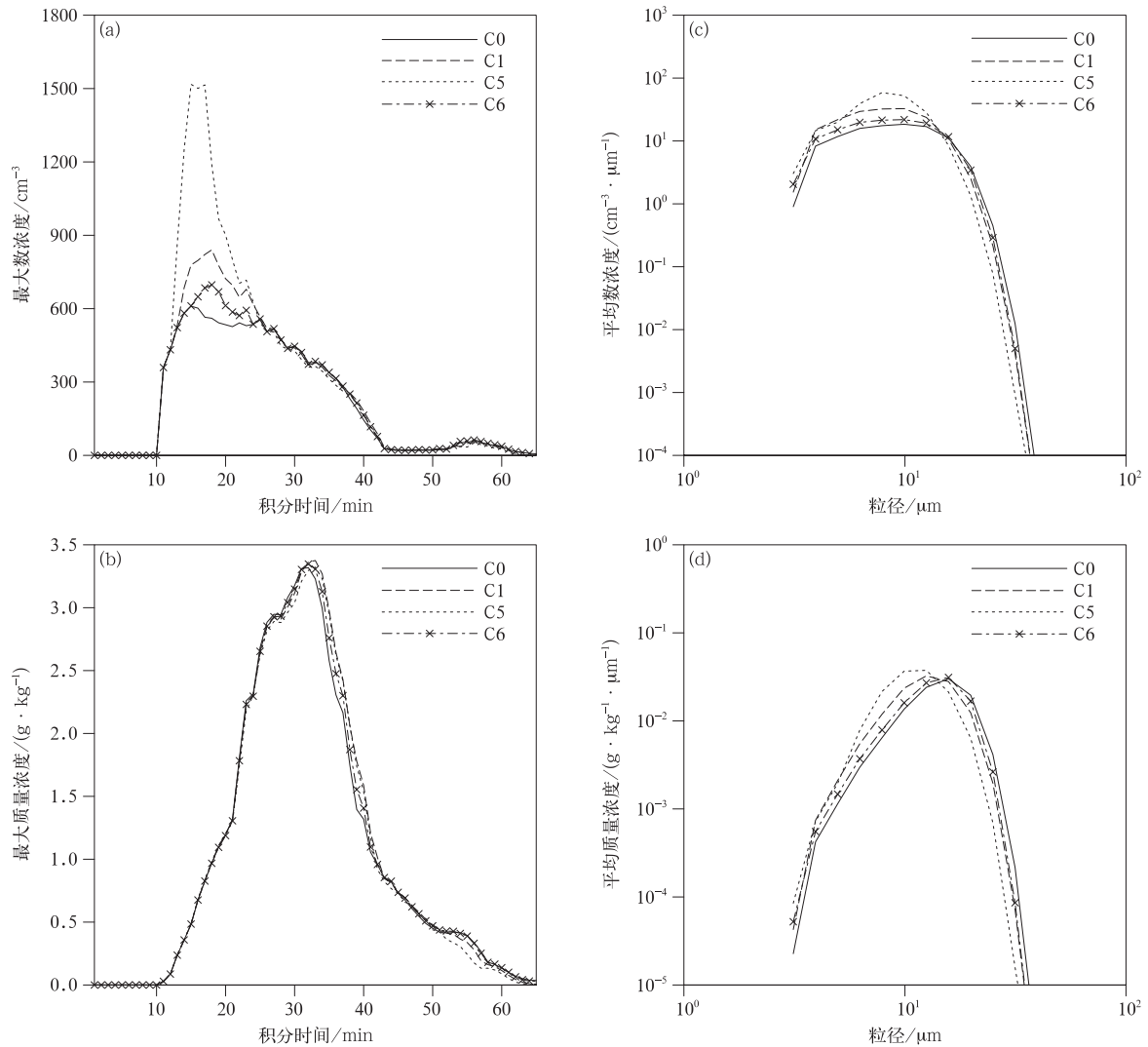


图5 不同高度播撒试验中云核心区云滴的最大数浓度与最大质量浓度以及播撒结束后(模式积分第18分钟)云体水平中心平均云滴数浓度谱与质量谱分布

(a)最大数浓度,(b)最大质量浓度,(c)平均云滴数浓度谱,(d)平均云滴质量谱

Fig. 5 The maximum number concentration and mass concentration of cloud droplets in the cloud core area with the average droplet number concentration and mass concentration spectra in the horizontal center of cloud after seeding(the 18th minute of simulation)

in sensitive experiments of different seeding height

(a)maximum number concentration,(b)maximum mass concentration,

(c)average number concentration spectra,(d)average mass concentration spectra

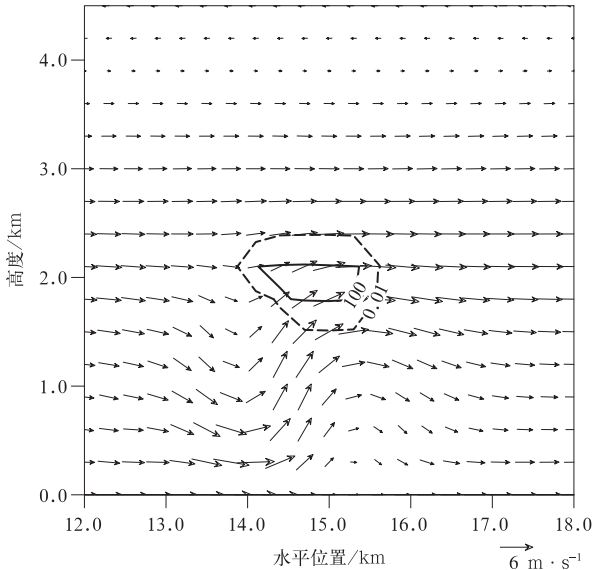


图 6 模式积分第 14 分钟时的风场、水面过饱和边界(实线,相对湿度为 100%)以及云的边界(虚线,云水混合比大于 $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 格点认为是云区)
 Fig. 6 The wind field, vapor supersaturation boundary (the solid line, relative humidity is 100%) and cloud boundary (the dotted line, the grid of cloud water mixing ratio larger than $0.01 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ is considered to be cloud area) at the 14th minute of simulation

3.4 不同播撒剂量对减雨及云微物理特性的影响

图 7a 给出了播撒不同剂量的吸湿性核时地面平均降水强度随时间变化。可以看到,随着播撒剂量

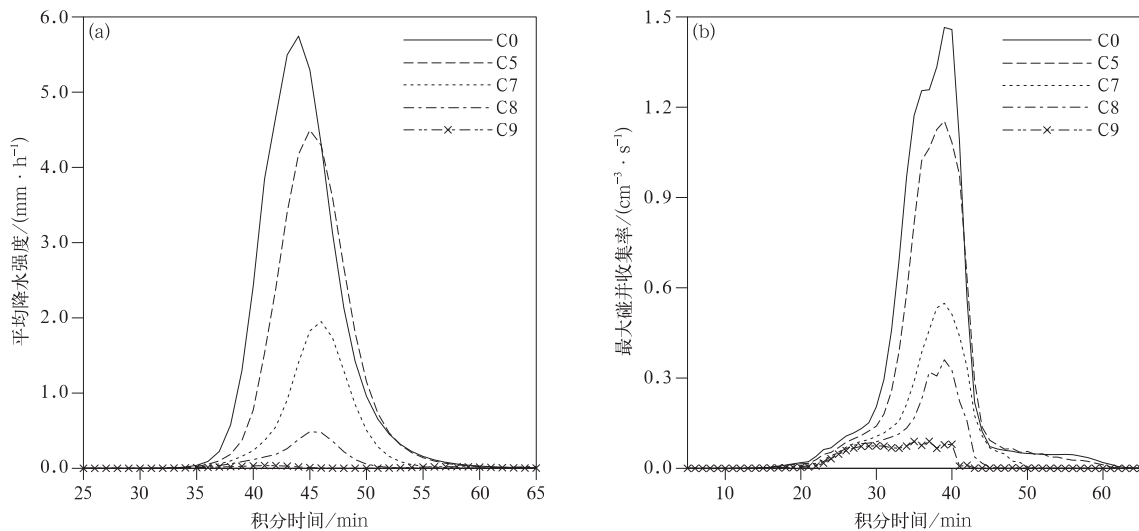


图 7 播撒不同剂量的吸湿性核时地面平均降水强度(a)和云核心区液滴最大碰并收集率(b)
 Fig. 7 The average ground rainfall rate(a) and the maximum collision and collection rate of droplets in the core area of cloud(b) in sensitive experiments of different seeding amounts

的增加,降水强度大幅度减弱,当播撒剂量增加至 1750 cm^{-3} 时,地面平均降水强度最大值已减小到自然云的 $1/3$ 左右,为 $1.95 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$;当播撒剂量增加到 7000 cm^{-3} 时,地面的平均降水强度几乎为 0,此时已基本达到消雨的效果。

播撒不同剂量吸湿性核的试验中播撒结束后在播撒高度对应的云体水平中心(模式积分第 18 分钟,水平 15 km,高度 1.8 km)云滴的数浓度谱与质量谱随播撒剂量的变化规律基本一致,均表现为播撒剂量越大,粒径较小的云滴浓度越多,大云滴浓度越小(图略)。云滴数浓度谱和质量谱均随着播撒剂量的增加向小粒径端偏移且峰值浓度增加,这与导致不同高度播撒后的谱分布原因类似,加入的吸湿性核越多,活化后生成的小云滴越多,则对大滴的抑制也越强。

图 8 给出了播撒不同剂量吸湿性核的试验中自然云发展阶段最大液水混合比所在格点(图 2a 白色圆点位置)的液滴质量谱分布情况。可以看到,随着播撒剂量的增加,大滴的质量浓度迅速减小,当播撒剂量增加到 7000 cm^{-3} 时已经不存在 $100 \mu\text{m}$ 以上的大滴,说明此时已经基本为云滴,这是由播撒后活化的云滴对大滴的碰并增长抑制程度不同导致的。图 7b 为播撒不同剂量吸湿性核的试验中云核心区液滴最大碰并收集率随时间变化,可以看到,播撒剂量越大,碰并收集效率越低。因此,随着播撒剂量的增加,减雨效果也增强,甚至能达到消雨效果。

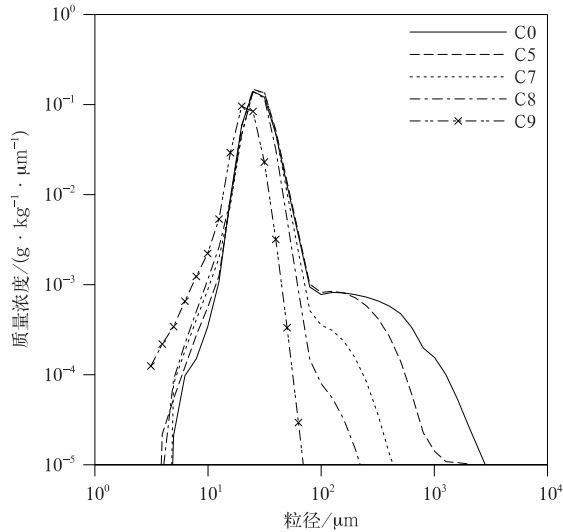


图8 播撒不同剂量吸湿性核的试验中自然云发展阶段最大液水混合比所在格点(图2a白色圆点位置)的液滴质量谱分布

Fig. 8 The droplet mass spectra of grid where liquid-water mixing ratio of natural cloud during development stage is maximum (position of white dot in Fig. 2a) in sensitive experiments of different seeding amounts

4 结论与讨论

本文用以色列特拉维夫大学二维分档对流云模式对2016年9月4日16:00前后浙江杭州的暖性浅对流云进行模拟,通过不同时间、不同高度、不同剂量播撒的敏感性试验,得到了以下主要结论:

1) 在暖性浅对流云发展时期的早期播撒小于 $1\ \mu\text{m}$ 的吸湿性核能起到更好的减雨效果,播撒时间越早对大粒子生长的抑制作用越强,随着播撒时间的向后推移,受抑制作用最显著的粒径段向小粒径方向偏移。

2) 在靠近云中心过饱和度大的区域下方高度播撒,由于该处播撒的大量吸湿性核能进入过饱和区活化,从而产生大量小云滴,抑制云水转化以及碰并过程,使减雨效果更加明显,播撒剂量为 $350\ \text{cm}^{-3}$ 时,减雨量达到23.3%。

3) 随着播撒剂量的增加,减雨效果更加显著,甚至能达到消雨的效果。

参考文献

[1] 章澄昌. 人工影响天气概论. 北京:气象出版社,1992:204-

- 207.
- [2] 毛节泰,郑国光. 对人工影响天气若干问题的探讨. 应用气象学报,2006,17(5):643-646.
- [3] 王广河,姚展予. 人工增雨综合技术研究. 应用气象学报,2003,14(增刊I):1-10.
- [4] 姚展予. 中国气象科学研究院人工影响天气研究进展回顾. 应用气象学报,2006,17(6):786-795.
- [5] 何晖,金华,李宏宇,等. 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,2012,17(1):46-58.
- [6] 倪思聪,魏鸣. 2014年8月南京青奥会开幕式人工减雨作业回波分析. 气象科学,2018,38(1):104-112.
- [7] Kim Wonheung. Numerical Simulation of Hygroscopic Seeding Experiment over the Korean Peninsula Using WRF Model with Hygroscopic Seeding Parameterization. 98th American Meteorological Society Annual Meeting,2018.
- [8] 李淑日,胡志晋,王广河. CAMS三维对流云催化模式的改进及个例模拟. 应用气象学报,2003,14(增刊D):78-91.
- [9] 于达维,何观芳,周勇,等. 三维对流云催化模式及其外场试用. 应用气象学报,2001,12(增刊D):122-132.
- [10] 黄梦宇,张蕾,魏强,等. 2005年北京消云试验微物理检验. 气象,2008,34(增刊D):191-194.
- [11] 田海军,景丽,刘力威,等. 2008北京残奥会闭幕日飞机消云作业分析. 气象,2008,34(增刊D):131-135.
- [12] Jiang H, Xue H, Amit T, et al. Aerosol effects on the lifetime of shallow cumulus. *Geophys Res Lett*, 2006, 33(14): 110-118.
- [13] Andreaem O, Rosenfeld D, Artaxo P, et al. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, 2004, 303: 1337-1342.
- [14] Segal Y, Khain A, Pinsky M, et al. Effects of atmospheric aerosol on precipitation in cumulus clouds as seen from 2000-bin cloud parcel microphysical model: Sensitivity study with cloud seeding applications. *Q J R Meteor Soc*, 2004, 130: 561-582.
- [15] Rosenfeld D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 2000, 287: 1793-1796.
- [16] Rudich Y, Khersonsky O, Rosenfeld D. Treating clouds with a grain of salt. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(22): 17-1-17-4.
- [17] Rosenfeld D, Dai J, Yu X, et al. Inverse relations between amounts of air pollution and orographic precipitation. *Science*, 2007, 315: 1396-1398.
- [18] Rosenfeld D, Lahav R, Khain A, et al. The role of sea spray in cleansing air pollution over ocean via cloud processes. *Science*, 2002, 297: 1667-1670.
- [19] 杨宗甄,陈宝君,银燕. 三江源地区对流云吸湿性催化的数值模拟. 气象科学,2012,32(1):9-17.
- [20] Cooper W A, Bruintjes R T, Mather G K. Calculations pertaining to hygroscopic seeding with flares. *J Applied Meteor*, 1997, 36(36): 1449-1469.
- [21] Yin Y, Levin Z, Reisin T, et al. Seeding convective clouds with hygroscopic flares: Numerical simulations using a cloud model with detailed microphysics. *J Applied Meteor*, 2000, 39(9):

- 1460-1472.
- [22] Hashimoto A, Kuba N, Murakami M. Research on precipitation enhancement by using numerical model. *Eurozoru Kenkyu*, 2015, 30(67):32-39.
- [23] Vladimirov S A. Numerical simulation of action on the process of precipitation formation in convective clouds by seeding with hygroscopic aerosols. *Russian Meteorology & Hydrology*, 2005, 30(1):45-53.
- [24] Tzivion S, Reisin T, Levin Z. Numerical simulation of hygroscopic seeding in a convective cloud. *J Applied Meteor*, 2010, 33:252-267.
- [25] 孙旭东, 秦莹, 梁谷. 暖层云人工催化降雨落区的数值模拟. *高原气象*, 1993, 12(3):378-383.
- [26] 胡志晋, 蔡利栋. 积云暖雨过程及其盐粉催化的参数化数值模拟. *大气科学*, 1979, 3(4):334-342.
- [27] Reisin T, Levin Z, Tzivion S. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. Part I: Description of the model. *J Atmos Sci*, 1996, 53(3):497-520.
- [28] 封彩云, 郭学良, 王式功. 吸湿性粒子的播撒浓度对降水的影响//第 27 届中国气象学会年会人工影响天气与云雾物理新技术理论及进展分会场论文集, 2010.
- [29] 楼小凤, 何观芳, 胡志晋, 等. 三维对流云盐粉催化模式的发展和催化模拟试验. *高原气象*, 2013, 32(2):491-500.
- [30] 苏正军, 郑国光, 酆大雄. 吸湿性物质催化云雨的研究进展. *高原气象*, 2009, 28(1):227-232.
- [31] 何观芳, 胡志晋, 楼小凤. 盐粉催化对流云降水模式及个例试验小结//全国云降水与人工影响天气科学会议暨中国人工影响天气事业 50 周年纪念大会, 2008.
- [32] 叶家东, 范蓓芬, 杜京朝. 人工增雨试验中的反效果问题. *应用气象学报*, 1998, 9(3):336-344.
- [33] 楼小凤, 师宇, 卢广献. 一次降雹过程的 AgI 系列催化模拟研究. *应用气象学报*, 2016, 27(2):129-139.
- [34] 吴明林, 胡志晋. 人工催化暖云底积雨云的个例数值试验. *应用气象学报*, 1990, 1(2):142-152.
- [35] 樊志超, 周盛, 汪玲, 等. 湖南秋季积层混合云系飞机人工增雨作业方法. *应用气象学报*, 2018, 29(2):200-216.
- [36] Yin Y, Levin Z, Reisin T G, et al. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds-A numerical study. *Atmos Res*, 2000, 53(1-3):91-116.
- [37] 杨军, 陈宝君, 银燕, 等. 云降水物理学. 北京:气象出版社, 2011:132-133.
- [38] 张涛, 郑永光, 毛旭, 等. 2016 年 9 月 4 日下午“杭州 G20 峰会”期间短时阵雨天气成因与预报难点. *气象*, 2018, 44(1):42-52.
- [39] 包贞, 冯银厂, 焦荔, 等. 杭州市大气 PM_{2.5} 和 PM₁₀ 污染特征及来源解析. *中国环境监测*, 2010, 26(2):44-48.
- [40] 沈建东, 焦荔, 徐昶, 等. 杭州市大气细颗粒物分粒径来源解析. *中国科学院大学学报*, 2014, 31(3):367-373.
- [41] 荣艳敏, 银燕. 对流云对大气气溶胶和相对湿度变化响应的数值模拟. *大气科学*, 2010, 34(4):815-826.
- [42] 金华, 黄梦宇, 于潇洳, 等. 一次飞机播撒吸湿性焰剂试验的微生物探测浅析. *气候与环境研究*, 2012, 17(6):704-710.

Numerical Simulation of Hygroscopic Seeding Effects on Warm Convective Clouds and Rainfall Reduction

Liu Pei¹⁾ Yin Yan¹⁾ Chen Qian¹⁾ Lou Xiaofeng²⁾

¹⁾ (Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/
Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration,
Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044)

²⁾ (Chinese Academy of Meteorological Sciences/Key Laboratory for Cloud Physics of
China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract

With the rapid development of social economy, the frequency of various large-scale and important events is also getting higher and higher. In order to host events more smoothly, the need of society for artificial precipitation suppression technologies during major events is also urgent. Hygroscopic seeding is an important way to suppress precipitation artificially. Although previous research on artificial precipitation suppression basically confirms that the hygroscopic nuclei of smaller than $1\ \mu\text{m}$ can inhibit the convective cloud precipitation, how to use it more effectively to achieve the best effect is still a difficult problem in precipitation research. In order to provide some useful theoretical references for artificial precipitation suppression operations, a two-dimensional slab-symmetric detailed spectral bin microphysical model of Tel Aviv University in Israel is used to simulate the warm shallow convective cloud and precipitation in East China at about 1600 BT on 4 September 2016. The height of the strong radar reflectivity center and the range of high radar reflectivity are basically consistent with observations. The cloud seeding experiments with hygroscopic nuclei smaller than $1\ \mu\text{m}$ are conducted in order to examine sensitivities of seeding effects to seeding time, seeding height and seeding amounts of particles, respectively. Results show that the early seeding in the cloud development stage can lead to more significant effect on rainfall suppression. The earlier the seeding time is, the stronger the inhibition of the growth of large particles. As the seeding time goes backwards, the particle size segment with the most significant inhibition shifts to smaller particle size; the effect of rainfall suppression is more obvious when seeding is carried out just below the area with large supersaturation in the center of cloud. Since a large number of hygroscopic nuclei seeded here enter the supersaturation zone, they are activated to be small cloud droplets, and the cloud water conversion and collision process are suppressed. The reduction rate of ground accumulated precipitation reaches 23.3% when the seeding concentration is $350\ \text{cm}^{-3}$. In addition, with the increase of seeding amounts of hygroscopic nuclei, the precipitation suppression effect is more significant, and the rain is even eliminated. Therefore, seeding hygroscopic nuclei smaller than $1\ \mu\text{m}$ properly in warm shallow convective clouds can achieve expected results of reducing or eliminating rain.

Key words: warm shallow convective cloud; hygroscopic nuclei; seeding; rainfall suppression