

# 气溶胶对新疆冰雹形成物理过程影响的数值模拟研究

石茹琳<sup>1</sup>, 银燕<sup>1</sup>, 陈倩<sup>1</sup>, 王旭<sup>2</sup>, 况祥<sup>1</sup>, 张昕<sup>1</sup>, 王智敏<sup>2</sup>

(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实验室, 江苏 南京 210044

2 新疆维吾尔自治区人工影响天气办公室, 乌鲁木齐, 830002)

**摘要** 利用带有分档微物理方案的中尺度模式(WRF-SBM)模拟了一次新疆夏季的冰雹天气过程, 并通过敏感性试验研究了气溶胶浓度变化对雹云微物理特征、降水过程及冰雹形成机制的影响。结果表明: 初始气溶胶浓度越大, 对流云发展越旺盛; 雹云发展阶段, 云中液水含量随气溶胶浓度增加而增多, 冰水含量在中度污染时最多。冰雹的含量随气溶胶浓度的增加呈现先增加后减小的趋势, 相较而言中度污染条件下, 云滴尺度适当, 过冷水含量相对充足, 更有利于液相水成物向冰粒子的转化, 也更有利于冰雹的生长; 冰雹最初几乎全部由冰晶碰冻过冷水生成, 随后该过程迅速减弱, 液滴冻结过程短暂地成为主要来源, 但冰雹一旦形成, 自身就会迅速收集过冷水开始生长, 成为冰雹生长的主导过程; 重度污染条件导致各种成雹过程推迟发生; 气溶胶浓度增大导致地面液相累积降水增加, 冰相累积降水先增加减少, 并且气溶胶浓度适当增大可使降雪量及冰相降水中冰雹的比重增加, 过量则会减小。在此基础上, 本文提出最适合冰雹生长的“最优气溶胶浓度”, 同时也是人工防雹工作中应重点关注的浓度。

**关键词** 气溶胶浓度 冰雹生长 数值模拟

**文章编号**

**doi:** 10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19214

## Numerical Simulation of the Aerosol Effects on the Physical Processes of Hail Formation in Xinjiang

SHI Rulin<sup>1</sup>, YIN Yan<sup>1</sup>, CHEN Qian<sup>1</sup>, WANG Xu<sup>2</sup>, KUANG Xiang<sup>1</sup>, ZHANG Xin<sup>1</sup>,  
and WANG Zhimin<sup>2</sup>

(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 Xinjiang Uygur Autonomous Region Weather Modification Office, Urumqi 830002)

**收稿日期** 2019-09-18; **网络预出版日期**

**作者简介** 石茹琳, 女, 1994年8月出生, 硕士研究生, 主要研究方向为深对流。E-mail: shirulin8499@163.com

**通信作者** 银燕, 博士, 教授, 博士生导师, 研究方向为云降水物理、气溶胶及其环境气候效应, [yinyan@nuist.edu.cn](mailto:yinyan@nuist.edu.cn)

**资助项目** 国家自然科学基金项目(41590873, 41775136), 西北人工影响天气过程项目(ZQC-R18211)

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grant 41590873, 41775136) and Weather modification project in Northwest China (No. ZQC-R18211)

**Abstract** The Weather Research and Forecasting model with a spectral-bin microphysical scheme (WRF-SBM) was used to simulate a hailstorm occurred in summer of Xinjiang. The effects of aerosol concentration on microphysical characteristics and precipitation of the hailstorm as well as formation mechanism of hail are studied by sensitivity tests. The results show that the convection of the hailstorm is stronger with larger aerosol concentration. At the development stage of the hailstorm, the liquid water content increases with the increase of aerosol concentration and the ice water content is the highest under moderate polluted condition. The hail mixing ratio increases first and then decreases with the increase of aerosol concentration. Under moderate polluted condition, there is appropriate cloud droplet size and relatively sufficient supercooled water, which is favor for the transformation of water from liquid phase to ice phase and therefore contributing to hail growth. Hail is initially formed by the riming of supercooled liquid water by ice crystals, but this process is rapidly weakened after the development of hailstorm. Then the freezing of droplets becomes the main source of hail for a short while. However, once the hail is formed, it will grow rapidly by collecting the supercooled water, which becomes the dominant process of the hail growth. The severe polluted condition will postpone the onset of hail formation processes. With enhanced aerosol loading, the surface accumulated liquid precipitation is increased while the ice phase precipitation is increased first and then reduced. The moderate aerosol concentration leads to larger amount of hail mixing ratio and higher percentage of hail in ice-phase precipitation. However, with further increased aerosol concentration, both values are reduced. Therefore, we propose “the optimal aerosol concentration” that is most suitable for hail growth.

**Keywords** Aerosol concentration, Hail growth, Numerical simulation

## 1 引言

降雹是一种极端灾害性天气事件，它是在一定的大尺度环流背景下、在特定地理地形环境区域的触发下产生的强局地性天气系统。新疆位于我国中高纬度地区，高山环绕、地形地貌复杂（包括山脉、戈壁、沙漠等）、植被多样但植被覆盖率低，形成了复杂的气候特征（热力苏·阿不拉，2015）。降雹是新疆春夏季发生频率较高并且最严重的自然灾害之一（刘德祥，2004；李照荣，2005），人们一直在寻找有效的人工防雹技术，而防雹的前提是对当地冰雹的形成增长机制有一个全面的理解。但由于新疆地域广阔，观测站点稀少，极大地制约了冰雹天气的研究（满苏尔·沙

比提, 2012)。以往对于新疆冰雹的研究主要集中在以下几个方面: 冰雹天气的时空分布, 研究指出新疆雹灾频次集中出现在阿克苏、博州等地区, 5~8月为多发期, 经济损失7月最大(王秋香等, 2006; 史莲梅等, 2015); 冰雹天气的气候特征, 研究称新疆冰雹与地形有密切关系(杨莲梅等, 2002; 陈洪武等, 2003), 且巴尔喀什湖一带是影响新疆天气系统的必经之路(张俊兰等, 2011); 以及冰雹天气个例的诊断分析(张俊兰等, 2012; 黄艳等, 2014)。而在新疆特殊的气候、地形环境下冰雹的形成机制方面研究较少。

近年来, 人为排放的污染气溶胶日益增加。大气中的吸湿性气溶胶可作为云凝结核 (cloud condensation nuclei, CCN) 活化形成云滴, 进而影响云微物理特征和降水。研究指出, 大气中 CCN 浓度增加引起小云滴数浓度增加, 碰并效率降低, 抑制暖云降水 (Khain et al., 2005; Fan et al., 2007; Tao et al., 2007)。深对流云在气候系统的能量平衡以及水循环过程中起着重要的作用 (况祥等, 2018)。目前, 人们对深对流云和气溶胶之间相互作用的理解仍很有限, 值得进一步探究。其中, 冰雹云是一种特殊的混合相云, 它的发展需要上升气流的产生来承托云中冰雹粒子, 云中冰雹粒子生长的速度取决于过冷水的含量, 而过冷水的含量又与边界层中的 CCN 浓度和水汽含量密切相关 (Cotton et al., 1989; Loftus et al., 2014; Ilotoviz et al., 2016)。气溶胶对冰雹过程的影响已经引起很大关注, 但不同研究者得到的结果有很大差异。Noppel et al. (2010) 通过模拟 CCN 对雹暴的影响发现, CCN 浓度增加使高层产生更多粒径更小的雹粒子, 并使降落到地面的冰雹减少。而 Khain et al. (2011) 研究则发现 CCN 浓度增加使得过冷水增多, 并增强了雹粒的淞附过程, 最终使得冰雹尺度增大。

由于冰雹云系统的局地性、剧烈性和复杂性, 使得冰雹云观测资料的获取及预报十分困难, 而数值模式可作为对观测资料的有效补充 (徐戈等, 2016), 成为研究冰雹形成机理的重要手段之一。国内外学者进行了许多云模式的研究, 得到了许多关于冰雹形成机制的结论。何观芳和胡志晋 (1998) 利用二维对流云模式模拟了两例冷云底雹云的成雹机制, 发现自然雹胚 (霰) 通过云霰转化机制形成, 靠碰并云雨滴增长形成雹。洪廷超 (1998, 1999) 改进了孔凡铀 (1990) 的冰雹云模式, 采用双参数体积水方案, 考虑了更为详细的物理过程。郭学良等 (2001a, b) 建立了三维冰雹分档强对流云数值模式, 并将冰雹分为 5 类, 研究发现不同尺度冰粒子对冰雹形成及增长的贡献。Khain et al. (2000, 2005) 和 Ilotoviz et al. (2018) 使用希伯来大学开发的二维云分辨模式讨论了冰雹生长过程中再循环过程的重要作用。

之前的大部分研究所使用的冰雹云模式, 其初始场一般采用单站探空, 采用理想地形或不考虑地形, 很难再现实际冰雹云的发展过程 (胡金磊, 2014)。随着中尺度模式的发展, 更为复杂

的包含冰雹的云微物理方案应用于中尺度模式，更加全面地考虑了初始场、地形、下垫面等方面的作用，可较好地模拟和再现实际雹云的发展演变过程，已成为研究冰雹云过程的重要手段（付焯等，2016；张小娟等，2019）。杨慧玲等（2011）使用中尺度模式 RAMS 模拟研究了气溶胶对华北半干旱地区一次冰雹过程的影响。与参数化方案相比，谱分档方案可以更加真实地再现冰雹粒子的形成和演变过程。本文使用中尺度模式 WRF 中的谱分档微物理方案（SBM）对新疆一次典型冰雹过程进行模拟，研究在新疆特殊的天气、地形条件下，大气中气溶胶浓度的变化对冰雹的形成、雹云微物理结构以及降水过程的影响。

## 2 模式介绍与试验设计

### 2.1 模式介绍

本文所使用的谱分档微物理方案（SBM）基于希伯来大学开发的二维非静力云模式（Khain, et al., 2004）。该方案使用七种水成物的尺度分布函数来描述液滴（包括云滴和雨滴，二者的尺度分界线为  $80\mu\text{m}$ ）、三种冰晶（片状、柱状、辐枝状）、雪、霰和雹，每个尺度分布函数包含 33 个质量档（根据粒子尺度分为不同的档，每个档的质量是一定的，并且第  $k$  档的粒子质量  $m_k$  由前一档的质量  $m_{k-1}$  决定， $m_k=2m_{k-1}$ ）。此次研究使用详细分档方案（full SBM），虽然计算成本较高，但该方案中详细考虑了各微物理过程的相互作用，并且描述了与冰雹生成有关的微物理过程，分别为：液滴与霰碰冻生成雹（COLGRAU）、液滴与冰雹碰冻增加雹的质量（COLHAIL）、液滴与冰晶碰冻生成雹（COLICE）、以及液滴自身的冻结过程（FREE），旨在更直观地获得各微物理过程对冰雹生成过程的贡献，更多有关 WRF-SBM 中暖云和冷云过程的描述可以参考 Khain et al. (2004)。

### 2.2 试验设计

本文研究个例选取 2016 年 7 月 8 日在新疆阿克苏地区发生的一次冰雹天气过程。阿克苏地区属于新疆的重雹灾区，该个例在一定程度上可以代表新疆冰雹过程的基本特征。由 2016 年 7 月 7 日 20 时（北京时，下同）的 500 hPa 高空环流形势图（图 1a）可知，中纬度地区呈两槽一脊型，乌拉尔山到里海以西一带为弱的脊区，两槽分别位于西西伯利亚东部地区以及新疆西南部。随着时间的推移，东欧高压脊发展，西西伯利亚的低槽分裂为短波槽并向东南方向移动，新疆中部及南部地区受较弱的西南气流控制。7 月 8 日 08 时（图略），乌拉尔山西侧 564 dagpm 的高压脊顶北挺到  $63^\circ\text{N}$ 。由西西伯利亚低槽分裂的短波槽移至巴尔喀什湖一带，阿克苏地区受短波槽影响出现冰雹天气。该次过程于 7 月 8 日 16:00~19:00 之间在阿克苏地区柯坪县、温宿县、阿瓦提县先后出现了雷雨、冰雹天气。其中，柯坪县阿恰乡、玉尔其乡在 16:35~16:55 出现降雹，持

续时间 20 分钟，最大冰雹直径 12 mm，1578.7 公顷农作物受灾；温宿县红旗坡农场在 18:05~18:10 出现降雹，持续时间 5 分钟，最大冰雹直径 10 mm，133.3 公顷的果树受灾；阿瓦提县丰收三场（乌鲁却勒镇）在 17:47~17:58 和 18:55~19:00 出现了两次降雹过程，持续时间分别为 11 分钟和 5 分钟，最大冰雹直径分别为 50 mm 和 15 mm，353.4 公顷棉花受灾。该次降雹天气过程的 0°C 层高度位于 4.3 km 附近。

本次模拟采用中尺度模式 WRF3.6.1 版本，考虑到计算成本以及模拟区域陡峭的地形，此次模拟采用双重嵌套(模拟区域见图 1b)。水平分辨率分别为 12 km 和 2.4 km，格点数分别为 110×90 和 251×181。垂直方向 40 层，模式顶气压为 50 hPa，长、短波辐射传输均使用 RRTMG 方案(Iacono et al., 2008)。边界层使用 YSU 参数化方案 (Hong et al., 2006)，云微物理参数化方案采用了 SBM 方案。第一层嵌套采用 Kain-Fritsch 积云参数化方案 (Kain et al., 2004)，第二层嵌套分辨率为 2.4 km，关闭了积云对流参数化方案。采用 NCEP1°×1°的 6 h 再分析资料为模式提供初始场和边界条件。第一层嵌套积分步长 60 s，第二层嵌套 12 s，模拟开始时间为 2016 年 7 月 8 日 08 时，积分时间 24 h。下文主要对第二层嵌套的细网格模拟结果进行分析，模拟结果每 5 min 输出一次。

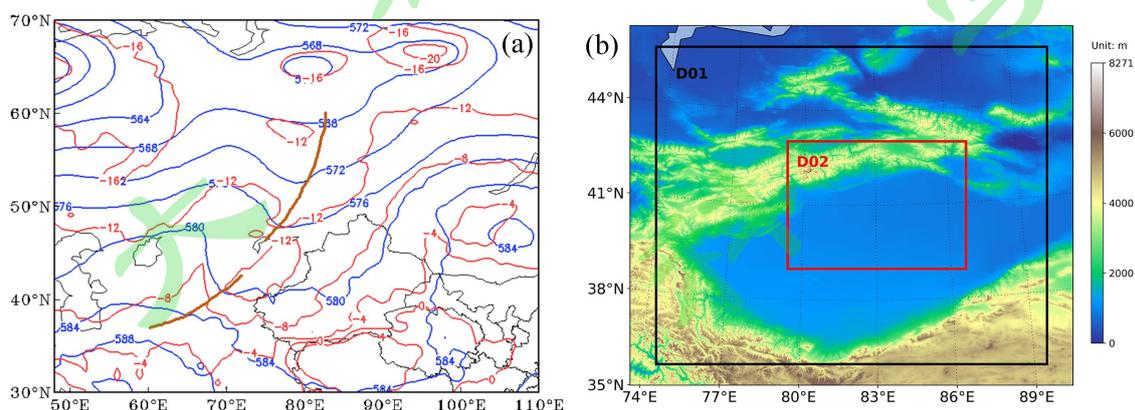


图 1 (a) 2016 年 7 月 7 日 20 时 500hPa 位势高度场 (蓝色实线; 单位: dagpm) 和温度场 (红色实线; 单位: °C); (b) 模式模拟区域及地形高度的分布

Fig.1 (a) Geopotential height (blue solid lines, units: dagpm) and temperature (red lines, units: °C) at 500 hPa at 2000 BJT (Beijing time) 7 July 2016; (b) model domains and the distribution of terrain height

由于缺乏同一时期的气溶胶观测资料，此次模拟所使用的气溶胶初始尺度分布参考王雨等 (2017) 研究中所使用的于 2014 年 5 月在新疆阿克苏地区观测的背景大气条件下气溶胶分布情况。初始气溶胶尺度分布为：

$$\frac{dn}{d\ln r} = \sum_{i=1}^r N_i \exp[-\lg^2(r/r_i)/2\lg^2\sigma_i]/(\sqrt{2\pi} \times \lg\sigma_i \times \ln 10) \quad (1)$$

其中,  $N_i$  为  $i$  模态的数浓度,  $\sigma_i$  为  $i$  模态的几何标准偏差,  $r_i$  为  $i$  模态的几何平均半径,  $r$  为气溶胶粒子的半径, 各模态参数见表 1。考虑气溶胶为外部混合, 因此分别假设三种模态气溶胶数浓度的 5%、20% 和 50% 为可溶性气溶胶 (Yin et al., 2000), 并且当气溶胶粒子半径小于  $0.5 \mu\text{m}$  时, 认为 56% 的可溶性气溶胶可作为 CCN 参与云滴的活化过程 (Duvall et al., 2008), 当气溶胶粒子半径大于  $0.5 \mu\text{m}$  时, 认为 18% 的可溶性气溶胶可作为 CCN (Osada, 2013)。垂直方向上, 气溶胶在 2 km 高度以下均匀分布, 在 2 km 以上气溶胶浓度随高度增加呈指数递减。气溶胶在 D01 和 D02 区域内均有排放, 并且气溶胶的排放不仅来自于初始时刻, 还来自于每个时间步长边界上的排放。此次研究旨在通过敏感性试验模拟不同 CCN 浓度对冰雹生成过程的影响, 由于背景大气条件与实际情况较为接近, 可代表实际大气较为清洁的情况, 参考前人相关研究的试验设置 (Khain and Lynn, 2009; Yang et al., 2017; Chen et al., 2019), 并且考虑到背景大气条件是新疆实际大气中较为清洁的状况, 而非海洋性大气, 故设置三组数值模拟试验, 将气溶胶浓度分别设置为背景浓度、3 倍背景浓度和 10 倍背景浓度, 分别代表清洁条件 (C-case)、中度污染条件 (M-case) 和重度污染条件 (P-case) 三种情况。

表 1 气溶胶粒子谱分布参数

Table 1 Parameters for aerosol size distribution

气溶胶粒子谱分布参数			
$i$	$N_i/cm^{-3}$	$R_i/\mu\text{m}$	$\lg\sigma_i$
1	1400	0.0975	0.28
2	67.9	0.4825	0.56
3	0.72	2.25	0.32

### 2.3 模拟结果验证

图 2 选取了 2016 年 7 月 8 日实际观测 (时间分别为 15:38、17:03 和 18:00) 和模拟 (时间分别为 15:00、16:30 和 17:30) 的 3 个时次的雷达组合反射率, 雷达观测资料来源于新疆阿克苏雷达测站的 C 波段雷达, 雷达位置为 ( $41^{\circ}9'48''\text{N}$ ,  $80^{\circ}14'6''\text{E}$ )。此次强对流过程发生持续时间约为 4 h, 从观测的雷达组合反射率图中可以看出对流云的发展过程。本次对流过程于 13:10 左右在雷达测站西南方向出现, 开始雷达回波较弱, 回波强度均低于 30 dBZ (图略), 随后回波逐渐增强并且范围扩大, 迅速发展起来, 形成了一个深对流系统并向东移动, 云体逐渐向南发展 (图 2a、b), 回波中心强度达到 50 dBZ 以上。16:30~19:00 之间地面多地发生冰雹雷雨天气, 雷达回波强度逐渐减弱, 对流逐渐消散。

模拟的对流过程在 13:00 左右形成, 逐渐发展成熟并缓缓向东移动, 且云体范围也逐渐向南发展, 于 20:00 左右对流逐渐减弱并消散。模拟的雷达组合反射率与实际雷达组合反射率相比较。根据新疆人影工作记录, 2016 年 7 月 8 日下午, 新疆多地组织开展了人工防雹作业, 人为

的干预会造成实际的回波偏小，以及造成实际的对流生命周期偏短。此外，模式中的雷达反射率因子是根据瑞利散射条件下的定义计算的，与降水粒子的大小有关，并且模式中设置波长为 10 cm（可认为衰减很小）。而文中使用的雷达数据来自 C 波段雷达（波长约 5 cm），实际大气中的降水粒子会对雷达回波造成一定的衰减，波长越小衰减越大（张培昌等，2011），这也会造成观测到的反射率值偏低。模拟的雷达回波整体比实际的位置偏东，这与风速模拟的误差有关。

根据当地气象站观测的逐小时观测资料可得气压和降水的情况。此次过程发展时间段内，观测所得的地面气压平均值约为 891 hPa，由模拟结果得到的相同时间段内地面气压平均值为 880.02 hPa；在发生降水的时间段内，观测的平均每小时降水量为 4.1 mm，模拟结果计算得 4.39mm。由前文可知此次过程的最大冰雹直径在 10 mm 以上，即半径大于 5 mm，而模拟得到的最大冰雹半径在 2~3 mm 之间，模式模拟得到的冰雹半径可达到毫米量级，但是由于模式自身的局限性（模式根据粒子尺度分为 33 个档，其中冰雹粒径分布范围为 2.07  $\mu\text{m}$ ~3.37 mm），导致模拟结果比实际冰雹偏小。总的来说，模拟的回波移动路径与实况基本一致，生命周期与实况相当，并且模拟的气压和降水量与观测值较为吻合，因此对比具有合理性，模式基本再现了此次过程出现的时间及发展过程。

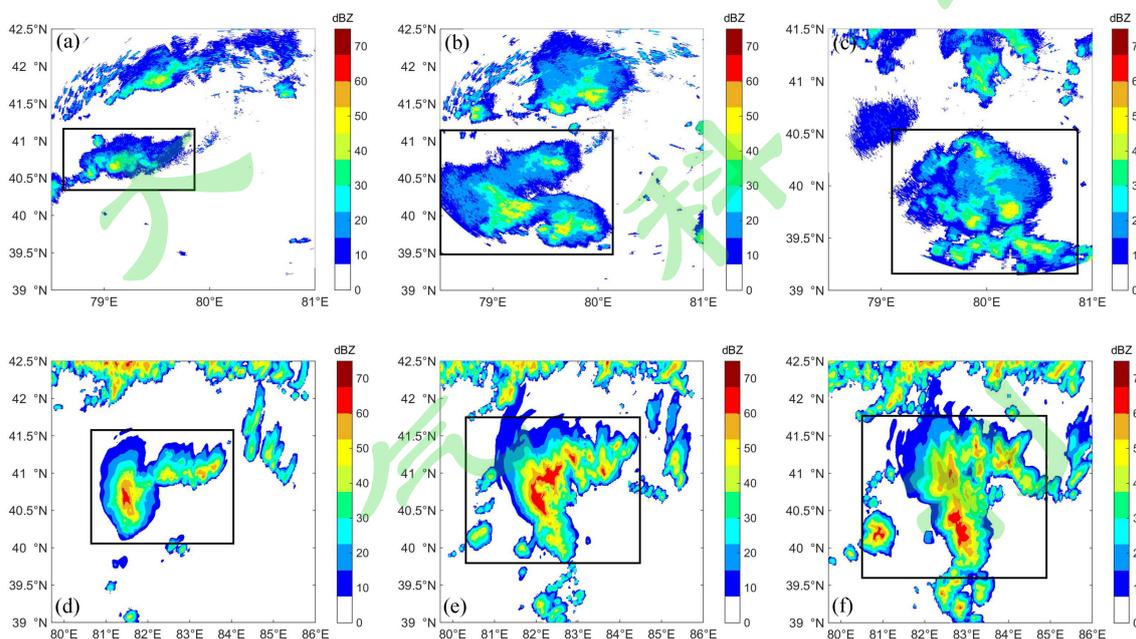


图 2 2016 年 7 月 8 日观测 (a) 15:38、(b) 17:03 (c) 18:00 与模拟 (d) 15:00 (e) 16:30 (f) 17:30 的雷达组合反射率对比（图中黑框表示此次对流主要范围）

Fig.2 Observed radar combined reflectivity at (a) 1538 BJT (b) 1703 BJT (c) 1800 BJT 8 July 2016 and simulated combined reflectivity at (d) 1500 BJT (e) 1630 BJT (f) 1730 BJT 8 July 2016 (black box: main range of this convection)

### 3 结果分析

#### 3.1 宏观结构

气溶胶浓度变化对气流垂直运动有一定影响 (Chen et al., 2020)。图 3 给出了三次 CCN 浓度试验于 2016 年 7 月 8 日 12:00~18:30 在强上升区 (上升气流速度大于 2 m/s 的区域) 和强下沉区 (下沉气流速度小于 0.5 m/s 的区域) 垂直速度的平均值随高度的变化情况。对于上升气流而言 (图 3a), CCN 浓度增大导致上升气流速度增加, M-case 和 P-case 中上升气流速度峰值为 5.45 m/s, C-case 中峰值速度为 5.13 m/s, 并且 CCN 浓度增大导致上升气流速度峰值出现高度降低, C-case 中峰值高度为 8 km, M-case 和 P-case 的峰值高度为 7.2 km。此外, 对比三组实验不同时刻的上升气流 (表 2) 可以看出, 上升气流速度峰值在发展旺盛时以 M-case 最大, P-case 其次, C-case 最小, 比如在 14:30 时, C-case、M-case 和 P-case 的峰值分别为 5.39 m/s、6.43 m/s 和 5.99 m/s, 其峰值高度都位于 0°C 层 (约 4.2 km) 以上, 即过冷区内, 这与杨慧玲等 (2011) 的结果类似。这是因为 M-case 中存在大量的过冷云水, 过冷水冻结生成冰相粒子过程和冰相粒子凇附过冷水生长过程会释放大量潜热, 导致上升速度较大。而在 C-case 中, 虽然云滴尺度大 (表 3), 有利于冻结或凇附过程的发生, 但过冷云水含量较少 (图 6a), 所以释放的潜热比 M-case 少, 导致上升气流速度略小。对于 P-case, 虽然其过冷云水含量丰富, 但是 CCN 浓度增加导致生成大量小云滴 (表 3), 尺度较小的云滴不易发生冻结转化为冰相粒子, 所以释放的潜热较少, 上升速度也较小。下沉气流速度的峰值高度低于上升气流, 位于 3.8~6.2 km 之间, CCN 浓度越大, 下沉气流速度高值区的垂直范围越大, 即 P-case 中的下沉气流速度高值区更深厚。

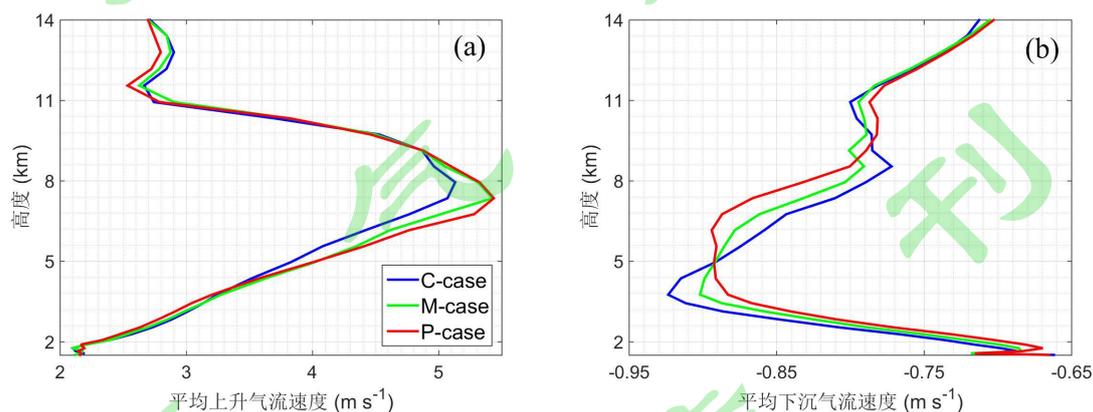


图 3 不同 CCN 浓度试验中在 2016 年 7 月 8 日 12:00~18:30 (a) 平均上升气流速度 ( $>2$  m/s) 和 (b) 平均下沉气流速度 ( $<-0.5$  m/s) 随高度的变化

Fig.3 The variation of (a) mean updraft velocity ( $>2$  m/s) and (b) mean downdraft velocity ( $<-0.5$  m/s) with height in different CCN concentration tests from 12:00 to 18:30 BJT 8 July 2016

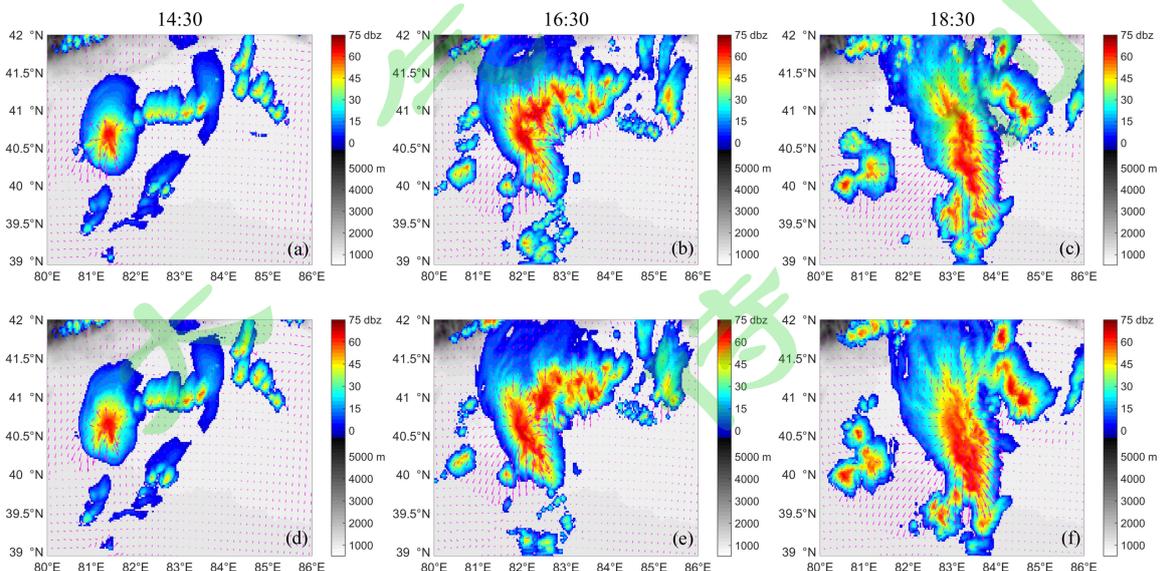
表 2 三次试验中上升气流特征

Table 2 The characteristic of updraft in three tests

时间	C-case		M-case		P-case	
	峰值/m s <sup>-1</sup>	高度/km	峰值/m s <sup>-1</sup>	高度/km	峰值/m s <sup>-1</sup>	高度/km
12:30	5.0725	5.57	5.9385	5.57	5.5779	5.57
14:30	5.3858	7.36	6.4282	7.95	5.9933	7.36
16:30	4.2933	6.76	4.5749	6.76	4.9131	7.36

图 4 为对流发展的不同阶段，三组试验下雷达组合反射率以及近地面水平风场的分布情况。选择的三个时刻 14:30、16:30、18:30 分别代表此次雹暴过程中云体的发展、成熟及消散阶段。发展初期，地面空气辐合产生上升气流，气溶胶开始吸收水汽发生生活化、凝结增长过程，形成云滴。三组实验中，大于 0dBZ 的回波首次出现的时间略有不同，分别为 12:25、12:30 和 12:35，CCN 浓度越大，回波出现时间越晚，即污染条件会使云粒子增长延缓。这是由于污染大气中，CCN 浓度大，云滴平均尺度较小（表 3），使得碰并增长过程推迟发生，大滴难以生成。而雷达回波强度对大粒子的存在更加敏感，因此导致回波出现时间推迟。

对比不同 CCN 浓度下云体发展情况可以看出，污染条件下云体发展更为旺盛，反射率大于 60dBz 的区域范围更大，主要表现在经向范围上，即污染条件下回波更“宽”一些。虽然污染条件下碰并过程会推迟发生，但是由于污染条件云滴数浓度更大（图 7a），因此碰并一旦开始，便可以加速进行，碰并过程会使粒子尺寸增大，散射能力增强，造成回波强度增大；并且污染条件下云中淞附过程（过冷水滴附着并冻结在固态粒子表面）加强（Gayatri et al., 2017），导致生成的冰相粒子尺度更大，表现为 P-case 中雷达回波的高值区范围更大。并且因为模拟区域阿克苏地区位于天山山脉南麓，该地区内存在自西向东扩展的喇叭形河谷和山脉背风坡（图 1b），所以该区域内受东西方向风场影响较大，造成云体经向发展更为显著。



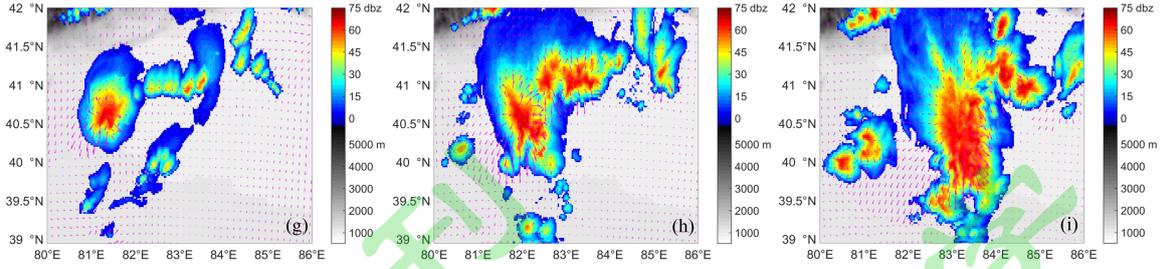


图 4 不同 CCN 浓度试验 (C-case: a-c; M-case: d-f; P-case: g-i) 的雷达组合反射率及近地面风场在 2016 年 7 月 8 日 14:30、16:30、18:30 的水平分布 (黑色阴影为地形高度)

Fig.4 Horizontal distribution of simulated combined reflectivity and surface wind at 1430, 1630 and 1830 BJT 8 July 2016 in different tests (C-case: a-c; M-case: d-f; P-case: g-i; Black shadow: height)

表 3 雹云不同发展时刻云滴有效半径的值

Table 3 Effective radius of cloud drops at different moments of hailstorm cloud

	14:30	16:30	18:30	$r_{ave\_all}$
	$r_{ave}$	$r_{ave}$	$r_{ave}$	
C-case	43.47	45.08	50.85	48.22
M-case	34.72	35.29	42.13	40.05
P-case	21.15	21.81	26.48	27.99

注:  $r_{ave}$  是某一时刻云滴有效半径的区域平均值,  $r_{ave\_all}$  是雹云发展时间段内总的云滴有效半径的平均值, 单位:  $\mu\text{m}$

### 3.2 微物理结构特征

组合雷达反射率可以反映云内大粒子的分布情况,然而云中水成物含量在不同发展阶段的冰相、液相配置情况仍不清楚。云水路径是描述云微物理特征的一个重要物理量,它描述了云内各种不同粒径液态或固态粒子含量的总和,从积分总量上看,单位面积整个垂直气柱内的液态水含量的积分为液水路径 (LWP),单位面积垂直气柱内的冰水含量积分为冰水路径 (IWP),二者之和定义为总水路径 (TWP)。根据其定义,可得以下计算公式:

$$LWP = \int_{z_{Bottom}}^{z_{top}} \rho_{air} q_l dz \quad (2-1)$$

$$IWP = \int_{z_{Bottom}}^{z_{top}} \rho_{air} q_i dz \quad (2-2)$$

$$TWP = \int_{z_{Bottom}}^{z_{top}} \rho_{air} q_l dz + \int_{z_{Bottom}}^{z_{top}} \rho_{air} q_i dz \quad (2-3)$$

其中,  $z_{Bottom}$  和  $z_{top}$  分别代表模式地面高度和模式顶高,单位为 m;  $\rho_{air}$  代表空气密度,单位为  $\text{kg/m}^3$ ;  $q_l$  代表液态水 (云水+雨水) 的混合比含量,单位为  $\text{kg/kg}$ ;  $q_i$  代表冰水 (冰晶+雪+霰+冰雹) 的混合比含量,单位为  $\text{kg/kg}$ 。

云水路径受大气环流、地形特征和大气湿度分布及水汽传输影响较大 (张喆等, 2017), 目前关于气溶胶对云水路径的影响研究较少。图 5 给出了 2016 年 7 月 8 日雹云发展过程中三组 CCN

浓度试验的液水路径、冰水路径以及总水路径的区域平均值随时间的变化情况。从图中可以看出，液水路径在 P-case 中数值最大，M-case 次之，C-case 中最小。就冰水路径而言，在 14:30 之前，M-case 中冰水路径最大，P-case 最小，在 14:30 之后，C-case 和 M-case 的冰水路径数值趋于稳定，而 P-case 中的冰水路径持续增长，成为了三组试验中的最大值。总水路径的变化趋势和冰水路径保持一致，只是数值更大一些。这说明雹云中的配置以冰水为主，液态水相对来说含量较少。在雹云发展初期随着气溶胶浓度的增加，云滴数浓度增加，而云滴有效半径减小（表 3），云滴群表面积增加，因此凝结效率增加，导致云中液水含量逐渐增多。但是，冰水含量在 M-case 中最大，C-case 次之，P-case 中最小，这是由于重度污染条件下，云滴尺度与清洁条件相比显著减小（表 3），小液滴相比于大液滴更加难于冻结，因此不利于液滴向冰粒子的转化，即冻结过程的发生，所以造成 P-case 中冰水含量最少，而中度污染条件下，云滴有效半径相对较大，对冻结效率的影响不大。这是由于在中度污染情况下，云滴有适当的有效半径以及充足的过冷云水，更有利于液相水成物向冰相粒子的转化。随着时间发展，虽然 P-case 中液滴冻结效率低，但由于其液水含量更大，冻结过程可持续的时间更长，最终导致 P-case 中的冰水含量最大，这与 Yang et al. (2017) 的研究结论相似。

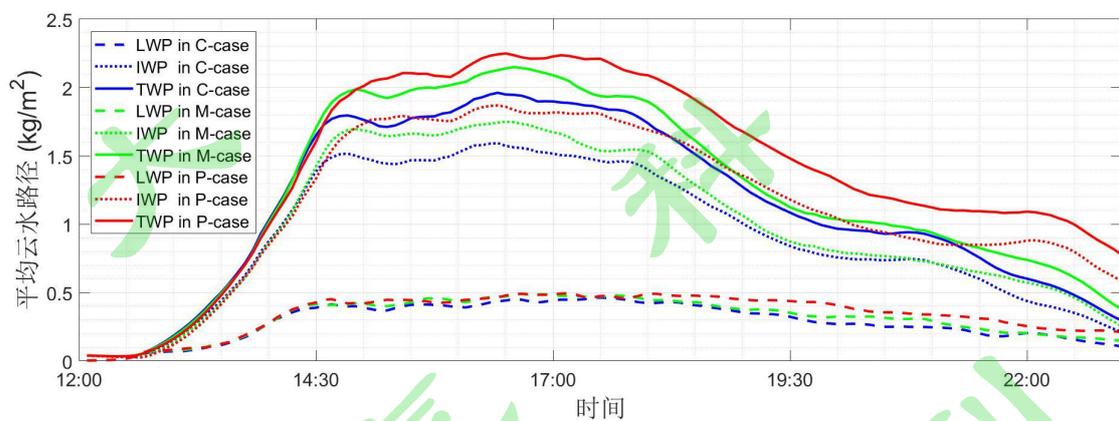


图 5 不同试验中液水路径 (LWP)、冰水路径 (IWP) 和总水路径 (TWP) 的区域平均随时间的变化 (单位:  $\text{kg}/\text{m}^2$ )

Fig.5 Temporal variations of regional average liquid water path (LWP), ice water path (IWP) and total water path (TWP) in different tests (unit:  $\text{kg}/\text{m}^2$ )

为考察 CCN 浓度变化对冰雹云和降水微物理结构变化的影响，图 6 给出了不同 CCN 浓度下云内各种水成物的平均质量混合比随时间和高度的分布情况(已剔除模拟区域北部山区的地形降水部分)。对比可得，云水含量随着 CCN 浓度增大而增大（图 6a）。三组试验云水含量的极大值均出现在 4 km 附近及其以上高度（ $0^\circ\text{C}$ 层附近），P-case 中该极值中心含量达  $0.12 \text{ g}/\text{kg}$ 。随着 CCN 浓度增大，云水含量极大值高度逐渐抬升， $0^\circ\text{C}$ 层以上部分的云水含量增大，并且可以到达

更高的区域，即污染条件下，过冷云水的含量更大，云滴的数浓度也表现出类似的变化（图 7a），P-case 中的云滴数浓度最大，且峰值数浓度位于 2.7 km~3 km 之间。这是因为污染条件下 CCN 浓度较大，生成大量小云滴（表 3），一方面小云滴凝结效率更大，生成的云水更多；另一方面，尺度较小的云滴不易碰并形成雨滴或发生冻结转化为冰相粒子，即对云水的消耗较少，二者共同作用使得污染条件下的云水含量更大，同时因为云滴尺度小，容易被上升气流抬升到较高的高度，所以污染条件下云水含量在垂直方向分布范围更广。而在清洁条件下，云滴相对较大，更容易触发碰并过程形成雨滴降落到地面，另外大云滴的冻结效率较大，生成冰相粒子消耗的云水较多，导致清洁条件下云水相对较少，这与 Lim et al. (2011) 的分析结果一致。

就雨水而言，其平均质量混合比（图 6b）和数浓度（图 7b）随 CCN 浓度的增加而减少，并且在 C-case 中，0°C 以上的雨水含量，即过冷雨水含量明显高于另外两次试验，且部分可到达 7 km 附近，随着 CCN 浓度增大，该部分雨水逐渐消失，这是因为 P-case 中气溶胶浓度很高，生成大量小云滴导致碰并效率低，因此云滴向雨滴的转化速率减小，而在 C-case 中气溶胶浓度低，形成的大尺度云滴容易生成雨滴，部分雨滴被上升气流带到 0°C 层以上，成为过冷雨水。三次试验的雨水含量高值区基本都位于 0°C 层以下，结合不同粒子融化效率的分布（图略）可以发现，0°C 层到 3 km 之间的雨水高值区主要由冰相粒子融化产生，相对贡献从高到低依次为雪、霰、冰雹和冰晶。

冰晶基本都位于 -30°C~-10°C 温度层所在高度，峰值高度均在 8.5 km 附近，气溶胶浓度对冰晶含量最大值出现的高度和温度区间影响较小，但对其平均质量混合比的大小影响较大，质量混合比在 P-case 中最大、M-case 次之、C-case 最小（图 6c）。这是因为一方面如前文所述，清洁条件下更易生成雨滴，较大的液水含量会使浮力减弱，进而导致向上的垂直速度减小；另一方面由于清洁条件下云滴尺度较大，导致其下落末速度较大。二者共同作用导致清洁条件下（C-case）上升气流较弱，所以能被抬升到高空的云滴较少，因此由云滴冻结生成的冰晶含量较少。随着污染程度加重，总液水含量减少，浮力增强，垂直速度增大，并且云滴尺度减小，下落末速度减小，所以大量小云滴可被上升气流抬升到高空，冻结或撞冻生成的冰晶较多，使得冰晶含量增大。雪的混合比含量（图 6d）和数浓度（图 7d）随着 CCN 浓度增加而增大，峰值高度位于 8 km 附近。其主要来源是冰晶自动转化生成雪，所以雪的变化趋势与冰晶保持一致，只是存在高度略低，这是由于雪粒子的尺度一般大于冰晶引起的。

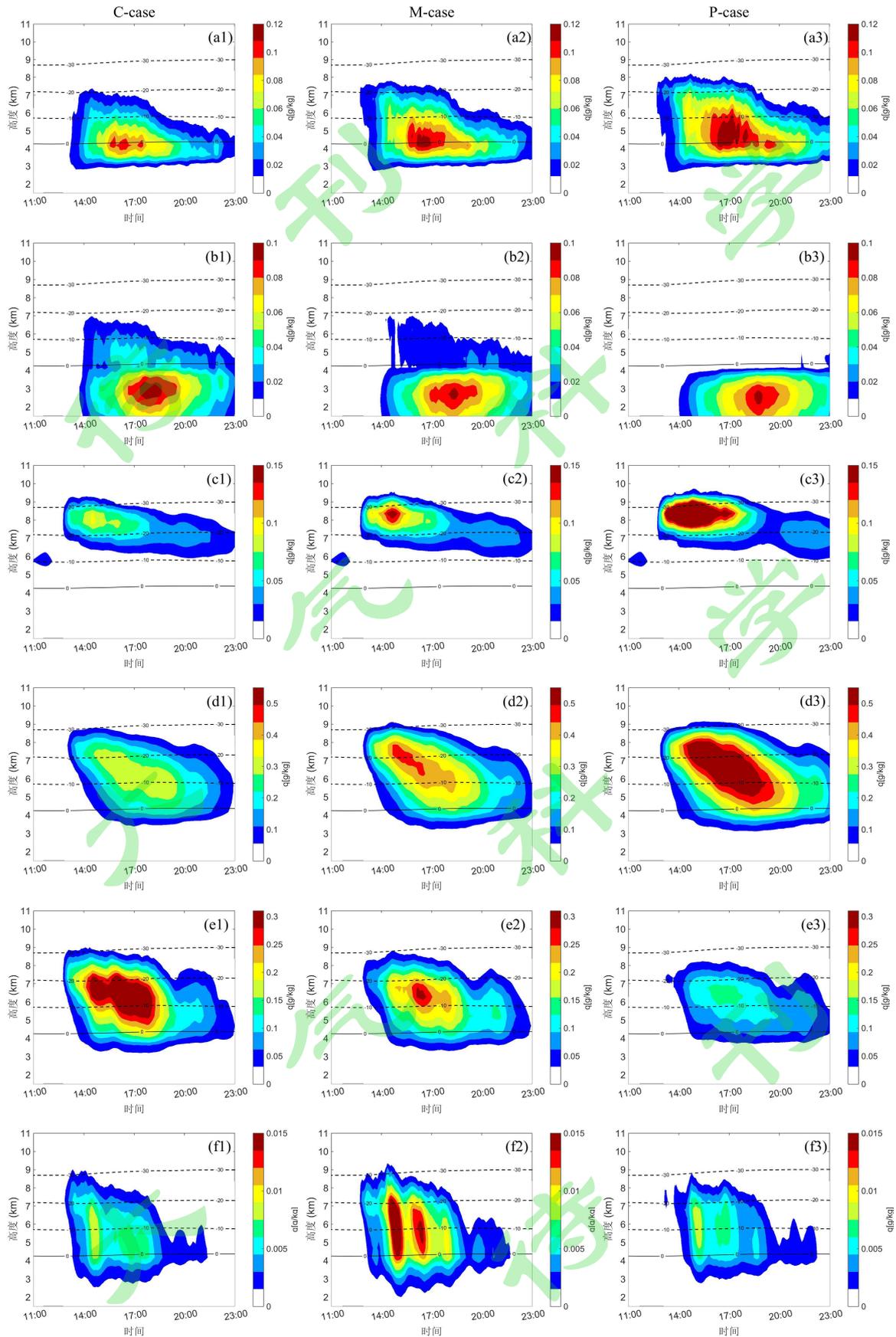


图6 不同CCN浓度试验中(a)云水、(b)雨水、(c)云冰、(d)雪、(e)霰、(f)冰雹的区域平均质量混合比(单位: g/kg)随时间和高度的变化(左、中、右分别代表C-case、M-case、P-case, 黑色等值线代表温度)

Fig.6 Time-height variations of regional average mass mixing ratio (unit: g/kg) of (a) cloud droplets, (b) rain drops, (c) ice crystals, (d) snow, (e) graupel and (f) hail in different tests (left, middle and right column represent C-case, M-case and P-case respectively; black contour: temperature)

随着 CCN 浓度增加，霰的质量混合比（图 6e）和数浓度（图 7e）均减小，说明霰的形成主要靠碰并大滴，即过冷雨水以及较大的过冷云水。污染加重，云滴尺度变小，不利于霰的形成。冰雹的混合比含量（图 6f）随着 CCN 浓度增加先增加后减少，中度污染时（M-case）含量最大。冰雹的数浓度（图 7f）有着类似的变化，M-case 中数浓度最大，C-case 次之，P-case 最小。C-case 的冰雹含量于 13:00 在 7~7.5 km 处有一个小高值区，随着污染加重，该区域逐渐减小，对应云水在相应区域含量增大（图 6a），说明这部分冰雹是由过冷云水冻结生成的，随着 CCN 浓度增加，产生的云滴尺度变小，冻结效率降低，导致高空由冻结过程生成的冰雹减少。总的来看，冰雹含量的变化说明，CCN 浓度适当增大（M-case）有利于冰雹的产生，但增大到一定程度，即重度污染条件（P-case）会抑制冰雹的产生，使得冰雹含量减少。杨慧玲（2017）对中国华北半干旱地区的冰雹天气进行分析发现，随着 CCN 浓度增大，冰雹质量混合比减小。说明气溶胶对对流云过程及冰雹的发展演变与宏观背景条件有关。

总的来说，随着 CCN 浓度的增加，云水、冰晶、雪的含量增加，与之相反，雨水、霰的含量减少，冰雹的含量先增大后减小。

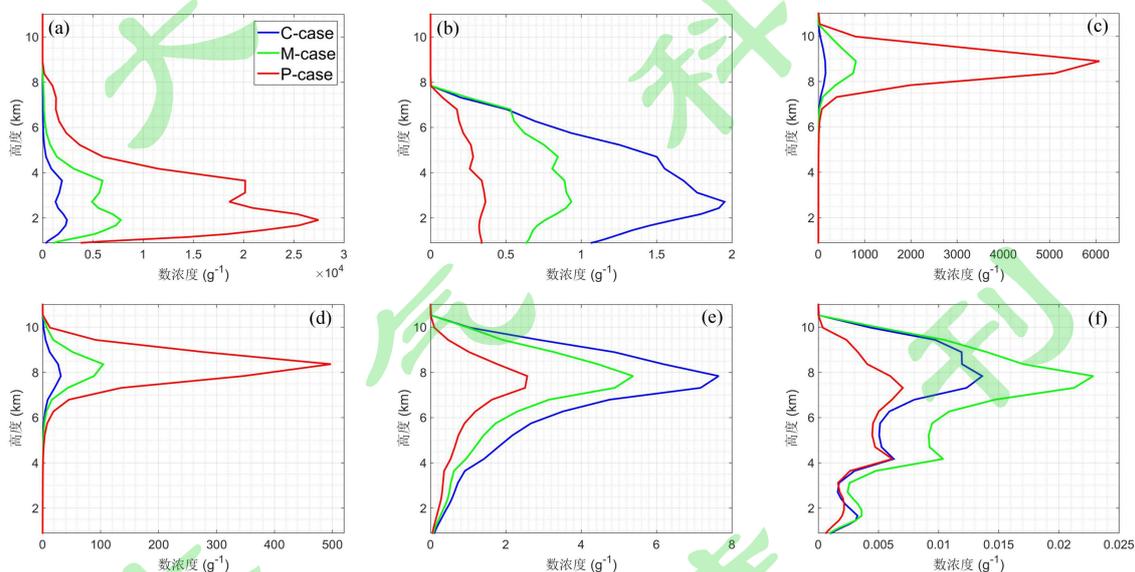


图 7 不同 CCN 浓度试验中 (a) 云水、(b) 雨水、(c) 云冰、(d) 雪、(e) 霰、(f) 冰雹的平均数浓度（单位： $g^{-1}$ ）随高度的变化

Fig.7 Height variations of average number concentration (unit:  $g^{-1}$ ) of (a) cloud droplets, (b) rain drops, (c) ice crystals, (d) snow, (e) graupel and (f) hail in different tests

### 3.3 相关微物理过程的贡献

为考察各时刻各相关微物理过程对冰雹生成的相对贡献，图 8 给出了不同 CCN 浓度试验中各过程对产生冰雹总量的相对贡献随时间的变化。其中相对贡献的计算公式如下：

$$RC_x = \frac{QH_x}{QH_{\text{sum}}} \quad (3)$$

其中， $RC_x$  代表过程  $x$  的相对贡献； $QH_x$  代表过程  $x$  产生的冰雹质量混合比； $QH_{\text{sum}}$  代表各过程产生的冰雹质量混合比之和；过程  $x$  包括：液滴与霰碰冻生成雹（COLGRAU）、液滴与冰雹碰冻增加雹的质量（COLHAIL）、液滴与冰晶碰冻生成雹（COLICE）以及液滴自身的冻结过程（FREE）。可以看出，在 12:20 左右，冰雹最初几乎全部由 COLICE 过程生成（图 8c），在十几分钟内该过程作用迅速减弱直至相对贡献接近于零，随着 COLICE 过程的减弱，液滴冻结生成雹过程（图 8d）的相对贡献逐渐增加，该过程发生在  $-15^{\circ}\text{C} \sim -25^{\circ}\text{C}$  温度层范围内，主要为浸润冻结。二者随 CCN 浓度的变化呈现出不同的变化趋势：冻结过程在 P-case 中相对贡献最小，这与上文提到的污染条件下小液滴冻结效率低有关，并且 M-case 中所占比重略大于 C-case，虽然 M-case 中云滴尺度略小于 C-case（表 3），但是 M-case 中的云水含量和云滴数浓度均大于 C-case，因此 M-case 中冻结过程对产生冰雹总量的相对贡献要大于 C-case 的。COLICE 过程所占比重在 P-case 中最大，一方面由于污染条件下云滴尺度小，冻结过程贡献较弱，另一方面由于污染条件下冰晶和过冷水含量均较大，有利于冰晶碰冻过冷水过程的发生。随着 COLICE 过程贡献程度的降低，霰吸收过冷水生成雹的过程（图 8a）开始进行，但其相对贡献随时间变化不明显，在 20% 上下浮动。冰雹一旦形成，其自身就会迅速收集过冷水生长，并占据主要的贡献地位（图 8b），并且该过程在清洁条件下发生的相对早一些。在 12:40 之前，COLHAIL 过程的相对贡献在 C-case 中最大，M-case 其次，P-case 中最小，而在 12:40 之后的一段时间内则正好相反，再往后各试验中的相对贡献均在 75% 左右浮动。其中 12:40 对应着 COLICE 过程的相对贡献降至零附近的时刻，也是 COLHAIL 相对贡献增长最快的时刻。这是因为在 12:40 之前，冰雹主要由 COLICE 和冻结过程产生，清洁条件下云滴有效半径大，更容易先生成一部分冰雹粒子，促进冰雹收集过冷水生长过程的发生，而重度污染条件下 COLICE 和冻结过程（图 8c、d）启动较晚。在 12:40 之后，各试验均已有一定量冰雹粒子的积累，由于污染条件下过冷云水含量更丰富，所以 COLHAIL 会发展得更快一些。

总而言之，冰雹最初几乎全部由冰晶碰冻过冷水生成，随后该过程迅速减弱，冰雹主要来源变为液滴冻结过程，霰碰冻过冷水过程也有一些贡献。并且冰雹一旦形成，自身就会迅速收集过

冷水生长，随之成为成雹的主导过程。

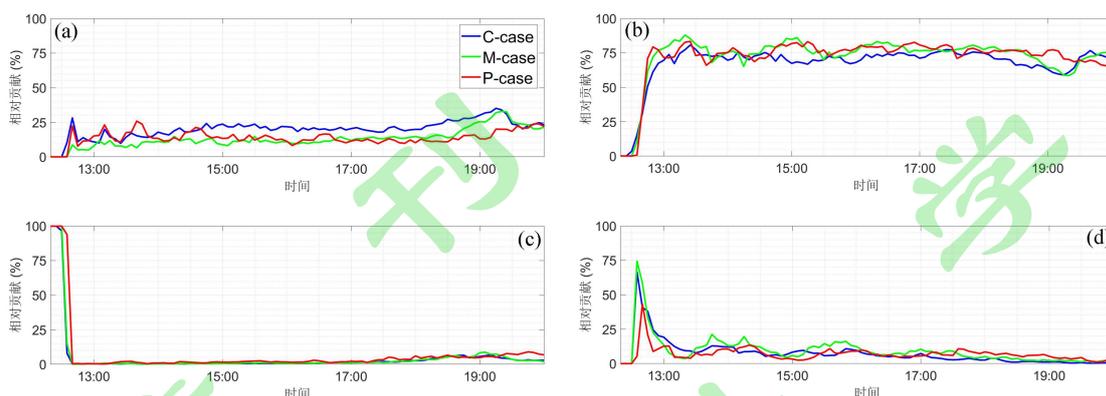


图 8 不同 CCN 浓度试验中各微物理过程 (a) 液滴与霰碰撞生成雹 (COLGRAU)、(b) 液滴与冰雹碰撞增加雹的质量 (COLHAIL)、(c) 液滴与冰晶碰撞生成雹 (COLICE)、(d) 液滴自身的冻结过程 (FREE) 的相对贡献随时间的变化

Fig.8 Temporal variations of relative contribution of microphysical processes (a) Drop-graupel collisions (COLGRAU), (b) Drop-hail collisions (COLHAIL), (c) Drop-ice crystal collisions (COLICE) and (d) Freeze (FREE) in different tests

### 3.4 气溶胶变化对降水量的影响

气溶胶浓度变化对深对流系统的影响也体现在降水量的变化上，表 4 给出了三组 CCN 浓度试验在 7 月 8 日 12:00~18:00 时间段内，模拟区域的平均地面液相累积降水、冰相累积降水及其相对变化率。可以看出，随着污染程度的加重，液相累积降水量依次增加，相对于 C-case 来讲，M-case 和 P-case 的液相降水量分别增加了 13.9% 和 21.3%。前文提到，冰相粒子融化对形成雨水贡献最大的是雪，同时从表 5 也可以看出，随着污染增加，雪的融化量逐渐增加，其区域平均融化量比雹和霰的融化量高 1~2 个量级，这与污染条件下形成雪的含量更大（图 6d）有关，最终造成液相累积降水随污染程度增加而增加。此外，到达地面的雨水质量混合比（图 6b）也呈现出和液相降水相同的变化：在 P-case 中最多，M-case 次之，C-case 最少。

冰相累积降水量随污染加重呈现先增后减的趋势，相对于 C-case，M-case 的冰相降水量增加 4.94%，P-case 减少了 39.44%，即 M-case 中冰相降水量最大，这与杨慧玲等（2011）的结果一致。由于此次过程发生在夏季，冰相降水主要考虑霰和雹（冰晶所占比例很小，可忽略不计），其中累积降雪量随着 CCN 浓度的增大先增加后减少，在 M-case 中最大，其对冰相降水的相对贡献率在 M-case 中最大，为 49.82%，C-case 次之，相对贡献为 42.98%，P-case 贡献最小，为 21.89%（表 5）。由于降雪量随着污染加重变化幅度较小（7.63~10.25%），所以 M-case 中冰相降水量最大的主要原因是其降雪量较 C-case 的增长幅度更大（21.67%）。P-case 冰水含量虽然最大（图 5），但地面冰相降水量及降雪量最大的却是 M-case，这是由于 P-case 冰相物质中主要以雪为主，在

下落过程中容易融化，而 M-case 中冰雹和霰含量较大，容易吸收过冷水形成更多的冰雹，且下落过程中融化少，从而造成地面冰相降水量和降雹量更大。这也说明了中度污染条件更利于冰雹的生长。

表 4 12:00~18:00 三组试验中液相、冰相降水量及其相对变化

Table 4 Precipitation and relative changes of liquid phase and ice phase in three tests from 12:00 to 18:00

试验	液相降水量/mm	液相降水变化率	冰相降水率/mm	冰相降水变化率
C-case	9.8855	—	0.1815	—
M-case	11.2593	+13.90%	0.1904	+4.94%
P-case	11.9910	+21.30%	0.1099	-39.44%

表 5 12:00~18:00 三组试验中降雹量、降霰量及其对冰相降水的贡献和冰雹、霰、雪的平均融化量

Table 5 Accumulated hail and graupel shooting and the contribution of them to ice phase precipitation, as well as melting amount of hail, graupel and snow in three tests from 12:00 to 18:00

试验	降雹量/mm (对冰相降水的贡献/%)	降霰量/mm (对冰相降水的贡献/%)	冰雹融化量/kg	霰融化量/kg	雪融化量/kg
C-case	0.0780 (42.98%)	0.1035 (57.02%)	$1.35 \times 10^5$	$7.08 \times 10^5$	$0.82 \times 10^6$
M-case	0.0949 (49.82%)	0.0956 (50.18%)	$1.97 \times 10^5$	$5.29 \times 10^5$	$1.11 \times 10^6$
P-case	0.0241 (21.89%)	0.0858 (78.11%)	$0.91 \times 10^5$	$2.66 \times 10^5$	$1.35 \times 10^6$

### 3.5 冰雹生长的最优气溶胶浓度

前人的研究分别在暖性对流云 (Dagan et al., 2015) 以及风切变对深对流云敏感性 (Fan et al., 2009) 等背景下讨论了最优气溶胶浓度。本文主要关注不同气溶胶浓度下雹云的发展，希望得到最适合冰雹生长的气溶胶浓度。由前文分析可得，冰雹的含量随气溶胶浓度的增加呈现先增后减的趋势，冰雹含量最大的是中度污染条件 (即 3 倍背景气溶胶浓度)。为找到最适合冰雹增长的 CCN 浓度，本文在原有试验的基础上又增加了两组试验，初始气溶胶浓度分别为 2 倍和 5 倍背景气溶胶浓度，并得到了五组试验结果中冰雹的平均质量混合比和平均数浓度随初始气溶胶浓度的变化情况 (图 9)。可以看出，就冰雹的平均质量混合比而言，其值在  $3.5 \times 10^{-4} \text{ g/kg} \sim 5.9 \times 10^{-4} \text{ g/kg}$  之间变化，当气溶胶浓度增加到背景浓度的 2 倍时，冰雹的平均混合比迅速增大，气溶胶浓度从 2 倍增长到 3 倍时，冰雹平均混合比含量继续增大，但增长速度变缓，随着气溶胶浓度继续增加到 5 倍、10 倍，由于云滴尺度变小，冰雹的生长过程被抑制，导致其质量混合比持续减少。冰雹平均数浓度在  $0.7 \times 10^{-3} \text{ g}^{-1} \sim 1.6 \times 10^{-3} \text{ g}^{-1}$  之间变化，随气溶胶浓度先增后减，在 2 倍和 3 倍背景浓度下平均数浓度最大，二者数值相当。2 倍和 3 倍背景浓度的平均数浓度相当，但是 3 倍浓度下冰雹平均质量混合比要更大一些，这是因为虽然 3 倍浓度下冰雹尺度略小于 2 倍浓度，但是过冷水含量更大，有利于冰雹收集过冷水生长，从而增加冰雹的质量。所以，对于本文所研究的新疆地区，冰雹的平均质量混合比和数浓度随着气溶胶浓度的增加呈现出非线性的变化，其中 3 倍背

景气溶胶浓度是最适合冰雹生长的，即“最优气溶胶浓度”。气溶胶浓度过小，过冷水含量少，浓度过大则云滴尺度小，二者均不利于冰雹生长。值得说明的是，由于冰雹是一种严重的自然灾害，所以文中所提出的最适合冰雹生长的“最优气溶胶浓度”对应着最容易发生严重雹灾的情况。在业务工作中，该气溶胶浓度下有关部门应重点关注天气形势，及时开展人工防雹作业，从而减少冰雹对人民生活的影响。此外，最适合冰雹生长的气溶胶浓度可能与大气动力、热力等宏观特征有关，不同地区不同个例该浓度可能不同，值得进一步探究。

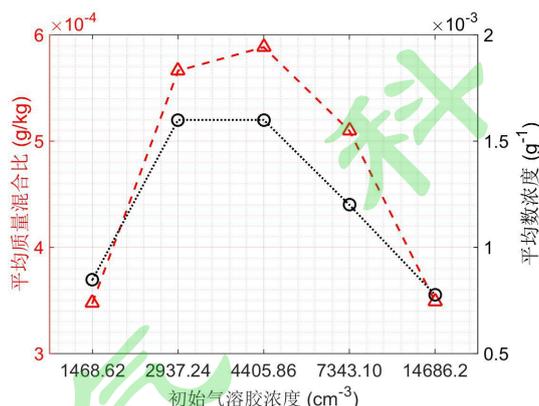


图9 冰雹的区域平均质量混合比（单位：g/kg）和平均数浓度（单位：g<sup>-1</sup>）随初始 CCN 数浓度的变化（图中红色三角代表质量混合比，黑色圆圈代表数浓度；横坐标分别为新疆背景大气中气溶胶浓度的 1、2、3、5、10 倍）

Fig.9 The regional average mass mixing ratio (unit: g/kg) and number concentration (unit: g<sup>-1</sup>) of hail varying with initial CCN concentration (red triangle: mass mixing ratio, black circle: number concentration; Horizontal axis: 1, 2, 3, 5, 10 times of background aerosol concentration in Xinjiang)

#### 4 总结

本文使用中尺度模式 WRF 中的谱分档方案 (SBM) 对新疆夏季一次典型冰雹过程进行模拟，详细讨论了不同气溶胶浓度对该天气过程的宏观结构、云中微物理结构及降水等特征的影响。文中共进行了三组数值模拟试验，气溶胶浓度分别设置为背景大气气溶胶浓度的 1、3 和 10 倍，分别代表清洁条件 (C-case)、中度污染条件 (M-case) 和重度污染条件 (P-case) 的情况，对三组试验进行分析得到以下结论：

(1) 随着 CCN 浓度的增大，对流云体发展延缓，但发展更为旺盛，雷达回波范围更“宽”。云中各水成物随着 CCN 浓度的增大呈现出不同的变化：云水、冰晶、雪的含量增加，雨水、霰的含量减少，冰雹的含量则是先增大后减小。雹云发展初期，云中液水含量随 CCN 浓度增大而增多，冰水含量则在中度污染条件下最多，结合全文分析可发现，中度污染情况下，云滴有适当的有效半径以及充足的过冷云水，更有利于液相水成物向冰相粒子的转化，也更有利于冰雹的生

长。

(2) 冰雹最初几乎全部由冰晶碰冻过冷水生成, 随后该过程迅速减弱, 冰雹主要来源变为液滴冻结过程, 在 P-case 中这两个过程推迟几分钟开始, 霰碰冻过冷水过程也有一定贡献, 在 20%左右。冰雹一旦形成, 其自身就会迅速收集过冷水生长, 随之成为成雹的主导过程, 该过程在 P-case 中比 C-case 和 M-case 开始得晚但发展更快。

(3) 随着 CCN 浓度的增大, 地面液相累积降水量依次增加, 冰相累积降水量先增加后减少。CCN 浓度适当增大 (M-case) 可导致降雹量和冰相降水中冰雹的比重增加, 重度污染情况下二者均减小。

(4) 在原有试验基础上, 又增加了两组 CCN 浓度试验, 通过对比分析发现, 就文中所研究的天气个例而言, 冰雹的含量随着气溶胶浓度的增加呈现出非线性的变化, 其中 3 倍背景气溶胶浓度是最适合冰雹生长的“最优气溶胶浓度”, 也是业务部门进行防雹作业时应重点关注的气溶胶浓度。

本文所得结论仅是针对新疆夏季一次典型冰雹过程, 不同的地理地形条件、不同的季节、不同的降水系统都可能会影响模拟结果。此外, 模式本身例如参数的设置、微物理方案的选择也可能会对模拟结果造成一定影响, 后续会针对这些方面进行研究与讨论。

## 参考文献 (References)

- 陈洪武, 马禹, 王旭, 等. 2003. 新疆冰雹天气的气候特征分析[J]. 气象, (11): 25-28. Chen Hongwu, Ma Yu, Wang Xu, et al. 2003. Climatic characteristics of hail weather in Xinjiang[J]. Meteorological Monthly (in Chinese), (11): 25-28.
- Chen Q, Yin Y, Jiang H, et al. 2019. The roles of mineral dust as cloud condensation nuclei and ice nuclei during the evolution of a hailstorm[J]. J. Geophys. Res., 124: 14262– 14284.
- Chen, Q., Fan, J., Yin, Y., et al. 2020. Aerosol Impacts on Mesoscale Convective Systems Forming Under Different Vertical Wind Shear Conditions[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 125: 3.
- Cotton W R, Anthes R A. 1989. Storm and Cloud Dynamics. Academic Press[M]. 883 pp.
- Dagan G, Koren I, Altaratz O. 2015. Competition between core and periphery-based processes in warm convective clouds—from invigoration to suppression[J]. Atmos. Chem. Phys., 15: 2749-2760
- Duvall R M, Majestic B J, Shafer, M M, et al. 2008. The water-soluble fraction of carbon, sulfur, and crustal elements in Asian aerosols and Asian soils[J]. J. Atmos. Sci., 61(16):2063-2072.
- Fan J W, Zhang R Y, Li G H, et al. 2007. Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds[J]. J. Geophys.

- Res., 112(D14): D14204.
- Fan J W, Yuan T L, Comstock J M, et al. 2009. Dominant role by vertical wind shear in regulating aerosol effects on deep convective clouds[J]. *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 114: D22206.
- 付焯, 刘晓莉, 丁伟. 2016. 一次冰雹过程及雹云物理结构的数值模拟研究[J]. *热带气象学报*, 32(04): 546-557. Fu Ye, Liu Xiaoli, Ding Wei. 2016. A numerical simulation study of a severe hail event and physical structure of hail cloud[J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 32(04): 546-557.
- Gayatri K, Patade S, Prabha T V. 2017. Aerosol-Cloud interaction in deep convective clouds over the Indian Peninsula using spectral (bin) microphysics[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(10):3145-3166.
- 何观芳, 胡志晋. 1998. 不同云底温度雹云成雹机制及其引晶催化的数值研究[J]. *气象学报*, (01): 32-36+38-46. He Guanfang, Hu Zhijin. 1998. Numerical study of on ice seeding in hailstorms with various cloud base temperatures[J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, (01): 32-36+38-46.
- 洪延超. 1998. 三维冰雹云催化数值模式[J]. *气象学报*, (06): 2-14. Hong Yanchao. 1998. A 3-D hail cloud numerical seeding model[J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, (06): 2-14.
- 洪延超. 1999. 冰雹形成机制和催化防雹机制研究[J]. *气象学报*, (01): 31-45. Hong Yanchao. 1999. Study on mechanism of hail formation and hail suppression with seeding[J]. *Acta Meteorologica (in Chinese)*, (01): 31-45.
- Hong S You. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(9): 2318-2341.
- 胡金磊, 郭学良, 侯灵. 2014. 下垫面对雹云形成发展的影响[J]. *气候与环境研究*, 19(04): 407-418. Hu Jinlei, Guo Xueliang, Hou Ling. 2014. Effect of underlying surface on the formation and evolution of hail cloud[J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 19 (4): 407-418.
- 黄艳, 裴江文. 2014. 2012年新疆喀什一次罕见冰雹天气的中尺度特征[J]. *干旱气象*, 32(06): 989-995. Huang Yan, Pei Jiangwen. 2014. Mesoscale characteristics of a rare hailstorm in Kashi of Xinjiang in 2012[J]. *Journal of Arid Meteorology (in Chinese)*, 32(06): 989-995.
- Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models[J]. *J. Geophys. Res.*, 113: D13103.
- Ilotoviz E, Khain A P. 2018. Relationship between Aerosols, Hail Microphysics, and ZDR Columns[J]. *J. Atmos. Sci.*, 75: 1755-1781.
- Ilotoviz E, Khain A P, Benmoshe N, et al. 2016. Effect of aerosols on freezing drops, hail, and precipitation in a midlatitude storm[J]. *J. Atmos. Sci.*, 73: 109-144.
- 郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001a. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究I.模式建立及冰雹的循环增长机制[J].

- 大气科学, (05): 707-720. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001a. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part I: Model description and the mechanism of hail recirculation growth[J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), (05): 707-720.
- 郭学良, 黄美元, 洪延超, 等. 2001b. 三维冰雹分档强对流云数值模式研究II.冰雹粒子的分布特征[J]. 大气科学, (06): 856-864. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001b. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part II: Characteristics of hail-category size distribution[J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), (06): 856-864.
- 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[J]. 大气科学, (04): 441-453. Kong Fanyou, Huang Meiyuan, Xu Huaying. 1990. Three-dimensional numerical simulation of ice phase microphysics in cumulus clouds. Part I: Model establishment and ice phase parameterization[J]. Scientia Atmospherica Sinica (in Chinese), (04): 441-453.
- 李照荣, 丁瑞津, 董安祥, 等. 2005. 西北地区冰雹分布特征[J]. 气象科技, 33(2): 160-162. Li Zhaorong, Ding Ruijin, Dong Anxiang, et al. 2005. Characteristics of hail distribution in northwest China[J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 33(2): 160-162.
- 刘德祥, 白虎志, 董安祥. 2004. 中国西北地区冰雹的气候特征及异常研究[J]. 高原气象, 23(6): 795-803. Liu Dexiang, Bai Huzhi, Dong Anxiang. 2004. Studies on climatic characteristic and anomaly of hail in northwest China[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23(6): 795-803.
- Lim K S S, Hong S Y, Yum S S, et al. 2011. Aerosol effects on the development of a supercell storm in a double-moment bulk-cloud microphysics scheme[J]. J. Geophys. Res., 116, D02204.
- Loftus A M, Cotton W R. 2014. Examination of CCN impacts on hail in a simulated supercell storm with triple-moment hail bulk microphysics[J]. Atmos. Res., 147-148: 183-204.
- Kain, John S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update[J]. J. Appl. Meteor., 43(1): 170-181.
- Khain A P, Ovtchinnikov M, Pinsky M, et al. 2000. Notes on the state-of-the-art numerical modeling of cloud microphysics[J]. Atmos. Res., 55: 159-224
- Khain A P, Pokrovsky A. 2004. Simulation of Effects of Atmospheric Aerosols on Deep Turbulent Convective Clouds Using a Spectral Microphysics Mixed-Phase Cumulus Cloud Model. Part I: Model description and possible application[J]. J. Atmos. Sci., 61(24): 2963-2982.
- Khain A P, Rosenfeld D, Pokrovsky A. 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds[J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 131(611): 2639-2663.
- Khain A P, Rosenfeld D, Pokrovsky A, et al. 2011. The role of CCN in precipitation and hail in a midlatitude storm as

- seen in simulations using a spectral (bin) microphysics model in a 2D dynamic frame[J]. *Atmos. Res.*, 99: 129–146.
- Khain A P, Beheng K D, Heymsfield A, et al. 2015. Representation of microphysical processes in cloud resolving models: Spectral (bin) microphysics versus bulk parameterization[J]. *Rev. Geophys.*, 53: 247-322.
- 况祥, 银燕, 陈景华, 等. 2018. 基于 WRF 模式和 CloudSat 卫星资料对黄淮下游一次强对流天气过程的诊断分析和数值模拟[J]. *气象科学*, 38(03): 331-341. Kuang Xiang, Yin Yan, Chen Jinghua, et al. 2018. Simulation analysis of strong convective weather processes in Huanghuai River based on WRF model and CloudSat satellite data[J]. *Journal of Meteorological Science*, 38(03): 331-341.
- 满苏尔·沙比提. 2012. 南疆近 60a 来冰雹灾害时空变化特征分析[J]. *冰川冻土*, 34(4): 795-801. Mansur Sabit. 2012. Analyzing the spatio-temporal variations of hail disasters in southern Xinjiang region during recent 60 years[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 34(4): 795-801.
- Noppel H, Blahak U, Seifert A, et al. 2010. Simulations of a hailstorm and the impact of CCN using an advanced two-moment cloud microphysical scheme[J]. *Atmos. Res.*, 96: 286–301.
- Osada, K. 2013. Water soluble fraction of Asian dust particles[J]. *Atmos. Res.*, 124:101-108.
- 热苏力·阿不拉, 牛生杰, 阿不力米提江·阿布力克木, 等. 2015. 新疆冰雹分区预报方法研究[J]. *冰川冻土*, 37(04): 1041-1049. Rasul Abla, Niu Shengjie, Ablimitjan Ablikim, et al. 2015. Study of the method of partitioned hail forecast in Xinjiang region[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 37(04): 1041-1049.
- 史莲梅, 赵智鹏, 王旭. 2015. 1961-2014 年新疆冰雹灾害时空分布特征[J]. *冰川冻土*, 37(4): 898-904. Shi Lianmei, Zhao Zhipeng, Wang Xu. 2015. Temporal and spatial distribution features of hail disaster in Xinjiang from 1961 to 2014[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 37(4): 898-904.
- Tao W K, Li X, Khain A P, et al. 2007. Role of atmospheric aerosol concentration on deep convective precipitation: Cloud-resolving model simulations[J]. *J. Geophys. Res.*, 112(D24): D24S18.
- 王秋香, 任宜勇. 2006. 51a 新疆雹灾损失的时空分布特征[J]. *干旱区地理*, (01): 65-69. Wang Qiuxiang, Ren Yiyong. 2006. Temporal and spatial distribution features of hail disasters in Xinjiang in recent 51 years[J]. *Arid Land Geography (in Chinese)*, (01): 65-69.
- 王雨, 银燕, 陈倩, 等. 2017. 沙尘气溶胶作为冰核对阿克苏地区一次多单体型强对流风暴降水及其微物理过程影响的数值模拟研究[J]. *大气科学*, 41(01): 15-29. Wang Yu, Yin Yan, Chen Qian, et al. 2017. A numerical study of the effect of aerosols acting as ice nuclei on the precipitation and microphysical processes in a multi-size convective storm occurring in Aksu in Xinjiang, Northwest China[J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 41(01): 15-29.
- 徐戈, 孙继明, 牛生杰, 等. 2016. 冻滴微物理过程的分档数值模拟试验研究[J]. *大气科学*, 40(06): 1297-1319. Xu Ge, Sun Jiming, Niu Shengjie, et al. 2016. A numerical study for the microphysical processes of ice pellets with a

- spectral (bin) cloud model[J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 40(06): 1297-1319.
- 杨慧玲, 肖辉, 洪延超. 2011. 气溶胶对冰雹云物理特性影响的数值模拟研究[J]. 高原气象, 30(02): 445-460. Yang Huiling, Xiao Hui, Hong Yanchao. 2011. Numerical simulation of aerosol impact on cloud physics of hailstorm[J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30(02): 445-460.
- Yang H L, Xiao H, Guo C W, et al. 2017. Comparison of Aerosol Effects on Simulated Spring and Summer Hailstorm Clouds[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 34(7): 877-893.
- 杨莲梅. 2002. 新疆的冰雹气候特征及其防御[J]. 灾害学, (04): 27-32. Yang Lianmei. 2002. Climatic characteristics of hail in Xinjiang and the prevention[J]. Journal of Catastrophology (in Chinese), (04): 27-32.
- Yin Y, Levin Z, Reisin T G, et al. 2000. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds—A numerical study[J]. Atmos. Res., 53(1): 91-116.
- 张俊兰, 张莉. 2011. 新疆阿克苏地区 50a 来强冰雹天气的气候特征[J]. 中国沙漠, 31(1): 236-241. Zhang Junlan, Zhang Li. 2011. Climate characteristics of severe hail events during 50 years in Aksu, Xinjiang, China[J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 31(1): 236-241.
- 张俊兰, 罗继. 2012. 新疆天山南麓一次冰雹天气成因分析[J]. 气象科技, 40(03):436-444. Zhang Junlan, Luo Ji. 2012. Comprehensive analysis of a severe hail event in Xinjiang[J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 40(03):436-444.
- 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 雷达气象学[M]. 气象出版社, 2000.
- 张小娟, 陶玥, 刘国强, 等. 2019. 一次冰雹天气过程的云系发展演变及云物理特征研究[J]. 气象, 45(03): 415-425. Zhang Xiaojuan, Tao Yue, Liu Guoqiang, et al. 2019. Study on the evolution of hailstorm and its cloud physical characteristics[J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 45(03): 415-425.
- 张喆, 丁建丽, 王瑾杰. 2017. 中亚地区气溶胶时空分布及其对云和降水的影响[J]. 环境科学学报, 37(01): 61-72. Zhang Zhe, Ding Jianli, Wang Jinjie. 2017. Temporal distribution of cloud and precipitation and their possible relationships with surface aerosols in Central Asia[J]. Acta Scientiae Circumstantiae (in Chinese), 37(01): 61-72.