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 (1): 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 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 41 (1): 15−29, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1605.15246.

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

王雨[1] 银燕[1] 陈倩[1] 王旭[2] 肖辉[1]

1 南京信息工程大学中国气象局气溶胶—云—降水重点开放实验室，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 将 DeMott 冰核浓度参数化方案引入到 WRF 中尺度数值模式中，模拟了新疆阿克苏地区一次多单体型强对流风暴，并对背景大气条件和沙尘条件下气溶胶作为冰核，对云中微物理结构和降水变化的影响进行了敏感性试验和对比分析，结果显示：在背景大气条件和沙尘条件下增加冰核浓度对降水中心强度影响较小，并且总体上看降水分布变化不大，但是降水局部的变化量较明显；不同背景条件下 IN（Ice Nuclei）浓度的增加使得冰晶和雪的质量混合比和数浓度均有较大幅度的增加，其中雪的主要源项为凝华增长过程，而霰增长主要来源于冰相粒子碰并过冷云滴，并且在背景大气和沙尘条件下增加 IN 都使得霰的数浓度增加，尺度减少。

关键词 强对流 新疆 WRF 模式 冰核 多单体

文章编号 1006-9895(2017)01-0015-15 **中图分类号** P426 **文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1605.15246

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

WANG Yu[1], YIN Yan[1], CHEN Qian[1], WANG Xu[2], and XIAO Hui[1]

1 *Key Laboratory of Aerosols–Cloud–Precipitation*, *China Meteorological Administration*, *Nanjing University of Information Science & Technology*, *Nanjing* 210044

2 *Xinjiang Uygur Autonomous Region Weather Modification Office*, *Ürümqi* 830001

Abstract A multi-size convective storm occurring in Aksu region in Xinjiang, Northwest China was simulated using the Weather Research and Forecasting (WRF) mesoscale model, which includes the parameterization for the concentration of ice nuclei proposed by DeMott et al. (2010). Sensitivity tests have been conducted and results were compared under

收稿日期 2015-08-10；**网络预出版日期** 2016-05-24

作者简介 王雨，男，1991 年出生，硕士，主要研究方向为气溶胶—云相互作用。E-mail: rainwang417@vip.qq.com

通讯作者 银燕，E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

资助项目 公益性行业（气象）专项 GYHY201306047，江苏高校优势学科建设工程项目（PAPD）

Funded by Special Scientific Research Fund of Meteorology in the Public Welfare Profession of China GYHY201306047, Priority Academic Program Development of Jiangsu Higher Education Institutions (PAPD)

different background conditions to investigate the response of cloud microphysical processes and precipitation to changes in concentrations of ice nuclei. It is found that the increase in concentrations of ice nuclei under the background aerosol condition and dust condition has little influence on rainfall rate in central area of the rain region, but has a significant influence on the regional distribution of the rainfall. The mass and number concentrations of ice crystal and snow particle increase obviously with the increase in the concentration of ice nuclei under different conditions. The main source of snow growth is the deposition of snow. The main source of graupel growth is the collection of supercooling cloud droplets by ice phase particles. When the concentration of ice nuclei increases in the background aerosol condition and dust condition, the number concentration of graupel increases but the graupel size decreases.

Keywords Convective storm, Xinjiang, WRF model, Ice nuclei, Multi-size

1 引言

大气气溶胶是指大气与悬浮在其中的固态和液态微粒共同组成的多相体系。气溶胶可通过吸收和散射太阳辐射直接影响地—气系统的辐射平衡，也可以作为云凝结核（Cloud Condensation Nuclei，简称 CCN）、巨凝结核（Giant Cloud Condensation Nuclei，简称 GCCN）或冰核（Ice Nuclei，简称 IN）影响云的微物理特性、光学特性、云的寿命以及降水形成，并因此而间接地影响天气和气候。

GCCN 对于云的发展和降水的形成具有重要的影响。早期的研究表明 GCCN 在降水形成中可以充当理想的碰并胚胎，使得云发展初期产生大液滴，影响云中的碰并过程（Johnson, 1982）。由 Kohler 方程可知当凝结核完全溶解形成 GCCN 时，会使产生的大液滴尚未达到临界大小就产生碰并作用（Levin and Ganor, 1996）。在污染气溶胶中有 GCCN 存在时，容易生成大滴，从而可在较高的温度和较低的高度上形成冰晶（Yin et al., 2000；Teller and Levin, 2006）。

气溶胶粒子可以作为 CCN 影响云的性质，从而影响降水。董昊等（2012）的研究表明 CCN 浓度增加会出现飑线降水延迟产生、初期降水减弱的情况并且在模拟后期降水量也随着 CCN 浓度增加而减小。金莲姬等（2007）的研究结果表明当 CCN 数浓度增加时，热带深对流云云砧爆发性增长阶段的垂直速度减小，使得对流云从中低层向高层的水物质输送量减少，从而使云砧卷云冰晶的数量减少。但因受气象环境等因素的影响，不同研究者对 CCN 的研究得到的结果有很大差异。一方面，CCN 的增加抑制暖云降水会使得大部分的水成物抬升冻结，并且在高层冻结释放潜热（Williams et al., 2002；Andreae et al., 2004），促进对流云的发展，产生更多的降水（Koren et al., 2005, 2010；Tao et al., 2007；Rosenfeld et al., 2008）。但 Morrison and Grabowski（2011）等研究发现，气溶胶污染使深对流云中对流强度减弱，这是因为污染使得深对流云中冰晶浓度增加，增强云顶辐射加热，使对流层更稳定。Cui et al.（2011）的研究也指出累积降水和淞附效率在热带海洋性对流云中会随着气溶胶浓度的增加而增加，但是在大陆性深对流云中是非单调性的。冰雹云是发展旺盛的深对流云，Noppel et al.（2010）和 Khain et al.（2011）分别用三维模式和二维分档模式模拟 CCN 对雹暴的影响，并得出了相反的结果。Noppel et al.（2010）发现 CCN 浓度增加使高层产生更多小雹粒，并使降到地面的冰雹减少。Khain et al.（2011）则发现 CCN 浓度增加使得过冷却水增多，并增强了雹粒的淞附过程，最终使得冰雹尺度和质量增大。现有的有关气溶胶影响对流云的研究多数是针对 CCN 对深对流云的影响，而对 IN 如何影响深对流云的发展和降水，研究相对较少。

大气中初始冰晶形成有两种途径，同质核化和异质核化。当温度在–37°C 以上时，冰晶主要通过异质冰相核化形成。气溶胶作为 IN 进行异质核化的机制包括：凝华核化、凝结冻结核化、接触冻结核化以及浸润冻结核化（Pruppacher and Klett, 1997）。

沙尘气溶胶是大气冰核的重要来源之一。DeMott et al.（2015）研究表明沙尘气溶胶是异质冰相核化中最重要的气溶胶类型。DeMott et al.（2003）观测了从亚洲至佛罗里达的沙尘传输层的冰核浓度，结果发现在 1.5 km 和 4 km 高度上冰核浓度达到了 1 cm^{-3}，而这是无沙尘情况下冰核浓度的 20 至 100 倍。Pratt et al.（2009）观测发现沙尘的远距离输送能够作为有效冰核影响美国中西部云的性质和降水。Ault et al.（2011）推测沙尘粒子作为冰核能够增加冰相粒子的淞附效率。Yin and Chen

（2007）利用分档云模式研究沙尘气溶胶作为 CCN 和 IN 对云和降水的影响，结果表明当沙尘传输层温度低于−5°C 时，沙尘气溶胶能够作为有效冰核，增强冰粒子形成过程，进而增强云和降水的形成和发展。

近年来一些学者通过数值模式模拟来研究 IN 对云内微物理特性、水成物分布、降水效率等的影响。Phillips et al.（2007）发现当 IN 浓度极高时，能够完全消耗混合相区域上半部的过冷却水，同时抑制同质冻结过程。Zubler et al.（2011）采用 COSMO 模式模拟研究气溶胶作为 IN 对阿尔卑斯山混合相地形云降水的影响。对冰晶核化过程，他们只考虑了浸润和凝结冻结核化，结果发现总体降水减少，但冷云过程能部分补偿因 CCN 增加而减少的降水。Fan et al.（2014）将分档微物理模式耦合到 WRF 模式中，他们的结果指出当 IN 浓度较高时，CCN 浓度的增加使降水增多；而当 IN 浓度较低时，CCN 浓度的增加会使降水减少，其原因是 IN 的浓度影响了冰相过程的效率。

总之，人们对气溶胶作为 CCN 可能影响深对流云降水的问题进行了大量研究，但相对来说，对气溶胶作为 IN 影响对流云发展和降水过程的研究比较少。本研究尝试将 DeMott et al.（2010）提出的冰核参数化方案引入到 WRF 模式中，考虑大气背景条件和沙尘条件下 IN 浓度对深对流云中冰相过程的影响。

2 研究个例和数值试验方案

2.1 个例介绍

本文选取 2012 年 7 月 13 日 15:30～17:50（北京时，下同）新疆阿克苏河流域的偏南地带遭受的一次多单体型强对流风暴进行模拟。采用 WRF（Weather Research Forecast）v3.4.1 模式和 1°×1°NCEP 全球分析资料，以（41.09°N，80.19°E）为中心，对此次强对流过程进行模拟，之所以采用 WRFv3.4.1 版本是因为该版本在之前版本的基础上修改了一些程序问题，比较稳定，并且我们在该版本中加入了气溶胶和起电方案等内容。模式区域如图 1a 所示。模式积分起止时间为 7 月 13 日 08:00～22:00。

2012 年 7 月 13 日 14:00 500 hPa 高空图（图 1b）上，中纬度地区大形势为两槽一脊型，西部低槽表现为低压环流，其中心位于巴尔喀什湖（图 1b 中点 *A*）以东，东部槽位于我国东北以东，高压脊位于贝加尔湖（图 1b 中点 *B*）以南，并有高压中心存在。对流区域位于巴尔喀什湖低压底部槽线附近，槽后西北气流引导冷空气南下，在此地形成对流云团。

这次强对流天气发生持续时间约为 2.5 h，从雷达组合反射率图可以清晰地看出对流云的发展过程，雷达资料来源于新疆阿克苏观测站，雷达为 C 波段，雷达位置为（41°9′48″N，80°14′6″E）。图 1 选取了实际和模拟的 4 个时次的雷达组合反射率，图 1c 为实际雷达组合反射率，时间为 15:56、16:07、16:18 和 16:29，最大值出现的时间为 16:07，图 1d 为沙尘条件下模拟的雷达组合反射率，时间为 18:00、18:10、18:20 和 18:30，最大值出现的时间为 18:10，可以看出模拟的雷达组合反射率出现最大值的时间晚于实际的雷达组合反射率。根据回波路径判断，回波向偏东方向缓慢移动。模拟雷达组合反射率略小于实际雷达组合反射率，模拟雷达组合反射率的最大值为 52.77 dB*Z*，而实际的最大值在 55～60 dB*Z* 之间。虽然模拟和实际时间差 2 小时，但是因为实际和模拟的雷达回波的强度和移动方向均相吻合，因此对比具有合理性，模式能够再现此次过程。

2.2 数值模拟方案和初始条件设置

（1）异质冰相核化方案

当温度高于−37°C 时，冰晶主要通过异质核化形成。异质核化过程包括凝华核化、凝结冻结、接触冻结和浸润冻结等过程，这些过程可引起冰相粒子在云中的增长，进而影响降水的形成和发展。在 Morrison 方案中，原有的冰相异质核化方案是 Cooper and Lawson（1984）提出的，方案认为冰核数浓度仅与温度有关，而本文采用了 DeMott 冰相异质核化方案（DeMott et al., 2010），其冰核数浓度为

$$N_{\mathrm{INP},T_k}=a(273.16-T_k)^b(n_{a>0.5\ \mu\mathrm{m}})^{\left[c(273.16-T_k)+d\right]},\quad(1)$$

其中，$n_{a>0.5\ \mu\mathrm{m}}$ 为标准状态（273.15 K，1013.25 Pa）下大于 0.5 μm 的气溶胶粒子数；T_k 为标准状态下的温度；系数 a、b、c 和 d 分别为 0.0000594、3.33、0.0264 和 0.0033；该方案认为在混合相云条件下，IN 数浓度与温度 T 和直径大于 0.5 μm 的气溶胶粒子数相关。因此，本文认为粒径大于 0.5 μm 的气溶胶可作为 IN。

（2）初始条件设置

模式采用 Morrison 双参数微物理方案（Morrison and Gettelman, 2008）和二重双向嵌套，其他方案包括 RRTMG 长波辐射方案，RRTMG 短波辐射方案（Iacono et al., 2008），Monin-Obukhov 近地面层方案（Monin and Obukhov, 1954），Noah 陆面过程方案（Chen and Dudhia, 2001），YSU 边界层方案（Hong et al., 2006），Kain-Fritsch 积云对流参数化方案（Skamarock et al., 2008）。粗网格格距为 12 km，细网格格距为 2.4 km，时间间隔 6 h，垂直方向为 σ 地形跟随坐标，分 41 层。

由于缺乏 2012 年新疆沙尘的观测资料，因而本文采用 2014 年 5 月在新疆阿克苏地区库车县，使用大气冰核采样器和 3321 型空气动力学粒径谱

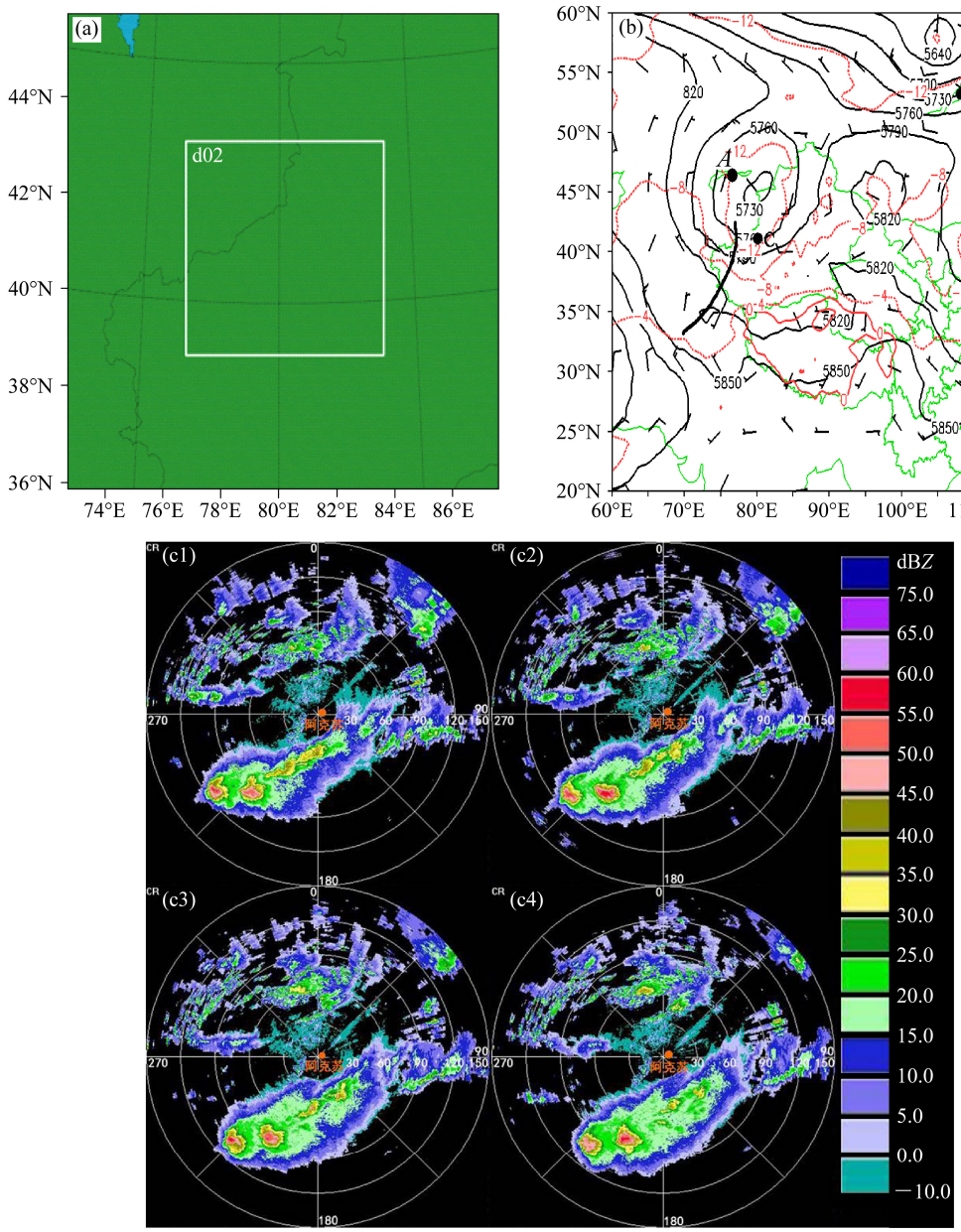

图 1 （a）模式模拟区域；（b）2012 年 7 月 13 日 14:00 500 hPa 位势高度场（黑色实线；单位：gpm）和温度场（红色实线；单位：°C）；2012 年 7 月 13 日（c1）15:56、（c2）16:07、（c3）16:18 和（c4）16:29 雷达组合反射率（雷达每个距离圈距离为 30 km）；模式模拟的 2012 年 7 月 13 日（d1）18:00、（d2）18:10、（d3）18:20 和（d4）18:30 雷达组合反射率

Fig. 1 (a) Model domains; (b) geopotential height (black solid lines, units: gpm) and temperature (red lines, units: °C) at 500 hPa at 1400 BJT (Beijing time) 13 July 2012; radar combined reflectivity at (c1) 1556 BJT, (c2) 1607 BJT, (c3) 1618 BJT, and (c4) 1629 BJT 13 July 2012 (interval distance between the radar circles is 30 km); simulated combined reflectivity at (d1) 1800 BJT, (d2) 1810 BJT, (d3) 1820 BJT, (d4) 1830 BJT 13 July 2012

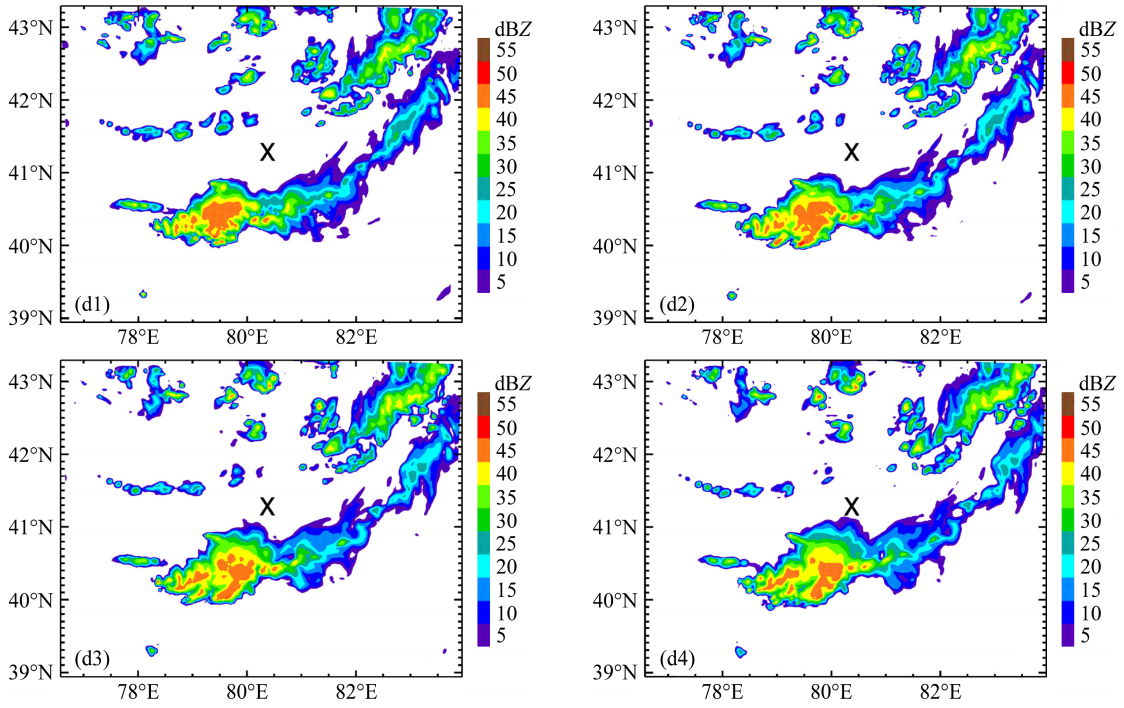

图 1 （续）

Fig. 1 (Continued)

仪（APS）对大气冰核和气溶胶粒子谱进行观测所得的观测资料。观测地点地处天山南麓中部、塔里木盆地北缘，塔里木盆地的中部是著名的塔克拉玛干沙漠，是观测点沙尘的主要源地。观测期间无降水，以晴朗天气为主，常出现大风，伴有浮尘。观测期间于 5 月 22 日出现了一次沙尘过程，并伴有大风，能见度为 1 km 左右，观测的气溶胶浓度明显升高，同时对大气冰核进行了加密采样。因为对冰核加密采样的结果进行处理的仪器仅能考虑凝华机制，而对于其他核化机制均未考虑，因此本文并未直接使用冰核加密采样的数据，仅使用了观测得到的气溶胶粒子谱资料；而 DeMott 冰相核化方案认为冰核数浓度与温度和大于 0.5 μm 的气溶胶粒子数有关，该方案包含了除接触冻结之外的所有的核化机制，因而更全面，所以本文采用 DeMott 方案得到冰核数浓度。为精确得到气溶胶各模态的分布特征，采用 3 模态对数正态分布对观测资料进行拟合得到初始气溶胶尺度分布（见图 2）：

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

其中，N_i 为 i 模态的数浓度，σ_i 为 i 模态的几何标准偏差，r 为 i 模态的几何平均半径，r 为气溶胶粒子的半径。

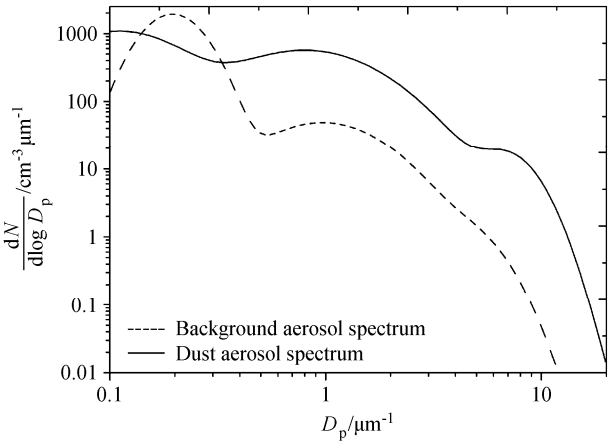

图 2 初始气溶胶尺度分布（D_P 为气溶胶粒子的直径）

Fig. 2 The initial aerosol size distributions (D_p is the diameter of aerosol)

各模态参数见表 1，对气溶胶浓度随高度的分布参考以前的研究（Yin et al., 2000），假设为呈指数递减，由图 2 可以看出仅在直径小于 0.5 μm 的部分粒径段内背景大气条件下的气溶胶数高于沙尘天气的气溶胶数，而在大于 0.5 μm 粒径段和部分小于 0.5 μm 粒径段内，沙尘天气的气溶胶数浓度远高于背景大气。考虑气溶胶为外部混合，因此分别假

设背景大气条件下三种模态气溶胶粒子数浓度的5%、20%和50%为可溶性气溶胶，而沙尘条件下三种气溶胶粒子数浓度的10%、20%和50%为可溶性气溶胶（Yin et al., 2000），这些可溶性气溶胶可作为CCN。

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/μm	lgσ_i
背景	1	1400	0.0975	0.28
	2	67.9	0.4825	0.56
	3	0.72	2.25	0.32
沙尘暴	1	1500	0.055	0.55
	2	930.8	0.405	0.66
	3	11	3.4	0.28

为了研究气溶胶作为IN对对流云中冰相过程的影响，表2给出本文试验设置，研究背景大气条件和沙尘条件下对流云的发生和发展，C-case中CCN和IN均采用背景大气条件下的气溶胶谱，CD-case中CCN采用背景大气条件下的气溶胶谱，IN采用沙尘条件下的气溶胶谱，而DC-case中CCN采用沙尘条件下的气溶胶谱，IN采用背景大气气溶胶谱，D-case中CCN和IN均采用沙尘条件下的气溶胶谱。对比试验C-case和试验CD-case可以给出背景大气条件下IN对对流云的影响，而对比试验DC-case和试验D-case可以给出沙尘条件下IN对对流云的影响。通过该试验设置可以清楚地了解在背景大气条件和沙尘条件下冰核浓度的改变对对流云的影响。

表 2 试验设置

Table 2 Condition of sensitivity experiments

试验名称	试验描述
C-case	CCN和IN均采用背景气溶胶谱
CD-case	CCN采用背景气溶胶谱，而IN采用沙尘条件下的气溶胶谱
DC-case	CCN采用沙尘条件下的气溶胶谱，而IN采用背景气溶胶谱
D-case	CCN和IN均采用沙尘条件下的气溶胶谱

3 结果分析

3.1 地面降水分析

研究气溶胶作为IN对对流云的影响，最直观的体现便是地面降水。由于模拟的降水主要集中在7月13日16:00～19:50，因此对该时段内的累积降水量进行分析。对C-case和CD-case模拟的地面累积降水量进行比较，从图3a和b可以看出：整体上，C-case降水范围与CD-case没有明显差异，降水中心位置也没有明显差别；从强度上看，C-case累积降水量的最大值为36.74 mm，CD-case的累积降水量最大值为35.91 mm，CD-case的最大值略小于C-case，但是整体的降水量没有明显的变化，这与Lebo and Seinfeld（2011）的研究结果类似，说明IN浓度的增加对降水量的影响较小。为了进一步分析IN增加对降水量的影响，将C-case和CD-case的降水量作差。从图3e可以看出增加IN后降水量有增加也有减少，增加区域主要集中在降水的中心区，而减少区域主要分布在降水区域的边缘，最大增加量接近10 mm，而最大减少量则超过了10 mm。为了进一步分析产生这种降水分布的原因，取中心降水增加区域（40.1°N～40.4°N，79.5°E～80.2°E）与除去该区域的边缘区域进行对比分析，因为雨滴主要的源项为霰的融化，因此对这两个区域内不同背景条件下的霰融化的转化率进行分析。在中心区，不论是背景大气条件还是沙尘条件下，冰核浓度的增加都使得霰融化的转化率增加，其中C-case中转化率的平均值为0.44×10^{-3} g kg^{-1} s^{-1}，CD-case中为0.51×10^{-3}g kg^{-1} s^{-1}，DC-case中霰融化的转化率为0.44×10^{-3}g kg^{-1} s^{-1}，D-case中为0.46×10^{-3}g kg^{-1} s^{-1}（图略），这主要是因为冰核浓度增加使得中心区冰晶浓度增加，而云中心区有充足的过冷水滴，因此有更多的冰晶转化为霰，同时霰通过碰并充足的过冷液滴增长，进而有更多的霰融化成为雨滴，由此可以看出在中心区，冰核采用沙尘气溶胶谱时产生的降水高于冰核采用背景大气气溶胶谱时产生的降水。而在边缘区域，不论是背景大气条件还是沙尘条件下，霰融化的转化率随着冰核浓度的增加而降低，其中C-case中霰融化的转化率平均值为0.091×10^{-3}g kg^{-1} s^{-1}，CD-case中为0.087×10^{-3}g kg^{-1} s^{-1}，DC-case中为0.094×10^{-3}g kg^{-1} s^{-1}，D-case中为0.092×10^{-3}g kg^{-1} s^{-1}（图略），这是因为一方面边缘区域液态水含量较少，当冰核浓度增加产生更多的冰晶时，冰晶争食云中液态水，而有限的液水含量限制了冰晶的增长，进而限制了冰晶向霰粒的转化；另一方面霰主要来源于碰并过冷云滴，由于冰核浓度的增加消耗了更多的云滴，因此边缘区有限的液水含量进一步减少，进而抑制了霰通过碰并过冷云滴增长的效率；综上所述在边缘区冰核浓度的增加会导致霰的质量浓度减小，进而使霰融化成雨的转化率降低，由此可

以得出冰核增加使边缘区降水减少。

从图 3c、d 可以看出，与背景大气条件一样，在沙尘条件下降水范围和降水中心也没有明显变化。从强度上看，DC-case 累积降水量的最大值为 36.98 mm，D-case 累积降水量的最大值为 34.87 mm。为了进一步分析 IN 对降水的影响，将 DC-case 和 D-case 的降水量作差。从图 3f 可以看出，降水量同样是有增加也有减少，增加区域集中在降水的中心区，减少区域主要分布在降水区域的边缘，最大增加量超过了 10 mm，而最大减少量接近 8 mm。

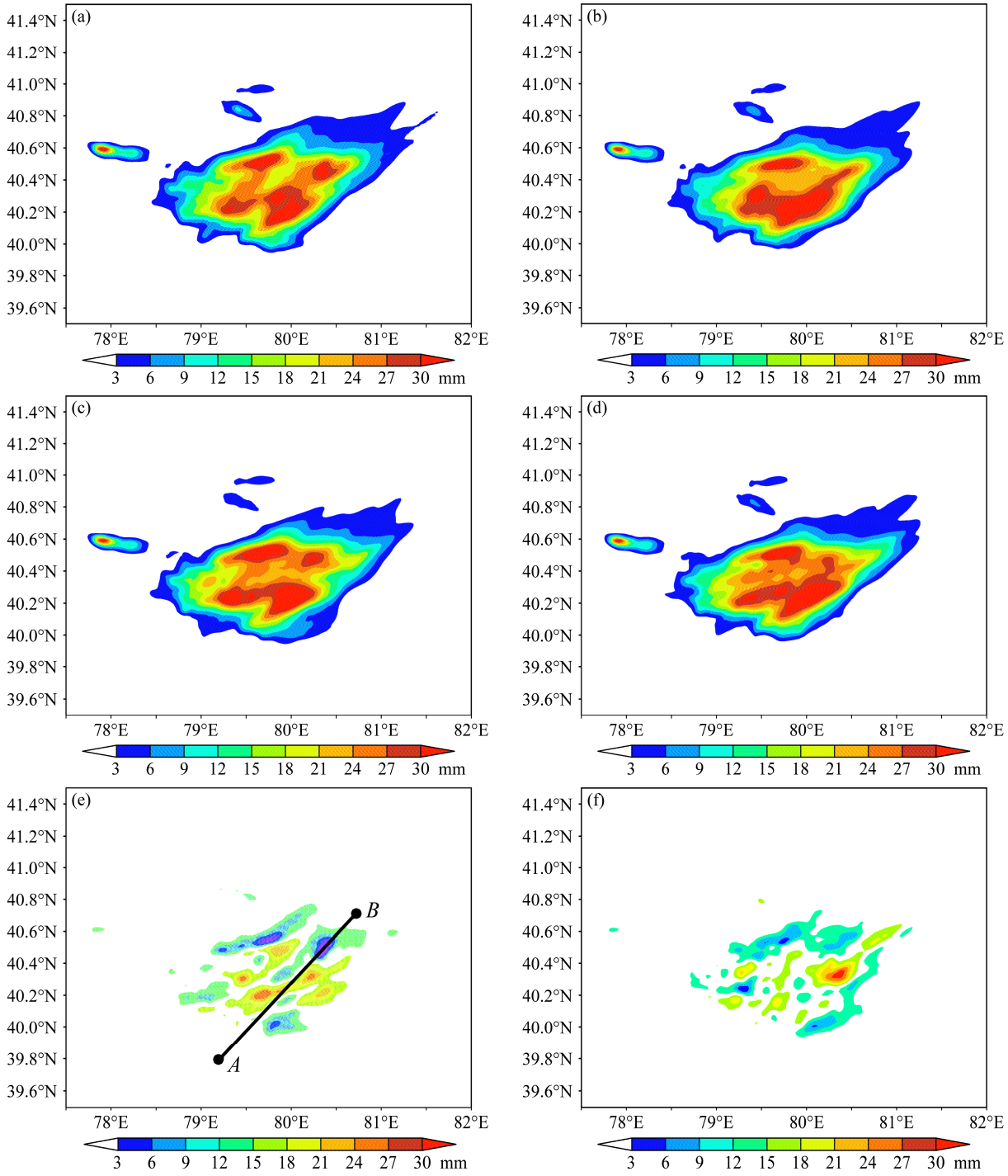

图 3 2012 年 7 月 13 日 16:00～19:50 地面累积降水量（单位：mm）：（a）C-case；（b）CD-case；（c）DC-case；（d）D-case；（e）CD-case 和 C-case 的差值；（f）D-case 和 DC-case 的差值

Fig. 3 Simulated accumulated rainfall (units: mm) from 1600 BJT to 1950 BJT 13 July 2012: (a) Expt C-case, (b) expt CD-case, (c) expt DC-case, (d) expt D-case, (e) the difference between CD-case and C-case, (f) the difference between D-case and DC-case

3.2 微物理量场分析

要进一步理解气溶胶作为 IN 对对流云的影响，需要对云中各水成物的变化进行分析，研究各水成物之间的相互转化。

图 4 给出对流风暴发生时段内云中水成物混合比的平均值随时间变化，该平均值为有云区域的平均，本文选取水成物质量混合比大于 0.001 g kg^{-1} 的区域为云区域，选取的模拟时段为 7 月 13 日 16:00～19:50。从图 4a 可以看出，CD-case 中云滴质量混合比的平均值略高于 C-case 中，D-case 中云滴质量混合比高于 DC-case 中。云滴质量混合比在 16:50 左右有一个峰值，而在对流发生的中期（16:30～18:30）云滴质量混合比维持在一个较高的水平，在对流发生的后期云滴混合比迅速降低。C-case 中质量混合比的平均值为 0.33 g kg^{-1}，CD-case 中质量混合比的平均值为 0.35 g kg^{-1}，DC-case 中为 0.49 g kg^{-1}，D-case 中为 0.51 g kg^{-1}。从图 4b 可以看出，C-case 和 CD-case 以及 DC-case 和 D-case 之间云滴数浓度差别很小，并且随着时间的变化，云滴数浓度逐渐降低。由此可以得出，在背景大气和沙尘条件下增加 IN 都使得云滴的质量浓度增加，而云滴的数浓度变化很小，这是因为云滴质量浓度的源项主要是凝结增长，而汇项主要为雨滴、霰碰并云滴。从有云部分的平均值看，冰核的改变对云滴凝结增长的影响很小。但是增加冰核以后霰的尺度减小，这使得霰碰并过冷云滴的作用减弱，即霰对云滴的消耗减少；同时雨滴的质量浓度变化较小，但就从有云部分的平均值来看，冰核增加后雨滴的质量浓度还是有一定的减少，这会导致雨滴收集的云滴减少。综上所述，云滴质量浓度的源项变化很小，而两个主要汇项在冰核浓度增加后都是减小的，因而使得云滴的质量浓度增大。对于数浓度而言，云滴主要的汇项是霰收集云滴，因为云滴的数浓度远高于霰的数浓度，所以霰所收集的云滴相对于云滴总的数浓度影响很小，因而云滴的数浓度变化很小。

从图 4c 可以看出，雨滴平均质量混合比从对流发生初期开始逐渐增大，至 18:20 左右达到最大值，随后质量混合比逐渐降低。总体来说，四个试验中雨滴质量混合比的差别较小，这是因为雨滴主要来源于霰的融化，而在背景大气和沙尘条件下增加 IN 后，对整个过程中霰粒融化的影响较小，因此使得雨滴质量混合比的平均值变化很小。从图 4d 可知，CD-case 中雨滴平均数浓度的值高于 C-case 中的雨滴平均数浓度的值，D-case 中雨滴平均数浓度的值略高于 DC-case 中的值，并且可以看出在背景场中 IN 增加时雨滴直径变化明显，而在沙尘背景下冰核增加时雨滴直径变化不大，这是因为雨滴数浓度主要来源于云滴和雨滴的自动转化，而大气背景条件下云滴和雨滴的自动转化率要远高于在沙尘条件下的转化率，其原因是在沙尘条件下由于大量 CCN 的存在会使得云滴尺度小于大气背景条件下的云滴尺度，而云滴向雨滴的转化就是云滴之间的相互碰并过程，当云滴尺度减小时，其碰并效率会降低。综上所述，在背景大气条件下，云滴尺度大于沙尘条件下的云滴尺度，进而使得云滴向雨滴转化的效率高，因此增加冰核会使雨滴数浓度发生更明显的变化。

从图 4e、g 可以看出，在对流发生发展的过程中，冰晶和雪的质量混合比都呈上升趋势，且 CD-case 中的冰晶和雪的质量混合比均高于 C-case，D-case 中的冰晶和雪的质量混合比高于 DC-case。由此得出在对流发展过程中，在背景大气和沙尘条件下 IN 浓度的增加都使得云中冰晶和雪的混合比大幅增加，这是因为 IN 浓度的增加一方面促进冰晶活化，另一方面使云中一部分水汽在冰相过程开始后通过蒸凝过程转化为冰晶，从而使得冰晶质量和浓度得到大幅度提高；对于雪而言，因为雪主要来源于雪晶的凝华增长，而 IN 浓度的增加使得雪晶的浓度增加，进而提高了雪晶凝华的效率，因此使得雪的质量混合比增加。从冰晶和雪的数浓度来看（图 4f、h），冰晶的数浓度随着对流的发展而逐渐降低，这是因为冰晶数浓度的增加主要是通过接触冻结，而随着对流云的发展，云中过冷液滴的含量逐渐减少，同时霰粒收集了大量冰晶，因而冰晶数浓度逐渐降低；但是雪的数浓度随着对流的发展逐渐增大，这是因为雪的数浓度增加主要是通过冰晶的相互碰并，而云中冰晶数浓度远高于雪晶，因此有充足的冰晶相互碰并形成雪晶，进而使得雪的数浓度不断增加。此外，由于在背景大气和沙尘条件下增加 IN 促进了冰晶浓度的增加，因而使得 CD-case 中冰晶和雪的数浓度均高于 C-case，D-case 中冰晶和雪的数浓度高于 DC-case。

从图 4i 可以看出，在对流发生的前中期霰的质量混合比逐渐上升，在 18:10 左右达到峰值，随后霰的质量混合比开始降低，这是因为霰主要来源于

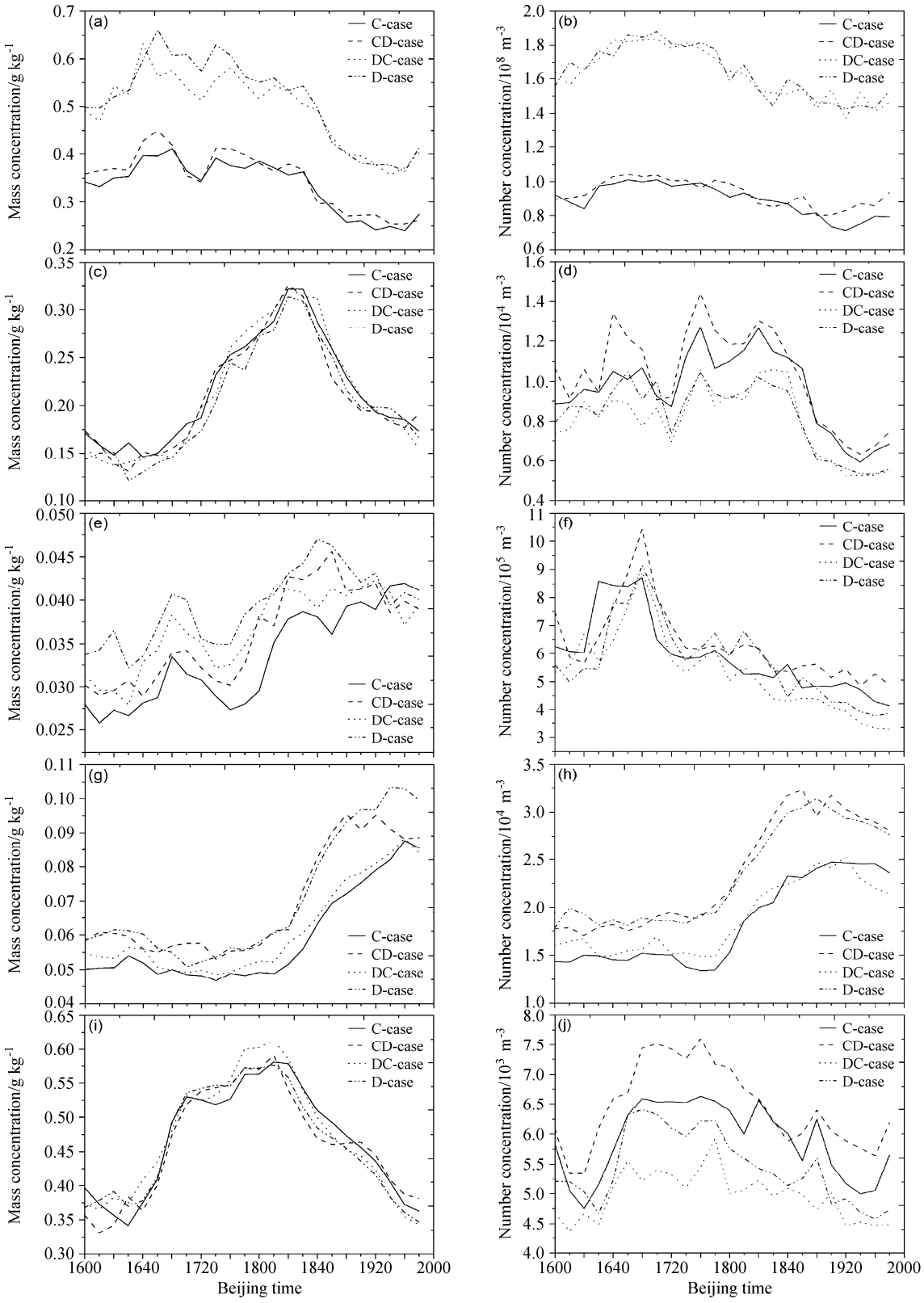

图 4　2012 年 7 月 13 日 16:00～19:50 云中水凝物的混合比（左列）和数浓度（右列）随时间的变化：（a、b）云滴；（c、d）雨滴；（e、f）冰晶；（g、h）雪；（i、j）霰

Fig. 4　Temporal variations of mixing ratios (left column) and number concentrations (right column) of hydrometeors from 1600 BJT to 1950 BJT 13 July 2012: (a, b) Cloud droplets, (c, d) rain drops, (e, f) ice crystals, (g, h) snow, and (i, j) graupel

碰并过冷云滴，在对流发生的前中期云中含有大量过冷云滴，因而霰的质量混合比增加，随着对流的发展，霰粒的增长对过冷云滴的消耗使得云中过冷云滴减少，有限的过冷云滴含量又限制了霰粒质量和浓度的增多。由图 4j 可知，CD-case 中霰的数浓度的平均值高于 C-case，D-case 中霰的数浓度的平均值高于 DC-case，这是因为在背景大气和沙尘条件下增加 IN 使得冰晶和雪的数浓度增加，更多的冰晶和雪碰并过冷液滴转换成霰，因而使得霰的数浓度增加。因为四个试验中霰的质量混合比变化较小，但数浓度则是 CD-case 高于 C-case 以及 D-case 高于 DC-csae，由此可以推出霰的有效半径随着 IN 浓度的增加而逐渐减小，这与陈丽等（2007）的结果类似。

要研究 IN 的改变对云中冰相过程的影响，水成物在云中的垂直变化也十分重要。由图 3e、f 可以看出 C-case 和 CD-case 之间降水的变化更明显，因而选取 C-case 和 CD-case 讨论水成物在云中的垂直变化。图 3e 表示了 C-case 和 CD-case 从 16:00～19:50 累积降水量的差值，因此，沿降水变化最大的正负中心作剖面（图 3e），剖面 *AB* 穿过差值最大的区域。

图 5 给出 7 月 13 日 18:10 沿直线 *AB* 的云水、冰雪晶、雨水和霰的质量混合比垂直剖面。从图 5a、b 中可以看出云底在 4 km 左右，零度层位于 4.5 km 左右，大部分云处于零度层以上，云水含量的中心出现在零度层附近，约在 5 km。CD-case 中云水质量混合比的平均值为 0.36 g kg^{-1}，C-case 中为 0.37 g kg^{-1}。C-case 中雨水质量混合比的平均值为 0.29 g kg^{-1}，CD-case 中雨水质量混合比的平均值为 0.30 g kg^{-1}。冰晶主要存在于−30～−50°C 之间，C-case 中冰晶质量混合比的平均值为 0.036 g kg^{-1}，而 CD-case 中质量混合比的平均值为 0.037 g kg^{-1}。雪主要存在于 0～−50°C 之间，C-case 中的雪平均质量混合比为 0.049 g kg^{-1}，CD-case 中为 0.061 g kg^{-1}。从图 5c、d 可以看出，C-case 中最大上升气流出现在零度层附近，最大上升气流速度为 17.53 m s^{-1}，CD-case 中最大上升气流出现在零度层以上，最大上升气流速度为 15.85 m s^{-1}，C-case 中最大上升气流速度略高于 CD-case 中，并且最大上升气流区域大于 CD-case 中。霰出现在 0～−40°C 之间，其最大高度低于冰晶和雪，C-case 和 CD-case 中霰质量混合比的平均值分别为 0.58 g kg^{-1} 和 0.59 g kg^{-1}，CD-case 中霰的质量混合比略高于 C-case。

在 18:10，水成物中霰的质量混合比高于其他水成物，零度层上下均有大量上升气流，主要云体在零度层以上，并且 CD-case 中水成物的质量混合比基本高于 C-case 中。

图 6 是 7 月 13 日 19:00 沿直线 *AB* 的云水、冰雪晶、雨水和霰的质量混合比垂直剖面。由图 6a、b 可以看出，与 18:10 相比，云水含量减少，零度层以上和以下云水含量相差较小，云水主要出现在 3～6.2 km，C-case 中对应的云水质量混合比平均值为 0.26 g kg^{-1}，CD-case 中为 0.27 g kg^{-1}。C-case 中雨水的质量混合比平均值为 0.23 g kg^{-1}，而 CD-case 中为 0.21 g kg^{-1}，雨水质量混合比平均值相差 0.02 g kg^{-1}。在 CD-case 中冰雪晶的质量混合比迅速增加，特别是雪的质量混合比等值线十分密集，平均质量混合比分别为 0.041 g kg^{-1} 和 0.095 g kg^{-1}；而 C-case 中冰雪晶的质量混合比增长相对较缓，雪的质量混合比等值线较为稀疏，其值分别为 0.39 g kg^{-1} 和 0.072 g kg^{-1}。从图 6c、d 可以看出，云中上升气流较弱，CD-case 中的下沉气流强于 C-case 中，霰的等值线比 18:10 时稀疏，C-case 中霰的平均质量混合比为 0.47 g kg^{-1}，CD-case 中为 0.46 g kg^{-1}，CD-case 中的霰的平均质量混合比略小于 C-case。

3.3 雨滴、霰和雪晶源汇项及其微物理过程转化率

表 3 给出了雨滴的源汇项及其微物理过程转化率在 17:00、18:10 和 19:00 的平均值。由表 3 可以看出，在 17:00，C-case 和 CD-case 中雨滴的源项主要是雨滴碰并云滴；除了雨滴碰并云滴之外，霰的融化也是雨滴的重要源项。而在 DC-csae 和 D-case 中雨滴最主要源项为霰的融化，第二源项为雨滴碰并云滴。此外，云雨自动转化率虽然相对较小，但其对初始雨滴的形成具有重要的作用。雨滴主要的汇项为雨滴的蒸发。

在 18:10，此时为对流云发展旺盛的阶段，在 C-case 和 CD-case 中与 17 时不同的是，霰的融化成为了雨滴主要的来源，但雨滴碰并云滴对雨滴的贡献同样很大。在 DC-case 和 D-case 中雨滴最主要的源项仍是霰的融化并且第二源项同样为雨滴碰并云滴。由此看出在此时刻四个实验中雨滴主要的源项相同。雨滴主要的汇项为雨滴的蒸发。由此得出在此时刻，随着对流云的发展，背景大气条件下的雨滴主要的源项由初期的雨滴碰并云滴转变为霰的融化，而沙尘条件下雨滴主要的源项一直都是霰

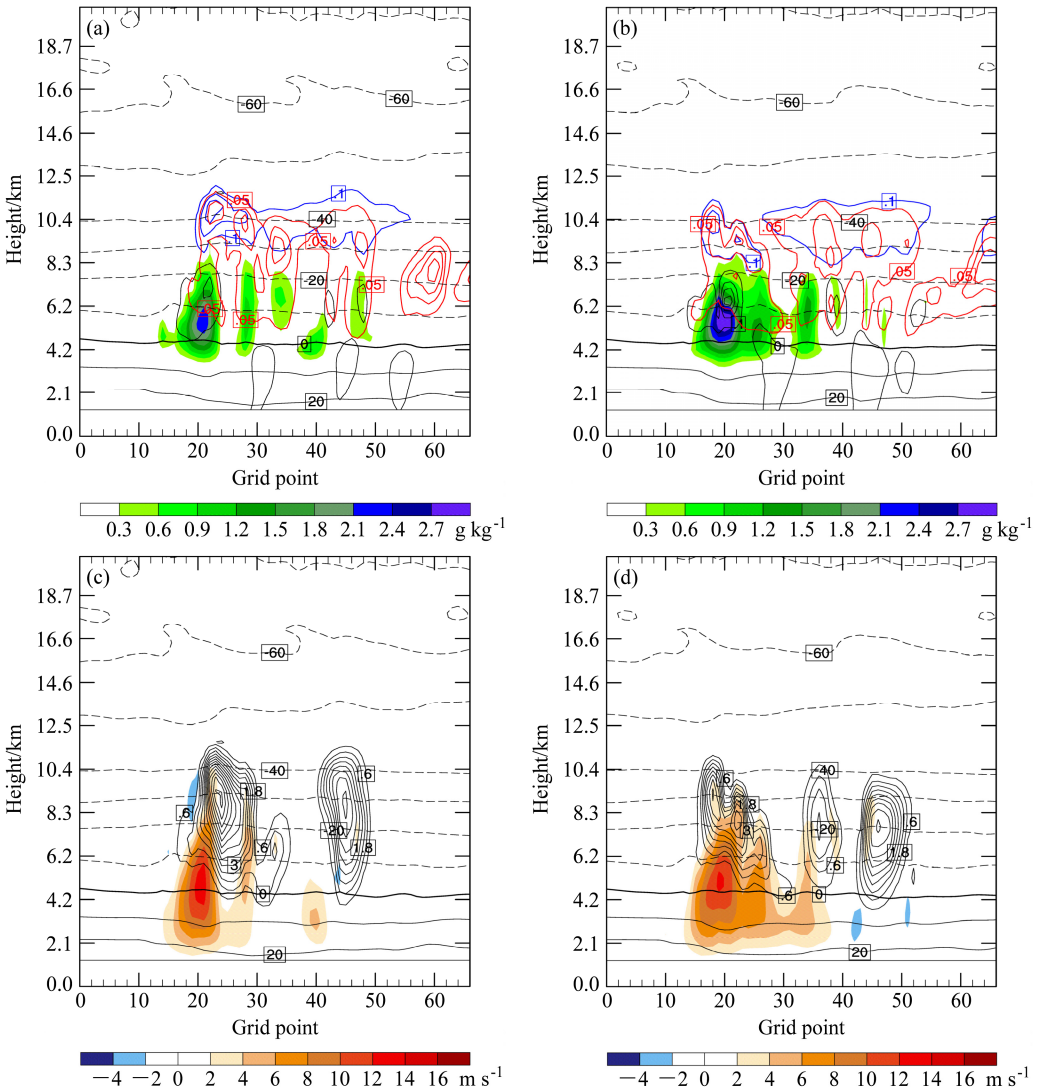

图 5 C-case（左列）和 CD-case（右列）模拟的 2012 年 7 月 13 日 18:10 沿图 3e 中直线 *AB* 云中（a–d）水凝物质量混合比（单位：g kg^{-1}）和（c、d）气流垂直速度（填色，单位：m s^{-1}）的垂直分布。虚线为等温线（单位：°C）；（a、b）中填色表示云水，黑色实线代表雨水，蓝色实线代表冰晶，红色实线代表雪晶；（c、d）中实线表示霰的质量混合比，单位：g kg^{-1}；横坐标表示格点数。

Fig. 5 (a–d) Vertical cross sections of mixing ratios of hydrometeors (units: g kg^{-1}) along line *AB* (shown in Fig.3e) and (c, d) vertical velocity (colouring, units: m s^{-1}) in C-case (left column) and CD-case (right column) at 1810 BJT 13 July 2012. The dashed lines are isotherms (units: °C); (a, b) cloud water (shaded), rain water (black solid lines), ice crystals (blue solid lines), and snow crystals (red solid lines); (c, d) vertical velocity (shaded) and graupel (solid lines). Horizontal axis: grid point

的融化，汇项为雨滴的蒸发，并且源汇项的值远高于 17:00 源汇项的值。

在 19:00，此时对流云已经发展到后期，雨滴主要的源项仍是霰的融化，并且其值与 18:10 相比变化不大。雨滴主要的汇项仍是雨滴的蒸发。在此时刻雨滴主要源汇项的值与 18:10 相近，而雨滴碰并云滴和云雨自动转化较 18:10 减少幅度较大，这与对流云发展到后期云滴的减少有关。

由此可以得出，随着对流云的发展，雨滴主要的源项为雨滴碰并云滴和霰的融化，而雨滴主要的汇项为雨滴的蒸发。

表 4 给出了雪晶的源项及其微物理过程转化率在 17:00、18:10 和 19:00 的平均值。从表 4 可以看出，雪的产生和增长主要通过 6 种方式，分别为雪碰冻雨滴并转化为雪、雪晶的淞附、雪晶的凝华、冰晶向雪晶的自动转化、雪晶碰并冰晶、冰晶与过冷雨滴碰并转化为雪。在 17:00 最主要的方式为雪晶的凝华，并且 CD-case 中雪晶凝华的转化率高于

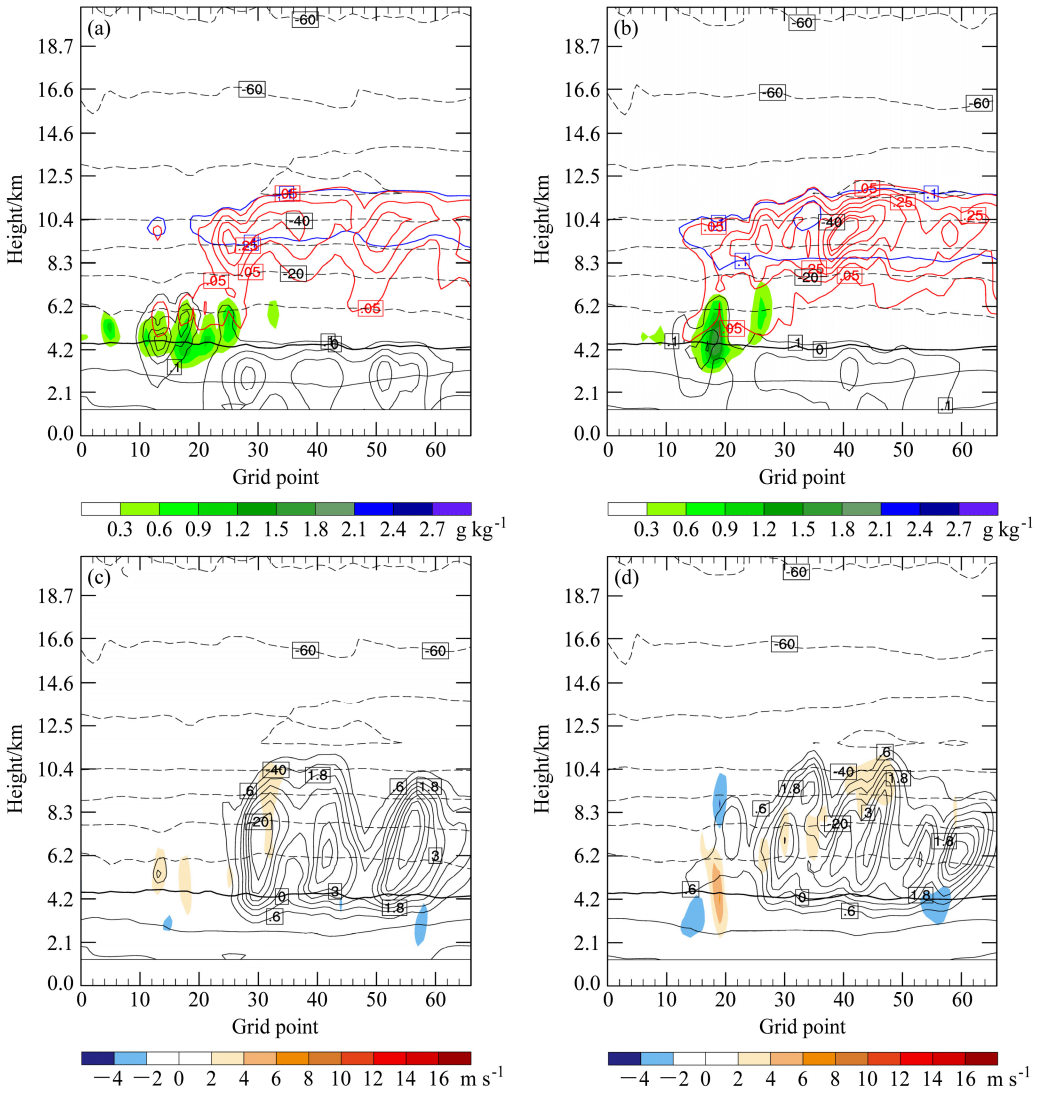

图 6 同图 5，但为 19:00

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for1900 BJT 13 July

C-case，D-case 中雪晶凝华的转化率高于 DC-case，即在背景大气和沙尘条件下增加 IN 提高了雪晶凝华的转化率；除了雪晶的凝华之外，雪碰冻雨滴并转化为雪和雪晶的淞附也是雪的重要源项；冰晶向雪晶的自动转化值很小，但其是初始雪晶形成的必不可少的条件。

在 18:10，雪的主要来源仍然为雪晶的凝华，并且其值约为 17:00 的两倍；雪碰冻雨滴并转化为雪同样是雪重要的来源；冰晶向雪晶的转化比 17 时高出近两倍，这使得 18:10 会有更多的初始冰晶形成。相较于 17:00，在此时刻雪的各源项都有较大的增长，并且在雪的主要源项中 CD-case 的值高于 C-case、D-case 的值高于 DC-case。

在 19:00，此时处于对流发展的后期，云中雪的主要来源依然是雪晶的凝华，并且较 18:10 有了进一步的增长；此时雪晶的淞附成为了雪的第二源项。Fan et al.（2011）和 Saleeby et al.（2013）发现 IN 增加能够使冰晶增加进而增强淞附过程和贝吉隆过程，并且使得冰相粒子如雪增多，与这里得到的结果类似。在冰晶向雪晶的自动转化这一项中，19:00 的转化率约为 18:10 的两倍。此外，雪晶碰并冰晶对于雪也有较大的贡献，并且此时刻的转化率相较于 18:10 变化不大。

表 5 给出了霰的源项及其微物理过程转化率在 17:00、18:10 和 19:00 的平均值。由表 5 可以看出霰有 8 个源汇项，在 17:00 霰最主要来源于霰碰并

表 3 雨滴的源汇项及其微物理过程转化率

Table 3 Source and sink terms of raindrop and their microphysical processes conversion rates

雨滴的源汇项	物理意义	各微物理过程转化率/10^{-3} g kg^{-1} s^{-1}											
		13 日 17:00 平均值				13 日 18:10 平均值				13 日 19:00 平均值			
		C-case	CD-case	DC-case	D-case	C-case	CD-case	DC-case	D-case	C-case	CD-case	DC-case	D-case
PRA	雨滴碰并云滴	0.071	0.075	0.044	0.060	0.106	0.097	0.098	0.091	0.0348	0.0347	0.041	0.030
PRACS	雨滴收集雪	5.73×10^{-5}	2.23×10^{-5}	1.48×10^{-4}	6.3×10^{-5}	3.9×10^{-5}	7.85×10^{-5}	8.67×10^{-5}	6×10^{-5}	2.1×10^{-5}	5.5×10^{-6}	1.1×10^{-5}	6.0×10^{-6}
PRC	云雨自动转化	1.15×10^{-3}	1.1×10^{-3}	4.8×10^{-4}	5.2×10^{-4}	0.0013	0.0012	0.0006	0.0006	0.00063	0.00059	0.00037	0.00035
PGMLT	霰的融化	0.056	0.067	0.064	0.062	0.144	0.163	0.155	0.150	0.154	0.130	0.146	0.150
PSMLT	雪晶的融化	0.00052	0.00076	0.00068	0.00074	0.0014	0.0013	0.001	0.00094	0.00092	0.00088	0.00097	0.0011
PRE	雨滴的蒸发	−0.032	−0.035	−0.029	−0.029	−0.077	−0.085	−0.074	−0.079	−0.086	−0.082	−0.077	−0.080

表 4 雪晶的源项及其微物理过程转化率

Table 4 Source terms of snow crystals and their microphysical processes conversion rates

雪的源项	物理意义	各微物理过程转化率/10^{-3} g kg^{-1} s^{-1}											
		13 日 17:00 平均值				13 日 18:10 平均值				13 日 19:00 平均值			
		C-case	CD-case	DC-case	D-case	C-case	CD-case	DC-case	D-case	C-case	CD-case	DC-case	D-case
PRACS	雪碰冻雨滴并转化为雪	0.006	0.005	0.0046	0.0054	0.0159	0.0135	0.0157	0.013	0.00456	0.00352	0.0046	0.0035
PSACWS	雪晶的淞附	0.0044	0.005	0.0048	0.0051	0.0076	0.0069	0.0077	0.0088	0.0065	0.0069	0.0067	0.0083
PRDS	雪晶的凝华	0.0088	0.012	0.0084	0.0097	0.017	0.023	0.017	0.022	0.021	0.035	0.028	0.037
PRAI	冰晶向雪晶的自动转化	0.00052	0.00074	0.00071	0.00061	0.0013	0.0020	0.0021	0.0016	0.0026	0.0042	0.0040	0.0027
PRCI	雪晶碰并冰晶	0.0016	0.0024	0.0016	0.0022	0.0034	0.0046	0.0034	0.0044	0.0037	0.0051	0.0035	0.0048
PRACIS	冰晶与过冷雨滴碰并转化为雪	1.99×10^{-5}	3.13×10^{-5}	1.39×10^{-5}	1.94×10^{-5}	2.81×10^{-5}	3.78×10^{-5}	1.74×10^{-5}	2.51×10^{-5}	2.26×10^{-5}	3.51×10^{-5}	1.59×10^{-5}	2.04×10^{-5}

表 5 霰的源项及其微物理过程转化率

Table 5 Source terms of graupel and their microphysical processes conversion rates

霰的源项	物理意义	各微物理过程转化率/10^{-3} g kg^{-1} s^{-1}											
		13 日 17:00 平均值				13 日 18:10 平均值				13 日 19:00 平均值			
		C-case	CD-case	DC-case	D-case	C-case	CD-case	DC-case	D-case	C-case	CD-case	DC-case	D-case
PSACWG	霰碰并过冷云滴	0.0745	0.0793	0.084	0.083	0.12	0.11	0.14	0.14	0.089	0.086	0.102	0.099
PRACG	霰碰并过冷雨滴	0.021	0.018	0.013	0.015	0.038	0.041	0.033	0.027	0.012	0.010	0.013	0.010
PRDG	霰的凝华增长	0.025	0.028	0.022	0.023	0.054	0.051	0.044	0.048	0.047	0.042	0.048	0.042
PSACR	过冷雨滴与雪碰并转化为霰	0.00036	0.00037	0.00022	0.00052	0.0026	0.0017	0.0022	0.0033	0.00025	0.00027	0.00058	0.00028
PGSACW	雪与云滴碰并转化为霰	0.00024	0.00045	0.00054	0.00063	0.00055	0.00049	0.00077	0.001	0.00029	0.00049	0.00056	0.00067
PIACR	冰晶与过冷雨滴碰并转化为霰	0.024	0.041	0.023	0.035	0.054	0.063	0.050	0.053	0.021	0.020	0.023	0.019
PGRACS	雪与过冷雨滴碰并转化为霰	2.19×10^{-5}	1.22×10^{-5}	2×10^{-6}	1×10^{-5}	0.00103	0.00013	4.5×10^{-5}	0.00036	1.6×10^{-6}	6×10^{-6}	1.4×10^{-5}	7×10^{-6}
MNUCCR	雨滴的冻结	0.014	0.0061	0.011	0.0067	0.0094	0.0030	0.013	0.006	0.0011	0.0005	0.0033	0.0010

过冷云滴。除了霰碰并过冷云滴之外，霰碰并过冷雨滴、霰的凝华增长以及冰晶与过冷雨滴碰并转化为霰对霰的贡献相近，并且在霰的源项中 CD-case 的平均值基本都高于 C-case 的平均值，D-case 的平均值也基本高于 DC-case 的平均值。

在 18:10，霰碰并过冷云滴仍然是霰最主要的来源，并且较 17:00 有较大增长。霰碰并过冷雨滴、霰的凝华增长和冰晶与过冷雨滴碰并转化为霰这三个源项对于霰的贡献相近，并且相比于 17:00，这三个源项的转化率都有较大的增加。过冷雨滴与雪碰并转化为霰相比于 17:00 增长最为明显，其增长了 1 个量级。

在 19:00，霰的主要来源仍为霰碰并过冷云滴，其值相比于 18:10 有略微的降低。霰的凝华增长为霰的第二源项。霰碰并过冷雨滴以及冰晶与过冷雨滴碰并转化为霰相比于 18:10 有大幅度降低，这主

要是因为在对流发展后期云中过冷雨滴减少，从而限制了霰粒和冰晶的碰并效率。

4 结论

本文尝试将 DeMott 冰相异质核化方案引入到耦合 Morrison 双参数物理方案的 WRF 中尺度数值模式中并模拟新疆阿克苏地区一次多单体型强对流风暴，DeMott 方案根据大于 0.5 μm 的气溶胶数浓度和温度来预报初始冰晶数浓度，研究背景大气条件和沙尘条件下气溶胶作为冰核对云中微物理结构影响，沙尘条件下大粒子数浓度是背景大气条件下的 10 倍以上，结果表明：

（1）在背景大气条件和沙尘条件下，IN 浓度增加对降水中心强度影响较小，并且总体上看降水分布变化不大，但是降水局部的变化量较明显。同时，在背景和沙尘条件下增加 IN 都使得云滴质量混合比和数浓度有小幅度增加。在对流云发展过程中，雨滴主要的源项为雨滴碰并云滴和霰的融化。

（2）在背景大气条件和沙尘条件下，IN 浓度的增加使得冰晶和雪的质量混合比和数浓度有较大幅度的增加。雪的主要来源为雪晶的凝华增长，随着对流云的发展冰晶含量逐渐减少而雪的含量逐渐增加，并且在对流发展旺盛之后，雪的增长率大幅度增加。

（3）在对流发展旺盛时，霰的含量达到最大，随后开始下降，整个对流发展过程中，霰碰并过冷云滴都是霰的主要来源，并且在背景大气条件和沙尘条件下 IN 浓度改变对霰的质量混合比的影响较小，同时都使得霰的数浓度增加。总的来说在背景大气和沙尘条件下增加冰核浓度对霰的质量混合比影响较小，但使霰的数浓度产生明显增加，因而霰的尺度变小。

参考文献（References）

Andreae M O, Rosenfeld D, Artaxo P, et al. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon [J]. Science, 303 (5662): 1337–1342, doi:10.1126/science.1092779.

Ault A P, Williams C R, White A B, et al. 2011. Detection of Asian dust in California orographic precipitation [J]. J. Geophys. Res., 116 (D16): D16205, doi:10.1029/2010JD015351.

陈丽，银燕，杨军，等. 2007. 沙尘气溶胶对云和降水影响的模拟研究 [J]. 南京气象学院学报, 30 (5): 590–600. Chen Li, Yin Yan, Yang Jun, et al. 2007. Effects of sand dust particles on cloud and precipitation: A numerical study [J]. J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese), 30 (5): 590– 600.

Chen F, and Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. Mon. Wea. Rev., 129, 569–585.

Cooper W A, Lawson R P. 1984. Physical interpretation of results from the HIPLEX-1 experiment [J]. J. Appl. Meteor., 23 (4): 523–540, doi:10.1175/1520-0450(1984)023<0523:PIORFT>2.0.CO;2.

Cui Z, Davies S, Carslaw K S, et al. 2011. The response of precipitation to aerosol through riming and melting in deep convective clouds [J]. Atmos. Chem. Phys., 11 (7): 3495–3510, doi:10.5194/acp-11-3495-2011.

DeMott P J, Sassen K, Poellot M R, et al. 2003. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei [J]. Geophys. Res. Lett., 30 (14), doi:10.1029/2003GL017410.

DeMott P J, Prenni A J, Liu X, et al. 2010. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate [J]. Proc Natl Acad Sci, 107 (25): 11217–11222, doi:10.1073/pnas.0910818107.

DeMott P J, Prenni A J, McMeeking G R, et al. 2015. Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles [J]. Atmos. Chem. Phys., 15 (1): 393–409, doi:10.5194/acpd-14-17359-2014.

董昊，徐海明，罗亚丽. 2012. 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟飑线降水的影响：不同云微物理参数化方案的对比研究 [J]. 大气科学, 36 (1): 145–169. Dong Hao, Xu Haiming, Luo Yali. 2012. Effects of cloud condensation nuclei concentration on precipitation in convection permitting simulations of a squall line using WRF model: Sensitivity to cloud microphysical schemes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (1): 145–169, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.12.

Fan J W, Ghan S J, Ovchinnikov M, et al. 2011. Representation of arctic mixed-phase clouds and the Wegener-Bergeron-Findeisen process in climate models-perspectives from a cloud-resolving study [J]. J. Geophys. Res., 116 (D1): D00T07, doi:10.1029/2010JD015375.

Fan J, Leung L R, DeMott P J, et al. 2014. Aerosol impacts on California winter clouds and precipitation during CalWater 2011: Local pollution versus long-range transported dust [J]. Atmos. Chem. Phys., 14 (1): 81–101, doi:10.5194/acp-14-81-2014.

Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. Mon. Wea. Rev., 134, 2318–2341.

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. Atmos., 113 (D13):1395–1400.

金莲姬，银燕，王盘兴，等. 2007. 热带深对流云砧数值模拟及云凝结核数浓度对其影响的初步试验 [J]. 大气科学, 31 (5): 793–804. Jin Lianji, Yin Yan, Wang Panxing, et al. 2007. Numerical modeling of tropical deep convective anvil and sensitivity test on its response to changes in the cloud condensation nuclei concentration [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31 (5): 793–804, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.05.04.

Johnson D B. 1982. The role of giant and ultragiant aerosol particles in warm rain initiation [J]. J. Atmos. Sci., 39 (2): 448–460, doi:10.1175/1520-0469(1982)039<0448:TROGAU>2.0.CO;2.

Khain A, Rosenfeld D, Pokrovsky A, et al. 2011. The role of CCN in precipitation and hail in a mid-latitude storm as seen in simulations using

a spectral (bin) microphysics model in a 2D dynamic frame [J]. Atmos. Res., 99 (1): 129–146, doi:10.1016/j.atmosres.2010.09.015.

Koren I, Kaufman Y J, Rosenfeld D, et al. 2005. Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds [J]. Geophys. Res. Lett., 32 (14), doi:10.1029/2005GL023187.

Koren I, Feingold G, Remer L A. 2010. The invigoration of deep convective clouds over the Atlantic: Aerosol effect, meteorology or retrieval artifact? [J]. Atmos. Chem. Phys., 10 (18): 8855–8872, doi:10.5194/acp-10-8855- 2010.

Lebo Z J, Seinfeld J H. 2011. Theoretical basis for convective invigoration due to increased aerosol concentration [J]. Atmos. Chem. Phys., 11 (11): 5407–5429, doi:10.5194/acp-11-5407-2011.

Levin Z, Ganor E. 1996. The effects of desert particles on cloud and rain formation in the eastern Mediterranean [M]//The Impact of Desert Dust across the Mediterranean. Guerzoni S, Chester R, Eds. Netherlands: Springer, 77–86, doi:10.1007/978-94-017-3354-0_7.

Monin A S, Obukhov A M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere [J]. Contrib. Geophys. Inst. Acad. Sci., USSR, (151), 163–187 (in Russian).

Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the community atmosphere model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. J. Climate, 21 (15): 3642–3659, doi: 10.1175/2008JCLI2105.1.

Morrison H, Grabowski W W. 2011. Cloud-system resolving model simulations of aerosol indirect effects on tropical deep convection and its thermodynamic environment [J]. Atmos. Chem. Phys., 11 (20): 10503–10523, doi:10.5194/acp-11-10503-2011.

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 (2–3): 286–301, doi:10.1016/j.atmosres. 2009.09.008.

Phillips V T J, Donner L J, Garner S T. 2007. Nucleation processes in deep convection simulated by a cloud-system-resolving model with double-moment bulk microphysics [J]. J. Atmos. Sci., 64 (3): 738–761, doi:10.1175/JAS3869.1.

Pratt K A, DeMott P J, French J R, et al. 2009. *In situ* detection of biological particles in cloud ice-crystals [J]. Nat Geosci, 2 (6): 398–401, doi:10.1038/ngeo521.

Pruppacher H, Klett J D. 1997. Microphysics of clouds and precipitation [J]. Eos Transactions American Geophysical Union, 93 (51): 381–382.

Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G B, et al. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? [J]. Science, 321 (5894): 1309–1313, doi:10.1126/science.1160606.

Saleeby S M, Cotton W R, Lowenthal D, et al. 2013. Aerosol impacts on the microphysical growth processes of orographic snowfall [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 52 (4): 834–852, doi:10.1175/JAMC-D-12-0193.1.

Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-475+STR, 7–25, doi:10.5065/D68S4MVH.

Tao W K, Li X W, Khain A, et al. 2007. Role of atmospheric aerosol concentration on deep convective precipitation: Cloud-resolving model simulations [J]. J. Geophys. Res., 112 (D24): D24S18, doi:10.1029/ 2007JD008728.

Teller A, Levin Z. 2006. The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds: A sensitivity study using a numerical cloud model [J]. Atmos. Chem. Phys., 6 (1): 67–80, doi:10.5194/acp-6-67-2006.

Williams E, Rosenfeld D, Madden N, et al. 2002. Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification [J]. J. Geophys. Res., 107 (D20): LBA 50-1–LBA 50-19, doi:10.1029/ 2001JD000380.

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, doi:10.1016/ S0169-8095(99)00046-0.

Yin Y, Chen L. 2007. The effects of heating by transported dust layers on cloud and precipitation: A numerical study [J]. Atmos. Chem. Phys., 7 (13): 3497–3505, doi:10.5194/acp-7-3497-2007.

Zubler E M, Lohmann U, Lüthi D, et al. 2011. Statistical analysis of aerosol effects on simulated mixed-phase clouds and precipitation in the Alps [J]. J. Atmos. Sci., 68 (7): 1474–1492, doi:10.1175/2011JAS3632.1.