

云凝结核浓度对南京地区一次冰雹云过程影响的数值研究

刘晓莉^{①*},朱煜^①,孟翠丽^②,屈家安^③

① 南京信息工程大学 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 武汉农业气象试验站,湖北 武汉 430525;

③ 南京信息工程大学 商学院,江苏 南京 210044

* 联系人, E-mail: liuxiaoli2004y@nuist.edu.cn

2018-02-03 收稿, 2018-10-24 接受

国家重点研发计划项目(2018YFC1507905);国家自然科学基金资助项目(41975176);中国气象局气象软科学项目资助(2019ZDIANXM24)

摘要 采用 WRF 模式与包含了云凝结核(Cloud Condensation Nuclei, CCN)浓度和霰密度预报的 NSSL(National Severe Storm Laboratory, 国家强风暴实验室)微物理方案,模拟不同 CCN 初始浓度条件下南京地区的一次冰雹云过程,分析不同 CCN 初始浓度影响下冰雹云过程的宏微观演变特征,以及对流发展不同阶段的水凝物粒子及流场、温度场的垂直分布特征。研究发现:1)较大的 CCN 初始浓度虽然抑制了前期对流降水,但对后期对流降水的产生有促进作用;2)CCN 初始浓度的增加使得模拟雷达回波的强回波区域(大于 40 dBz)缩小,中等强度区域(小于 40 dBz)扩张。3)CCN 初始浓度增大不利于对流发展初期云雨自动转化过程的发生,但是促进了冰晶与雪的产生,使得冰雹含水量峰值出现的时间推迟。4)CCN 浓度增大抑制了雨水产生,间接使得霰粒子更倾向于干增长,平均密度更小;5)较大的 CCN 浓度促使冰雹云单体的发展时间增长。

关键词冰雹云;
云凝结核;
中尺度数值
模式;
微物理过程

云凝结核(Cloud Condensation Nuclei, CCN)是指在云中实际过饱和度条件下能够活化并凝结形成云滴的一部分大气气溶胶颗粒。观测(石立新和段英,2007;居丽玲等,2011;李力等,2014;李琦等,2015;杨军等,2017)与数值研究(江琪等,2013;梁晓京等,2013;张微和周毓荃,2014;荣昕等,2015;邓美玲等,2017;连钰等,2017)均表明 CCN 浓度对云降水的形成、发展和演变均有影响。

对于不同类型对流降水,CCN 浓度可能具有不同的影响规律(Seifert and Beheng,2006)。杨玉华等(2015)研究发现,CCN 浓度增加会导致热带气旋强度减弱,同时影响了眼墙降水的时空分布,但对热带气旋外围风圈半径以及降水总量的影响不是很明显。CCN 浓度增加可能导致一般单体雷暴降水减少;对于超级单体雷暴,CCN 浓度变化对其影响不大(Seifert and Beheng,2006)。Li et al.(2008)研究发现,CCN 浓度在 $150 \sim 3\,000 \text{ cm}^{-3}$ 时,对流云系统

总降水量随着 CCN 浓度的增加而增加,但是当 CCN 浓度超过 $3\,000 \text{ cm}^{-3}$ 时,总降水量反而随着 CCN 浓度的增加而减小

对于暖云降水,CCN 浓度增加会抑制云雨转化,从而抑制降水;在冷云降水中,气溶胶浓度的增大使得混合相云区更加深厚,延长了云体生命期(Tao et al.,2007)。对于中纬度对流降水的产生,冰相物理过程占据主导地位,其中霰、冰雹粒子的形成及增长对降水强度具有重要影响。Mansell and Ziegler(2013)的研究表明 CCN 浓度增加会促进霰的产生、加强上升气流并推迟降水产生,但在高 CCN 浓度(大于 $2\,000 \text{ cm}^{-3}$)情况下对霰的促进作用较小。也有研究表明,初始 CCN 浓度的增加可能导致霰粒子浓度减少、混合比增加,从而使得霰粒子平均尺度增加、雷暴起电强度增强(邓美玲等,2017)。

此外,霰、雹粒子演变对对流降水具有重要作

引用格式: 刘晓莉,朱煜,孟翠丽,等,2019.云凝结核浓度对南京地区一次冰雹云过程影响的数值研究[J].大气科学学报,42(6):936-943.

Liu X L, Zhu Y, Meng C L, et al., 2019. Numerical simulation of the influence of cloud condensation nucleus concentration on a hail cloud in the Nanjing area[J]. Trans Atmos Sci, 42(6): 936-943. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20180203001. (in Chinese).

用,实际对流云中随着霰、雹粒子增长环境及增长规律的不同,其密度变化剧烈,而霰粒子密度等物理特性在很大程度上制约云中霰、雹粒子的增长演变规律。目前,大多数云物理参数化方案中仅预报霰雹的质量与数浓度,而将其密度设为常数,未能充分考虑自然降水过程霰雹粒子密度变化对对流降水带来的影响。以往 CCN 对降水影响研究多集中于对霰、雹浓度、粒径的影响,对于 CCN 对霰雹密度的影响讨论较少。因此,本研究通过 WRF 模式,利用 NCEP 再分析资料作为模式背景场,选取包含了 CCN 以及霰雹体积预报的 NSSL 双参数方案,研究南京冰雹过程发展演变规律及 CCN 浓度对其的影响。本文以南京实测 CCN 数据(王惠等,2016)为冰雹发生的背景 CCN,模拟发生在南京地区的一次冰雹云过程,在此基础上探讨 CCN 浓度变化对于强对流降水过程,尤其是霰、雹粒子物理特性的影响。

1 模拟试验

1.1 模式及模拟方案

研究采用 WRF V3.7.1 模式模拟了 2015 年 4 月 28 日发生于江苏省的一次强对流降水过程。这次强对流过程带来了较为罕见的冰雹天气,还出现了 18.2 m/s 的瞬时大风。已有研究(靖春悦等,2007;刘艳华等,2011;陶玥等,2013)表明,WRF (Weather Research and Forecasting Model)模式对中尺度天气系统具有较好的模拟效果。本研究利用了 NCEP-FNL 再分析资料作为模式背景场,资料水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。模拟试验的网格采用两层嵌套方案,两层网格的水平分辨率分别为 3 km 和 1 km,网格格点数均为 721×721 ,垂直层次均为 30 层。微物理方案均使用了 NSSL 双参数方案(Mansell and Ziegler,2013)。内层网格关闭了积云对流方案,外层网格选用了 Kain-Fritsch 深对流方案(Kain and Fritsch,1992);两层网格均选取了 RRTM 长波辐射方案(Mlawer et al.,1997)、Dudhia 短波辐射方案(Dudhia,1989)、YSU 行星边界层方案。模拟的网格区域中心为 $(117^\circ\text{E}, 32^\circ\text{N})$,模拟区域覆盖了此次强对流过程的影响范围,数值模拟时间为 2015 年 4 月 28 日 00—15 时(世界时,下同)。

本文选取的云微物理方案是由美国国家强风暴实验室(National Severe Storms Laboratory, NSSL)2010 年自主研发的 NSSL 双参数方案(Mansell et al.,2010)。该方案显示预报了 6 种水成物粒子(云

水、雨水、冰晶、雪晶、霰和雹)的比含水量和数浓度,同时考虑了 CCN 的影响,并能够预报 CCN 的浓度变化。NSSL 双参数方案在预报霰/雹数浓度与质量浓度的同时预报了其体积,由此可以计算得到霰和雹的密度,并且在计算下落末速时考虑了密度的影响。霰和雹的密度变化主要来自于两种不同的增长方式:干增长(碰撞后水滴即在冰面冻结)与湿增长(与水滴碰撞后水会铺满全冰面而形成水衣)。影响干增长和湿增长的主要因素为粒子所在区域的液水含量及温度。相对于一些单参数方案和普通的双参数方案来说,NSSL 方案对冰相过程的描述更加详细。

1.2 CCN 浓度设置

NSSL 方案默认 CCN 浓度设定为 $C = 500 \text{ cm}^{-3}$,适用于相对清洁的大气气溶胶背景。由于中国华东地区的气溶胶条件和国外存在一定差异,本文拟以南京地区 CCN 实际观测结果为基础,对初始 CCN 浓度进行修改。

根据南京地区的 CCN 观测研究(王惠等,2016),地面 CCN 活化谱($N_{\text{CCN}} = C(s\%)^k$)中 C 值为 $9\,957 \text{ cm}^{-3}$, k 值取 0.47。考虑到 CCN 数浓度随高度指数递减公式(周秀骥等,1991)

$$C_{\text{CCN}} = N_{\text{CCN}} \times \text{EXP}\left(-\frac{H}{H_{\text{SHEIGHT}}}\right) \quad (1)$$

其中: H_{SHEIGHT} 为特征高度,取为 2 km; H 为实际高度,取此次对流发生初期的云底高度约 2 km。计算得到的云底 C 值约为 $4\,000 \text{ cm}^{-3}$,也就是过饱和度为 1% 时云底高度处 CCN 数浓度。为了研究 CCN 浓度变化对对流降水的影响,增加一组模式默认清洁背景 CCN 浓度($C = 500 \text{ cm}^{-3}$)及一组重污染状况下 CCN 浓度($C = 10\,000 \text{ cm}^{-3}$)开展数值试验。

表 1 模拟实验的设计方案

Table 1 Simulation experiment design

方案名称	$N_{\text{CCN}}/\text{cm}^{-3}$
T1	500
T2	4 000
T3	10 000

2 模拟结果分析

2.1 CCN 浓度对雷达回波的影响

实况雷达回波资料来自南京雷达站。实况雷达资料显示,本次强对流过程的回波大约于 28 日 07 时出现在江苏省与安徽省交界处,并迅速发展扩张,

向着东南方向移动。至 09 时,雷达回波出现高达 65 dBz 的强回波中心,在其西北方向也出现了一系列强度稍弱的回波单体,强对流过程已发展至旺盛阶段,南京地区产生了短时强降水、冰雹、大风等天气现象。12 时开始,雷达回波强度开始减弱,强回波带开始破碎,原本呈现“西北-东南”排列的强回波带一边向东南方向移动一边逆时针旋转。至 15 时,回波带基本移出江苏省,部分进入海域,强对流降水过程也进入后期。模拟雷达回波能够较好地反应出实况的形态、走势,时间吻合度较好,但是位置相比实况要偏东一些,发展速度略慢于实况,且模拟雷达回波强度要略弱于实况。此外,模拟雷达回波也较好地反映了实况雷达回波逆时针旋转的演变特征。将 CCN 初始浓度不同的 3 个方案所模拟得到的最大雷达反射率图对比,可以发现雷达回波的总体形态相似,但随着 CCN 初始浓度的增大,强回波区域(大于 40 dBz)萎缩衰减,而中等回波区域(小于 40 dBz)却有所扩张,

2.2 CCN 浓度对地面降水的影响

与模拟结果做对比的实况降水资料为中国气象观测自动站与 CMORPH 小时降水融合资料。图 2 展示了强对流过程(4 月 28 日 00 时至 15 时)实况与各方案模拟得到的累积降水量。从图中可以发现,模拟得到累积降水的整体走势与实况相似,都呈现出了“西北-东南”的带状分布,但是模拟降水区域较实况要偏北,与雷达回波的模拟情况类似。不同 CCN 初始浓度对模拟的累积降水产生了非常明显的影响,T1 方案模拟得到的降水主要集中在苏北地区,降水强度与实况相比更强。但是在苏南地区,即强对流过程的中后期,T1 方案模拟降水量较小。随着 CCN 初始浓度的增大,累积降水强度整体有所减弱,但是在苏南地区的降水带有所延长,更符合实况。

图 3 显示了不同初始 CCN 浓度下,整个模拟过程中逐小时降水区域总和的时间变化。从图 3 中可以非常明显地发现,随着 CCN 浓度的增加,本次强对流过程的前中期降水受到了抑制,降水峰值削弱,

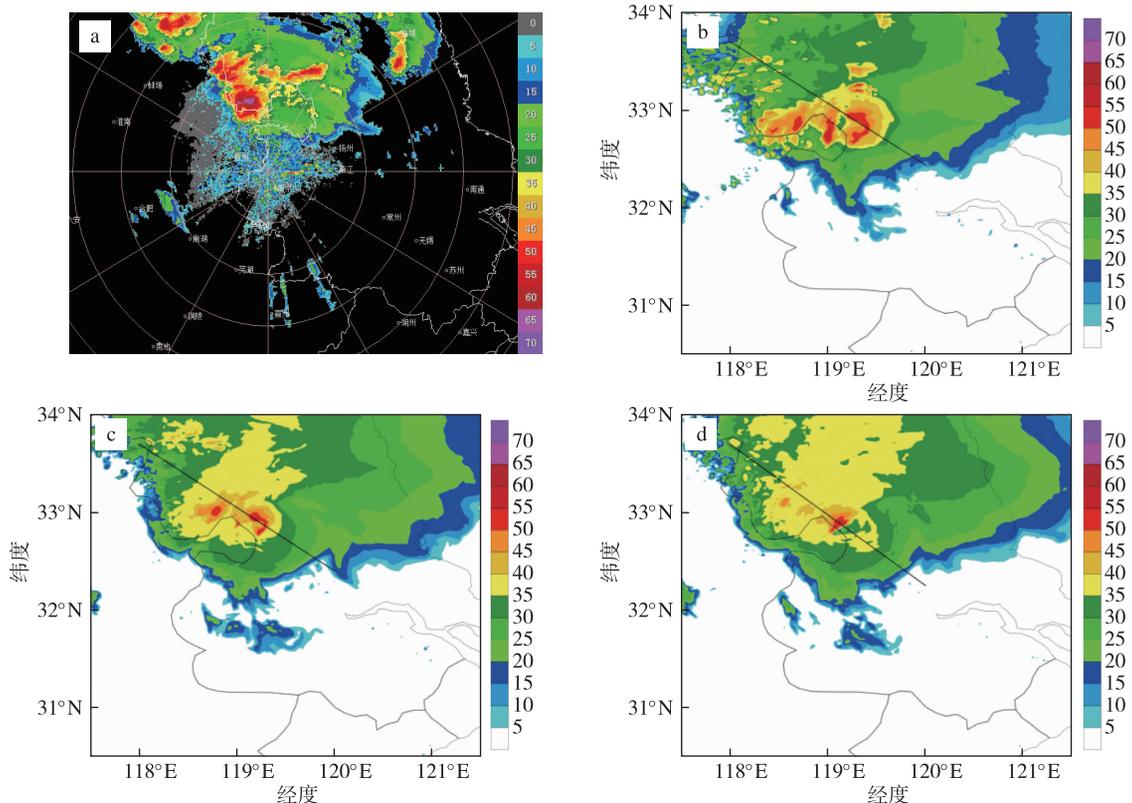


图 1 南京雷达站 2015 年 4 月 28 日 09 时组合反射率(a;单位:dBz)及 T1(b)、T2(c)、T3 (d)方案模拟的 09 时雷达最大反射率(单位:dBz;黑色直线为垂直剖面线)

Fig.1 (a)Nanjing radar station at 0900 UTC on April 28, 2015 combined reflectance(unit:dBz);radar maximum reflectivity (unit:dBz) at 0900 UTC in the model simulation;(b) T1 scheme;(c) T2 scheme and (d) T3 scheme (the black line is a vertical section line)

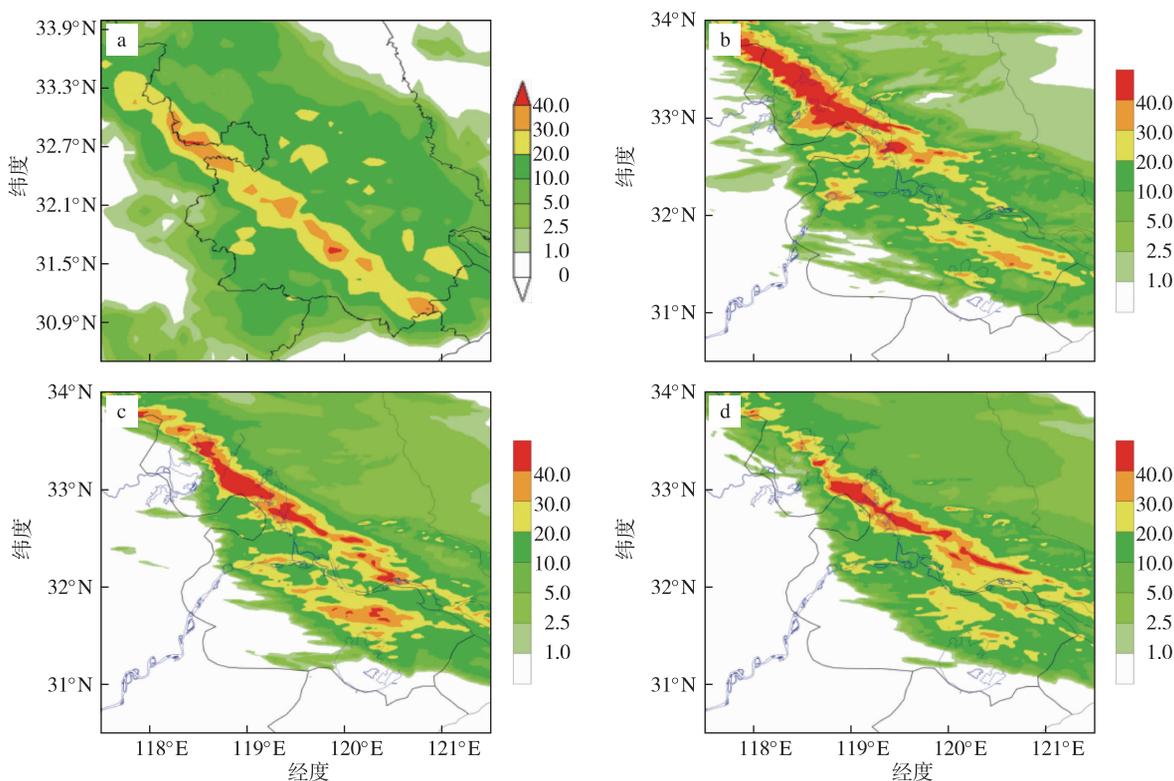


图2 4月28日00—15时累积降水量(单位:mm):(a)中国气象观测自动站与CMORPH小时降水融合资料;(b)T1模拟结果;(c)T2模拟结果;(d)T3模拟结果

Fig.2 Accumulated precipitation from 0000 UTC to 1500 UTC on April 28(unit:mm):(a)Fusion data derived from the China Meteorological Observatory Station and CMORPH hourly precipitation;(b)simulation results from T1;(c)simulation results from T2;(d)simulation results from T3

降水峰值出现时间延后。但是在降水的后期却出现了相反的情况,前期受到抑制的降水在10时后出现了反弹,CCN初始浓度越大,降水强度越高。

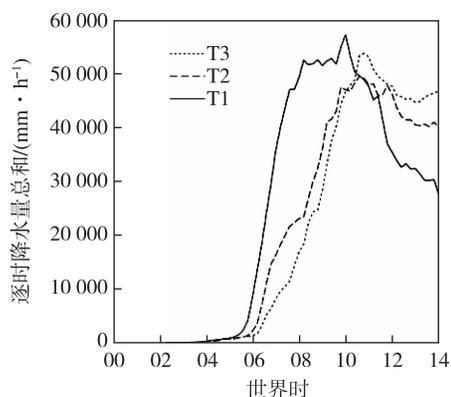


图3 不同方案下模拟的逐时降水量总和随时间的变化曲线(单位:mm/h)

Fig.3 Curves of simulated regional hourly precipitation over time under different schemes(unit:mm/h)

2.3 CCN浓度对水凝物粒子分布演变特征的影响

为了进一步分析CCN初始浓度的不同对强对流降水过程,尤其是云微物理过程的影响,对整个模

拟区域水凝物粒子质量混合比之和的时间变化曲线进行进一步分析(图4)。整体来看,随着CCN初始浓度的增加,云水、冰晶、雪的质量混合比明显增加,而雨水和霰的质量混合比受到了抑制。对冰雹而言,3种CCN初始浓度下冰雹含水量的峰值变化不大。但是随着CCN浓度的增加,冰雹含水量峰值出现的时间有所推迟,冰雹的形成增长过程变慢。对比图4c与图4f,发现冰雹与雨水含水量的变化趋势在时间演变上较为相似。CCN初始浓度不同带来的最直接影响就是产生的云滴增多。09时之前,CCN初始浓度的增加明显抑制了雨水的产生,但从12时开始,即强对流过程进入消散期之后,之前受CCN浓度增大抑制的雨水含量增加。

由图5可以发现,从04时开始,较大的CCN初始浓度抑制了霰的平均密度。结合雨水含量的变化曲线(图4a)可以发现,较高的CCN初始浓度抑制了雨水的产生,同时也使得霰粒子更多的处于干增长状态,使得霰粒子的体积增长较快,密度变小。CCN初始浓度对冰雹密度变化的影响较小。造成这种情况的原因可能是冰雹主要产生于上升气流较

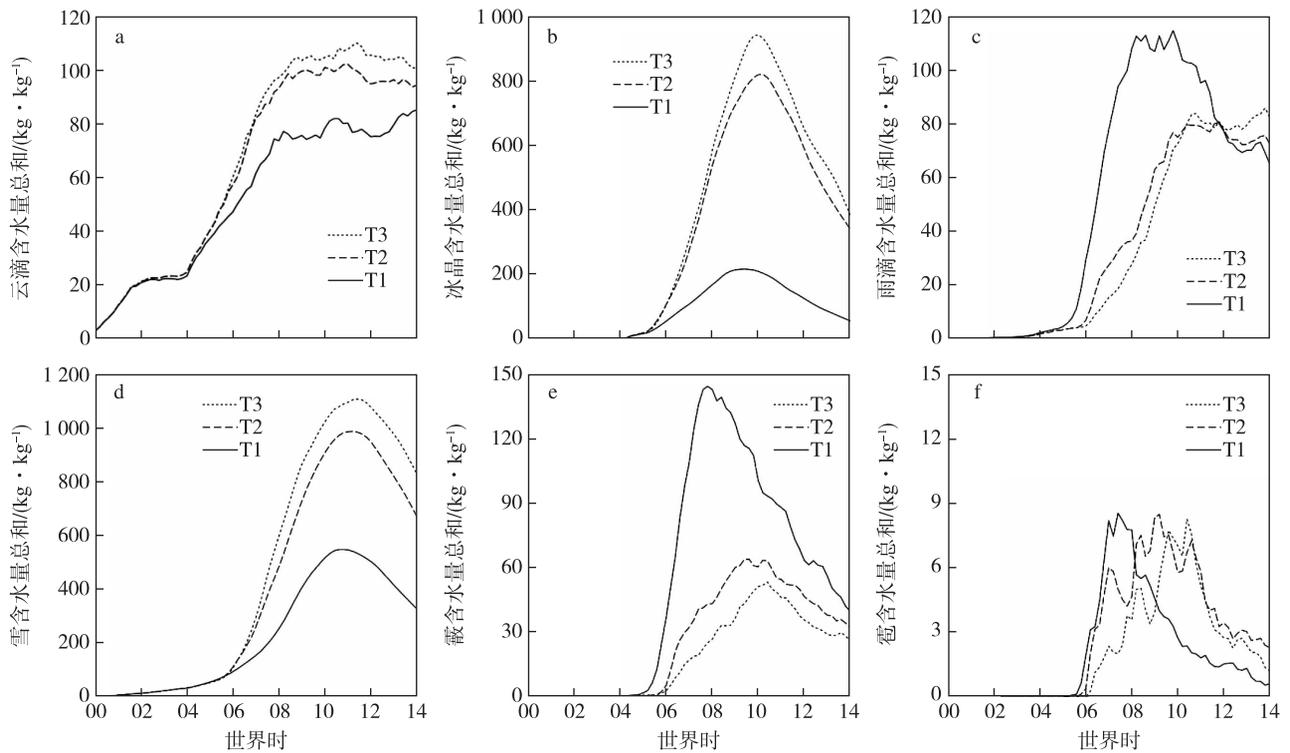


图4 模拟结果中各水凝物粒子质量混合比区域总和(单位:kg/kg)随时间的变化:(a)云水;(b)冰晶;(c)雨水;(d)雪;(e)霰;(f)雹

Fig.4 Variation curve of the sum of the mass mixing ratio(unit:kg/kg) of the hydrometeor particles in the simulation results over time: (a) cloud; (b) ice; (c) rain; (d) snow; (e) graupel; (f) hail

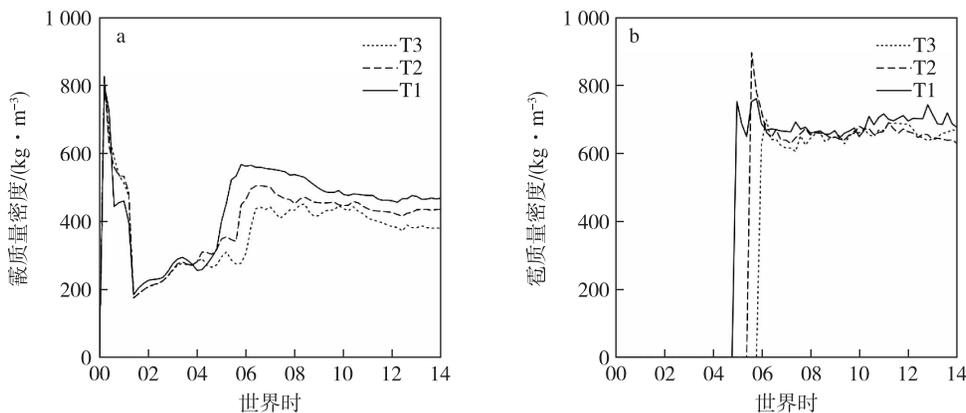


图5 冰相粒子质量加权平均密度(单位:kg/m³)随时间变化:(a)霰;(b)冰雹

Fig.5 Variation of mass-weighted average density(unit:kg/m³) of ice-phase particles over time: (a) graupel; (b) hail

强的强对流中心区域。尽管 CCN 的初始浓度对雨水的产生有一定的影响,但在强对流中心区域,上升气流强烈,有利于过冷雨水的存在,从而对冰雹密度的影响较小。

2.4 CCN 浓度对霰密度分布特征的影响

为了深入探讨 CCN 初始浓度变化对此次强对流降水过程模拟结果产生的影响以及原因,选取覆盖冰雹云发展、成熟与消散阶段的 4 个时刻(07 时、

08 时、09 时和 10 时),沿强对流系统的发展方向作垂直剖面(垂直剖面线见图 1),分析 CCN 浓度对霰、雹密度分布的影响。

图 6 为云中霰粒子的质量与密度分布的垂直剖面。在对流的发展阶段和成熟阶段,较大的 CCN 初始浓度抑制了雨水的产生(图 4c),也间接抑制了霰的产生。同时,霰的密度也受到了 CCN 浓度的抑制。发展阶段,T1 方案中霰密度都在 400 kg/m³ 以

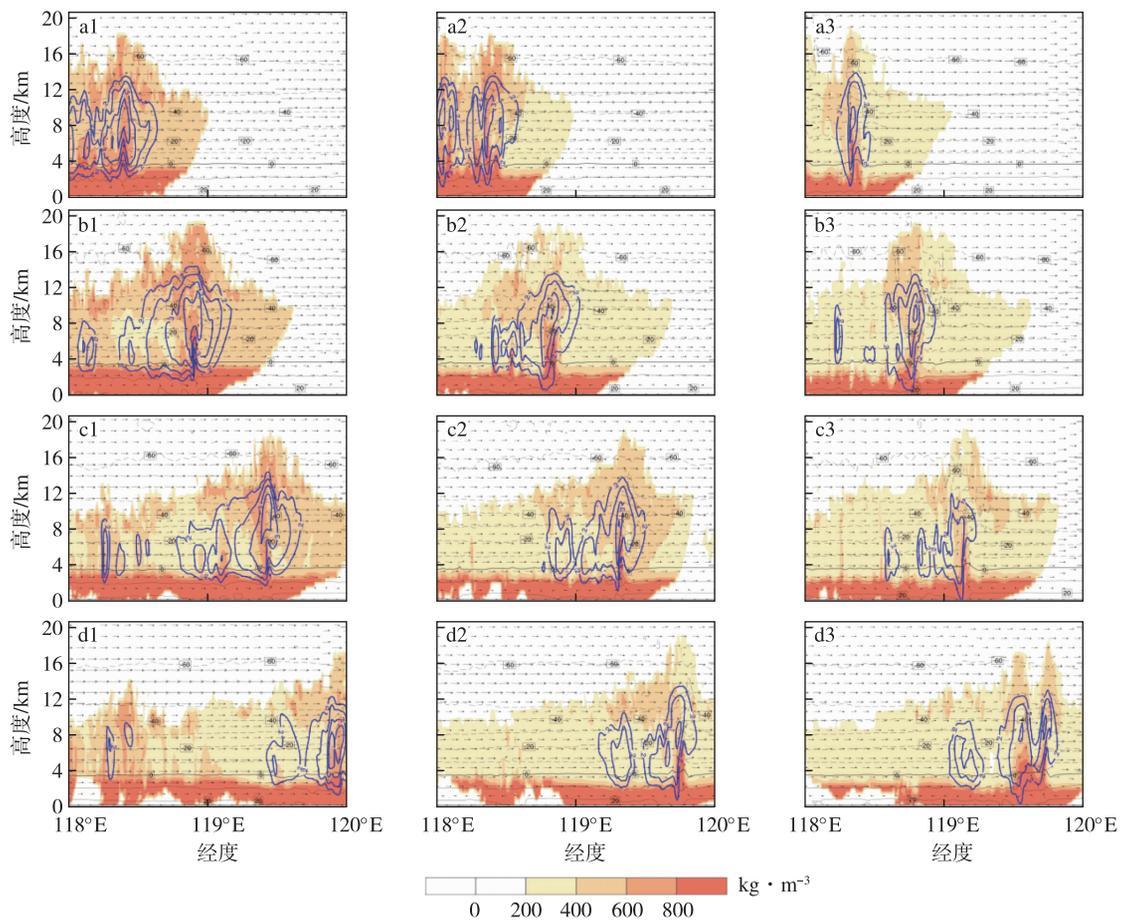


图6 霰密度(单位: kg/m^3)填色图与质量混合比等值线(蓝色实线,从外到内分别为 $0.2\text{ g}/\text{kg}$ 、 $1\text{ g}/\text{kg}$ 、 $3\text{ g}/\text{kg}$ 、 $5\text{ g}/\text{kg}$;1、2、3分别对应T1、T2、T3方案):(a)07时;(b)08时;(c)09时;(d)10时

Fig.6 Graupel density fill color chart and mass mixing ratio contour (blue solid line, $0.2\text{ g}/\text{kg}$, $1\text{ g}/\text{kg}$, $3\text{ g}/\text{kg}$, and $5\text{ g}/\text{kg}$ from outside to inside); 1, 2 and 3 correspond to the T1, T2, and T3 plans; while a, b, c, and d correspond to 0700 UTC, 0800 UTC, 0900 UTC, and 1000 UTC, respectively

上,而T2方案霰粒密度仅在主要的霰产生区域能够达到 $400\text{ kg}/\text{m}^3$,T3方案中高密度霰粒存在区域则进一步缩小。这可能是由于较大的CCN初始浓度抑制了雨水产生,使得霰粒主要通过碰冻小云滴增长,使得霰更倾向于干增长,密度减小。同时,尽管有大量的冰晶和雪,但是霰和冰雹的增长还是以碰并过冷水为主,所以霰的产生间接受到CCN初始浓度的抑制。

CCN初始浓度对本次模拟强对流降水过程中的暖相过程和冰相过程有着完全不同的影响。对暖相过程,较大的CCN初始浓度产生了大量云滴,抑制了雨水的产生;而当CCN初始浓度较小时,有利于雨水的形成。对于冰相过程,较大的CCN初始浓度能够提供充足的云滴,在上升气流的作用之下到达零度层之上,促进了冰晶和雪的产生。由于本次模拟的强对流过程发生于4月28日,零度层较低,

且对流深厚,冰相物理过程非常重要。图4中冰晶与雪晶的质量混合比总和远高于其他水凝物粒子。可见,在本次对流降水过程中,CCN初始浓度对冰相过程的促进作用较为显著。

3 结论

本文运用WRF模式,利用包含了CCN和霰密度预报的NSSL方案,模拟一次发生于江苏地区的强冰雹过程,并基于当地实际CCN观测结果进行了敏感性试验,分析了CCN浓度对于强对流降水过程的影响。设计的3个模拟方案分别将CCN初始浓度设置为默认值 500 m^{-3} 、南京地区观测值 $4\text{ 000}\text{ m}^{-3}$ 以及试验值 $10\text{ 000}\text{ m}^{-3}$,并对模拟的各种水凝物粒子演变特征进行分析,主要结论如下:

1)从整体来说,较大的CCN初始浓度不利于本次强对流过程前期的降水产生,但是能使后期的

降水增强。CCN 设定为 $4\ 000\ \text{m}^{-3}$ 与 $10\ 000\ \text{m}^{-3}$ 模拟得到的累积降水结果相近,与实况资料相比,更符合实际情况。CCN 初始浓度的增加也使得模拟雷达回波的强回波区域(大于 40 dBz)缩小,中等强度区域(小于 40 dBz)扩张。

2)较大的 CCN 初始浓度产生了较多的云滴,云滴被上升气流抬升至零度层以上,促进了雪与冰晶的产生,但是大量的云滴抑制了雨水的产生,进而抑制前期对流云中霰粒子的产生,推迟了冰雹含量

峰值出现的时间。

3)CCN 对强对流过程中霰粒子密度有显著影响。较大的 CCN 初始浓度不利于暖云云雨自动转化,抑制了初期雨水产生,阻碍了强对流过程的初期发展;较大的 CCN 初始浓度产生的大量云滴有利于雪与冰晶的产生,对本次强对流天气而言冰相物理过程非常重要,微物理转化伴随的更多潜热释放使得冰雹云单体的对流强度得到加强,冰雹云单体的发展更持久。

参考文献(References)

- 邓美玲,银燕,赵鹏国,等,2017.云凝结核浓度对雷暴云电过程影响的数值模拟研究[J].大气科学,41(1):106-120. Deng M L, Yin Y, Zhao P G, et al., 2017. Effects of cloud condensation nuclei concentration on the electrification of thunderstorm; a numerical simulation[J]. Chin J Atmos Sci, 41(1):106-120. (in Chinese).
- Dudhia J, 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model[J]. J Atmos Sci, 46(20):3077-3107.
- 江琪,银燕,秦彦硕,等,2013.黄山地区气溶胶吸湿增长特性数值模拟研究[J].气象科学,33(3):237-245. Jiang Q, Yin Y, Qin Y S, et al., 2013. Numerical simulation study on hygroscopic growth of aerosols in Huangshan area[J]. J Meteorol Sci, 33(3):237-245. (in Chinese).
- 靖春悦,寿绍文,贺哲,等,2007.河南省 2005 年 7 月 22 日大暴雨过程数值模拟与诊断分析[J].气象与环境科学,30(3):45-49. Jing C Y, Shou S W, He Z, et al., 2007. Numerical simulation and diagnostic analysis of a heavy rainstorm process in Henan on 22 July 2005[J]. Meteorol Environ Sci, 30(3):45-49. (in Chinese).
- 居丽玲,牛生杰,段英,2011.一次秋季冷锋降水过程气溶胶与云粒子分布的飞机观测[J].大气科学学报,34(6):697-707. Ju L L, Niu S J, Duan Y, 2011. Aircraft observation of aerosol and cloud droplet during an autumn cold front precipitation process[J]. Trans Atmos Sci, 34(6):697-707. (in Chinese).
- Kain J S, Fritsch J M, 1992. The role of the convective "trigger function" in numerical forecasts of mesoscale convective systems[J]. Meteor Atmos Phys, 49(1/2/3/4):93-106.
- Li G H, Wang Y, Zhang R Y, 2008. Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the WRF model to investigate aerosol-cloud interaction[J]. J Geophys Res, 113(D15):D15211.
- 李力,银燕,顾雪松,等,2014.黄山地区不同高度云凝结核的观测分析[J].大气科学,38(3):410-420. Li L, Yin Y, Gu X S, et al., 2014. Observational study of cloud condensation nuclei properties at various altitudes of Huangshan mountains[J]. Chin J Atmos Sci, 38(3):410-420. (in Chinese).
- 李琦,银燕,顾雪松,等,2015.南京夏季气溶胶吸湿增长因子和云凝结核的观测研究[J].中国环境科学,35(2):337-346. Li Q, Yin Y, Gu X S, et al., 2015. An observational study of aerosol hygroscopic growth factor and cloud condensation nuclei in Nanjing in summer[J]. China Environ Sci, 35(2):337-346. (in Chinese).
- 连钰,杨军,朱莉莉,等,2017.夏季东天山中段一次强对流天气过程的数值模拟[J].大气科学学报,40(5):663-674. Lian Y, Yang J, Zhu L L, et al., 2017. A numerical study of the severe convective precipitation processes over the middle section of the Eastern Tianshan Mountains during the summer seasons[J]. Trans Atmos Sci, 40(5):663-674. (in Chinese).
- 梁晓京,陈葆德,王晓峰,2013.背景云凝结核对台风“莫拉克”降水微物理过程影响的数值研究[J].热带气象学报,29(5):833-840. Liang X J, Chen B D, Wang X F, 2013. A numerical study on background cloud condensation nuclei effects on precipitation's microphysics of typhoon morakot[J]. J Trop Meteorol, 29(5):833-840. (in Chinese).
- 刘艳华,马鑫鑫,邵宇翔,等,2011.河南春季一次强降水过程水汽收支和微物理过程数值模拟[J].气象与环境科学,34(3):14-20. Liu Y H, Ma X X, Shao Y X, et al., 2011. Numerical simulation of microphysical process and water vapor budget in a spring heavy rainfall process in Henan Province[J]. Meteorol Environ Sci, 34(3):14-20. (in Chinese).
- Mansell E R, Ziegler C L, 2013. Aerosol effects on simulated storm electrification and precipitation in a two-moment bulk microphysics model[J]. J Atmos Sci, 70(7):2032-2050.
- Mansell E R, Ziegler C L, Bruning E C, 2010. Simulated electrification of a small thunderstorm with two-moment bulk microphysics[J]. J Atmos Sci, 67(1):171-194.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave[J]. J Geophys Res, 102(D14):16663-16682.
- 荣昕,杨军,陈婷,等,2015.台海地区一次冬季冷锋降水过程的数值模拟[J].大气科学学报,38(4):518-530. Rong X, Yang J, Chen T, et al., 2015. Numerical simulation of precipitation development associated with a wintertime cold front in Taiwan Strait[J]. Trans Atmos Sci, 38(4):518-530. (in Chinese).

- Seifert A, Beheng K D, 2006. A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 2: maritime vs. continental deep convective storms [J]. *Meteorol Atmos Phys*, 92(1/2): 67-82.
- 石立新, 段英, 2007. 华北地区云凝结核的观测研究 [J]. *气象学报*, 65(4): 644-652. Shi L X, Duan Y, 2007. Observations of cloud condensation nuclei in North China [J]. *Acta Meteorol Sin*, 65(4): 644-652. (in Chinese).
- 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.
- 陶珺, 李宏宇, 洪延超, 2013. 一次华北暴雨的云物理特征及霰雹分类对云和降水影响的数值研究 [J]. *高原气象*, 32(1): 166-178. Tao Y, Li H Y, Hong Y C, 2013. Numerical studies on cloud physics characteristic and influence of the graupel/hail category on cloud and precipitation during a heavy rainstorm over North China [J]. *Plateau Meteorol*, 32(1): 166-178. (in Chinese).
- 王惠, 刘晓莉, 安俊琳, 等, 2016. 南京不同天气和能见度下云凝结核的观测分析 [J]. *气象科学*, 36(6): 800-809. Wang H, Liu X L, An J L, et al., 2016. Observational study of cloud condensation nuclei under different weather and visibility in Nanjing [J]. *J Meteorol Sci*, 36(6): 800-809. (in Chinese).
- 杨军, 张磊, 李宝东, 等, 2017. 太行山东麓一次强对流降雹过程中的地形强迫 [J]. *大气科学学报*, 40(2): 253-262. Yang J, Zhang L, Li B D, et al., 2017. The orographic impact of a severe convection over the Taihang Mountains [J]. *Trans Atmos Sci*, 40(2): 253-262. (in Chinese).
- 杨玉华, 陈葆德, 王斌, 等, 2015. 背景场云凝结核浓度对理想热带气旋强度的影响 [J]. *高原气象*, 34(5): 1379-1390. Yang Y H, Chen B D, Wang B, et al., 2015. Numerical study of background cloud condensation nuclei effects on the intensity of idealized tropical cyclone [J]. *Plateau Meteorol*, 34(5): 1379-1390. (in Chinese).
- 张微, 周毓荃, 2014. 一次积层混合云降水不同尺度结构的数值模拟 [J]. *大气科学学报*, 37(4): 459-468. Zhang W, Zhou Y Q, 2014. Numerical simulation on a convective-stratiform mixed cloud precipitation in different scales [J]. *Trans Atmos Sci*, 37(4): 459-468. (in Chinese).
- 周秀骥, 陶善昌, 姚克亚, 1991. 高等大气物理学(上册) [M]. 北京: 气象出版社: 132. Zhou Y X, Tao S C, Yao K Y, 1991. Higher atmospheric physics (Volume 1) [M]. Beijing: Meteorological Press: 132. (in Chinese).

Numerical simulation of the influence of cloud condensation nucleus concentration on a hail cloud in the Nanjing area

LIU Xiaoli¹, ZHU Yu¹, MENG Cuili², QU Jiaan³

¹Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China;

²Wuhan National Agricultural Meteorology Station, Wuhan 430205, China;

³Business School, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

In this study, based on the results of WRF model simulation with an NSSL microphysical scheme, which included prediction of cloud condensation nuclei (CCN) concentration and volume of graupel in hail, a hail storm that developed in Nanjing was simulated, and three different CCN initial concentrations were used. The variation of precipitation and hydrometeor, as well as the vertical distribution of the hydrometeor, temperature and wind at different stages of the storm's development, were investigated. The results revealed the following: 1) Greater CCN concentration decreases the precipitation during the early stage, yet increases the precipitation during the later stage. 2) Greater CCN concentration leads to the enlargement of the high dBZ area (>40 dBZ) and the atrophy of the middle dBZ area (<40 dBZ). 3) Greater CCN concentration increases the amount of snow and ice, decreases the graupel, and delays the appearance of the high peak of the hail amount. 4) Increased concentration of CCN inhibits rain production, indirectly rendering the hail particles more prone to dry growth, with a lower average density. 5) Greater CCN concentration suppresses an early warm cloud process, but promotes the production of snow and ice, which causes the hail storm to be stronger and last for a longer period of time.

hail cloud; cloud condensation nucleus; meso-scale numerical model; microphysical processes

doi: 10. 13878/j.cnki.dqkxxb.20180203001

(责任编辑: 刘菲)