

陈宝君, 郑凯琳, 郭学良. 2012. 超级单体风暴中大冰雹增长机制的模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 767–778, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.14. Chen Baojun, Zheng Kailin, Guo Xueliang. 2012. Numerical investigation on the growth of large hail in a simulated supercell thunderstorm [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 767–778.

超级单体风暴中大冰雹增长机制的模拟研究

陈宝君¹ 郑凯琳¹ 郭学良²

¹ 南京大学大气科学学院, 南京 210093

² 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘要 为调查超级单体中大冰雹的运行增长机制, 使用三维冰雹分档对流云模式结合三维粒子运行增长模式, 对一例超级单体风暴进行了数值模拟。实测风暴的结构如中气旋、弱回波区、前悬回波等被很好地模拟再现, 显示了模式对超级单体具有良好的模拟能力。雹胚在风暴发展阶段由过冷雨滴冻结产生, 主要分布在主上升气流区上部, 在主上升气流区西北侧中高层也有相当数量的雹胚粒子, 冰雹主要分布在主上升气流区东侧。风暴发展阶段产生的雹胚有 7%~8% 增长到 1 cm 以上, 1% 左右增长到 2 cm 以上, 这些大冰雹绝大多数起源于主上升气流区北侧的高层云区, 气旋性地进入主上升气流区按照简单的上一下形式增长, 少数大冰雹起源于主上升气流区西北侧风暴后部中高层, 气旋性地沿着主上升气流区的边缘按照下一上一下形式运动增长, 表明了超级单体中大冰雹存在两条增长路径。

关键词 冰雹 雹胚 超级单体 循环增长机制

文章编号 1006-9585 (2012) 06-767-12

中图分类号 P482

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.14

Numerical Investigation on the Growth of Large Hail in a Simulated Supercell Thunderstorm

CHEN Baojun¹, ZHENG Kailin¹, and GUO Xueliang²

¹ School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

² Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract A three-dimensional convective cloud model with a hail-bin microphysics scheme and a hail growth model were used to further investigate the growth mechanism of large hail in supercell storms. The observed supercell features such as quasi-steady mesocyclone, a pronounced bounded weak echo region and a forward overhang were reproduced well by the simulation. During the storm developing stage, hail embryos were produced mainly by the freezing process of raindrops and occurred at the top of the main updraft region and the mid- to upper-portion of the storm from the north-west flank of the main updraft region. Approximately 7%–8% of hail embryos forming at the developing stage continued to grow into hail larger than 10 mm in diameter; only 1% of hail embryos ultimately achieved diameters of 20 mm. Most of the largest hailstones grew from millimeter-size embryos that originated in the upper-level region around the north flank of the updraft and thereafter entered the main updraft cyclonically and grew into large hailstones in a single up-down path. Other embryos originated in the upper-level region of the northwest flank around the main updraft and grew into large hailstones in a down-up-down path along the updraft edge cyclonically. These results suggest that there are two growth paths for large hailstones in supercell storms.

Keywords Hail, Hail embryo, Supercell storm, Recycling growth

收稿日期 2012-08-09 收到, 2012-09-29 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金项目 40775005、41175118

作者简介 陈宝君, 男, 1972 年出生, 博士, 副教授, 研究方向为云和降水物理学。E-mail: bjchen@nju.edu.cn

1 引言

超级单体风暴（简称超级单体）作为局地对流风暴发展最为猛烈的一种形式，它所产生的强降雹和大风等剧烈灾害性天气会给农作物和人民生命财产造成巨大的损失。例如，1995年5月5日美国达拉斯超级单体所产生的强降雹和爆发性洪水共造成16人死亡和10多亿美元的经济损失 (Smith et al., 2001)。2002年5月27日我国安徽北部一例超级单体不仅造成大面积农作物受灾，还有1374间房屋倒塌，2人死亡，53人受伤，总的经济损失约4.54亿元人民币 (郑媛媛等, 2004)。由于超级单体所造成的损失巨大，因而一直受到气象学家和公众的极大关注。

超级单体是一类具有深厚持久中气旋的强对流风暴单体 (Doswell, 2001)，其典型特征是雷达回波上存在一个弱回波区，低层有钩状结构。超级单体有多种形式：弱降水超级单体 (Bluestein and Parks, 1983)，经典超级单体 (Browning, 1964; Lemon and Doswell, 1979) 和强降水超级单体 (Rasmussen and Straka, 1998)。超级单体总是与大冰雹相联系。例如，2003年6月22日美国内布拉斯加州 Aurora 超级单体所降冰雹的最大直径达到17.78 cm (Knight and Knight, 2005)。在中国，有观测记录的超级单体降雹最大直径也有3~4 cm 甚至6~7 cm (刘术艳等, 2004; 殷占福和郑国光, 2006)。

弄清冰雹形成机制是最终达到对灾害性雹暴进行预测及实行有效人工防雹的必经途径。冰雹胚胎形成后能否长大主要决定于这些胚胎粒子在适宜增长的环境中滞留时间的长短。目前理论上提出了3种可能延长这种滞留时间的机制：运动循环增长机制 (Browning and Foote, 1976)、微物理循环机制 (Pflaum, 1980) 和低密度循环增长机制 (Farley, 1987)。其中，运动循环增长被认为是超级单体产生大冰雹的主要机制。利用多普勒雷达探测的风暴速度场结合粒子增长轨迹模式，Nelson (1983)、Miller et al. (1988) 和 Tessendorf et al. (2005) 等研究表明超级单体中存在运动循环增长机制，那些最终能够长成大冰雹的雹胚粒子起源于胚胎帘 (Browning and Foote, 1976) 或者比之范围更大的区域 (Nelson, 1983)，当这些雹胚粒子下落时，风暴低层的水平辐

合气流就能够将它们带入到上升气流区进一步增长。然而，多普勒雷达虽然能给出风暴的速度场，但无法精确诊断雹胚过程，因此上述轨迹研究中都假定引入的初始冰粒子是均匀分布在某一高度区间上，且粒子都是单分散谱。事实上，冰粒子在雹云中各部位的尺度谱分布不同 (郭学良等, 2001b)，不同部位、不同尺度的冰粒子的下落末速和碰并效率也不同，这势必影响其在云中的运行增长状况。因此，轨迹增长模式中的初始雹胚粒子考虑谱分布应更合理一些。

对流云模式是研究强风暴的动力与微物理过程及其相互作用有力的工具之一。随着计算机条件的改善和数值技术的发展，近年来出现了一些采用总体参数化微物理方案的三维数值模式模拟超级单体的研究报告 (Lin et al., 2005; Kuhlman et al., 2006)。与总体参数化模式相比，分档模式更有助于了解云内详细的微物理过程，尤其那些和粒子谱演变有关的过程，这一点对于研究冰雹形成和增长机制以及人工防雹来说，十分有利。目前利用三维冰雹分档模式模拟研究雹暴及冰雹生长机制，只有极少数研究报告并且都没有针对超级单体 (郭学良等, 2001a, 2001b; Wobrucek et al., 2003)。

本研究使用中国科学院大气物理研究所的三维冰雹分档对流云模式 (郭学良等, 2001a, 2001b)，针对超级单体实例开展数值模拟，一是检验该模式对超级单体的模拟能力，二是结合三维粒子运行增长模式 (许焕斌和段英, 2001) 调查冰雹在风暴中的增长行为，重点考察超级单体发展阶段雹胚的起源，尤其那些长成大冰雹的雹胚粒子何时、何地、通过何种微物理过程产生，又是怎样运动增长成为大冰雹。

2 模式描述及超级单体实例概况

2.1 模式描述

超级单体风暴宏微观结构的数值模拟使用的是中国科学院大气物理研究所三维冰雹分档对流云模式 (郭学良等, 2001a, 2001b)。其动力学框架由一组时变、可压缩的完全弹性方程组所构成，微物理框架以 Lin et al. (1983) 为基础，详细考虑了云水、雨水、云冰、雪和霰/雹的形成增长机制及其相互转化的物理过程。对霰/雹，模式依据 Berry (1967) 的指数关系将其划分成21档，第一档对应的直径

为 100 μm ，第 21 档对应的直径为 7 cm 左右。按照一般对冰雹的定义（直径达到 5 mm 以上），这里将第 13 档（对应直径 5.1 mm）至 21 档归为冰雹，而将 1~12 档（对应直径 3.7 mm）归为霰/雹胚。

模拟雹胚粒子在云中的运动增长行为采用的是三维粒子运行增长模式（许焕斌和段英，2001）。该模式采用全拉格朗日算法对目标粒子的运行增长进行全程追踪，由粒子所在位置的变量值内插决定流场、温度、气压、水汽和背景含水量场，再利用这些值来计算粒子的增长，而运动轨迹则由流场和粒子的现时末速度来决定。微物理过程考虑了冰粒子与过冷云水、雨水的干/湿碰冻增长，以及淞附对粒子体密度和下落末速度的影响，较完整地描述了粒子的增长及密度和下落末速的变化。

2.2 个例概况及模拟初始化

考虑到模拟结果验证的需要，本文选取的个例是 2000 年 6 月 29 日发生在美国堪萨斯州的一例典型超级单体风暴。该例是在美国强雷暴起电和降水研究试验期间观测到的典型超级单体，产生了强降雪并伴随龙卷，地面观测到的最大冰雹直径达到 5 cm 以上。风暴发生期间有三部多普勒雷达（包含两部双偏振雷达）对其进行了探测，地面中尺度网和移动探空系统对风暴发生的热力和风场环境也进行了观测。针对此超级单体个例，国外一些学者利用多普勒雷达、闪电等探测资料和数值模式对风暴的宏观结构和放电机制进行了研究（Tessendorf et al., 2005; Wiens et al., 2005; Kuhlman et al.,

2006）。这些研究结果也为检验我们的模拟效果提供了参考。

雷达观测表明，该例超级单体初始回波出现在 6 月 29 日 21:30（协调世界时，下同）。本文利用风暴发生前 20:22 的 NCAR MGLASS 移动探空资料作为模式初始场（图 1），该探空已经中尺度网观测资料订正，相比原始探空（图略）而言，订正的探空具有更高的对流不稳定能量（对流有效位能从 1370 J/kg 增加到 2875 J/kg）和更低的对流抑制能量（从 100 J/kg 降低到 22 J/kg），因而更有利于激发对流。利用该订正探空，Kuhlman et al. (2006) 成功地模拟出本例超级单体的结构，进而对雷暴起电机进行了研究。

模式初始对流由热泡扰动方式启动，扰动半径水平 10 km，厚度 3 km，扰动中心位于模拟域中央 1.5 km 高度上，最大扰动位温为 3.5 K。模拟域水平范围取 99 km \times 99 km，垂直 18.5 km；水平和垂直格距分别取 1 km 和 0.5 km。时间积分采用时步分离技术，大时步取 5 s，小时步 0.25 s，积分时间 10800 s。采用模拟域随风暴质心移动技术确保风暴始终处于模拟域。

3 模拟风暴的结构和演变

3.1 动力和微物理特征

图 2 提供了瞬时最大上升气流和下沉气流速度随时间的变化，同时为了与雷达观测及相关模拟结

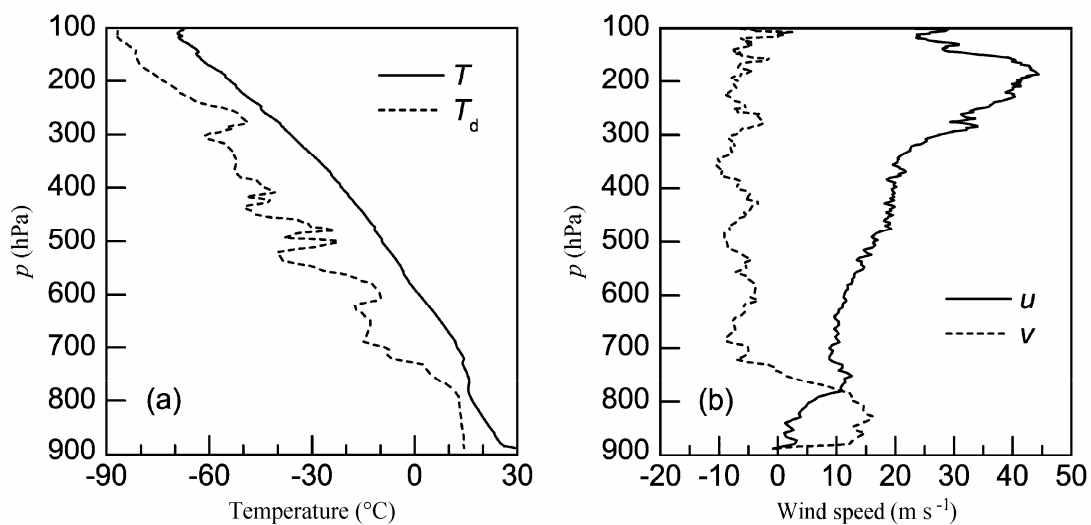


图1 2000年6月29日美国堪萨斯 NCAR MGLASS 20:22实测探空曲线（已经过中尺度观测网订正）：(a) 层结曲线（实线为温度，虚线为露点）；(b) 环境风廓线（实线为 u 分量，正值代表西风；虚线为 v 分量，正值代表南风）
Fig. 1 Observed NCAR MGLASS sounding released from Goodland, Kansas at 2022 UTC 29 Jun 2000: (a) Temperature (solid line) and dew point (dashed line); (b) corresponding u (westerly, solid line) and v (southerly, dashed line) components of the horizontal wind

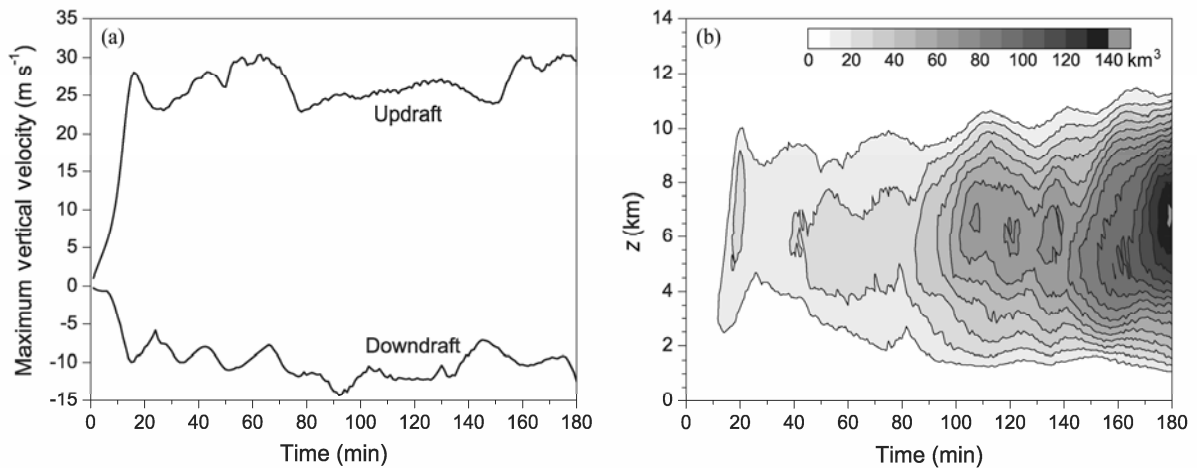


图2 (a) 模拟的最大上升和下沉气流速度的时间演变; (b) 速度值超过10 m/s 的上升气流体积随时间和高度变化

Fig. 2 (a) Time series of simulated maximum updraft and downdraft velocities and (b) the simulated volume of updrafts > 10 m/s in the model domain

果进行对比,也给出速度超过 10 m/s 的上升气流体积随时间和高度的变化。在初始扰动的作用下,对流迅速发展,15 min 后最大上升气流速度就超过了 20 m/s,此后以 7%左右的增幅稳定发展,至模拟结束时,上升气流速度极大值仍有 27 m/s。下沉气流速度也展示了类似的变化趋势。在整个积分过程中,模拟的峰值上升气流速度为 31 m/s,出现在 160 min。当考虑风暴发生所处的环境条件时,这一峰值也是合理的。利用最大上升气流速度 W_{\max} 和对流有效位能(CAPE)的关系

$$W_{\max} = \sqrt{2 \times \text{CAPE}},$$

理论上可以得到 $\text{CAPE}=2875$ J/kg 对应的最大上升气流速度值 76 m/s。但由于降水负荷作用、环境空气的混合效应以及扰动垂直气压梯度作用,理论值应该被缩减 50%左右 (Bluestein, 1993),也就是 38 m/s,这与我们的模拟值是一致的。但与多普勒雷达导出的 50 m/s (Tessendorf et al., 2005) 以及参数化模式模拟的 61 m/s (Kuhlman et al., 2006) 相比,我们的模拟值偏小。不过,垂直气流速度被高估是很多参数化模式的共同点 (Khain and Lynn, 2009),而多普勒雷达导出的垂直速度是通过求解不可压缩连续方程得到的 (O'Brien, 1970),这对超级单体这类强对流风暴显然是不合适的。尽管上升气流的极值存在一定的差异,但其范围和演变(图 2b)是一致的。

雷达观测表明,实测风暴系统由两个单体风暴所构成,其中右移风暴初始回波出现在 29 日 21:30,并发展成超级单体,其生命期维持了 4 h 左右。而另一个单体虽然生命期也很长,但最终并没有发展

成超级单体。在我们的模拟中,也产生了两个风暴单体。一个来自于模式初始扰动,在被热力激发后对流快速发展并向东和东南方向移动,但最终没有发展成超级单体(图 3 中标记 A 的对流)。另一个对流单体形成于 80~90 min 期间,位置在单体 A 右侧的西南方(图 3a 中标记为 B 的对流),由边界层动力辐合强迫产生,这点与实际风暴的触发机制也是一致的。对流 B 在形成后快速发展并向东南方向移动,逐渐成为主导风暴,而对流 A 已经移至东边界附近(图 3b)。140 min 以后,风暴 B 进入准定常的成熟阶段,超级单体的典型结构特征如中气旋、有界弱回波区、悬垂回波和回波墙(图 3c、图 4)都已经显现。模拟风暴的回波及流场结构与多普勒雷达观测分析结果也是一致的 (Kuhlman et al., 2006)。

考察超级单体云降水微物理结构的变化,图 5 给出了风暴 B 内各种水成物的最大质量混合比随时间和高度的分布。云水主要分布在暖区(4 km 高度以下),但顶部也扩展到 10 km 高度(-40 °C 层)。雨水主要是以过冷雨的形式存在,其含量快速增加出现在 100 min 以后,高值区在-10~-30 °C 区间,对应着云水的低值区,这部分雨水主要来自云水转化以及碰并增长。模拟的过冷云水和雨水主要位于上升气流区(图 6 中蓝色和绿色等值线),因而为霰和雹胚的形成提供了可用的过冷雨滴,也为雹胚进一步增长提供了充沛的过冷水资源。云冰主要位于 9 km 高度以上(温度低于-33 °C),高值区在 10~12 km,对应的温度区间在-40 °C 和-50 °C。云冰主要通过云滴同质冻结过程产生,依靠凝华过程

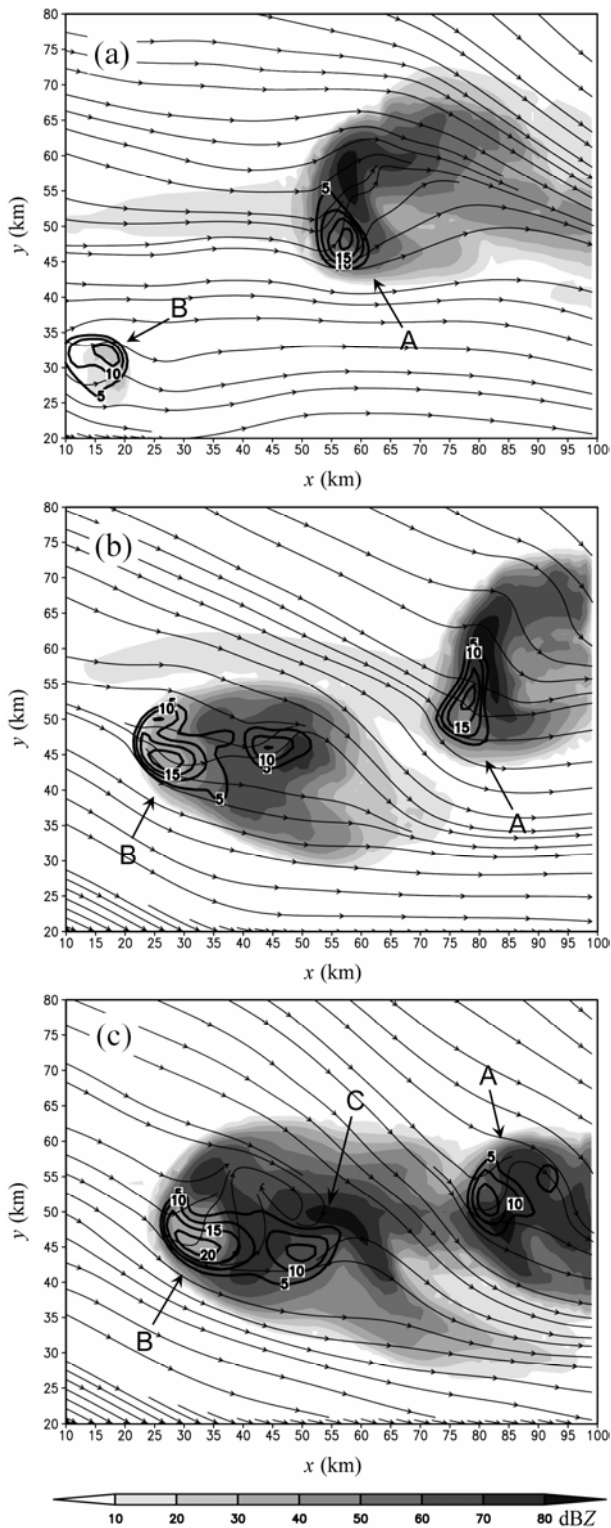


图3 模拟的雷达回波(阴影)及流线在5 km 高度上的分布:(a)90 min; (b) 120 min; (c) 150 min. 等值线为上升气流速度, 单位: m/s
Fig. 3 Horizontal cross-sections of the simulated radar reflectivity (shadings) and streamlines at 5-km AGL at (a) 90 min, (b) 120 min, and (c) 150 min. Black contours indicate the updraft velocities, units: m/s

增长。雪主要分布在 6~12 km 高度上, 其高值区在 9~10 km, 对应温度区间-33 °C 和 -40 °C。霰/雹

主要分布在上升气流区 7~9 km 高度, 所在温度 -20 °C 和 -33 °C。模拟的霰/雹在风暴中的分布(图 6 中红色等值线)与偏振雷达观测分析的结果非常一致 (Tessendorf et al., 2005)。注意到 140 min 以后, 在 4.5 km 高度附近(温度 -3 °C 左右), 存在另一个霰/雹的极值区(图 5e 和图 6), 与之相对应的雷达回波强度超过 80 dBZ (图 3c 和图 4a), 该极值区位于主上升气流区右前方的反中气旋入流处(图 3c 中标记为 C 的区域), 是冰雹的累积区。

3.2 雹胚粒子的产生

要了解冰雹的形成和增长过程, 首先需要了解雹胚是怎么形成的。分析仍集中在风暴 B, 并且只考察前 13 档(粒径 $D < 5$ mm)的霰/雹粒子, 为了方便讨论, 参照 Johnson et al. (1993) 的做法, 将这 13 档粒子再进一步分成小雹胚 ($D \leq 1$ mm) 和大雹胚 ($1 < D < 5$ mm)。这两类雹胚主要产生项的空间累积量的时间演变如图 7, 那些相对贡献很小的过程未在图中显示。由图可见, 风暴 B 的雹胚主要在两个时段上产生, 分别为 80~130 min 和 140~180 min。前者对应超级单体的发展阶段, 这一时期云中霰/雹粒子主要是以雹胚形式存在, 冰雹极少, 因此是雹胚的形成期。第二阶段已经是超级单体的成熟阶段, 云中既有新的雹胚大量产生, 同时也有相当数量的雹胚增长成冰雹, 因此该阶段是冰雹的生长期。从微物理过程来看, 雨滴的概率冻结是雹胚最主要的产生机制, 对小雹胚的贡献率达到 82%, 大雹胚的贡献率则达到 95%。和雨滴冻结相比, 雪的聚合是慢过程, 对雹胚总产量的贡献相对很小。雹胚在形成后, 主要通过碰冻云水而增长, 其他过程贡献很小。

3.3 雹胚和雹在风暴中的分布

图 8 给出了雹胚和雹在风暴发展阶段及成熟阶段通过主上升气流中心的质量混合比及对应流场在垂直剖面的分布。在发展阶段(图 8a 和 8b)云中的大冰粒子以雹胚 ($D < 5$ mm) 和小冰雹 ($5 < D < 10$ mm) 形式存在, 雹胚主要分布在主上升气流区上部, 在主上升气流区西侧边缘中高层也有相当数量的雹胚粒子存在, 这里也是胚胎帘的位置。注意到在主上升气流区东侧的次上升气流区也有一定数量的雹胚, 这部分粒子是由风暴高层的辐散流出带出的。小冰雹主要分布在主上升气流区上部及东侧的次上升气流区, 主要来自大过冷雨滴的冻结以及雹胚的撞冻增长。当风暴进入成熟阶段, 大冰

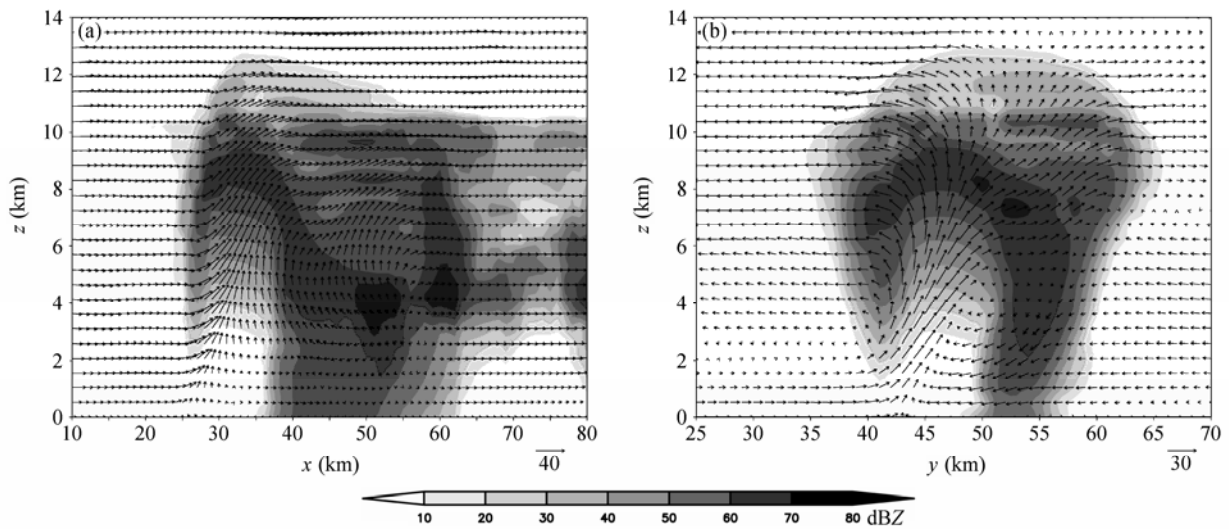


图4 第150 min 通过主上升气流中心的雷达回波(阴影)及流场在(a) $x-z$ 与(b) $y-z$ 剖面的分布

Fig. 4 Simulated radar reflectivity (shadings) and vector wind in (a) $x-z$ and (b) $y-z$ vertical cross sections through the main updraft at 150 min

雹 ($D > 10$ mm) 开始在主上升气流区东侧边缘的次上升气流区里形成(图 8c 和 8d), 其水平位置介于中气旋和反中气旋之间(图 9)。冰雹形成后, 通过碰撞收集云雨水增长, 其含量逐渐增大, 范围也不断扩展。

考察风暴成熟阶段一些特殊区域的雹胚及冰雹谱分布特征。图 10 给出了模拟到 150 min、沿着 $y=45$ km 的 $x-z$ 剖面不同格点位置上的雹胚及冰雹谱分布, 其中图 10a 取自主上升气流区西侧边缘悬垂回波区 ($x=25$ km, $z=4, 5$ km) 及以上高度 ($z=7, 10$ km), 图 10b 取自主上升气流区 7 km 和 10 km 高度 ($x=32$ km), 图 10c 取自主上升气流区前侧边缘 ($x=40$ km, $z=4, 7, 10$ km), 而图 10d 代表了通过最大雹含量中心的 3 个高度 ($z=4, 7, 10$ km) 的粒子谱。分析主上升气流区西侧边缘的粒子谱(图 10a) 可见, 这里的冰粒子直径都小于 5 mm, 其中悬垂区下缘的粒子最小, 最大尺度不到 0.5 mm, 高层的冰粒子最多, 但主要以 1 mm 以内的小雹胚为主, 悬垂区中上部的冰粒子尺度相对较大有 4 mm 左右, 超过 1 mm 的雹胚数量也较多。与西侧边缘相比, 由于主上升气流区里上升运动强, 小冰粒子无法在中低层驻留, 因而雹胚粒子只在高层出现(图 10b)。主上升气流区前侧边缘(图 10c) 高层的冰粒子谱与主上升气流区相似, 但中高层 7 km 处雹胚粒子的浓度明显要比后者多, 而且在中低层 4 km 处还出现了一定数量的小冰雹, 其最大直径达到 7 mm。距离主上升气流区更远处(图 10d), 可发现中低层的冰雹粒子更多, 尺度也更大,

达到 26 mm 以上。这些分析结果表明, 雹/雹粒子谱在风暴中不同部位的分布特性存在很大差异, 主上升气流区的上部及其西侧边缘是以雹胚为主, 而冰雹则出现在主上升气流区前侧边缘上升运动较弱的区域。

4 冰雹运行增长轨迹

以前一些研究 (Browning and Foote, 1976; Nelson, 1983) 指出, 超级单体大冰雹起源于胚胎帘里毫米级的冰粒子, 这些雹胚粒子再按照气旋性轨迹进入到主上升气流区里增长成大冰雹。这一概念模型是根据超级单体处于准稳定成熟阶段的流场特征总结出来的。事实上, 正如本文模拟所显示的那样, 风暴在发展阶段就已经有雹胚产生, 这些雹胚是否能进一步长成大冰雹, 其运行增长的行为又如何, 对于理解超级单体的成雹机制及人工防雹都有重要意义。本节利用轨迹增长模式对此问题加以探讨。

与已有研究 (Nelson, 1983; Knight and Knupp, 1986; Farley et al., 2004; Tessendorf et al., 2005) 采用相同大小的初始冰粒子不同, 本研究在进行轨迹模拟计算时, 初始冰粒子的大小由冰雹分档模式给定, 因而风暴不同部位的冰粒子尺度及密度是非均一的, 相对于上述所有格点都采用同一尺度的作法而言, 这种处理更为合理。本文使用质量加权平均直径来代表空间某一格点的总体冰粒子的大小, 其定义如下 (Ulbrich and Atlas, 1998):

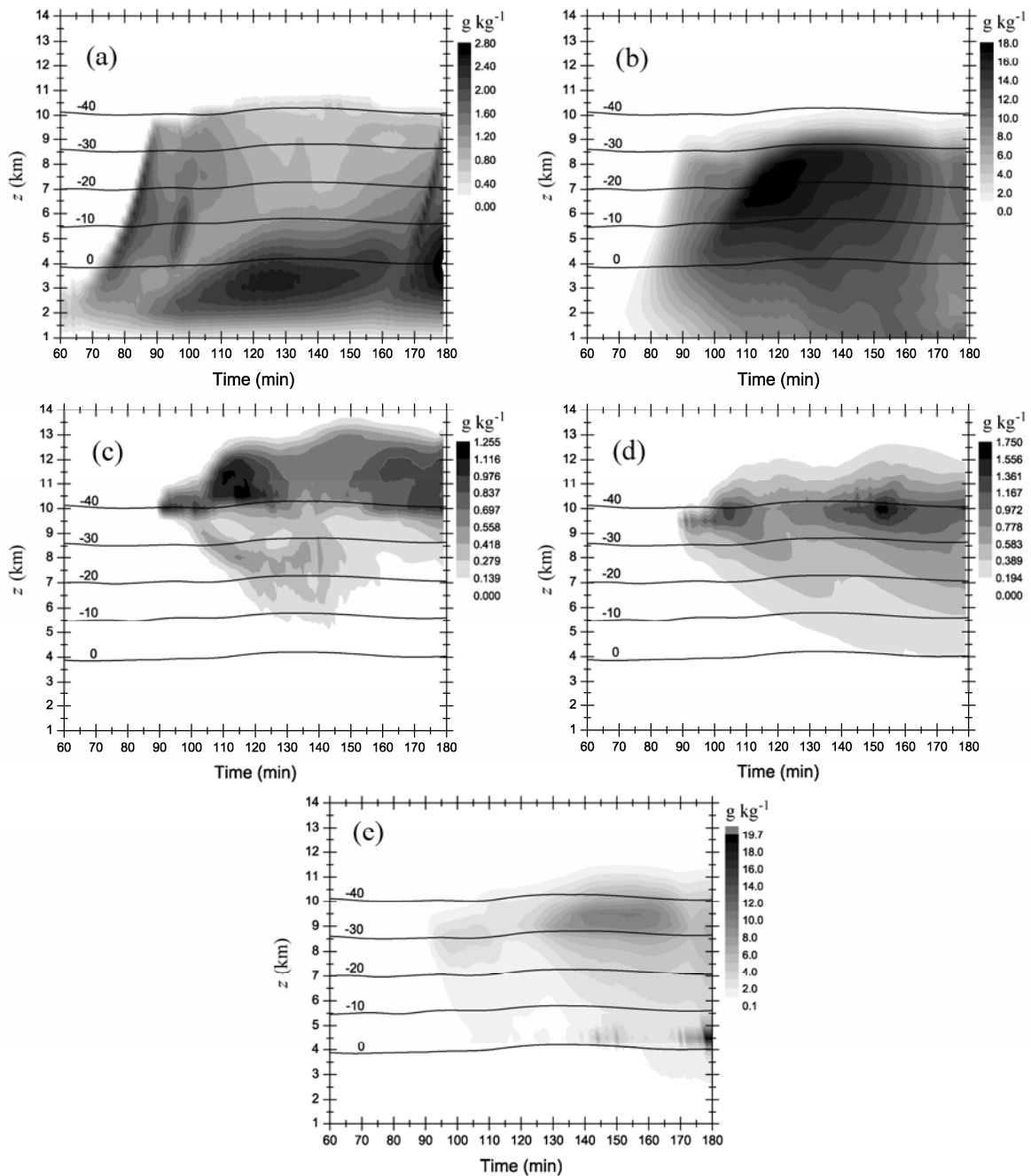


图5 (a) 云水、(b) 雨水、(c) 云冰、(d) 雪、(e) 霰/雹在风暴 B 中的最大含量随时间和高度变化 (等值线为云内平均温度, 单位: °C)

Fig. 5 Time-height plots of maximum mixing ratios in the selected domain of Storm B for (a) cloud water, (b) rain, (c) cloud ice, (d) snow, and (e) graupel and hail (isolines denote averaged temperature in clouds, units: °C)

$$D_m = \frac{\sum_{i=1}^{21} N(D_i) D_i^4 dD_i}{\sum_{i=1}^{21} N(D_i) D_i^3 dD_i}, \quad (1)$$

其中, D_i 为第 i 档冰粒子的直径, $N(D_i)$ 为对应的冰粒子数密度, D_m 为质量加权平均直径。给定初始冰粒子的大小后, 再参考 Knight and Knupp (1986) 的方法设定冰粒子的初始密度。

为了考察风暴发展阶段产生的雹胚粒子的运行增长情况, 这里采取单一时刻引入冰粒子的方式。某一时刻冰粒子的尺度和密度及所处的环境场由分档模式模拟给出, 然后考察这些冰粒子在随后可变的环境场下是如何运动并增长。冰粒子初始引入的时间分别选择在第 110 min 和第 120 min, 从三维风暴模拟结果中每间隔 1 min 提取出三维的风场、温度场、液态水含量等作为背景场, 并假定这

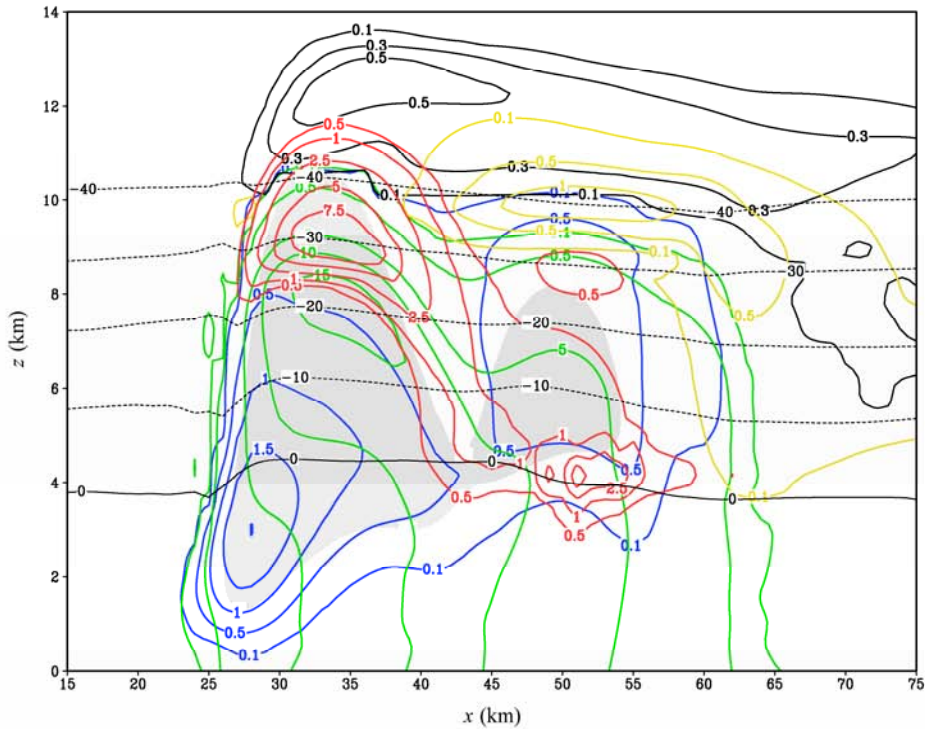


图6 第 150 min 时 $x-z$ 剖面 ($y=45$ km) 上云水 (蓝)、雨 (绿)、云冰 (黑)、雪 (黄) 和霰/雹 (红) 的分布 (阴影区的上升气流速度超过 10 m/s)
Fig. 6 Distributions of cloud water (blue), rain (green), cloud ice (black), snow (yellow), and graupel/hail (red) of the $x-z$ cross section at 150 min (shadings indicate updraft >10 m/s)

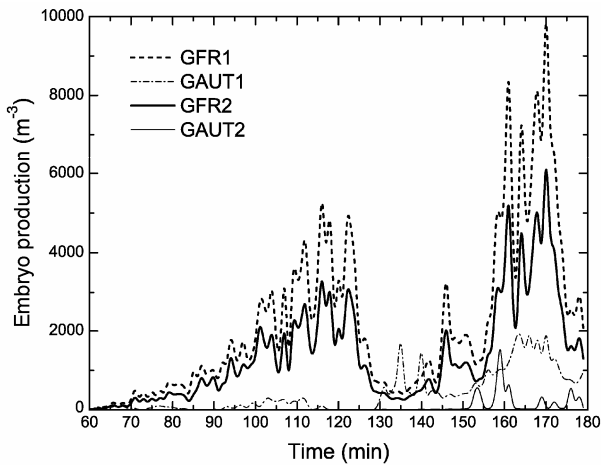


图7 雹胚主要微物理产生率的时间演变 (GFR 代表雨滴概率冻结过程, GAUT 代表雪的自动转化过程, 1和2分别代表小雹胚和大雹胚; 所有计算都是针对风暴 B 的空间总量)

Fig. 7 Time evolution of hail embryo production due to the processes listed [GFR1 and GFR2 represent the probabilistic freezing of rain to form small hail embryos and hail embryos/ graupel, respectively; GAUT1 and GAUT2 are the autoconversion (aggregation) of snow to form small hail embryos and hail embryos/ graupel, respectively. The values are the result of various rates being summed over the selected domain of Storm B]

些背景场量在这 1 min 期间里保持不变。因为利用风暴模拟的结果作为背景场, 所以轨迹模拟的初始网格设计与之前的雹云模拟相同。轨迹计算的时间

步长取 5 s。试验结果的相关参数统计如表 1 所示。

表1 轨迹计算的统计结果

Table 1 Number of ice embryos that produce hail of given diameter

播撒时刻 (min)	粒子数	N_1	N_2	N_3	D_{max} (cm)
110	11322	998	103	0	2.91
120	13232	965	161	6	3.18

注: N_1 、 N_2 和 N_3 分别代表最终长成直径超过 1 cm、2 cm 和 3 cm 的雹胚数目, D_{max} 代表最大雹块的直径。

由表 1 可见, 在风暴发展阶段第 110 min 和第 120 min 分别引入的冰胚粒子, 有 8.8% 和 7.3% 最终长到了 1 cm 以上, 而长到 2 cm 以上的则只有 0.9% 和 1.2%。比较两个时次最终冰雹的大小和数量发现, 冰粒子起始时间越晚, 长的越大, 且大冰雹的数量也越多, 主要原因是晚些时候引入的冰粒子尺度也相对较大。考察冰胚起始位置的增长特性 (图 11), 发现直径 2 cm 以上的大冰雹主要起源于主上升气流区西侧与西北侧边缘, 少数来自距离主上升气流区更远处西北中高层云区; 起源于主上升气流区边缘的冰胚尺度都较大 (3~5 mm), 而距离较远的冰胚尺度则较小 (≤ 1 mm 左右), 说明绝大多数的大冰雹都来自于主上升气流区边缘中等大小的冰粒子。

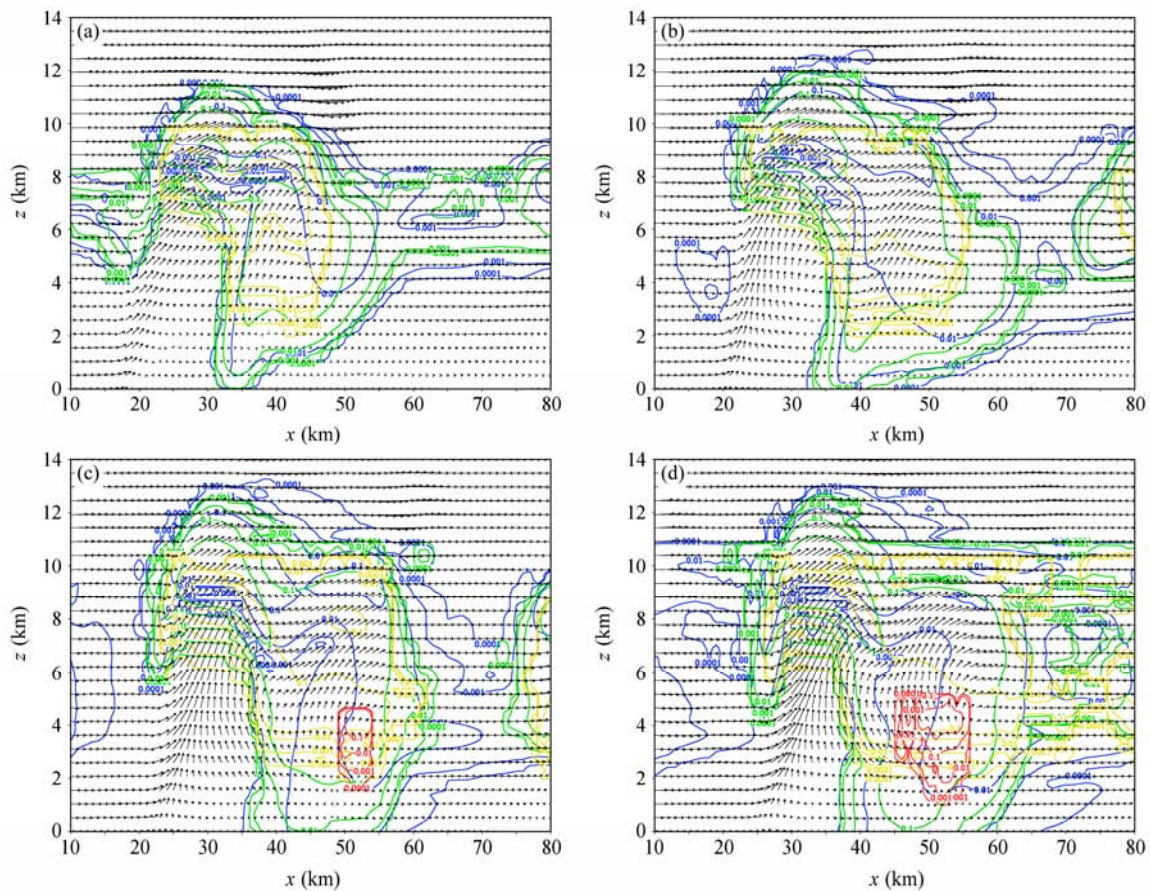


图8 通过主上升气流中心的雹胚（蓝： $D < 1$ mm；绿： $1 < D < 5$ mm）和雹（黄： $5 < D < 10$ mm；红： $D > 10$ mm）的比含量（单位： g/kg ）及对应流场的 $x-z$ 剖面分布：(a) 110 min；(b) 120 min；(c) 140 min；(d) 150 min

Fig. 8 The $x-z$ cross sections of the mass mixing ratio (g/kg) for small hail embryos ($D < 1$ mm, blue), hail embryos and graupel ($1 < D < 5$ mm, green), small hail ($5 < D < 10$ mm, yellow) and large hail ($D > 10$ mm, red) and storm-relative wind vectors taken from the simulations at (a) 110 min, (b) 120 min, (c) 140 min, and (d) 150 min

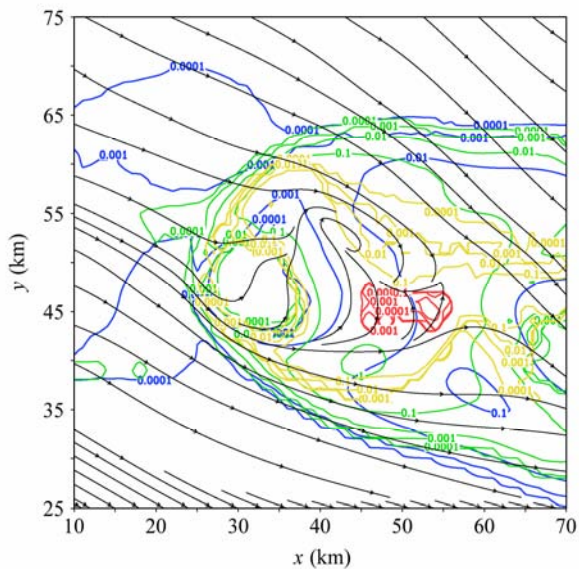


图9 模拟到150 min 时4.5 km 高度上的雹胚（蓝： $D < 1$ mm；绿： $1 < D < 5$ mm）和雹（黄： $5 < D < 10$ mm；红： $D > 10$ mm）的比含量及流场分布

Fig. 9 Horizontal cross-sections of the mass mixing ratio (g/kg) for small hail embryos ($D < 1$ mm, blue), hail embryos and graupel ($1 < D < 5$ mm, green), small hail ($5 < D < 10$ mm, yellow) and large hail ($D > 10$ mm, red) and storm-relative wind vectors at $z = 4.5$ km as of 150 min

从冰雹落区来看，大冰雹主要分布在主上升气流区东侧较近的位置，而小冰雹则分布在相对主上升气流区更远的位置上。

考察大冰雹的运动特征。图 12 给出了 110 min 和 120 min 开始且最终长到 2 cm 以上的所有冰粒子的三维运行轨迹。整体而言，冰粒子的运行特性可以分为两组，其中一组（灰线）代表了绝大多数冰粒子的行为，它们起始于主上升气流区北侧边缘中高层，然后气旋性上升（部分先下降再上升）进入主上升气流区，到达轨迹最高点后再沿着上升气流区右侧边缘下降。另一组极少数粒子（黑线）则沿着主上升气流区边缘气旋性运动增长，并没有进入主上升气流区。进一步对比，发现在主上升气流区边缘行进的冰粒子，110 min 起始位置是在高层驻点区，然后气旋性下降到 2~3 km 高度，重新被上升气流带至高层 7 km 左右，最后沿边缘降落。而 120 min 起始位置在中层 4~5 km 的胚胎帘区，然后几乎是在同一高度上沿着主上升气流区边缘气

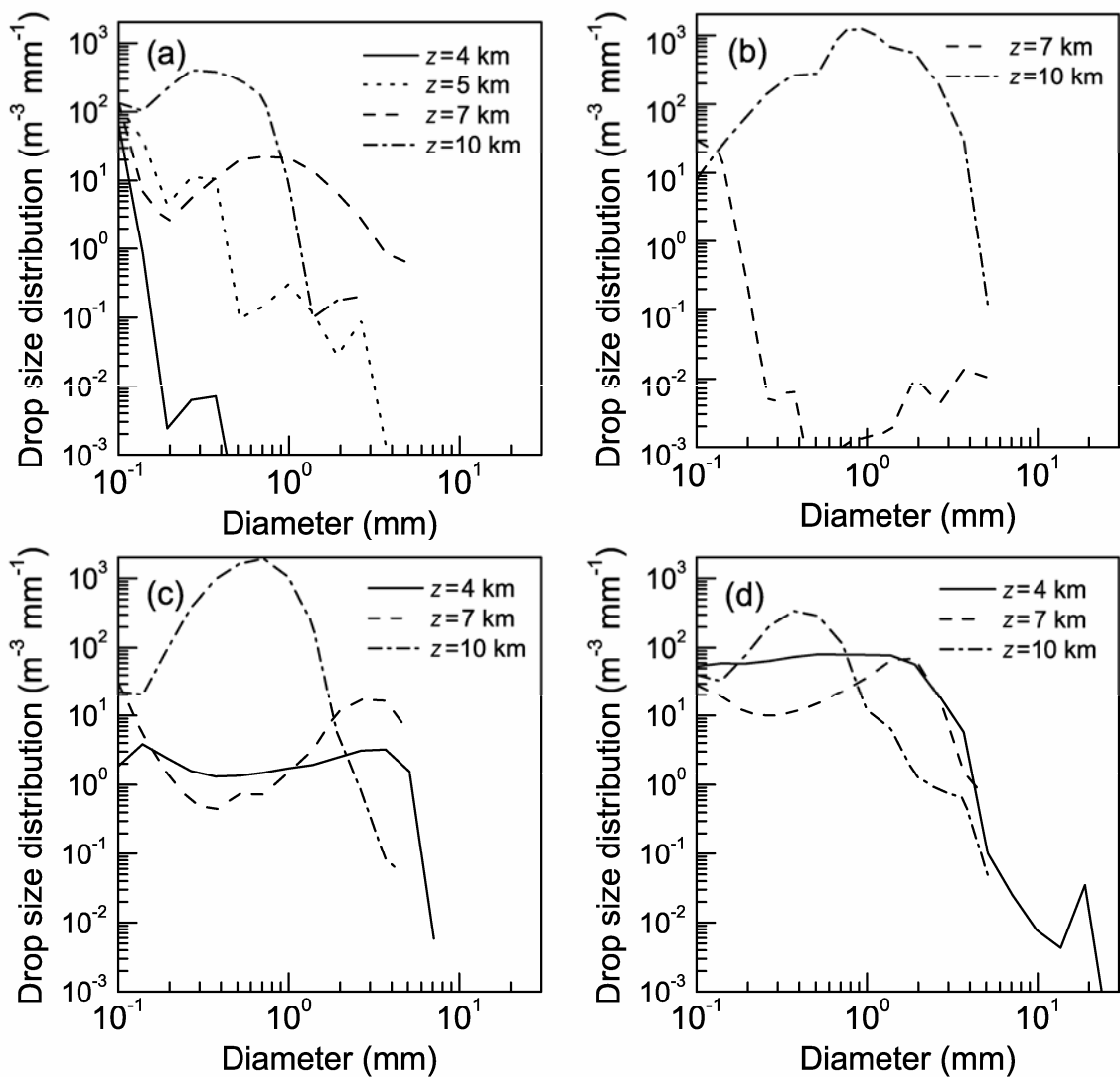


图 10 模拟到 150 min 时, 沿 $y=45$ km 的不同 x 格点位置的雹胚和冰雹的谱分布: (a) $x=25$ km; (b) $x=32$ km; (c) $x=40$ km; (d) $x=51$ km

Fig. 10 The simulated embryo and hail size distributions at various x directions and height along $y=45$ km at $t=150$ min: (a) $x=25$ km; (b) $x=32$ km; (c) $x=40$ km; (d) $x=51$ km

旋性运动到主上升气流区东侧边缘, 在这里继续增长直至降落。进入主上升气流区的冰粒子具有更高的增长率, 因此所需增长的时间也要比沿着上升气流边缘运动的粒子短。

上述轨迹分析的结果表明, 风暴发展阶段产生的冰粒子, 有 1% 左右能够增长成 2 cm 的大冰雹, 其增长路径有两条: 绝大多数起源于主上升气流区 (左) 北侧, 并气旋性进入主上升气流区, 然后在 (右) 东侧边缘降落, 另有极少数雹胚粒子则沿着主上升气流区的边缘气旋性运行增长。

5 总结

本文利用三维冰雹分档对流云模式和三维粒

子增长轨迹模式, 对一例实测超级单体风暴进行了模拟研究。通过和多普勒雷达实测分析结果的对比, 验证了模拟结果的可靠性, 显示了三维冰雹分档对流云模式对超级单体风暴具有很好的模拟能力。

模拟结果表明, 雹胚在风暴发展阶段就由过冷雨滴冻结产生, 并主要分布在主上升气流区上部, 在主上升气流区西北侧中高层也有相当数量的雹胚粒子, 而冰雹主要分布在主上升气流区东侧。对风暴发展阶段产生的冰胚粒子的运行增长行为调查表明, 其中有 7%~8% 增长到 1 cm 以上, 有 1% 左右增长到 2 cm 以上的大冰雹, 这些大冰雹绝大多数起源于主上升气流区北侧的高层云区, 气旋性进入主上升气流区并按照简单的上一下形式增

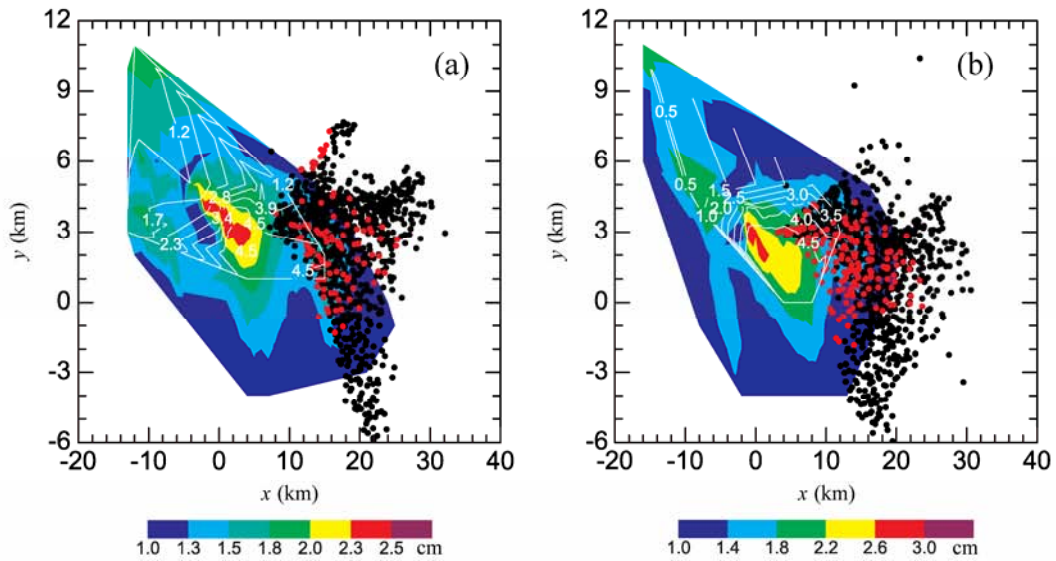


图 11 冰胚初始引入时刻 (a) 110 min 和 (b) 120 min 时不同起始位置所对应的最终雹块直径 (彩色) 及其落点 (黑点和红点分别表示雹块直径超过 1 cm 和 2 cm 的落点)。雹块直径超过 2 cm 的冰胚初始直径用白色等值线表示。所有位置均为初始时刻最大上升气流中心水平坐标的相对值
Fig. 11 Final hailstone diameters (color shaded) and fallout positions (the black and red dots indicate the ending locations of hailstones with final diameter ≥ 1 cm and ≥ 2 cm, respectively) as a function of initial embryo location, for starting at (a) 110 min and (b) 120 min (the white contours indicate initial embryo diameters that produce hailstones of diameter ≥ 2 cm. All grids are relative to the updraft core corresponding to the embryo starting time)

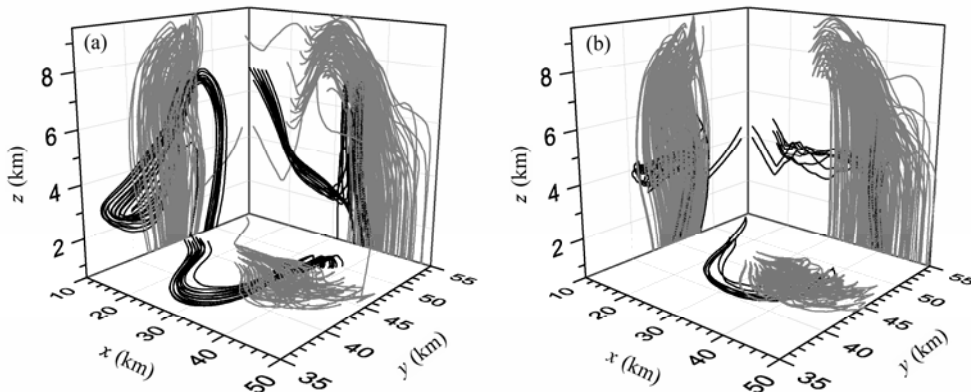


图 12 (a) 110 min 和 (b) 120 min 时大冰雹 (直径 2 cm 以上) 的三维运行增长轨迹 (两组不同的运行轨迹被分别用黑线和灰线表示)
Fig. 12 Three-dimensional plan view of embryo growth trajectories starting at (a) 110 min and (b) 120 min (two distinctly different groups are shown in black or gray lines)

长, 而后在主上升气流区东侧边缘降落, 少数大冰雹起源于主上升气流区西北侧风暴后部中高层, 气旋性地沿着主上升气流区的边缘按照下一上一下形式运动增长。此外, 要长成 2 cm 以上的大冰雹, 初始雹胚粒子的直径至少要达到 1 mm 左右。

我们的模拟结果验证了超级单体中冰雹运动循环增长机制。然而, 与现有研究例如 Tessendorf et al. (2005) 不同之处在于, 他们认为毫米级的雹胚粒子只有进入了主上升气流区才有可能增长成大冰雹, 而本研究还发现有少数雹胚粒子并没有进入主上升气流区而是绕着主上升气流区在其边缘运行增长, 尽管这些雹胚所占比例很小, 但说明了超级单体中大冰雹的增长路径并不是单一的。当

然, 本文只是个例结果, 是否具有普遍性尚需进一步调查。

致谢 感谢许焕斌研究员提供三维粒子运行增长模式。文中所用的探空资料由美国俄克拉荷马大学 Kristin M. Kuhlman 博士提供, 在此表示感谢。

参考文献 (References)

Berry E X. 1967. Cloud droplet growth by collection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 24: 688–701.
Bluestein H B. 1993. *Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Vol. II: Observations and Theory of Weather Systems* [M]. Oxford, U. K: Oxford University Press, 594pp.
Bluestein H B, Parks C R. 1983. *A synoptic and photographic climatology*

- of low-precipitation severe thunderstorms in the southern plains [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 111: 2034–2046.
- Browning K A. 1964. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 21: 634–639.
- Browning K A, Foote G B. 1976. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102: 499–533.
- Doswell C A III. 2001. Severe convective storms [J]. *Meteor. Monogr.*, (69): 1–26.
- Farley R D. 1987. Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth. Part II: The role of low density riming growth in hail production [J]. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26: 234–254.
- Farley R D, Wu T, Orville H D, et al. 2004. Numerical simulation of hail formation in the 28 June 1989 Bismarck thunderstorm. Part I. Studies related to hail production [J]. *Atmospheric Research*, 71: 51–79.
- 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*, 25 (5): 707–720. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part I: Model description and the mechanism of hail recirculation growth [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese)*, 25 (5): 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*, 25 (6): 856–864. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Hong Yanchao, et al. 2001. A study of three-dimensional hail-category hailstorm model. Part II: Characteristics of hail-category size distribution [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese)*, 25 (6): 856–864.
- Johnson D E, Wang P K, Straka J M. 1993. Numerical simulations of the 2 August 1981 CCOPE supercell storm with and without ice microphysics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 32: 745–759.
- Khain A, Lynn B. 2009. Simulation of a supercell storm in clean and dirty atmosphere using weather research and forecast model with spectral bin microphysics [J]. *J. Geophys. Res.*, 114: D19209, doi:10.1029/2009JD011827.
- Knight C A, Knupp K. 1986. Precipitation growth trajectories in a CCOPE storm [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43: 1057–1073.
- Knight C A, Knight N C. 2005. Very large hailstones from Aurora, Nebraska [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 86: 1773–1781.
- Kuhlman K M, Ziegler C L, Mansell E R, et al. 2006. Numerically simulated electrification and lightning of the 29 June 2000 STEPS supercell storm [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134: 2734–2757.
- Lemon R L, Doswell C A. 1979. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 107: 1184–1197.
- Lin Y L, Farley R D, Orville H D. 1983. Bulk parameterization of the snowfield in a cloud model [J]. *J. Climate Appl. Meteor.*, 22: 1065–1092.
- Lin H M, Wang P K, Schlesinger R E. 2005. Three-dimensional nonhydrostatic simulations of summer thunderstorms in the humid subtropics versus High Plains [J]. *Atmospheric Research*, 78: 103–145.
- 刘术艳, 肖辉, 杜秉玉, 等. 2004. 北京一次强单体雹暴的三维数值模拟 [J]. *大气科学*, 28 (3): 455–470. Liu Shuyan, Xiao Hui, Du Bingyu, et al. 2004. Three-dimensional numerical simulation of a strong convective storm in Beijing [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese)*, 28 (3): 455–470.
- Miller L J, Tuttle J D, Knight C A. 1988. Airflow and hail growth in a severe northern High Plains supercell [J]. *J. Atmos. Sci.*, 45: 736–762.
- Nelson S P. 1983. The influence of storm flow structure on hail growth [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40: 1965–1983.
- O'Brien J J. 1970. Alternative solutions to the classical vertical velocity problem [J]. *J. Appl. Meteor.*, 9: 197–203.
- Pflaum J C. 1980. Hail formation via microphysical recycling [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37: 160–173.
- Rasmussen E N, Straka J M. 1998. Variations in supercell morphology. Part I: Observations of the role of upper-level storm-relative flow [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 2406–2421.
- Smith J A, Baeck M L, Zhang Y, et al. 2001. Extreme rainfall and flooding from supercell thunderstorms [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2: 469–489.
- Tessendorf S A, Miller L J, Wiens K C, et al. 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part I: Kinematics and microphysics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 4127–4150.
- Ulbrich C W, Atlas D. 1998. Rainfall microphysics and radar properties: Analysis methods for drop size spectra [J]. *J. Appl. Meteor.*, 37: 912–923.
- Wiens K C, Rutledge S A, Tessendorf S A. 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: Lightning and charge structure [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 4151–4177.
- Wobrock W, Flossmann A I, Farley R D. 2003. Comparison of observed and modeled hailstone spectra during a severe storm over the Northern Pyrenean foothills [J]. *Atmospheric Research*, 67–68: 685–703.
- 许焕斌, 段英. 2001. 冰雹形成机制的研究并论人工雹胚与自然雹胚的“利益竞争”防雹假说 [J]. *大气科学*, 25 (2): 277–288. Xu Huanbin, Duan Ying. 2001. The mechanism of hailstone's formation and the hail-suppression hypothesis: “Beneficial competition” [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Science (in Chinese)*, 25 (2): 277–288.
- 殷占福, 郑国光. 2006. 一次强风暴三维结构的观测分析 [J]. *气象*, 32 (9): 9–17. Yin Zhanfu, Zheng Guoguang. 2006. Analysis of three-dimensional structure of a severe hailstorm [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 32 (9): 9–17.
- 郑媛媛, 俞小鼎, 方翀, 等. 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒天气雷达观测分析 [J]. *气象学报*, 62 (3): 317–328. Zheng Yuanyuan, Yu Xiaoding, Fang Chong, et al. 2004. Analysis of a strong classic supercell storm with Doppler weather radar data [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 62 (3): 317–328.