

# 北京一次强单体雹暴的三维数值模拟<sup>\*</sup>

刘术艳<sup>1,2)</sup> 肖 辉<sup>2)</sup> 杜秉玉<sup>1)</sup> 何宇翔<sup>1)</sup> 张荣林<sup>3)</sup>

1) (南京气象学院电子工程系, 南京 210044)

2) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

3) (中国气象科学研究院, 北京 100081)

**摘 要** 利用中国科学院大气物理研究所建立的完全弹性三维雹云数值模式, 模拟了1996年6月29日发生在北京东北部京冀交界地区的一次强单体雹暴过程, 并结合多普勒雷达探测资料, 分析了风暴的流场结构、雷达回波结构特征、含水量场等宏观物理量的分布及其演变。模式模拟出了超级单体风暴云的一些典型特征, 如悬垂回波、弱回波区、回波墙等。同时, 模拟分析了冰雹形成的微物理过程, 结果表明, 本个例模拟雹云中, 冰雹粒子主要由冻滴(CNfh)和霰(CNgh)转化形成, 但冻滴对冰雹形成的贡献比霰大得多, 冰雹含水量中心的发展演变与冻滴含水量中心的发展演变相一致, 冰雹主要是通过碰撞过冷水过程(CLch、CLrh)而进一步长大的。

**关键词:** 强单体雹暴; 数值模拟; 悬挂回波; 成雹机制

**文章编号** 1006-9895 (2004) 03-0455-16 **中图分类号** P426.64<sup>+1</sup> **文献标识码** A

## 1 引言

冰雹是中小尺度强对流云(即冰雹云)的产物, 其伴随的剧烈天气过程给人类活动造成很大灾害, 与人们的日常生活及工农业生产联系极大。冰雹是世界范围的气象灾害之一, 也是我国农业生产的主要气象灾害之一。在我国北方地区, 冰雹灾害频繁, 突然的冰雹袭击常使丰收在望的农作物毁于一旦, 尤其是维持时间较长的超级单体风暴所造成的灾害更为严重。因此, 详细了解冰雹云(尤其是强冰雹云)的宏观和微观结构特征以及冰雹形成的微物理过程对于较早识别冰雹云进而进行催化防雹有很重要的意义。

近几十年来, 冰雹云的数值研究有了很大的发展。在国外, Steiner<sup>[1]</sup>首先用三维对流云模式模拟了非降水云的发展。以后, 又有许多科研工作者<sup>[2~7]</sup>进行了深对流三维数值模拟试验。在国内, 许焕斌等<sup>[8]</sup>和王谦等<sup>[9]</sup>分别于1990年建立了只有液相微物理过程的三维强对流云模式, 并模拟了三维风暴云的一些结构特征。孔凡铨等<sup>[10,11]</sup>首次在国内成功地建立了包含较详细的冰相微物理过程的三维冰雹云模式, 并进行了一系列的冰雹云数值模拟。在该冰雹云模式中, 动力过程考虑较完整, 微物理过程则采用单参数谱演变方案。最近, 洪延超<sup>[12]</sup>对该模式作了较大的发展, 微物理过程采用了更

2002-10-16 收到, 2003-03-14 收到修改稿

<sup>\*</sup> 国家“十五”科技攻关计划 2001BA610A-06-05 专题、国家重点基础研究规划项目 G1998040907-02-03、国家科技攻关计划“奥运科技”专项 2001BA904B09 课题、国家自然科学基金资助项目 40175001 和中国科学院大气物理研究所创新基金领域前沿项目 8-4605 课题共同资助

接近实际的双参数谱演变方案,可以计算可作为冰雹胚胎的冻滴和霰的浓度与含水量,加入了人工催化过程,适合于研究强风暴的动力学特性和微物理结构以及催化防雹等问题。洪延超<sup>[13]</sup>和周玲等<sup>[14]</sup>曾用该模式模拟研究了陕西旬邑地区冰雹形成的微物理机制。另外,郭学良等<sup>[15,16]</sup>建立了一个可用于研究三维强冰雹云和降雹过程的冰雹粒子分档模式,提出了多单体雹暴中各尺度的冰粒子通过主次单体之间的运动循环机制对冰雹形成及增长的作用和贡献。

Farley 和 Orville<sup>[17]</sup>在 1986 年利用改进的二维时变冰雹云模式,对 1972 年 6 月 21 日发生在美国科罗拉多州的 Fleming 典型超级单体风暴过程进行了数值模拟。总体上讲, Fleming 风暴的一些重要特征被模拟出来了,但是,如降下大量的冰雹,云中很强的雷达反射率以及持久的有界弱回波区等显著的特征并没有被模拟出来。在理想的初始环境风场条件下,许焕斌等<sup>[18~20]</sup>用二维和三维冰雹云模式模拟了超级单体对流云的部分特征(如弱回波区、悬挂回波等),并研究了大冰雹的循环增长过程。大量的观测表明,强风暴的结构和运动是相当复杂的,很多现象都具有三维结构特征,如超级单体的三维气流结构等。因此,利用三维强风暴模式模拟超级单体实例风暴是有意义的。

本文利用中国科学院大气物理研究所建立发展的三维冰雹云数值模式,对 1996 年 6 月 29 日发生在北京东北部京冀交界地区的一次超级单体风暴过程进行了模拟研究,结果表明,模式很好地模拟出了超级单体过程的典型特征,如弱回波区、悬挂回波以及回波墙等,这也充分说明了该三维冰雹云数值模式对超级单体风暴的模拟能力。本文在后面还分析了这个个例的冰雹形成机制。

## 2 个例概况

受蒙古地区南下冷空气的影响,1996 年 6 月 29 日下午,北京东北部与河北交界的密云、平谷等地遭受特大冰雹大风袭击。据北京灾情报告,密云县境内落地冰雹最大直径达 6~7 cm,冰雹密度 35 个  $\text{m}^{-2}$ 。密云、平谷两县因雹灾造成直接经济损失达 9300 万元。这次雹云在天气雷达回波上表现出超级单体结构特征。实测表明,这次超级单体风暴过程从云开始聚集到完全消散持续了 2 个多小时。

从 500 hPa 天气图上可以看出,1996 年 6 月 29 日 08:00(北京时,下同)亚欧大陆波槽活动剧烈,北京处于西风带大槽里,位于蒙古冷低涡的后部,有冷平流影响。850 hPa 图上,北京受位于山东半岛和蒙古境内的南北两个低压的共同影响。这种既有促进上升气流发展的不稳定层结,又有触发不稳定能量释放的条件的大尺度天气形势,为北京地区强对流天气的产生提供了有利的条件。同时的地面图表明,北京处于以蒙古低涡为中心的锢囚锋冷锋前方和暖锋后方,北京地区有较强的风切变。

图 1 显示北京市 1996 年 6 月 29 日 08:00 的探空曲线。在模拟中考虑到雹云过程主要发生在午后,近地层已由于太阳辐射加热而增温,因此取从地面到边界层顶(约 1 km)按  $-0.78\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$  向上进行订正。由图 1 可知,北京低层湿度较大,环境风以西风为主,最大值在 14 km 高度附近,达  $29\text{ m s}^{-1}$ ,低层为西北风,中层转为西南风,到高层又转为西北风。分析图 1b 可知,从地面到 700 hPa 层,风向随高度顺转,为暖平流形势,700~250 hPa 层风向随高度逆转,为冷平流形势,250 hPa 以上风向又顺

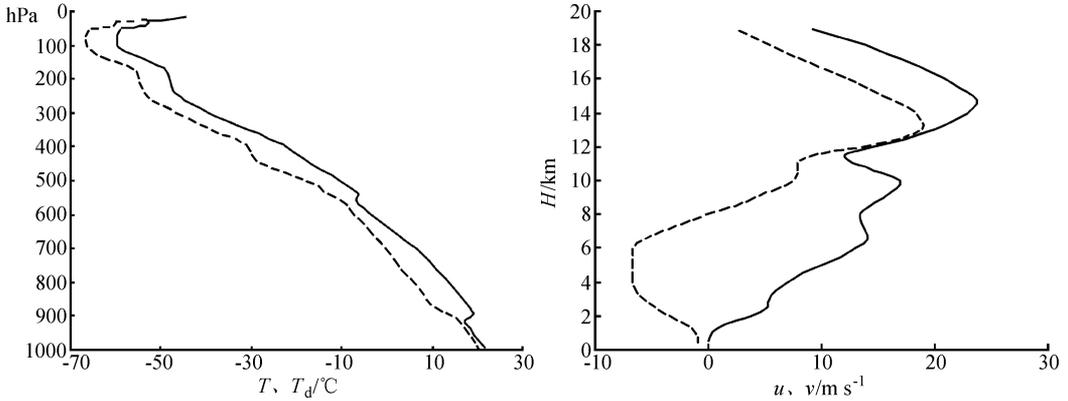


图1 环境温度、露点廓线 (a) 和风廓线 (b)

(a) 实线为温度  $T$ , 虚线为露点  $T_d$ ; (b) 实线为  $u$  分量, 虚线为  $v$  分量

转, 为暖平流, 表现为典型的三层风特征。温度层结很不稳定, 对流有效位能(不稳定能量)为  $2328.9 \text{ J kg}^{-1}$ 。2.0 km 高度以下, 低层大气相对湿度为 44.6%, 位温  $305.4 \text{ K}$ , 比湿为  $12.9 \text{ g kg}^{-1}$ , 抬升凝结高度上的温度为  $14.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ , 地面抬升指数(LI)为  $-6.2$ 。这样的层结有利于强风暴的形成。

### 3 雹云的数值模拟

#### 3.1 数值模式简介

本文所用模式为中国科学院大气物理研究所建立并发展的三维对流风暴云模式(简称为 IAP-CSM3D)。肖辉等<sup>[21]</sup>对该模式的过冷云滴浓度、冰晶初始化过程以及冰晶聚并系数的计算作了改进。该模式的动力学框架是一个非静力可压缩的完全弹性方程组, 云—降水微物理过程采用双参数谱浓度方案。模式中包含了水汽、云水、雨水、冰晶、雪、霰、冻滴和冰雹等 8 种水物质的微物理过程, 能详细描述云中各种粒子的形成、演变过程, 有关该模式的详细介绍可参阅文献[10, 12, 13, 21]。模式计算域为  $36 \text{ km} \times 36 \text{ km} \times 18.5 \text{ km}$ , 水平格距  $1.0 \text{ km}$ , 垂直格距  $0.5 \text{ km}$ 。用  $i, j, k$  分别表示向东、向北、向上的  $X, Y, Z$  轴上的格点序号。将经过地面观测值订正的探空资料输入雹云模式程序, 采用湿热泡方式启动对流云, 给极值为  $1.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$  的轴对称位温扰动, 扰动区中心坐标为  $(18, 18, 7)$ , 位于  $3 \text{ km}$  高度, 厚度为  $6 \text{ km}$ 。风暴的模拟时间为  $120 \text{ min}$ 。

#### 3.2 气流结构

垂直上升气流速度是表征云发展的一个重要参量。图 2 给出了该例模拟云中最大上升气流速度和下沉气流速度随时间变化的曲线, 其中实线为最大上升气流速度  $w_u$ , 虚线为最大下沉气流速度

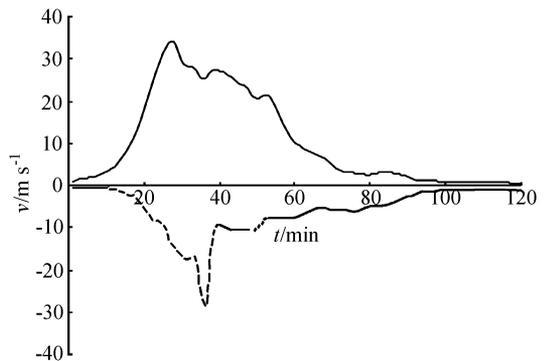


图2 云中最大上升气流速度 ( $w_u$ , 实线) 与最大下沉气流速度 ( $w_d$ , 虚线) 随时间变化曲线

$\omega_d$ 。由图 2 中可以看出, 该个例发展迅速, 持续时间近 2 h。冰雹云内有组织的上升气流最早出现在第 4 min, 上升气流刚开始出现时在冰雹云体内的分布是对称的。17 min 时, 由于高空存在较大的环境风场, 上升气流出现不对称, 并开始倾斜上升, 此时最大上升气流速度为  $11.2 \text{ m s}^{-1}$ 。随着冰雹云的发展, 上升气流和下沉气流均增大, 27 min 时上升气流速度达到最大值  $33.9 \text{ m s}^{-1}$ , 如以地面累积降水量达到  $0.1 \text{ mm}$  作为降水出现的时间, 27 min 时, 地面累积降水量开始超过这个阈值, 达到  $0.17 \text{ mm}$ , 认为此时地面开始出现降水。在冰雹云发展的强盛阶段即从 30~54 min 这段时间里, 最大上升气流速度均大于  $20 \text{ m s}^{-1}$ 。54 min 以后上升气流速度迅速减小, 到 72 min 减至  $4 \text{ m s}^{-1}$  以下, 并且云逐步减弱。而云内的下沉气流最早出现在第 13 min, 在 36 min 达到最大, 为  $-28.8 \text{ m s}^{-1}$ , 对应于地面为很强的出流, 水平风速最大值达到  $18 \text{ m s}^{-1}$ , 此时也是地面出现最大降雹时段, 这与实况报告的雹灾和风灾事实相一致。36 min 以后下沉气流减小很快, 到 39 min 减小到  $-9.3 \text{ m s}^{-1}$ 。在 69 min 上升气流与下沉气流达

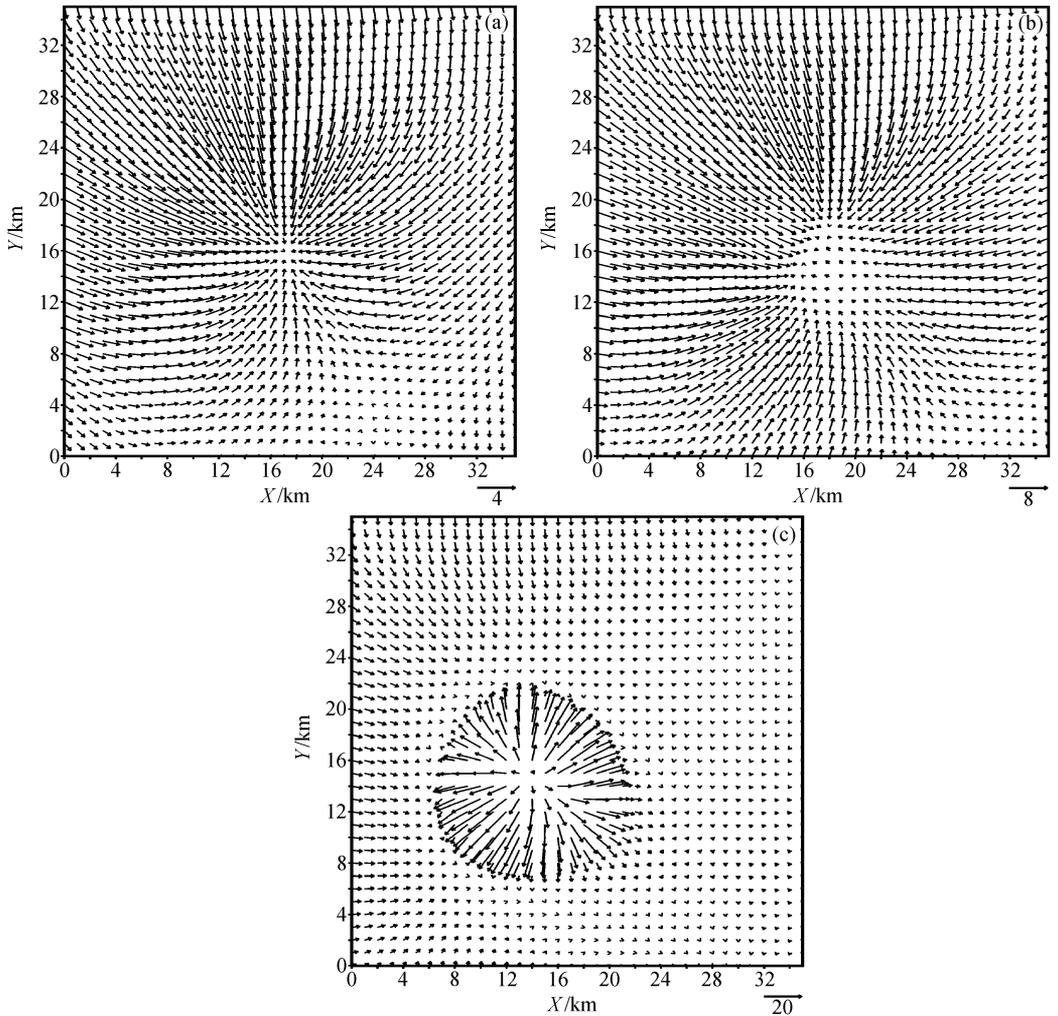


图 3 近地面层不同时刻的流场分布  
(a) 14 min; (b) 28 min; (c) 36 min

到相同的量值，此后下沉气流速度大于上升气流速度，这反映了降水对气流的拖带作用。

由模拟的结果可知，在地面附近，随着时间的推移，气流是先辐合后辐散的（图 3）。地面最早出现辐合气流是在第 4 min，这与垂直剖面上最早出现有组织的上升气流的时间相对应，说明超级单体是由气流的辐合上升引起的，辐合系统在第 14 min 达到最大。随着冰雹云体的进一步发展及地面降水的产生，0.5 km 高度的水平剖面上雹云下面在 27 min 仍为辐合的水平气流，在 28 min 已转为辐散气流。第 36 min 即冰雹云发展的成熟阶段，近地面层的水平气流辐散系统已经相当强烈，而此时垂直剖面上的下沉气流达到最大（图 2 虚线）。此下沉辐散系统一直持续到冰雹云消散。

选择雹云不同时间、不同高度的水平气流结构进行对比分析。图 4 为第 27 min、36 min、42 min 模拟雹云在不同高度上的水平流场分布，图中实线为总含水量等值线。由图 4 可见，27 min、36 min、42 min 的水平气流均为下层（3 km）水平辐合，上层

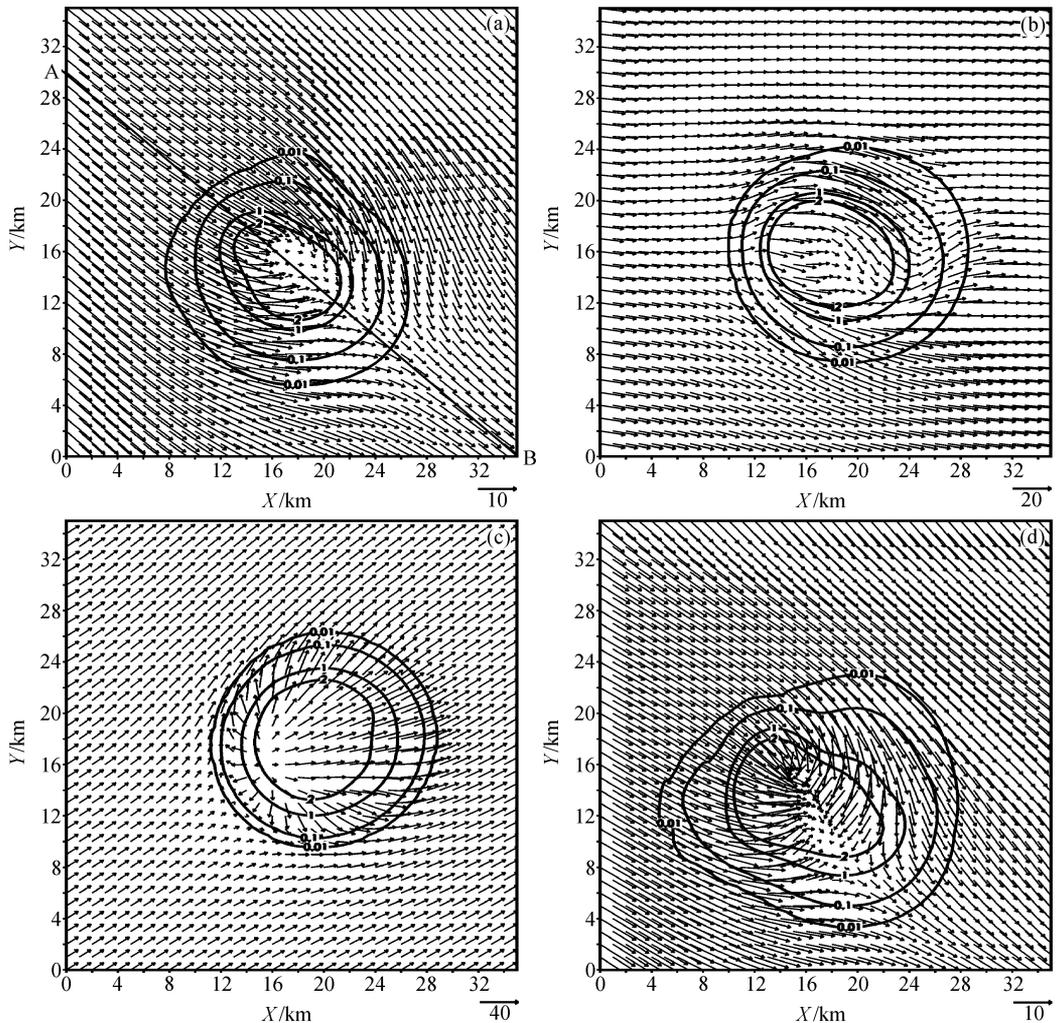


图 4 模拟雹云不同高度上的水平流场（风矢箭头）及总含水量（实线）分布  
(a) 27 min, 3 km; (b) 27 min, 7 km; (c) 27 min, 11 km; (d) 36 min, 3 km;

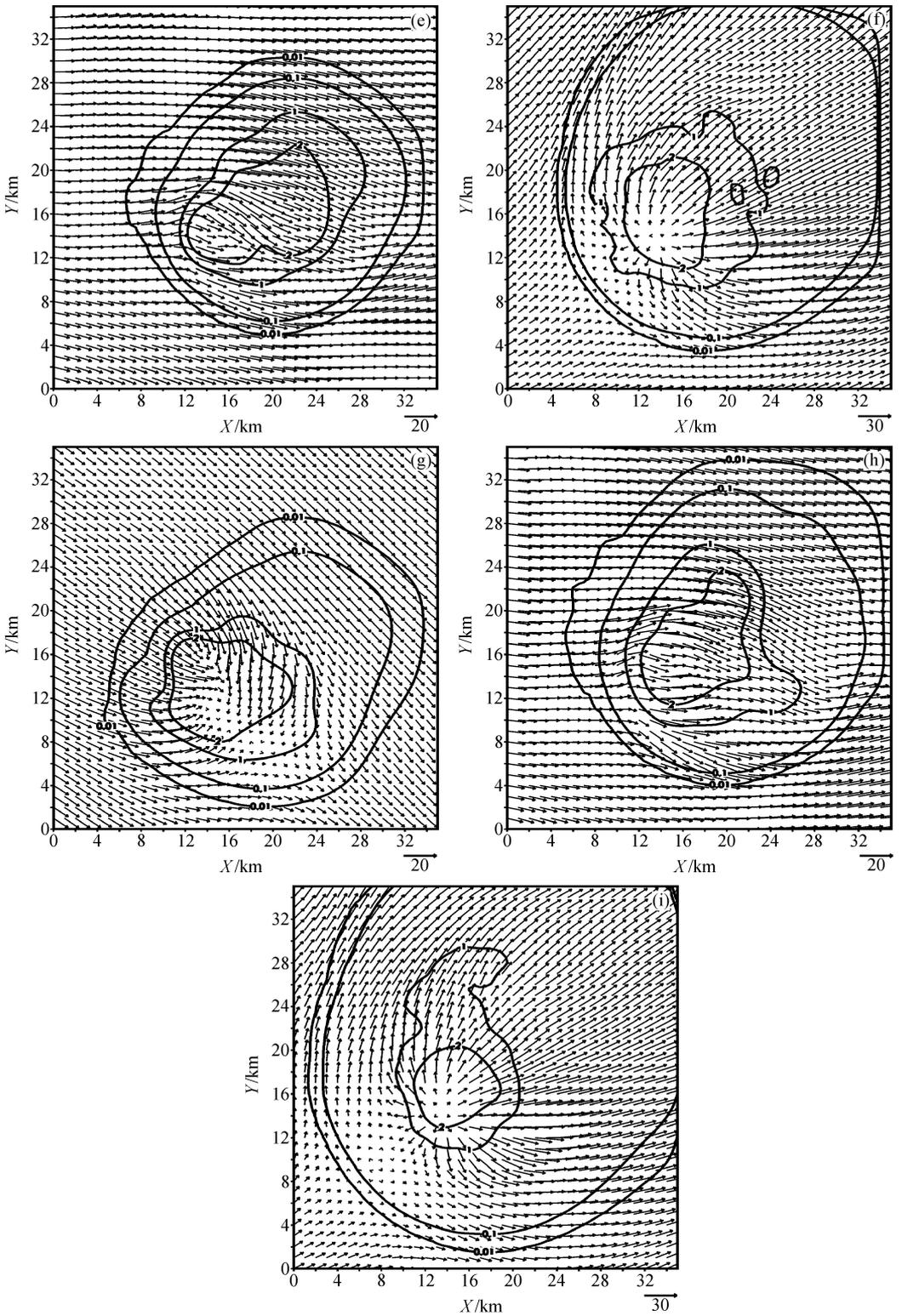


图4 模拟雹云不同高度上的水平流场(风矢箭头)及总含水量(实线)分布(续)

(e) 36 min, 7 km; (f) 36 min, 11 km; (g) 42 min, 3 km; (h) 42 min, 7 km; (i) 42 min, 11 km

(11 km) 水平辐散。3 km 高度上, 气流为辐合入流, 这支辐合气流上升到 7 km 高度左右开始转向, 到高空 11 km 处形成了辐散出流。含水量极值区一直位于辐合辐散系统内部。27 min 时, 由于雹云处在发展阶段, 随着高度的增加,  $0.01 \text{ g m}^{-3}$  含水量等值线范围变化不大。而 36 min 时, 雹云处在成熟阶段, 由于成熟阶段雹云内很强的辐散出流把降水粒子带到了出流一侧, 因此, 随着高度的增加,  $0.01 \text{ g m}^{-3}$  含水量等值线范围扩大, 到 11 km 高度处范围已相当大。42 min 时, 随着地面强降雪的产生, 较强的上升气流继续把降水粒子带到高空, 同时辐散出流把降水粒子带到出流一侧, 因此形成了一个西南—东北走向的巨大的云砧, 这个云砧的走向与雷达实测雹云云砧的走向一致。

由图 4 还可以看出, 3 km 高度上 36 min 时水平气流的辐合要比 27 min 时剧烈, 11 km 高度上 36 min 时水平气流的辐散也比 27 min 时剧烈。这说明处于成熟阶段的雹云中低层的辐合比发展阶段的雹云强得多。

由图 4 可知, 雹云内部的主上升气流轴为东北—西南方向, 沿图 4a 所示的 AB 连线作垂直剖面, 分析雹云的  $uv-w$  合成风场及上升气流速度  $w$  场分布, 其中  $uv$  为水平

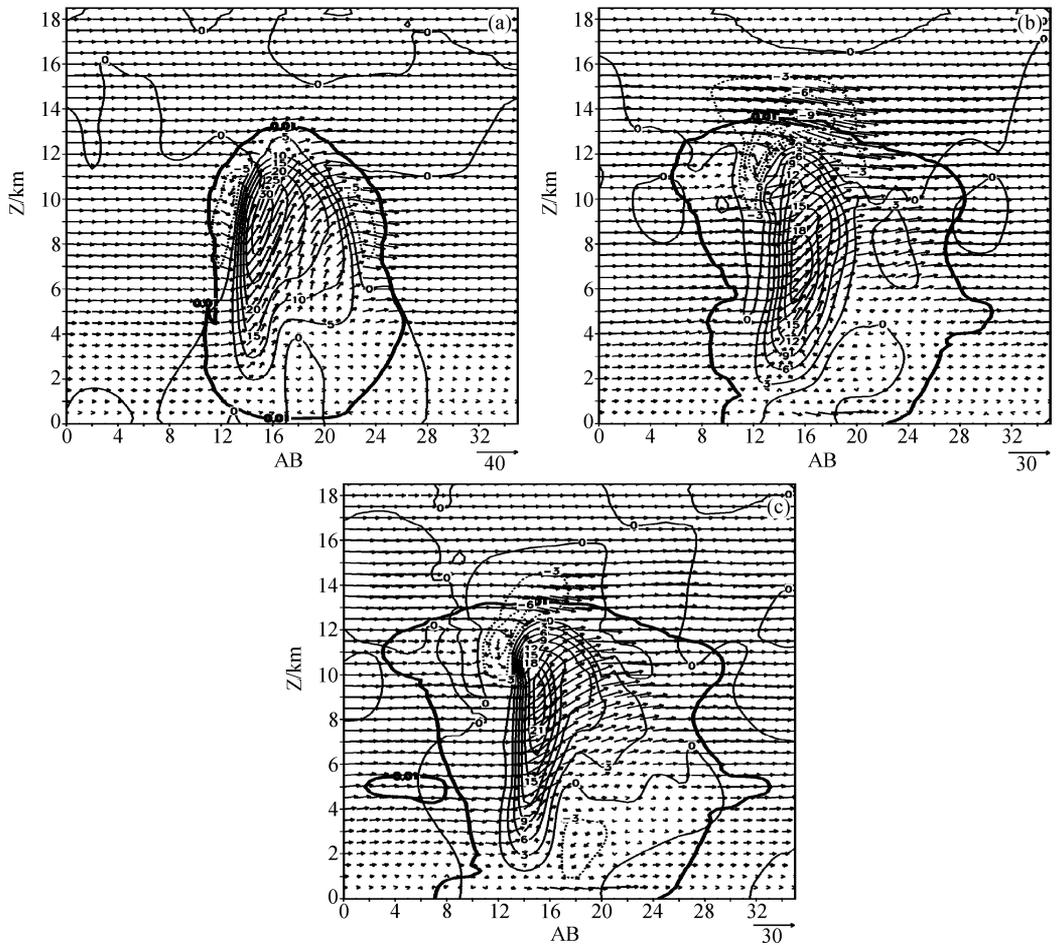


图 5 沿图 4a 中 AB 点的 XZ 剖面上的  $uv-w$  场 (风矢箭头) 及  $w$  场 (细实线) 分布  
(a) 27 min; (b) 36 min; (c) 42 min. 粗实线:  $0.01 \text{ g m}^{-3}$  含水量等值, 表示云的轮廓

合成风场在 AB 垂直剖面上的投影 (图 5)。图 5 中风矢箭头为  $uv-w$  场, 细线为  $w$  场等值线 (实线为正的上升气流, 虚线为负的上升气流即下沉气流), AB 轴上所标数值代表格点数。粗线为  $0.01 \text{ g m}^{-3}$  含水量等值线, 表示云的轮廓。由图 5 可见, 上升气流贯穿云体上下。在高层迎风方一侧即图中  $Z=10 \text{ km}$ ,  $AB=13$  格点处, 由于云辐散出流与环境水平风场相互作用而在云的迎风方一侧云内产生下沉气流 (图中细虚线) 并形成涡旋, 而这股下沉气流一直向下伸到对流层中部  $5\sim 6 \text{ km}$  处。高空的冰相粒子随这股下沉气流到达云的中部, 并与这一侧的上升气流汇合重新被带到高空, 在此循环过程中这些冰粒子得以长大。在冰雹云的发展阶段即从第 4 min 云内有组织的上升气流开始出现到第 27 min 云内上升气流速度达到最大值的这段时间里, 云体下层一直存在辐合气流场, 气流辐合后上升。第 4 min, 由于上升气流强度不大, 在切变环境风场作用下形成倾斜的上升气流。此后, 随着冰雹云体的不断发展, 上升气流速度不断增大。到 23 min, 雹云内基本上为上升气流所控制, 上升气流速度已超过  $26 \text{ m s}^{-1}$ , 并且位于云的中上部。随着上升气流的不断增强, 雹云在第 27 min 发展最为旺盛, 上升气流速度达到最大值, 这也正是冰雹云开始降水时刻并形成了云内下沉气流, 28 min 时低层开始出现辐散气流。随着降水的发展, 通过降水物的拖曳作用, 云下的下沉气流速度不断增大, 并且其范围迅速向上发展, 而上升气流逐渐减弱。第 36 min 云下的下沉气流达到最大, 其最大值超过  $28 \text{ m s}^{-1}$ , 并几乎占据了  $0 \text{ }^{\circ}\text{C}$  以下的整层。

### 3.3 雷达回波

模拟雹云在 12 min 时出现初始回波, 初始回波出现的高度在  $5.0 \text{ km}$  左右, 对应的环境温度为  $-5 \text{ }^{\circ}\text{C}$  左右。此后回波迅速增强, 并向上发展。17 min 时 45 dBZ 回波开始出现, 与初始回波出现的高度一致, 也出现在  $5.0 \text{ km}$  左右高度, 然后向上向下同时伸展, 22 min 时 45 dBZ 回波顶高已超过了  $8.0 \text{ km}$ , 对应高度的环境温度达到了一  $20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。根据在陕西旬邑总结出的强雹云判据<sup>[22]</sup>, 该风暴将很快发展成强冰雹云。19 min 时在  $5\sim 6 \text{ km}$  高度上出现 60 dBZ 的强中心。22 min 时雷达回波及地, 同时 70 dBZ 强回波中心开始出现。随着冰雹云的发展, 60~70 dBZ 回波中心范围不断扩大, 31 min 时 60 dBZ 回波中心及地, 形成了及地回波墙, 而 70 dBZ 强回波区一直伸展到  $9 \text{ km}$  高度。此及地回波墙一直持续到 37 min, 持续了 6min, 说明此雹云的发展非常强。

图 6 (见图版) 为此次强雹暴过程第 27 min  $Y=17 \text{ km}$  处的流场及雷达回波垂直剖面图。从图 6 可以看出, 27 min 时的雹云处在发展阶段, 有组织的上升气流还没有发展成很明显的倾斜上升气流。上升气流在  $10 \text{ km}$  高度左右转向, 大部分向云体前方流出, 辐散出流携带大量的降水粒子, 形成了云砧回波。还有一部分上升气流向云后流出。35 min 时模拟的雷达回波图上开始出现了悬挂回波及结构非常明显的弱回波区, 模拟雹云的弱回波区顶高在  $8 \text{ km}$  高度左右。该弱回波区形成的主要原因是此处上升气流速度平均大  $12 \text{ m s}^{-1}$ , 较大的上升气流把云中大部分降水粒子带到高空, 而  $8 \text{ km}$  高度以下由于缺乏形成回波的较大降水粒子从而使得回波相对较弱, 也就形成了弱回波区。正是由于较大的上升气流支托住了大部分的降水粒子, 从而使弱回波区上方形成了向西伸展的悬挂回波。

图 7 (见图版) 为第 42 min 模拟的雷达回波及流场结构图, 为  $Y=17 \text{ km}$  处的  $XZ$  剖面。从图 7 可见, 42 min 时的雹云具有很明显的成熟阶段雹云的流场特点。此时模

拟雹云的弱回波区顶高达到 9 km，悬挂回波结构非常明显，回波墙的高度大于 65 dBZ。云体内在 X 轴方向 11~16 km 之间已经形成了一明显的倾斜上升气流，到 7 km 高度左右转向右方形成辐散出流，另有一部分气流在 11 km 高空向后流出形成辐散出流，并与环境风场相互作用产生小的涡旋。同样地，在 Y 轴方向 10~18 km 之间的上升气流 8~9 km 高度处形成了辐散出流（图略）。此时，在 X 方向和 Y 方向，雹云体内 3 km 以下基本上为下沉气流所控制。

由图 7 可知，此模拟的风暴最强回波出现在 0 °C 层以上，风暴回波强度超过 60 dBZ，回波顶高 13~14 km，强回波 60~65 dBZ（雹区）的顶高达 11~12 km，而 65~70 dBZ 特强回波顶高也达 10~11 km，70 dBZ 的回波墙的位置与倾斜上升气流的位置相吻合。

据多普勒雷达当天的实际观测，风暴的雷达回波顶高 13.5 km，最大回波强度达到 60 dBZ，60 dBZ 强回波区的顶高 11.5 km，厚度 10 km。图 8（见图版）为 15:14 时沿方位 71° 方向实际观测的雷达回波的 RHI 剖面。由图 8 可以看出，实际观测到的弱回波区离雷达测站 70 km 左右，弱回波区顶在 8 km 高度。弱回波区的上方也观测到悬垂回波，在 72 km 左右观测到了回波墙，并且回波墙的高度达到 9 km。由此可见，模式模拟出的回波墙、弱回波区及悬垂回波的位置与高度均与实际观测吻合得很好。

实际观测到的最强雷达回波达到了 60 dBZ，模式模拟的雷达回波比实际观测的大是由于模式中没有考虑衰减对雷达回波的影响。

### 3.4 含水量

模拟结果显示，雹云形成和发展早期含水量中心出现在 4.0~5.0 km 高度。第 14 min 时  $0.01 \text{ g m}^{-3}$  的含水量中心开始出现，随后含水量增加很快。到第 20 min，总含水量中心的值已经超过了  $7.0 \text{ g m}^{-3}$ 。到 26 min 总含水量达到最大，超过  $15 \text{ g m}^{-3}$ ，为 27 min 时的降雹做好了准备。本个例雹云第 23 min 在 10.0 km 高度处出现第二个总含水量中心，温度为  $-40 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，表明该中心主要是由于液态水均质核化冻结产生的。图 9a 和 9b 分别为第 27 min 和 36 min 的总含水量垂直剖面图，虚线为环境等温度线。对

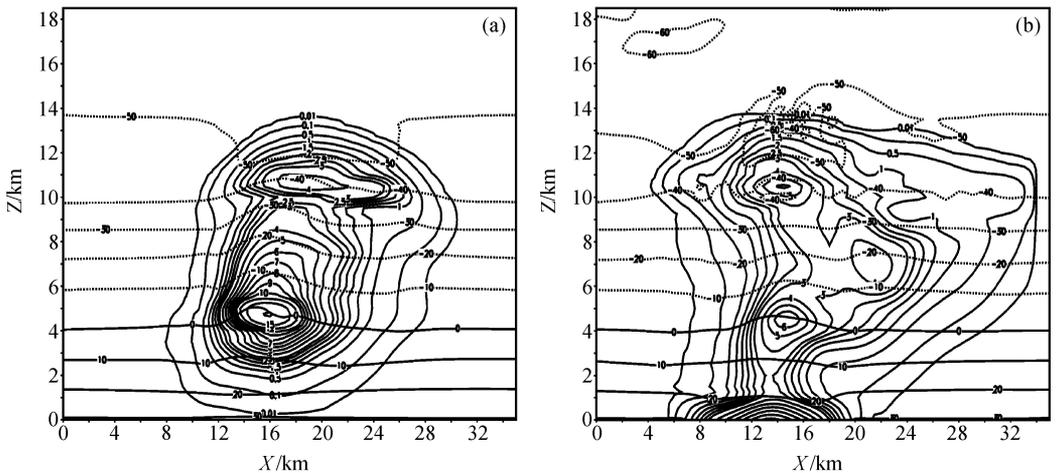


图 9 总含水量垂直剖面图 ( $Y=17 \text{ km}$ )

(a) 27 min; (b) 36 min. 实线：总含水量；虚线：温度

照图 5 的垂直气流分布可以看出, 位于 4.0~5.0 km 高度的高含水量中心出现在上升气流最大区附近, 对应着雷达回波图上的强回波区。而位于 10.0~11.0 km 高度处的含水量累积区位于上升气流中心区 (9.0 km) 的上方, 动力场与物质场配合得很好。降水产生后, 下沉气流速度不断增大, 并在降水最大时段即 36 min 时达到最大值, 随后减小。含水量在 26 min 达到最大后, 随着降水的产生和增强减小得很快, 到 36 min, 含水量中心最大值已减小到  $6 \text{ g m}^{-3}$ 。

模式计算的云顶高度约为 14 km, 达到  $-50 \sim -55 \text{ }^\circ\text{C}$  的负温区。对应于图 9 的等温度线可以看出, 高含水量中心在  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  层附近, 云中降水粒子大部分在  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  层以上, 同时  $30 \text{ m s}^{-1}$  的上升气流速度使得有足够的胚胎可长时间在云中增长。由模式计算可知, 云中冰雹粒子最早出现在第 19 min, 随后冰雹含量迅速增大, 到 27 min 含水量达到最大值时, 冰雹含量也达到了最大值  $9 \text{ g m}^{-3}$ , 随后含量减小。

## 4 冰雹形成机制分析

### 4.1 冰雹的形成过程

数值模拟结果表明, 本个例冰雹的来源主要有两个过程, 一个是霰粒增长到一定尺度后自动转化过程 (CNgh) 形成, 另一个是冻滴粒子的自动转化过程 (CNfh) 形成。图 10 给出了冰雹在雹云中形成及增长各个微物理过程对应的质量产生率的情况。由于本例雹云在 19 min 时出现冰雹, 27 min 时云中冰雹含水量达到最大, 36 min 时地面出现最强降雹。表 1 给出了第 20 min、25 min、30 min、35 min 四个时次冰雹源项微物理过程产生的总量及总量之和。

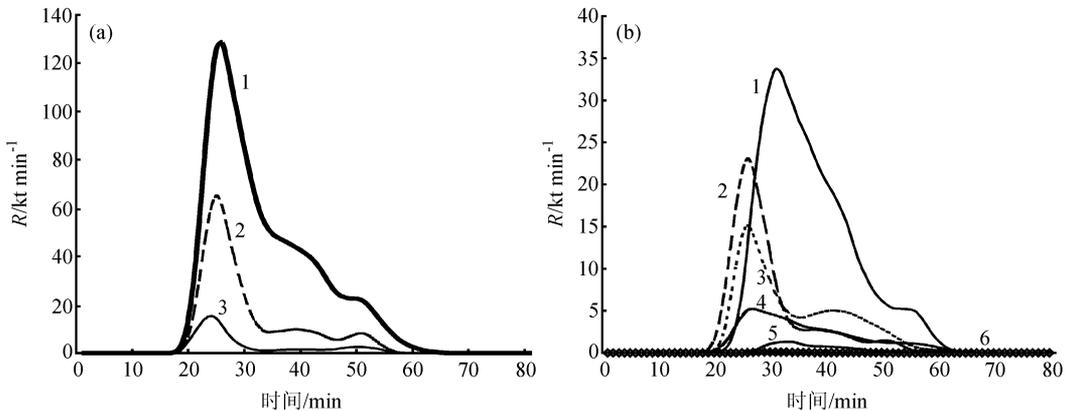


图 10 冰雹形成和增长过程的质量产生率  $R$  随时间  $t$  的变化

(a) 冰雹形成过程的质量产生率 1:  $RQh$ ; 2:  $RCNfh$ ; 3:  $RCNgh$ ;

(b) 冰雹增长过程的质量产生率 1:  $RCLch$ ; 2:  $RCLrh$ ; 3:  $RCLfh$ ; 4:  $RCLgh$ ; 5:  $RCLih$ ; 6:  $RCLsh$

图 10a 和表 1 表明本个例模拟雹云中冰雹粒子由冻滴和霰转化形成, 但冻滴对冰雹胚胎粒子的贡献要比霰大。第 25 min 时, 冻滴和霰的质量转化率 ( $RCNfh$ ,  $RCNgh$ ) 均达到最大, 此时冻滴和霰的质量转化率分别为  $65.01 \text{ kt min}^{-1}$  和  $14.28 \text{ kt min}^{-1}$ , 冻滴的质量转化率是霰的质量转化率的 4.6 倍。此时, 冰雹粒子的总量 ( $TQh$ ) 为  $421.94 \text{ kt}$ ,

表 1 冰雹源项中各物理过程时空累积总量

	20 min	25 min	30 min	35 min
TQh (冰雹的总质量)	19.37	421.94	959.96	1258.18
TCNfh (冻滴自动转化成冰雹的总质量)	9.07	226.12	436.06	493.68
TCNgh (霰自动转化成冰雹的总质量)	7.49	70.49	102.51	108.66
TCLch (冰雹撞冻过冷云水增长的总质量)	0.06	5.59	129.57	285.61
TCLrh (冰雹撞冻过冷雨水增长的总质量)	2.05	65.04	156.12	181.30
TCLfh (冰雹碰并冻滴增长的总质量)	0.34	35.39	95.60	122.09
TCLgh (冰雹碰并霰增长的总质量)	0.35	12.17	37.02	56.97
TCLih (冰雹碰并冰晶增长的总质量)	0	0.02	2.70	9.05
TCLsh (冰雹碰并雪花增长的总质量)	0	0.01	0.39	0.82
TNh (冰雹的总数量)	11.05	12.26	12.50	12.56
TNCNfh (冻滴自动转化成冰雹的总数量)	10.85	12.17	12.43	12.49
TNCNgh (霰自动转化成冰雹的总数量)	10.60	11.53	11.70	11.73

注：质量：kt；数量： $10^x$  个， $x$  为表中数值。

冻滴转化成冰雹粒子的总量(TCNfh)为 226.12 kt，占冰雹总质量的 53.6%。而霰转化成冰雹粒子的总量(TCNgh)为 70.49 kt，占冰雹总质量的 16.7%，冻滴转化成雹的质量比霰大 2.2 倍。在洪延超<sup>[13]</sup>模拟的旬邑个例中，冻滴向雹的转化对雹质量的贡献比霰转化的贡献大得多，约大 15~26 倍。在地面强降雹后，旬邑个例中，冻滴转化成雹的速率逐渐减小，后期冰雹主要由霰转化形成。在本个例中，冻滴转化成雹的速率始终比霰大。在数量上，25 min 以后，冻滴转化成冰雹粒子的数量与冰雹粒子的数量维持在相同的量级，而霰的数量要小一个量级，如 25 min 时，冰雹粒子的数量为  $10^{12.26}$  个，冻滴转化成冰雹粒子的数量为  $10^{12.17}$  个，霰转化成冰雹粒子的数量为  $10^{11.53}$  个，即 81.3% 的冰雹粒子数来源于冻滴，只有 18.6% 来源于霰。而在洪延超<sup>[13]</sup>模拟的旬邑个例中，雹云中 97% 的雹块是以冻滴为胚胎的。在洪延超等<sup>[23]</sup>模拟的平凉 97709 个例中，虽然冻滴转化仍是冰雹形成的主要过程，但霰的转化对冰雹产生起了作用。胡朝霞等<sup>[24]</sup>模拟了另一个旬邑雹云个例，模拟结果表明其冰雹胚胎也主要是冻滴。

由图 10b 可知，冰雹形成后首先靠撞冻过冷雨水 (CLrh) 和碰并冻滴 (CLfh) 而进一步长大，这两个碰并过程在 26 min 时达到峰值，之后随着云中过冷却雨水的减少，冰雹和雨滴的撞冻过程也很快地减弱，而与云滴的撞冻增长 (CLch) 成为冰雹粒子得以继续长大的主要方式。冰雹粒子和云中的霰粒和冰晶的碰并过程也比较强，而和雪花的碰并增长产生的量很小。从各增长过程的产生量的变化曲线上可以看到，冰雹的增长很大一部分依赖于和云滴、雨滴的撞冻过程，即冰雹主要是通过撞冻过冷水而长大的。由表 1 也可以看出，在 30 min 时，CLch 和 CLrh 过程共同产生的累积总量为 285.69 kt，而 CLfh、CLgh、CLih、CLsh 过程总共产生的累积总量为 135.70 kt，冰雹撞冻过冷水增长量为其他各微物理过程产生总量的 2 倍。在洪延超<sup>[13]</sup>模拟的旬邑个例中，冰雹主要靠收集过冷云水增长。在洪延超等<sup>[23]</sup>模拟的平凉 97709 个例中，冰雹撞冻过冷云水增长量比撞冻过冷雨水的增长量大。在胡朝霞等<sup>[24]</sup>模拟的旬邑个例中，冰雹增长也主要以碰并云水增长为主。本个例中，冰雹除了靠收集过冷云水增长外，在雹云发展的 30 min 以前，更主要的是靠收集过冷雨水增长。

#### 4.2 冰雹胚胎的来源

由上面的分析可知，本个例强雹云中冻滴是冰雹胚胎的主要来源。为了进一步分

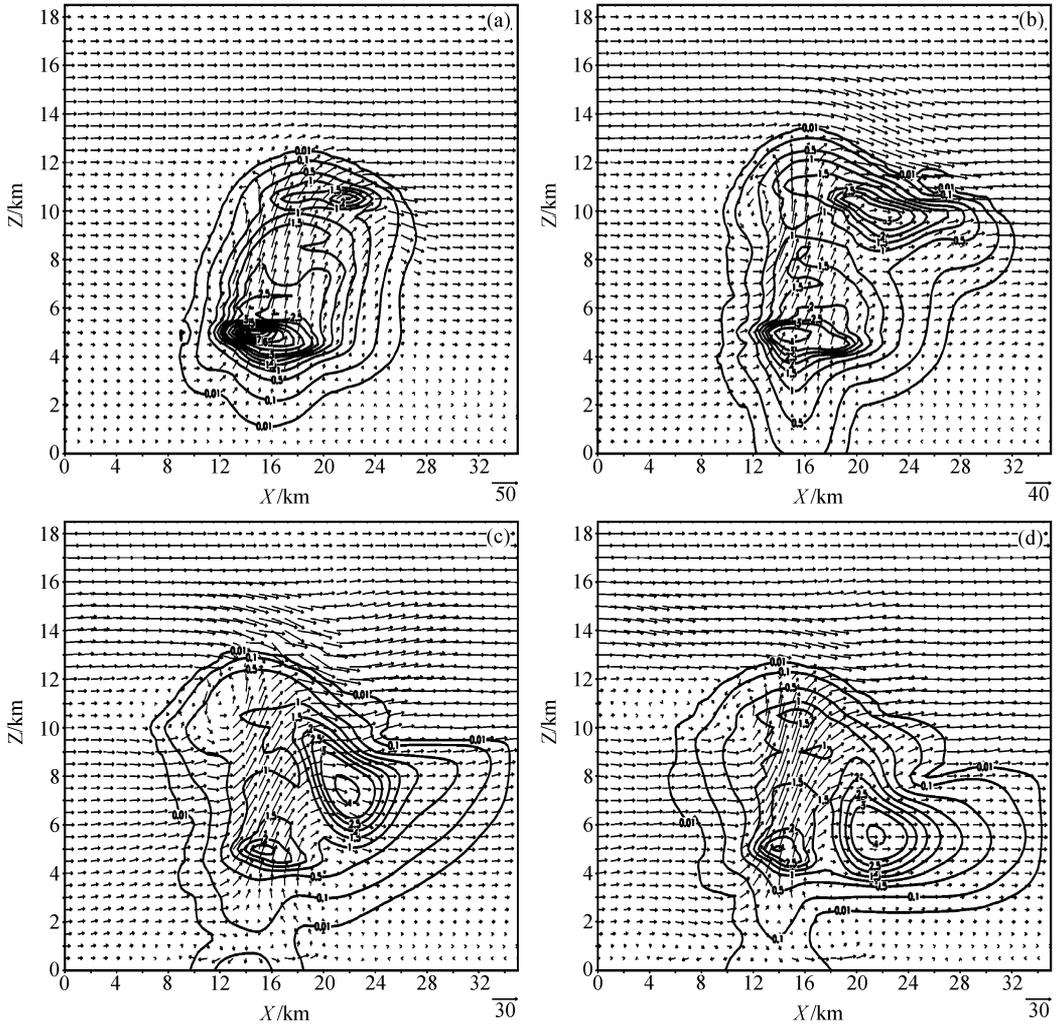
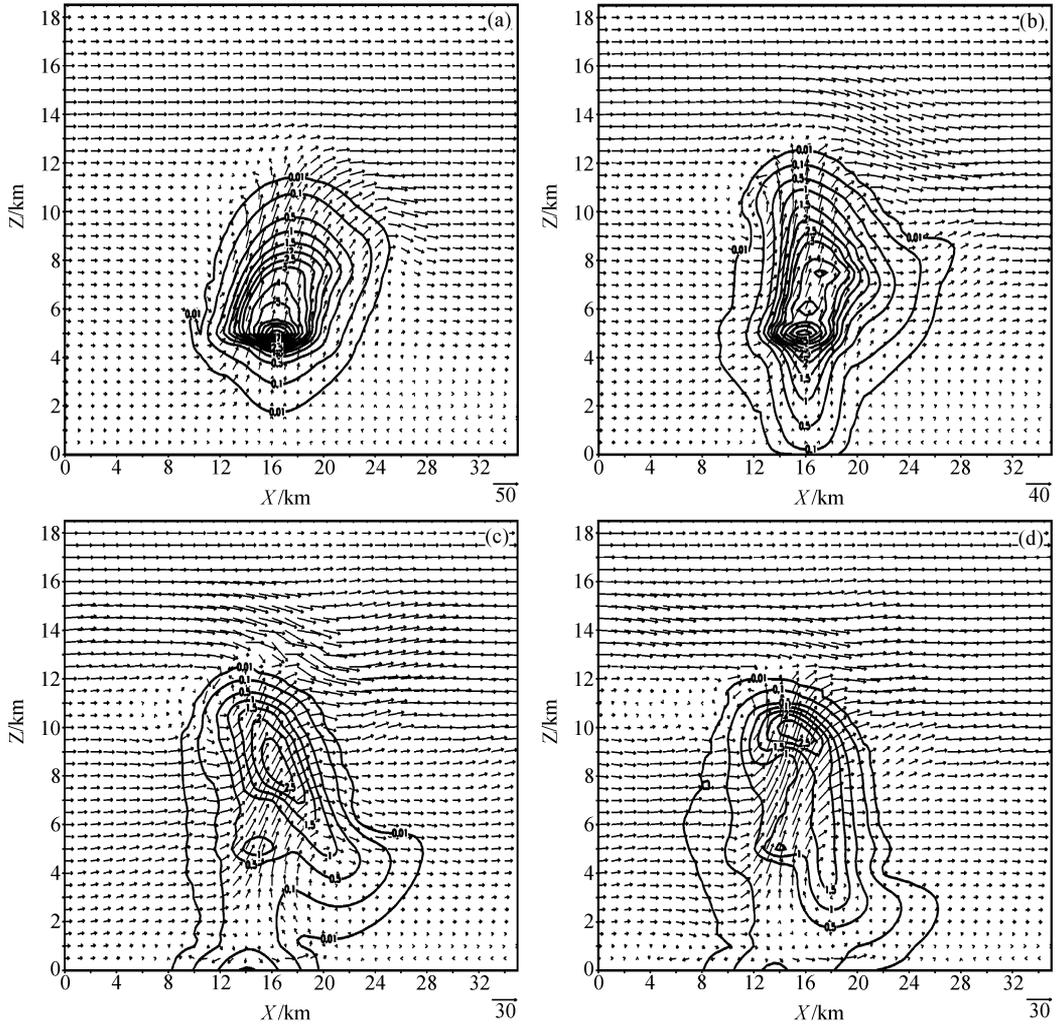


图 11 各个时刻冻滴含量的垂直剖面图 ( $Y=17$  km)

(a) 26 min; (b) 30 min; (c) 35 min; (d) 40 min. 风矢箭头: 流场; 实线: 冻滴含量

析冰雹胚胎的来源和空间分布, 图 11 和图 12 分别给出了模拟雹云各个时刻冻滴和冰雹含量的垂直剖面图。

冻滴  $0.01 \text{ g m}^{-3}$  含水量中心最早出现在 15 min, 高度为 5.0 km, 与雨水含量中心出现的高度一致。之后含水量中心的值增加, 26 min 时冻滴含量达到最大为  $7 \text{ g m}^{-3}$ , 而含水量中心的高度没有变化。此时, 在高空 10~11 km 高度处, 冻滴出现了第二个含水量中心, 中心的值为  $2 \text{ g m}^{-3}$ 。随后位于云体中下部的含水量中心的值减少, 而第二个含水量中心的值增加, 同时高度下降。30 min 时, 第一个含水量中心的值减少到  $4 \text{ g m}^{-3}$ , 第二个含水量中心的值增加到  $3 \text{ g m}^{-3}$ , 同时高度下降到 9~10 km。35 min 时, 第一个含水量中心的值已经减少到  $2 \text{ g m}^{-3}$ , 第二个含水量中心的值则增加到  $4 \text{ g m}^{-3}$ , 高度下降到 7~8 km。到 36 min 强降水产生后, 第一个含水量中心的值和高度都变化不大, 第二个含水量中心的值也变化不大, 而高度却进一步下降, 到 40 min,

图 12 各个时刻冰雹含量的垂直剖面图 ( $Y=17$  km)

(a) 26 min; (b) 30 min; (c) 35 min; (d) 40 min. 风矢箭头: 流场; 实线: 冻滴含量

其中心的高度已经下降到了 5.5 km。

冰雹  $0.01 \text{ g m}^{-3}$  含水量中心最早出现在 18 min, 比冻滴的出现晚了 3 min, 高度同冻滴出现的高度一致, 也在 5.0 km 高度上。对比图 11 和图 12 可见, 冰雹的变化趋势与冻滴的变化趋势相一致。冰雹出现后, 含水量中心的值不断增加, 而中心的高度维持在 5.0 km 高度上, 26 min 时冰雹含水量中心的值超过  $7 \text{ g m}^{-3}$ , 此时, 冰雹还没有发展成两个含水量中心。30 min 时, 冰雹含水量中心的值减少到  $5 \text{ g m}^{-3}$ 。32 min 时, 冰雹的第二个含水量中心的值开始在 7~8 km 高度上出现, 比冻滴的第二个含水量中心出现的时间晚 6 min。此时, 冰雹的第二个含水量中心的值大于  $3 \text{ g m}^{-3}$ , 高度为 7~8 km, 比冻滴的第二个含水量中心出现的高度要低。随后冰雹的第一个含水量中心减小得很快, 到 34 min 时已经减少到  $1.5 \text{ g m}^{-3}$ 。36 min 时, 冰雹含水量的第一个中心已经消失, 而第二个含水量中心的值减少到  $2.5 \text{ g m}^{-3}$ 。与冻滴不同, 冰雹中心的高度

增加到 8~9 km。随后,冰雹含水量中心的值变化不大,但高度继续上升,40 min 时上升到 9~10 km。

将图 12 与图 11 相比较可知,冰雹含水量中心的变化与冻滴含水量中心的变化趋势是一致的,这从宏观角度说明了本个例中冰雹主要是以冻滴为胚胎的。对冰雹胚胎来源的微观和宏观分析得到的结论吻合得很好。

## 5 结 论

本文分析了数值模拟给出的气流结构、雷达回波、含水量以及成雹机制等,结果如下:

(1) 本例雹云中,在雹云发展阶段,有组织的倾斜上升气流贯穿云体上下。在近地面层,随着时间的推移,气流是先辐合后辐散的,下沉辐散气流一直持续到冰雹云消散。气流结构的典型特征为下层水平气流辐合,上层水平气流辐散,而处于成熟阶段的雹云低层的辐合比发展阶段的雹云强得多。

(2) 模式模拟出的回波墙、弱回波区及悬垂回波的位置与高度均与实际观测吻合得很好。回波墙的位置与倾斜上升气流的位置相吻合。

(3) 高含水量中心出现在上升气流最大区附近,对应着雷达回波图上的强回波,动力场与物质场配合得很好。高含水量中心在 0 °C 层附近,云中降水粒子大部分在 0 °C 层以上,降雹的条件非常优厚。

(4) 冰雹的来源主要有两个,一个是霰粒增长到一定尺度后自动转化 (CNgh) 形成。另一个是冻滴粒子的自动转化 (CNfh) 形成。本个例模拟雹云中冰雹粒子由冻滴和霰转化形成,但冻滴对冰雹粒子的贡献要比霰大。冰雹形成后首先靠撞冻过冷水 (CLrh) 和碰并冻滴 (CLfh) 而进一步增长变大,之后与云滴和雨滴的撞冻增长 (CLch, CLrh) 成为冰雹粒子得以继续长大的主要方式。冰雹主要是通过撞冻过冷水而长大的。

(5) 冻滴和冰雹均出现了两个含水量中心,二者的变化趋势大体一致,这说明冰雹主要来源于冻滴。

致谢:许焕斌研究员对本文提出宝贵的修改意见,在此谨表谢意。

## 参 考 文 献

- 1 Steiner, J. T., A three-dimensional model of cumulus cloud development, *J. Atmos. Sci.*, 1973, **30** (3), 414~435.
- 2 Schlesinger, R. E., A three-dimensional numerical model of an isolated thunderstorm, *J. Atmos. Sci.*, 1978, **35** (4), 690~713.
- 3 Kogan, E. L., Three-dimensional numerical model of droplet cumulus clouds taking into account microphysical processes, *Proc. Acad. Sci. USSR, Physics of Atmospheres and Oceans*, 1978, **14** (8), 876~886.
- 4 Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, A numerical investigation of several factors contributing to the observed variable intensity of deep convection over south Florida, *J. Appl. Meteor.*, 1980, **19** (9), 1037~1063.
- 5 Wilhelmson, R. B., and J. B. Klemp, Three-dimensional numerical simulation of splitting severe storms on 3

- April 1964, *J. Atmos. Sci.*, 1981, **38** (8), 1581~1600.
- 6 Turpeinen, O., and M. K. Yau, Comparison of results from a three-dimensional cloud model with statistics of radar echoes on day 261 of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109** (7), 1495~1511.
- 7 Tripoli, G. J., and W. R. Cotton, The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model, *J. Rech. Atmos.*, 1982, **16** (3), 185~219.
- 8 许焕斌、王思微, 三维可压缩大气中的云尺度模式, *气象学报*, 1990, **48** (1), 81~90.
- 9 王谦、胡志晋, 三维弹性大气模式和实测强风暴的模拟, *气象学报*, 1990, **48** (1), 91~101.
- 10 孔凡铀、黄美元、徐华英, 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, *大气科学*, 1990, **14** (4), 441~453.
- 11 孔凡铀, 冰雹云三维数值模式模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1991.
- 12 洪延超, 三维冰雹云催化数值模式, *气象学报*, 1998, **56** (6), 641~653.
- 13 洪延超, 冰雹形成机制和催化防雹机制研究, *气象学报*, 1999, **57** (1), 30~44.
- 14 周玲、陈宝君、李子华等, 冰雹云中累积区与冰雹的形成的数值模拟研究, *大气科学*, 2001, **25** (4), 536~550.
- 15 郭学良、黄美元、洪延超等, 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, *大气科学*, 2001, **25** (5), 707~720.
- 16 郭学良、黄美元、洪延超等, 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, *大气科学*, 2001, **25** (6), 856~864.
- 17 Farly, R. D., and H. D. Orville, Numerical modeling of hailstorms and hailstone growth, *J. Climate Appl. Meteor.*, 1986, **25** (12), 2014~2036.
- 18 许焕斌、王思微, 二维冰雹云数值模式, *气象学报*, 1988, **46** (2), 227~235.
- 19 许焕斌、段英, 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, *大气科学*, 2001, **25** (2), 277~288.
- 20 许焕斌、段英, 强对流(冰雹)云中水凝物的积累和云水的消耗, *气象学报*, 2002, **60** (5), 575~583.
- 21 肖辉、王孝波、周非非等, 强降水云物理过程的三维数值模拟研究, *大气科学*, 2004, **28** (3): 385~404.
- 22 肖辉、吴玉霞、胡朝霞等, 旬邑地区冰雹云的早期识别及数值模拟, *高原气象*, 2002, **21**, 159~165.
- 23 洪延超、肖辉、李宏宇等, 冰雹云中微物理过程研究, *大气科学*, 2002, **26** (3), 421~432.
- 24 胡朝霞、李宏宇、肖辉等, 旬邑冰雹云的数值模拟及累积带特征, *气候与环境研究*, 2003, **8** (2), 196~208.

## Three-Dimensional Numerical Simulation of a Strong Convective Storm in Beijing

Liu Shuyan<sup>1,2)</sup>, Xiao Hui<sup>2)</sup>, Du Bingyu<sup>1)</sup>, He Yuxiang<sup>2)</sup>, and Zhang Ronglin<sup>3)</sup>

1) (*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

2) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

3) (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

**Abstract** The fully elastic three-dimensional convective storm model (IAP-CSM3D) developed by the Institute of Atmospheric Physics (IAP), the Chinese Academy of Sciences was used to simulate a strong convective storm that occurred in the northeast of Beijing on June 29, 1996. The initial field of the model is the in situ observational data. Combining the observational data by the Doppler weather radar, the distribution and evolution of macro-physical as well as micro-physical variations such as wind field structure, radar echo structure, overhang echo, bound weak echo region, strong echo wall, water content, etc. in the storm were analyzed. Some typical features of supercell structure were revealed on the basis of the analysis. The formation mechanism of hailstones in the storm was analyzed too. The results show that the auto-conversion of frozen drops and graupels (CNfh, CNgh) are the main sources of the hailstones in the strong convective storm studied in the paper, but the contribution of frozen drops is greater than that of graupels. Hailstones mainly depend on the processes of collecting supercooled water (CLch, CLrh) to grow.

**Key words:** supercell storm; numerical simulation; overhang echo; mechanism of hailstone formation

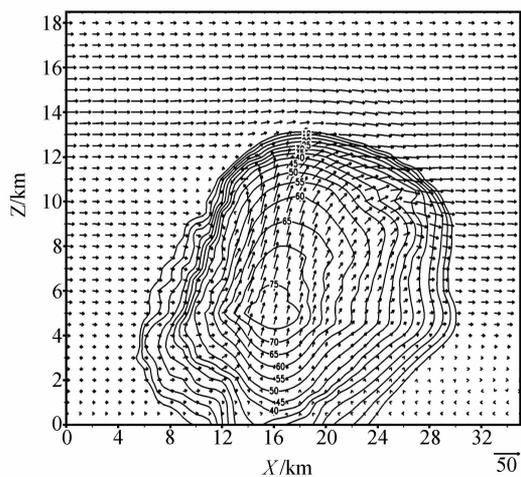


图6 第27 min 模拟的流场（风矢箭头）及雷达回波（实线）分布

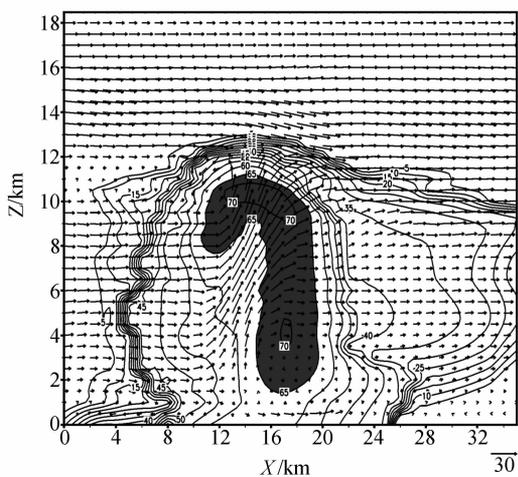


图7 第42 min 模拟的XZ 剖面上的流场（风矢箭头）和雷达回波（实线）分布阴影部分为强回波区

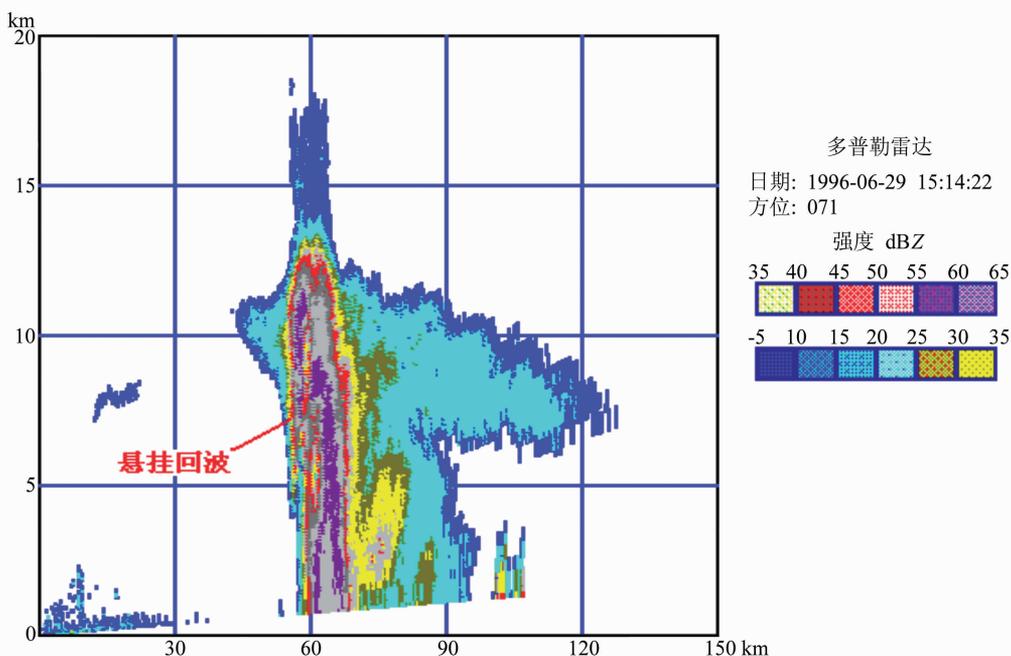


图8 实测的雷达回波图