

文章编号: 1000-2022(2003) 02-0190-11

# 北京一次大风和强降水天气过程形成机理的数值模拟

付丹红<sup>1,2</sup>, 郭学良<sup>2</sup>, 肖稳安<sup>1</sup>, 孙凌峰<sup>3</sup>

(1. 南京气象学院 电子工程系, 江苏 南京 210044; 2. 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100029;

3. 解放军理工大学 气象学院, 江苏 南京 211101)

**摘要:** 利用 3 维强风暴冰雹分档模式(IPA-HBM)对 2001 年 8 月 23 日北京的|次伴有大风、暴雨和冰雹的强对流天气过程进行模拟和分析,并与部分观测资料进行了比较分析。结果表明,该模式对此次强风暴的生命史、降水分布、降雹的大小等要素做了较好的模拟,并能够模拟出伴随强风暴过程所产生的强下沉气流和及地面强风速切变(下击暴流)。从云微物理学角度分析了此次局地性大风的形成原因,认为由高空冰雹粒子的拖曳产生的负浮力作用是促发强下沉气流产生的主要原因,其次是冰雹的融化和雨水蒸发冷却对下沉气流起加速作用,冰雹的拖曳和融化作用对下沉气流具有决定性作用。强风暴所产生的爆发性强下沉气流最终导致了局地大风的形成。

**关键词:** 强雷暴; 数值模拟; 大风; 北京地区

**中图分类号:** P435      **文献标识码:** A

强风暴天气(往往伴随着降雹、大风、暴雨、雷暴等激烈天气)是北京夏季主要的灾害性天气。由于强风暴的突发性和剧烈性,常常给人民的生命和财产造成严重的损失,仅 1990 年一年由于强对流风暴天气引起的冰雹、大风、暴雨、洪水、雷击等事件就造成千余人伤亡,直接经济损失超过 130 亿元。近年来,随着计算机技术和探测手段的发展,对北京地区的大风和强降水(冰雹、暴雨)进行了一些研究和探讨。王笑芳等<sup>[1]</sup>分析概括出北京地区冰雹落区的概念模式,并利用北京 08 时单站探空资料制作强对流天气有无及强度的判断树方法。刘小红等<sup>[2]</sup>利用北京 325 m 气象塔资料对 1993 年 4 月 9 日北京地区出现的一次特大强风过程的边界层结构(风、温、风切变及阵风特征)进行了分析。葛润生等<sup>[3]</sup>根据单多普勒天气雷达、天气资料和卫星云图分析了北京 1995 年 6 月 25 日的冰雹天气,探讨了雹暴气流的结构。这些研究结果都是建立在对观测资料的统计分析基础上,但针对北京地区具有大风和强降水对流系统的数值模拟研究尚较少。为了达到准确预报北京地区的强风暴过程,保障北京地区各种活动的正常开展,对北京地区大风和冰雹天气形成的机理研究具有重要的意义。

2001 年 8 月 23 日 20 时左右北京突降暴雨,部分地区还降了冰雹,并伴有 6 至 8 级以上的大风。由于这一事件的突发性使得正在举行的世界大学生运动会的中英足球赛一度被迫中断,

收稿日期: 2002-05-13; 改回日期: 2002-11-10

基金项目: 国家自然科学基金项目(40175001); 国家科技攻关计划“奥运科技”专项项目(2001BA904B09)

作者简介: 付丹红(1977-),女,辽宁抚顺人,硕士生。

并造成部分公共设施损坏, 电力中断等。本文利用中国科学院大气物理研究所的 3 维强风暴冰雹分档模式(IPA-HBM)<sup>[4-6]</sup>, 以北京 20 时的探空资料作为初始场, 对此次强风暴产生、发展的过程进行数值模拟, 研究其形成机理, 希望通过研究为北京夏季的强风暴天气的预报提供有益的思路。

## 1 模式介绍

### 1.1 动力学框架

数值模拟采用中国科学院大气物理研究所 3 维强风暴冰雹分档模式(IPA-HBM)<sup>[4-6]</sup>, 动力学框架是一组时变、非静力平衡、可压缩的完全弹性方程组。模式的控制方程组为:

#### (1) 运动学方程

$$\frac{du}{dt} + c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} = D_u, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} = D_v, \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} + c_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial z} = g \left[ \frac{\theta}{\theta_0} + 0.608q'_v - q_c - q_i - q_r - q_s - \sum_{i=1}^{L_h} q_h \right] + D_w. \quad (3)$$

#### (2) 气压方程

$$\frac{d\pi}{dt} + \frac{\bar{C}^2}{c_p \rho \theta^2} \frac{\partial \bar{\rho} \theta u_j}{\partial x_j} = - \pi \frac{R_d}{c_v} \frac{\partial u_j}{\partial x_j} \frac{C^2}{c_p \theta^2} \frac{d\theta}{dt} + D_\pi. \quad (4)$$

#### (3) 热力学方程

$$\frac{d\theta}{dt} = Q_{im} + Q_{ce} + Q_{ds} + D_{\theta_0}. \quad (5)$$

#### (4) 水物质守恒方程

$$\frac{dq_x}{dt} = - D_{q_x} + W_{q_x} + I_{q_x} + \frac{\partial}{\partial x_3} (\rho_0 V_x q_x). \quad (6)$$

其中,  $\pi$  是无量纲气压扰动量;  $D_u, D_v, D_w$  是次网格尺度项;  $D_\theta$  和  $D_{q_x}$  为雷诺平均湍流通量;  $D_\pi$  为  $\pi$  的湍流通量;  $\bar{C}^2$  为绝热声速;  $Q_{im}, Q_{ce}, Q_{ds}$  分别为由微物理过程和饱和产生的融化/冻结, 凝结/蒸发以及凝华/升华引起的潜热加热/冷却项;  $q_x$  代表水汽  $q_v$ 、云水  $q_c$ 、雨水  $q_r$ 、云冰  $q_i$ 、雪  $q_s$  及雹/霰分档的比含水量  $q_h(i)$  ( $i=1, L_h$ );  $V_x$  是水物质的末速度。

### 1.2 微物理过程

模式的微物理过程采用包含云滴、雨滴、冰晶、雪晶、雪团、霰、雹等云中主要水成物场及蒸发、凝结等的详细微物理过程, 并对霰和雹进行分档处理, 具体见文献[4, 6]。

### 1.3 初边值

模式对侧边界的法向速度采用辐射边界条件, 其他预报量在侧边界的值可通过求解预报方程获得。模式的上下边界取为刚性边界, 并在上边界附近增加一定厚度的波吸收层来抑制深厚系统所激发的重力内波在这一强稳定层内的垂直振荡, 其他上下边界变量从预报方程中求解得出。利用北京 20 时探空资料作为初始场, 初始对流采用热泡扰动。

### 1.4 模式的数值求解

模式采用标准交错网格和时间分离技术。空间差分选用二阶精度; 水平平流项利用 4 阶精度差分; 时间差分采用标准二阶蛙跃格式, 并且模式在每一次大时步积分后, 对全部预报变量增加一次时间平滑。本模式采用热泡启动技术来触发对流的产生。模式还选用模拟域随风暴

移动技术,这使得模拟风暴始终位于模式的中心。模拟域的范围为  $36\text{ km} \times 36\text{ km} \times 19\text{ km}$ , 网格距  $\Delta x = \Delta y = \Delta z = 0.5\text{ km}$ , 大时步为  $5\text{ s}$ , 小时步为  $0.125\text{ s}$ , 积分时间为  $80\text{ min}$ 。

## 2 结果分析

### 2.1 天气状况及背景分析

2001 年 8 月 23 日北京地区降水从西北向东南逐渐发展, 雷阵雨来势凶猛且持续时间较短, 降雨分布极不均匀, 青年湖降雨量仅为  $1\text{ mm}$ , 而古观象台降雨量为  $19\text{ mm}$ , 天安门降雨量达到了一小时  $28.6\text{ mm}$ , 为大雨量级。同时有冰雹降下, 部分地区冰雹较大, 如延庆的佛爷顶的最大冰雹直径达  $10\text{ mm}$ , 并伴有 8 级以上的瞬时大风。

根据卫星云图和天气图分析(图略), 这次强对流天气是受蒙古南下冷空气影响。卫星云图较好地反映了这次强天气过程的云系活动。强风暴主要是由于高层冷空气的入侵, 导致局地对流活动所产生的。

本模式采用的探空资料是北京市气象局观象台 20 时的探空, 该次探空资料能够较好地代表此次强风暴产生的环境。图 1 给出了 2001 年 8 月 23 日北京 20 时的温度露点廓线和环境风廓线。由图 1a 可以看到, 此次雷暴发生发展的大气环境为低层相对较干, 中高层相对较湿。此时大气层结表现为明显的不稳定状态, 非常有利于对流的发生发展。

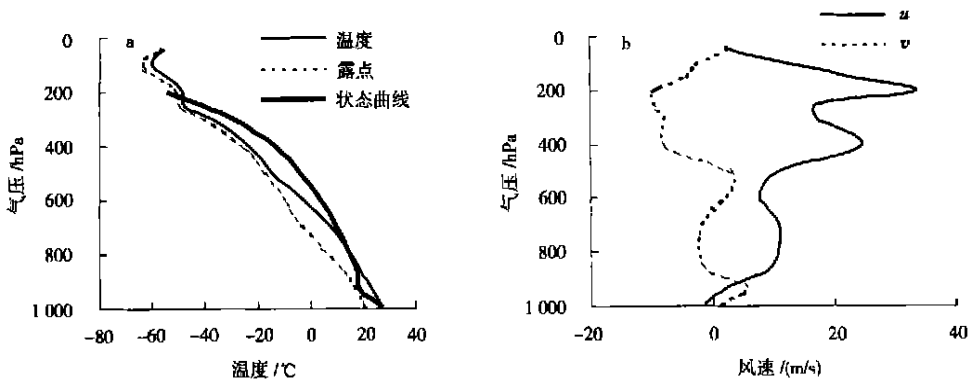


图 1 2001 年 8 月 23 日北京地区 20 时温度、露点廓线、状态曲线(a)和环境风廓线(b)

Fig. 1 Temperature, dewpoint temperature, state curve(a)

and environmental velocity profile(b) observed at 20:00 on 23 August 2001 in Beijing

中尺度环境场对于对流云的发展与形成具有重要的影响<sup>[7-8]</sup>, 特别是环境场风速的垂直切变对于局地强风暴发生发展有着重要的作用。图 1b 给出了各等压面上的风向、风速。从图中可以看到, 此次强雷暴天气发生发展的环境风场存在较大的风切变。地面到  $700\text{ hPa}$  左右的风速切变大约为  $3.0 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ , 而仅从  $500\text{ hPa}$  至  $400\text{ hPa}$  风速切变就达  $9.0 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ 。在  $250\text{ hPa}$  到  $200\text{ hPa}$  又出现了风速切变的一个极大值  $10.3 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ 。同时在  $700\text{ hPa}$  至  $500\text{ hPa}$  和  $400\text{ hPa}$  至  $250\text{ hPa}$  两层之间出现风的逆切变。这种水平风有强的垂直切变是强风暴系统形成的一个显著的环境条件, 而且这种环境风切变能够组织对流不稳定能量的释放, 使对流系统得以维持。

### 2.2 模拟结果分析

#### 2.2.1 模拟结果与观测比较

模式模拟了这次强雷暴天气的全过程, 并计算出一些主要的特性量。表 1 给出了模拟与观

测的此次强风暴过程的比较情况。从表 1 可以看到, 模拟的强风暴的生命史, 地面风速以及降水分布情况基本与观测结果符合, 但由于缺乏更详细的观测资料, 无法做更进一步的比较。

表 1 模拟的强风暴与部分观测结果的比较

	模拟	观测
强风暴的生命史/min	约 60	约 60
雷达回波顶高度/km	10	
最大雷达反射率/dBz	70	
最大上升气流/(m/s)	48	
最大下沉气流/(m/s)	68	
地面最大风速/(m/s)	30	> 20
地面降雹	有	有
降水中心分布	不均匀	不均匀
降水分布路径	西北—东南向	西北—东南向

从模拟的结果来看, 通过对初始条件的响应, 一个强对流单体出现, 大约 22 min 地面开始出现降水, 与此同时也有冰雹降落到地面。图 2 给出了累积地面降水量的时间变化情况。在 22 min 出现降水时, 仅有一个降水中心。随着强风暴对流单体发展累积降水量不断增大, 在模拟的 28 min 左右出现了 50 mm 最大累积降水量(图 2a), 但到 30 min 左右时累积降水量不再加强, 而是发展出另一个降水中心, 并且这个降水中心开始不断的加强。在 38 min 左右是达到最大。44 min 时, 强风暴单体又发展出一个强的降水中心, 并逐渐增强(图 2b)。这与观测的降水分布极不均匀相一致, 模拟结果较好的再现了这一降水过程, 但由于降水的不均匀性, 地面测站不一定位于强降水中心, 这可能是模拟的强降水中心值大于观测值的原因。

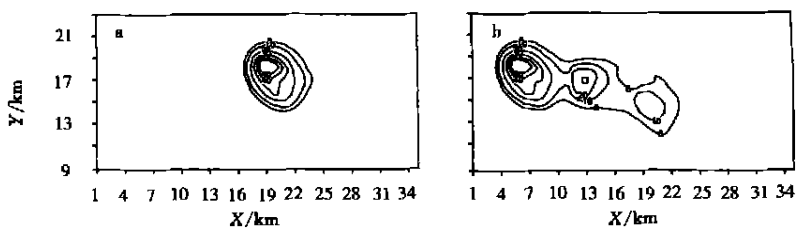


图 2 模拟的地面累积降水量的分布(单位:mm) a. 28 min; b. 44 min

Fig. 2 The distribution of the simulated precipitation accumulation on the ground(units:mm)

a. 28 min; b. 44 min

图 3 给出了模拟的地面冰雹粒子的谱分布。根据观测资料显示地面降雹直径达 10 mm。模式模拟在 22 min 时地面出现降雹, 其降雹强度和累积降雹量随时间逐渐增大。在 26 min 时, 地面降雹的高浓度基本分布在直径小于 2 mm 范围内, 并随直径增大粒子数减少, 但在大于 5 mm 的直径范围内粒子个数有随直径增大而增大的趋势, 此时冰雹最大直径达 7 mm。在 28 min 时, 地面出现累积降雹量的最大值, 地面降雹的高浓度基本上还是分布在直径小于 2 mm 的范围内, 但直径大于 2 mm 且小于 5 mm 的粒子数明显的增多, 同时最大的冰雹直径也增大了, 接近于 10 mm。随着雷暴单体发展, 在 30 min 时, 地面降雹在各直径范围内的粒

子个数都有所增加,但冰雹的大小几乎不再增加,最大冰雹直径仍为 10 mm 左右,这与观测的最大的冰雹大小相同。在 32 min 时,较大的冰雹减少了,但直径小于 4 mm 的冰雹个数依然很多,且小于 1 mm 直径的冰雹个数略微有所增加。

### 2.2.2 强风暴的垂直气流与地面气流分布

垂直上升和下沉气流是强风暴云体发展演变的重要因素。图 4 给出了云中最大上升气流随时间变化曲线。模拟到 6 min 左右时上升气流速度达到 8 m/s, 18 min 时达到最大值 48 m/s, 云顶被不断抬高, 出现云砧, 对流得到了充分的发展, 这非常有利于冰雹的发展。在保持较大的上升速度后, 由于降水拖曳, 上升气流开始迅速减小。在模拟到 40 min 时上升气流速度已减至 8 m/s。图 4 是模拟的云中的下沉气流随时间的变化曲线。下沉气流是上升气流得到一定的发展之后出现的, 大约在 10 min 左右, 到 20 min 左右达到 -68 m/s, 是此次过程达到的最大下沉气流值, 比最大上升气流出现时间落后了 2 min。随后对应上升气流的变化出现多次波动过程。从整体来看上升气流和下沉气流的变化趋势基本一致, 仅是时间上有一定的落后。

与图 4 中上升、下沉气流的演变情况对应, 图 5 给出了一些模拟时刻的垂直气流在地面的分布情况。在强对流单体发展的初期, 基本上是上升气流区, 气流以辐合上升为主。10 min 后出现下沉气流区, 而此时上升气流的区域仍在整个对流单体中占有较大范围。强风暴在逐渐发展成熟过程中, 下沉气流的强度逐渐增大, 12 min 时下沉气流区位于上升气流区的中心, 并由原来一个较小的区域逐渐扩大(图 5a)。在 20 min 时(图 5b), 风暴出现下沉气流的最大值, 在模拟区域上仅可看到零线和下沉气流区。到 28 min 下沉气流的值和范围进一步增大, 上升气流相对减弱仅存在于下沉气流区的外侧, 云内以下沉气流为主(图 5c)。在 36 min 时(图 5d), 下沉气流发展成为 3 个较大的区域, 上升气流仍在其外侧, 云内的辐合上升很弱, 主要是下沉辐散, 对流减弱。随着上升气流的减弱和下沉气流的加强, 云体逐渐崩溃, 强对流单体逐渐消散。

较强的下沉气流使大量干冷空气在云底堆积, 造成气温降低和气压升高, 于是干冷空气向四周辐散。图 6 是以风矢量形势表示的模式模拟的地面风矢量。在雷暴发生初期地面以向里辐合为主, 随着对流单体发展成熟, 地面辐散出流出现, 并且风速逐渐增大。

在 12 min 时, 地面仍以辐合为主, 但在辐合的中心位置附近出现了一定范围的辐散出流,

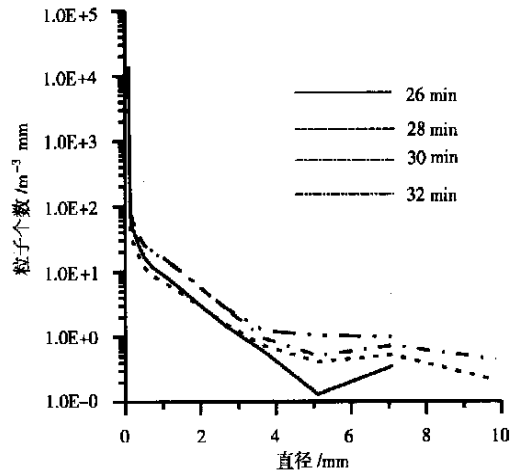


图 3 模拟的地面降雹谱分布

Fig. 3 The spectral distribution of hail at surface

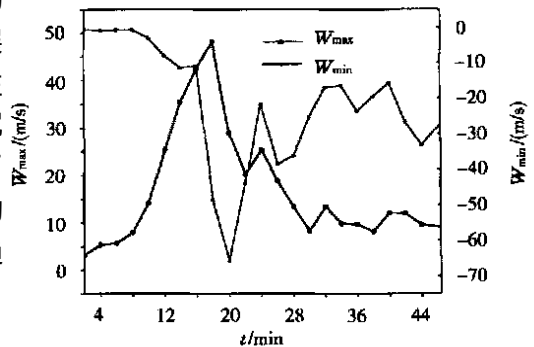


图 4 云中最大上升气流和最大下沉气流随时间变化曲线

Fig. 4 Time series of the simulated maximum updraft and downdraft velocities in clouds

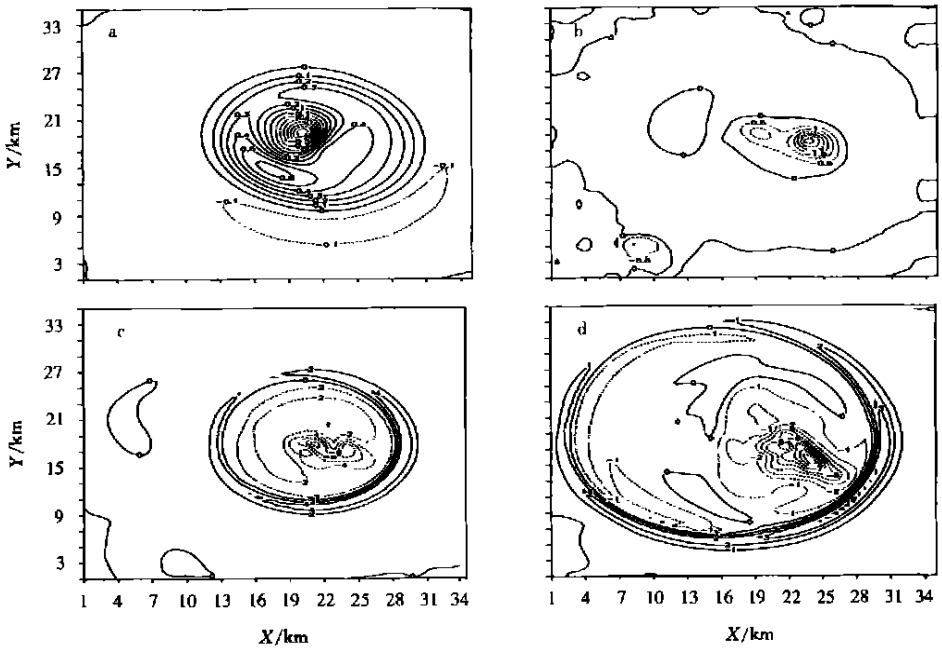


图 5 近地面垂直速度的分布(虚线为下沉气流,实线为上升气流;单位: m/s)  
a. 12 min; b. 20 min; c. 28 min; d. 36 min

Fig. 5 Distribution of the simulated vertical velocities near the surface  
(The dashed lines are downdraft and solid lines are updraft, unit: s/m/s)  
a. 12 min; b. 20 min; c. 28 min; d. 36 min

这时的地面最大风速为  $6 \text{ m/s}$ 。到第 20 min 时最大风速增为  $8 \text{ m/s}$ , 且辐散出流范围扩大, 同时与环境风形成较大的切变。在 22 min 地面最大风速达最大值  $30 \text{ m/s}$ 。模拟的近地面辐散出流在 22 min 到 26 min 几乎呈现一种对称的结构。随后在对流单体逐渐发展的过程中, 由于下沉气流的减弱, 受强风速切变的影响, 地面辐散出流出现不对称结构。在 36 min 时辐散出流范围很大, 风速并未减小, 而且辐散出流与环境风仅有很小的切变。随着时间的变化, 其辐散出流范围也逐渐扩大, 同时由于阻力作用向外的风速逐渐减小。

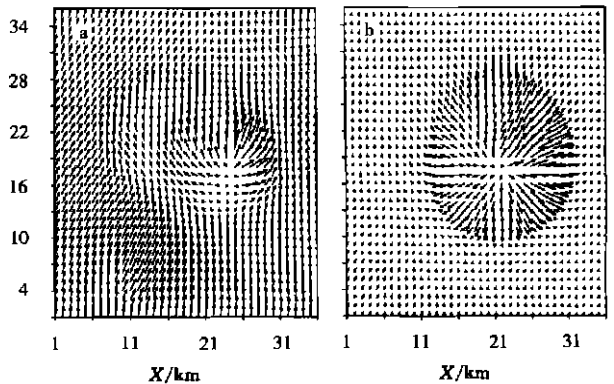


图 6 地面的风矢量 a. 20 min; b. 28 min

Fig. 6 The distribution of wind vector near the surface  
a. 20 min; b. 28 min

模拟的最大瞬间出流风速在  $30 \text{ m/s}$  左右的水平上。由于模式采用移动网格模拟风暴中心的最大风速, 而实际观测为定点观测, 同时观测地点并不一定位于强风暴的中心, 所以模拟的最大风速比实际的观测值略大可能是合理的。

### 2.2.3 强风暴的雷达回波特征

对流云的雷达回波参数反映了云中宏观和微观结构。回波强度反映了云中粒子的大小和浓度,在空间和时间上的变化反映了云内微物理结构和演变特征等。

图 7 是模拟的强风暴成熟阶段雷达回波的垂直剖面分布,这是一个典型的强单体冰雹云结构。

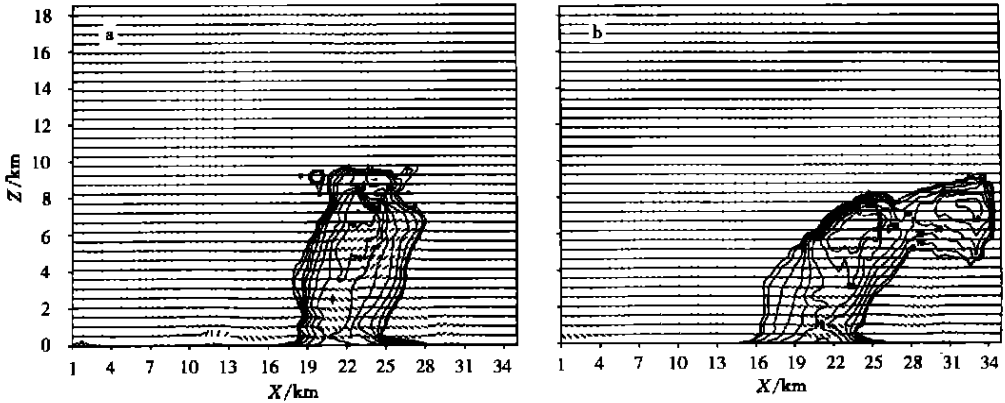


图 7 模拟的雷达回波的  $X-Z$  垂直剖面(单位: dBz) a. 20 min; b. 38 min

Fig. 7 The  $X-Z$  cross section of the simulated radar echoes and wind vector (units: dBz)  
a. 20 min; b. 38 min

模式在模拟的第 14 min 出现雷达回波,在 20 min 时(图 7a),模拟的回波顶高约 11 km,大于 65 dBz 的特强回波顶高也有 9 km 左右,云体发展较强,而且云内出现了一股很强的下沉气流。由于上升气流在 20 min 后迅速减弱,云体没有得到更充分的发展,在 28 min 时,模拟的回波顶高仅为 10 km 左右,到第 32 min,在云顶处出现云砧这有利于大冰雹的形成和发展,但是云顶高度仍为 10 km 左右。随着强风暴单体发展云内下沉气流占主要位置,云体开始崩溃,在 38 min 时(图 7b),雷达回波强度有所减弱,虽然云顶高度没有改变但云顶的云体有崩溃下落的趋势。

图 8 给出了模拟的 5 km 高度上的雷达回波水平分布演变情况。模拟的最大雷达回波值达 70 dBz 以上,反映了具有较大尺度的冰雹粒子在风暴中的分布状况,在 5 km 高度上的强雷达回波主要集中在强上升气流的边缘。在 20 min 时(图略),雷达回波已达到较大值,云体范围较小,雷达回波呈圆形状。在 28 min 时(图 8a),雷达回波区变大,形状由圆形状拉长。到 32 min 时(图略),出现了钩状回波,回波呈现逗点状,这是超级单体风暴的回波型的一种识别标志。在钩状回波附近会出现很大的下沉气流。同时在云内出现了几个强回波中心,反映了云体发展的不均匀性。第 38 min 时(图 8b),雷达回波区变得更大,而且形状不规则,云体进入崩溃消散阶段。

### 2.2.4 局地大风产生的原因分析

下沉气流是强风暴气流场的一个重要特征,它是导致下击暴流和地面强阵风的主要因素。雹云的融化层较高(3.8 km 左右),且往往存在较厚的干层,这是有利于下沉气流发展的环境因素。而风暴内部降水质粒的重力拖曳和在云下的融化、蒸发冷却过程是驱动并加强爆发性强下沉气流(下击暴流)产生的重要因素。

图 9 和图 10 分别给出了最大下沉气流、雹比含水量及雨水比含水量的高度—时间分布关

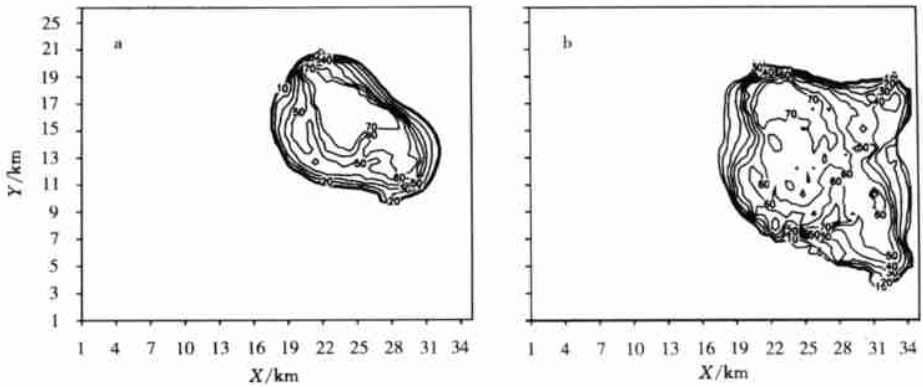


图 8 5 km 高度上模拟的雷达回波水平分布(单位: dBz) a. 28 min; b. 38 min

Fig. 8 The horizontal distribution ( $z=5$  km) of the simulated radar echoes(units: dBz) a. 28 min; b. 38 min

系。在模拟至 10 min 左右时,下沉气流最初发生在 0 层以上的区域,并迅速加强发展到

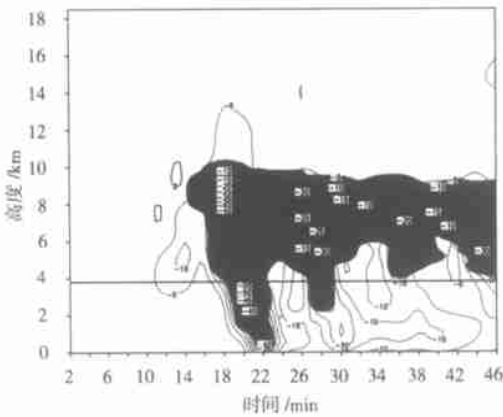


图 9 最大下沉气流和雹比含水量随高度—时间的分布(阴影部分表示雹比含水量大于 2 g/kg)

Fig. 9 The height-time distribution of maximum downdraft(m/s) and hail specific water content(g/kg) (Shaded area larger than 2 g/kg)

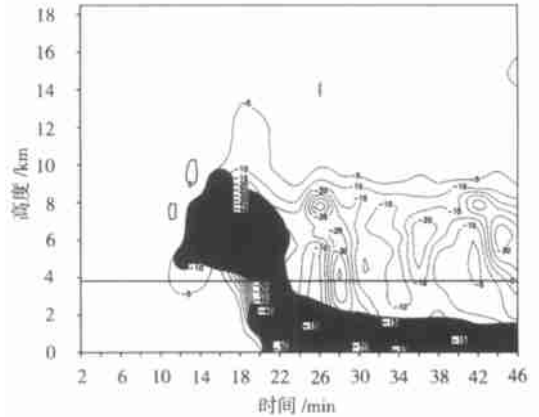


图 10 最大下沉气流和雨水比含水量随高度—时间的分布(阴影较浅部分表示雨水比含水量大于 2 g/kg;较深部分表示大于 4 g/kg)

Fig. 10 The height-time distribution of maximum downdraft(m/s) and rain specific water content(g/kg) (Deep shaded area larger than 4 g/kg, shaded area larger than 2 g/kg)

0 层以下。模拟到 20 min 时,在 5 km 高度上出现了下沉气流的最大值- 68 m/s。模拟的下沉气流结构与雹比含水量和雨比含水量的较大值的分布相一致,最大下沉气流值位于融化层附近。在融化层以上的下沉气流值主要与雹的比含水量值和雨水比含水量的分布一致,这表明在融化层以上冰雹和雨水的重力拖曳作用驱动下沉气流的产生,然后又通过融化、蒸发冷却作用使下沉气流得到加强。

为了便于分析各水成物通过拖曳和冷却相变过程对下沉气流的贡献,类似 Hjelmfelt 等<sup>[9]</sup>,Guo 等<sup>[10]</sup>的分析方法,将各种量转换为每分钟等效的冷却温度值( /min)。图 11 分别



给出了冰雹、雨滴拖曳以及雨水蒸发、冰雹融化过程在时间高度上的最大冷却率分布。

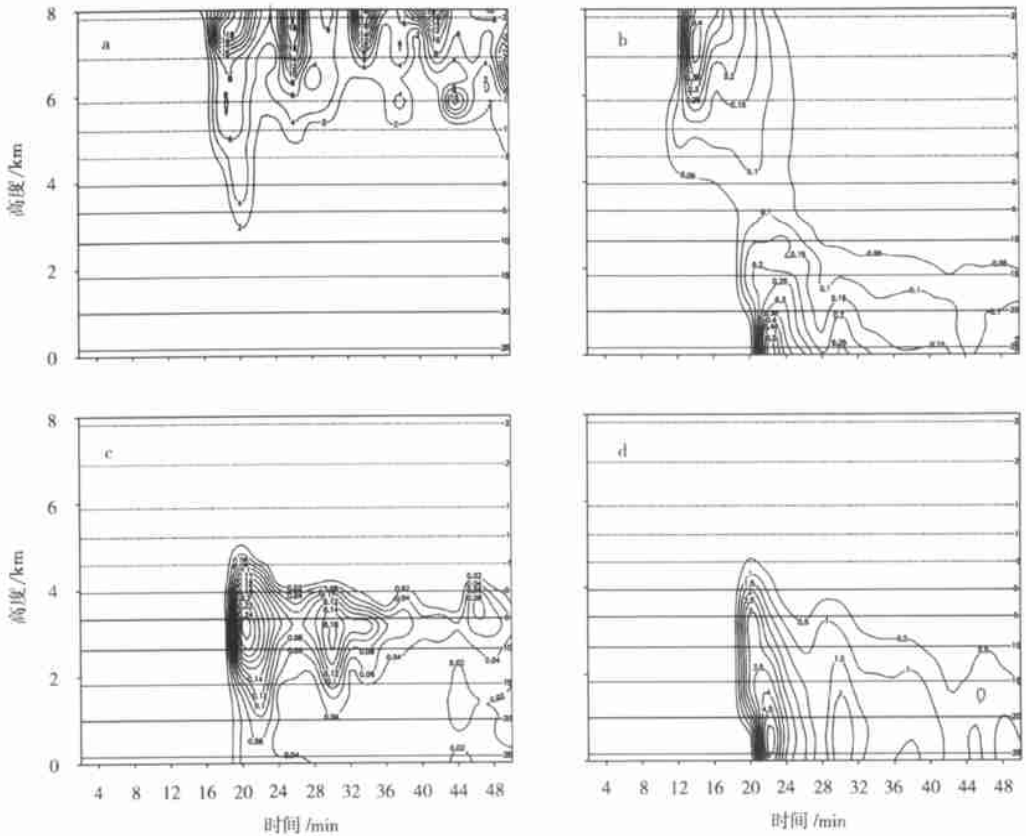


图 11 各水成物最大等效冷却率在时间—高度上的分布(单位:  $^{\circ}\text{C}/\text{min}$ )

a. 冰雹拖曳; b. 雨滴拖曳; c. 雨水蒸发; d. 冰雹融化

Fig. 11 The time-height distribution of maximum magnitude of equivalent-effective cooling rates of water substance(units:  $^{\circ}\text{C}/\text{min}$ )

a. hail trailing; b. rain trailing; c. rain evaporation; d. hail melting

图 11a 和 11b 分别为冰雹和雨滴的拖曳造成的最大等效温度冷却率。由图可见, 冰雹在高层对下沉气流具有强烈的拖曳加速作用, 融化层以上雨水的这种作用出现在 12~26 min 的时候, 但雨水的拖曳作用相对冰雹小多了。在 10 min 时首先由雨水拖曳驱动下沉气流, 由于雨水的拖曳作用仅相当于  $0.05^{\circ}\text{C}$  的降温, 下沉气流仅有  $4\text{ m/s}$ 。随着对流单体的发展, 雨水比含水量增大, 这种拖曳作用得到加强, 14 min 时雨水拖曳作用达融化层以上的最大值, 使得下沉气流增加到  $10\text{ m/s}$ 。同时由于较大上升气流发展, 冰雹粒子得到了充分的增长, 上升气流无法托住较大的冰雹粒子, 约 16 min 时冰雹粒子对下沉气流产生了拖曳作用, 从下沉气流随时间变化曲线图 4 可以看到在 16 min 后下沉气流迅速增大。在 20 min 时, 约 8 km 左右的云中较高层出现了冰雹的拖曳作用, 相当于  $18^{\circ}\text{C}$  到  $19^{\circ}\text{C}$  的最大降温冷却值, 由于冰雹的这种拖曳作用导致了下沉气流在 20 min 时出现了最大值。随着冰雹拖曳作用减弱下沉气流也减弱至  $20\text{ m/s}$  左右, 但在 26 min 时又出现了冰雹拖曳作用的较大值, 相对应下沉气流迅速增至  $40\text{ m/s}$ , 所以冰雹对下沉气流的大小起着决定性的作用。雨水粒子的拖曳作用贯穿了融化层上下, 但雨水粒子的拖曳作用相对于冰雹是很小的, 其最大拖曳作用仅相当于  $0.5^{\circ}\text{C}$  的降温。

由其拖曳作用所相当的降温效果比较可以看出, 雨水粒子的拖曳作用相对于冰雹对下沉气流的影响是微乎其微的。

图 11c 和 11d 分别是雨水蒸发和冰雹融化冷却率分布。从图上可以看到, 这种相变潜热作用的影响主要集中在零度层以下, 雨水的蒸发并不十分明显, 在 3.5 km 处 22 min 时出现雨水蒸发冷却降温的最大值约为 0.24 左右, 雨水的蒸发对下沉气流起到了一个维持的作用。同时冰雹下落通过融化层后开始融化, 在融化过程中吸收潜热使云内温度降低, 由于这种降温造成的负浮力加大了下沉气流。在 22 min 时, 近地面的冰雹融化时造成的降温达 5 , 这与雨水蒸发降温的最大值时间一致, 仅是位置较低, 这使得下沉气流得到更好的加强和维持, 并到达云底。通过雨水蒸发降温 and 冰雹融化降温幅度的比较, 不难看出冰雹融化的影响占很大比重, 雨水的蒸发作用不是特别大, 下沉气流在融化层以下的最大下沉气流区与冰雹的最大融化降温相一致, 说明了此下沉区下沉气流的最大值主要是由冰雹融化造成的。

由于云内的这种微物理过程所产生的较强的下沉气流, 到达地面后形成很强的地面流出并向四周辐散, 最终导致了很强的局地大风。

### 3 结 论

通过对北京 2001 年 8 月 23 日一次大风和强降水天气过程的数值模拟分析, 得出如下结论:

(1) 从模拟结果看, 利用单站探空, 3 维强风暴冰雹分档模式(IAP-HBM) 能够较好地模拟出北京地区此次强风暴天气过程, 对强风暴的维持时间、降水强度和分布、降雹大小等模拟的结果与观测值基本一致, 这为今后利用强风暴模式预报北京地区灾害性局地降雹大小、分布路径等提供了有价值的参考。

(2) 模式能够对局地大风的产生和发展过程做了较详细合理的模拟, 说明利用具有详细微物理过程的强风暴模式能够对灾害性局地大风进行预报。本文从云微物理学角度分析研究了这次强风暴产生灾害性大风的主要机理: 强风暴内部的液态和固态水凝物的重力拖曳和相变潜热等微物理过程是驱动、加强和维持了这次局地大风的直接原因。风暴高层冰雹的拖曳产生的负浮力是驱动爆发性强下沉气流的最主要直接原因, 而融化层以下冰雹的融化冷却对下沉气流具有明显的加强作用。雨水的蒸发冷却效应相对较小。因此造成此次局地性大风的主要原因是冰雹的拖曳和融化作用。

### 参考文献:

- [1] 王笑芳, 丁一汇. 北京地区强对流天气短时预报方法的研究[J]. 大气科学, 1994, 18(2): 173-183.
- [2] 刘小红, 洪钟祥. 北京地区一次特大强风过程边界层结构的研究[J]. 大气科学, 1996, 20(2): 223-222.
- [3] 葛润生, 姜海燕, 彭红. 北京地区雹暴气流结构的研究[J]. 应用气象学报, 1998, 9(1): 1-7.
- [4] 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. 模式建立及冰雹的循环增长机制[J]. 大气科学, 2001, 25(5): 707-720.
- [5] 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. 冰雹粒子的分布特征[J]. 大气科学, 2001, 25(6): 856-864.
- [6] 郭学良. 三维强对流云的冰雹形成机制及降雹过程的分档数值模拟研究[D]. 北京: 中国科学院大气物理研究所, 1997.
- [7] 肖稳安, 褚昭利, 徐辉, 等. 中尺度对流复合体的降水特征和预报[J]. 南京气象学院学报, 1995, 18(1): 107-113.
- [8] 康风琴, 肖稳安, 顾松山, 等. 中国大陆中尺度对流复合体的环境场演变特征[J]. 南京气象学院学报, 1999, 22(4): 720-724.

- [9] Hjelmfelt M R, Orville H D, Roberts R D, et al. Observational and numerical study of a microburst line producing storm [J]. *J Atmos Sci*, 1989, 46(2): 2 731-2 743.
- [10] Guo X L, Niino H, Kimura R. Numerical modeling on a hazardous microburst-producing hailstorm[C]. *Towards Digital Earth-Proceedings of the International Symposium on Digital Earth*. Beijing: Science Press, 1999: 383-398.

## Numerical Study on the Formation a Severe Storm Accompanied with Gale and Heavy Rain in Beijing

FU Dan-hong<sup>1,2</sup>, GUO Xue-liang<sup>2</sup>,  
XIAO Wen-an<sup>1</sup>, SUN Ling-feng<sup>1,3</sup>

(1. Department of Electronic Engineering, NIM, Nanjing 210044, China;

2. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China;

3. Institute of Meteorology, PLA Univ. of Sci. & Tech., Nanjing 211101, China)

**Abstract:** A severe convective storm accompanied with strong wind, heavy rain and hail on 23 August 2001 in Beijing was simulated by a three-dimensional cloud model, and was compared with the observed data. It showed that this model could simulate the characteristics of the severe storm such as life cycle, rainfall distribution and hail size, and also could simulate the strong downdraft and wind shear (downburst). The mechanism of the downburst formation was analyzed based on the cloud microphysics of the simulated storm and it was found that this downburst was primarily promoted by negative buoyancy which is produced by the trailing of hail in upair, and also enhanced by cooling resulted from hail melting and rain evaporation. And the trailing and melting of hail played a decisive role in producing the downburst, while the gale was caused by the severe downburst.

**Key words:** severe thunder storm; numerical simulation; gale; Beijing