

北京一次典型灾害性雹暴、大风的形成过程 与云物理特征

郭学良 付丹红

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029. E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn)

摘要 利用 MM5 中尺度模式和强风暴模式对北京 2003 年 8 月 23 日晚发生的一次强雷暴、大风天气的形成过程与云物理结构特征进行了分析研究. 研究表明, 北京地区特有的地形、冷暖气流分布特征对强灾害性风暴的发生、发展和维持具有非常显著的作用. 西风气流经过地势较高的地区时, 由于受太阳辐射加热和地形抬升的共同作用, 易形成对流单体. 在随高空气流向地势较低的城区移动过程中, 暖湿空气从云体前方进入云体, 对流得到显著加强. 在云的中上部形成大量的霰/雹粒子. 降水主要是由于霰/雹粒子通过融化层融化形成的. 强下沉气流主要是由霰/冰雹的拖曳、融化以及雨水的蒸发冷却过程形成的负浮力效应产生的. 这种强下沉气流在地面辐散导致地面瞬时局地灾害性大风. 同时, 强辐散出流也迫使暖湿气流更大程度地抬升而形成新的云系, 使强风暴系统得到进一步发展和维持.

关键词 北京 雷暴和大风 云物理特征

城市灾害性雷暴天气往往伴随着强雷电、冰雹和大风, 严重威胁居民的生命和财产安全, 破坏城市重要设施, 导致城市电力中断以及交通、通讯瘫痪. 城市雷暴天气的产生和演变过程受到诸多因素的控制和影响, 不但受城市周边地区地形和中尺度冷暖气流分布状况的强烈影响, 而且要受到城市本身状况(如粗糙度、热岛等)的影响^[1, 2].

北京位于华北平原的北端, 北有燕山山脉, 西为太行山山脉的北部, 两大山系交汇于北京的西北部, 东南面为华北平原. 由此可见, 北京市区位于两面接临高地的腹地, 地势相对较为平坦. 北京地区特有的这种地形对于夏季对流系统的发生、发展和维持具有非常显著的影响. 夏季盛行的偏南风吹向北京地区地势较高的北部地区, 暖湿气流受到地形作用强迫抬升, 非常有利于强对流天气的产生或加强. 很多研究者, 从不同角度对北京对流天气系统形成的条件和规律进行了探讨^[3-7]. 但这些研究侧重于统计、诊断分析以及较大尺度天气方面的研究, 从云物理学以及中小尺度结合方面的研究很少. 要提高北京地区强对流天气与降水的定时、定点预报水平, 就必须从大中小不同尺度全面了解强对流性天气的形成与演变机理. 本研究利用中尺度与小尺度云模式结合的方法, 用中尺度模式的预报结果初始化强风暴模式, 对 2001 年 8 月 23 日 20:00 左右发生的一次典型雹暴、大风天气过程进行模拟研究, 目的在于了解

此次强风暴天气的形成与演变机制, 特别是地形抬升、冷暖气流相互作用的形成过程以及分析强灾害性大风形成的原因.

1 研究方法

本文利用中国科学院大气物理研究所强风暴冰雹分档模式^[8-10]和 PSU/NCAR MM5V3 中尺度模式^[11], 模拟研究了北京地区的一次典型强对流天气系统形成与演变的过程. 强风暴模拟以中尺度模式预报结果为初始场. 中尺度模式模拟采用全物理过程方案, 初始场为 2001 年 8 月 23 日 NCAR NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料. 采用双向三重嵌套网格, 网格中心位置为 40° N , 116° E , 格距分别为 45, 15 和 5 km. 垂直方向为 σ 坐标, 共 23 层. 模式顶为 100 hPa. 水平格点数分别为 (72, 72), (85, 85) 和 (85, 85). 地形和下垫面分别采用 NCAR 的 10, 5 和 5 min 的分辨率以及 13 类地表特征数据; 第 1 层和第 2 层网格的可分辨尺度降水采用显式 Reisner2 方案, 次网格对流尺度降水分别采用 Kuo 和 Grell 积云参数化方案; 第 3 层网格采用显式 Reisner2 云方案; 采用高分辨率的 Blackadar 行星边界层模式; 辐射方案为云层大气辐射方案; 侧边界条件为时变松弛边界条件. 模拟积分时间为 24 h, 时间步长为 135 s.

2 结果与分析

从 2001 年 8 月 23 日 08:00 和 19:00 的 500 hPa

环流形势可以看到(图略), 北京地区(40°N , 116°E) 当日一直受来自北方与西北地区强冷空气的影响. 在 19:00, 整个北京地区在高空强西风气流带的控制之下. 在 19:00 的 850hPa 环流形势图上, 在研究区域的东南方向有一个北西至南东走向的暖脊伸向北京地区, 有高温高湿的空气不断向北京地区的输送. 因此, 北京处于潜在的对流不稳定状态, 很有利于对流性天气的产生或加强.

图 1 为模拟 13:00 和 19:30 的 800 hPa 高度上的雷达回波随时间演变情况. 在 13:00 左右(图 1(a)), 在北京地区西北或正北方向不断地出现多个弱的雷达回波单体, 最大回波强度在 30 dBz 左右, 这些对流性单体在高层引导气流的作用下, 向东南方向缓慢移动. 即由地势较高的地区向低的区域移动. 此对流系统是冷空气受地形抬升和地面辐射加热形成的. 当对流单体向北京城区方向移动的过程中不断得到加强. 特别当移动到地势较为平坦地区时, 受来自南部的大量暖湿气流的作用, 形成大范围的对流云系, 部分地区强回波达到 55 dBz 以上, 形成强对流风暴系统. 另外降水形成的强下沉气流在地面产生强辐散, 与风暴移动方向的暖空气相互作用形成新的回波区(图 1(b)).

由图 2(a)可以看到, 风暴的前部是来自南部的暖湿气流, 自云体底部进入云中, 然后上升, 而风暴的后部, 是干冷空气进入云体后下降. 这种结构有利于云中暖湿气流的抬升, 水汽的凝结过程, 不断在云体前部形成新的云系(图 2(b)). 从图 2 还可以看到, 最

大回波区位于冷暖气流交汇的低层, 是由降水形成的. 在 17:30 时(图 3(a)), 系统在海拔 100 m 以上的城市北部地区, 部分地区地面瞬时风速达到 24 m/s, 在南移过程中造成城市部分地区公共设施的严重破坏. 最大瞬时大风是强风暴系统由高地形向平坦地区移动的过程中产生的. 到了 19:00(图 3(b)), 系统已经移到城市南部.

由图 4 可知, 在 17:00 时, 霰/雹比含水量主要位于 116.5°E 处 $40.0^{\circ}\sim 40.5^{\circ}\text{N}$ 附近, 其高值中心位于 -20°C 层以上, 最大比含水量值为 5.5 g/kg, 对流体发展成为典型的冰雹云(图 4(a)). 到 20:00 时, 霰/雹比含水量在 -20°C 区域达到 6.6 g/kg, 这说明强风暴在经过北京城区时, 得到进一步的发展(图 4(b)). 由于强风暴底部的对流得到显著加强, 这可能与城区的热岛作用有关.

从图 5 可以看到, 雨水的分布主要集中在零度层以下, 最大值可达 1.4~1.8 g/kg. 而且比较图 5 和图 4 可以看到, 雨水基本出现在霰/雹的下部, 说明雨水主要是由于冰雹融化造成的.

为了了解局地瞬时大风形成的原因, 利用强风暴冰雹分档模式模拟了下沉气流和冰雹含水量的关系. 从图 6 可以看到, 强风暴中的下沉气流与冰雹有密切的关系, 强冰雹含水量区对应着强下沉气流区. 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 等人^[12]的分析方法, 将各种量转换为每分钟等效的冷却温度值($^{\circ}\text{C}/\text{min}$).

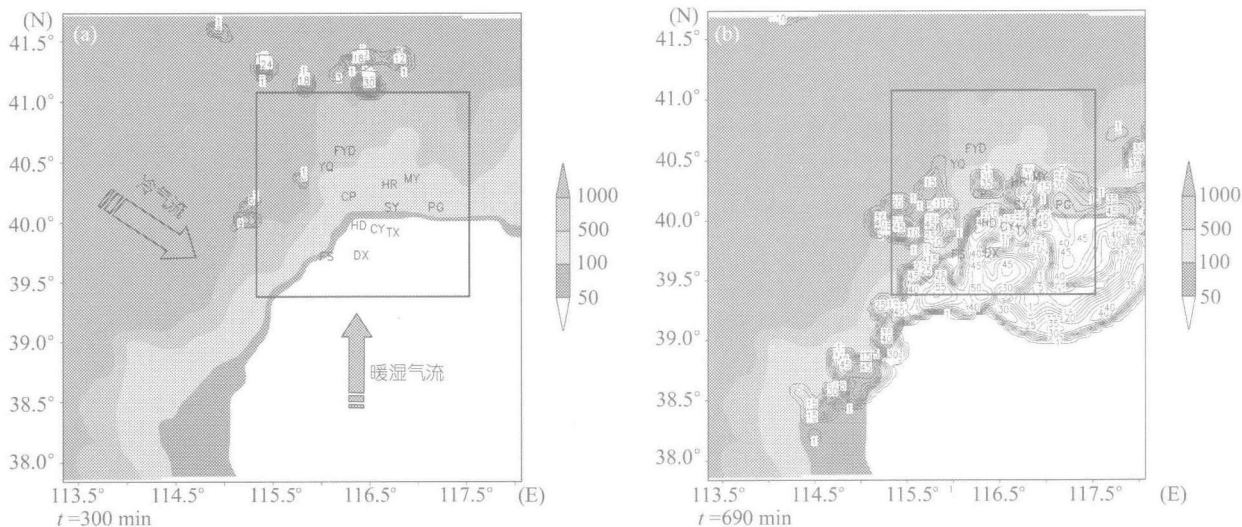


图 1 800 hPa 等压面上的雷达回波分布

(a)13:00; (b)19:30, 图中箭头表示冷暖气流方向, 阴影表示地形. 图中 FYD: 佛爷顶; YQ: 延庆; CP: 昌平; HR: 怀柔; MY: 密云; SY: 顺义; PG: 平谷; HD: 海淀; CY: 朝阳; TX: 通县; FS: 房山; DX: 大兴

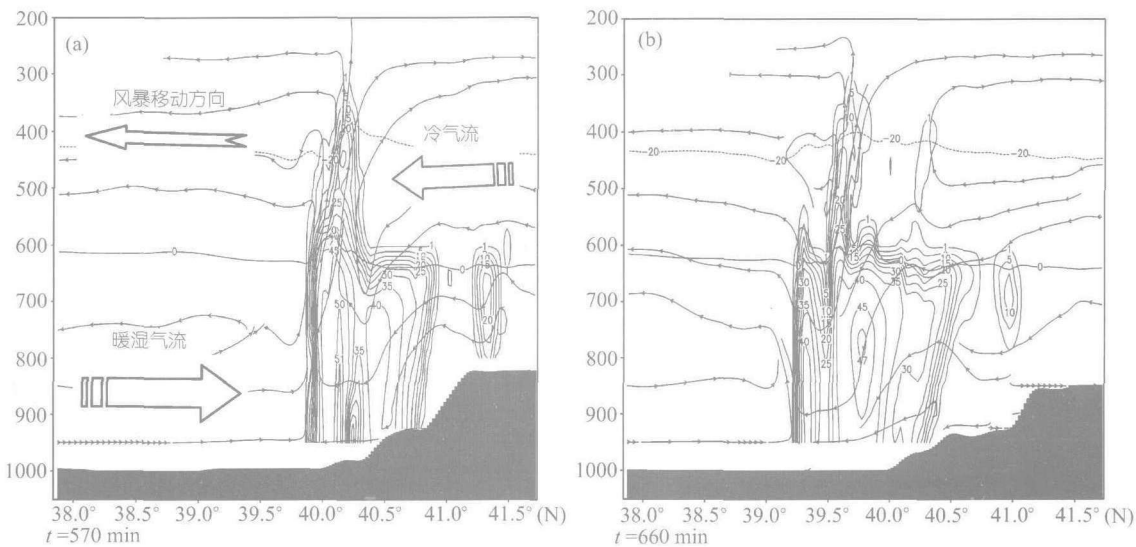


图 2 雷达回波与气流场的垂直剖面分布
(a)17: 30, 116.38°E; (b)19: 00, 117.0°E, 阴影部分表示地形

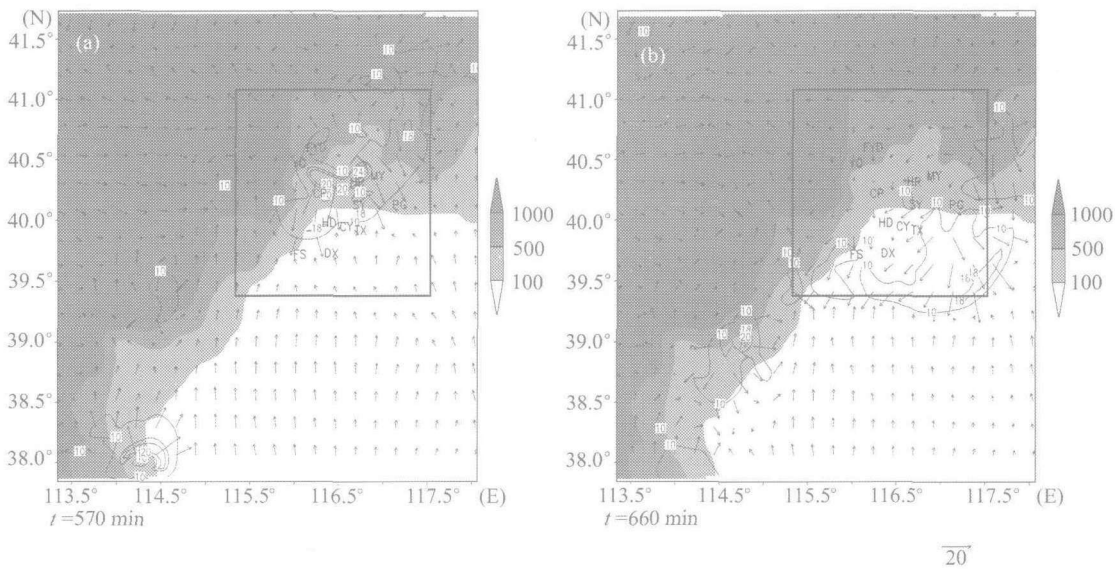


图 3 地面风矢量与风速大小分布
(a)17: 30, (b)19: 00

由图 7(a)可见,冰雹在高层对下沉气流具有强烈的拖曳加速作用,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℃左右的最大降温冷却值,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 m/s 左右,但在 26 min 时又出现了冰雹拖曳作用的较大值,对应下沉气流迅速增至-40 m/s,所以冰雹的拖曳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,而融化层以上雨水的拖曳作用很小,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℃的降温(图 7(b)).

从图 7(c)可以看到,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,对下沉气流起到了一个维持的作用.冰雹下落通过融化层后开始融化,在 22 min 时,近地面的冰雹融化时造成的降温达 5℃,使下沉气流得到加强和维持(图 7(d)).由于云粒子所产生的负浮

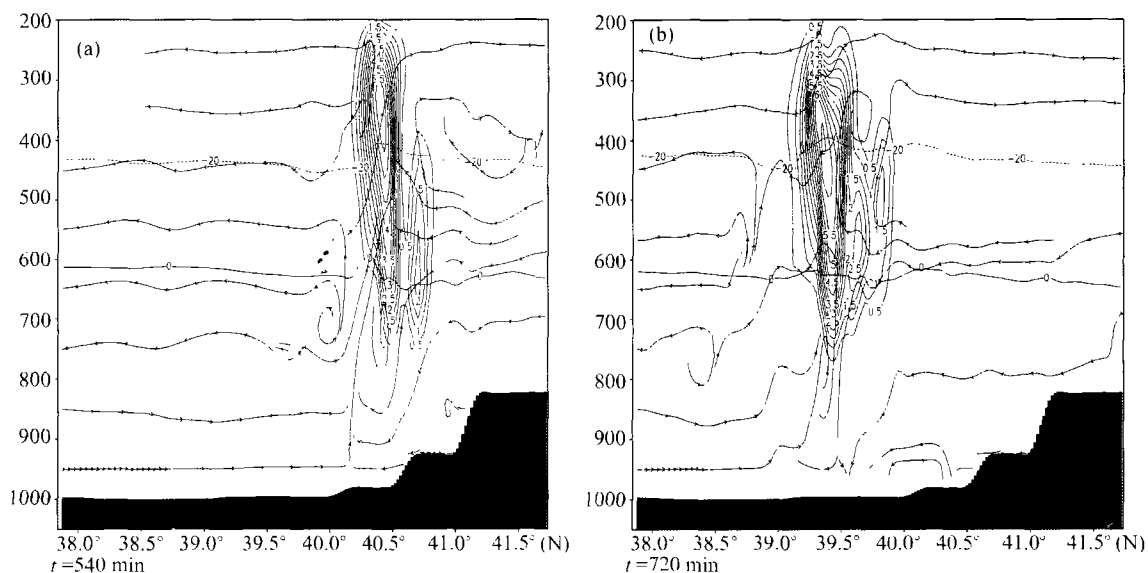


图4 模拟的116.5°E处霰/雹比含水量、温度和流场随高度和纬度的时间变化

(a) 17:00; (b) 20:00. 图中箭头表示强风暴移动方向, 阴影部分为地形

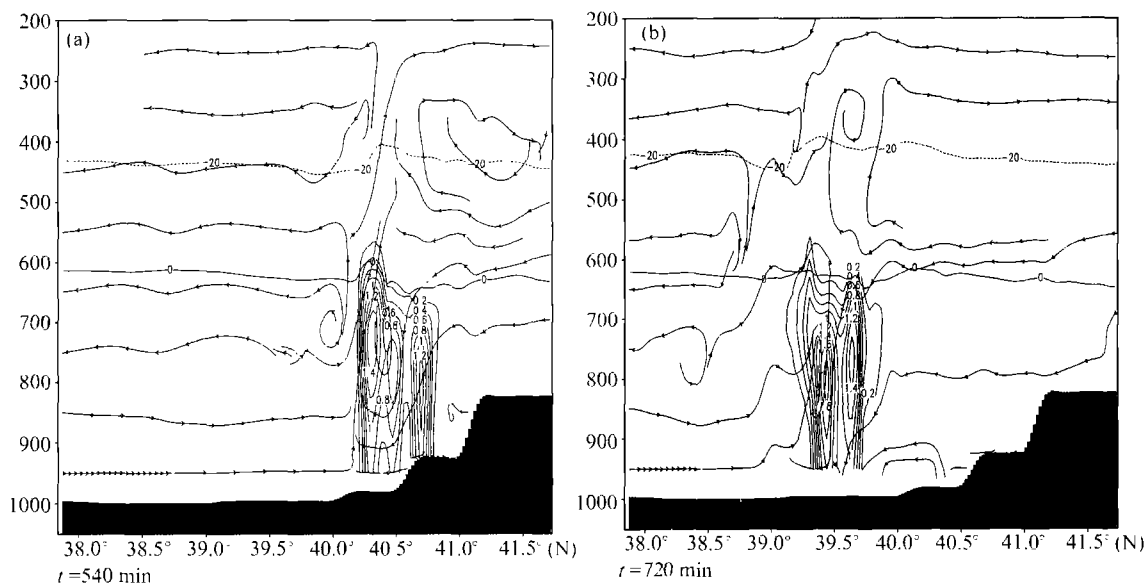


图5 同图4, 但为雨水含水量分布

力效应导致较强的下沉气流, 到达地面后形成强的地面出流, 导致了具有强破坏性的局地瞬时大风。

3 结论

利用PSU/NCAR MM5中尺度模式和强风暴冰雹分档模式对北京2001年8月23日的一次产生强降雪、局地大风的风暴天气进行了模拟研究。结果表明, 北京地区特有的地形结构以及与之相对应的冷暖气流分布特征对强风暴系统的发生、发展和维持具有非常显著的作用。西风气流经过地势较高的地区时, 由

于受辐射加热和地形抬升的共同作用, 易形成对流单体, 在随高空气流向地势较低的城区移动过程中, 暖湿空气从前方进入云体, 使垂直对流得到显著加强, 在云的中上部形成大量的霰/雹粒子。夏季地面的降水主要由于霰/雹粒子通过融化层融化形成。强下沉气流主要是由霰/冰雹的拖曳、融化以及雨水的蒸发冷却过程形成的负浮力效应产生的, 这种强下沉气流在地面辐散导致地面瞬时局地灾害性大风。同时, 强辐散出流也迫使暖湿气流更大程度地抬升

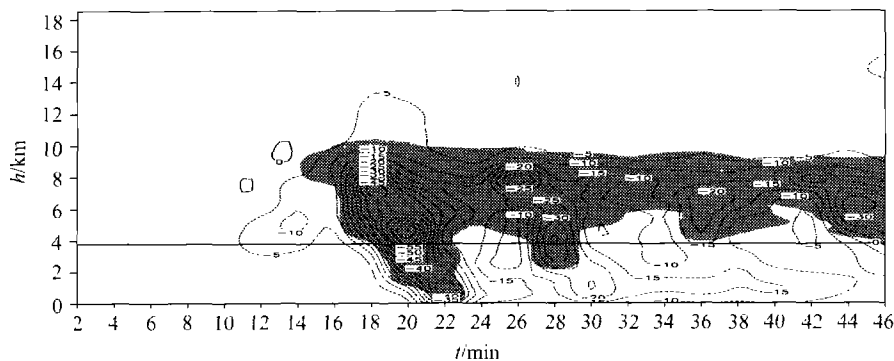


图6 最大下沉气流和雹比含水量随高度-时间的分布(阴影部分表示雹比含水量大于2 g/kg)

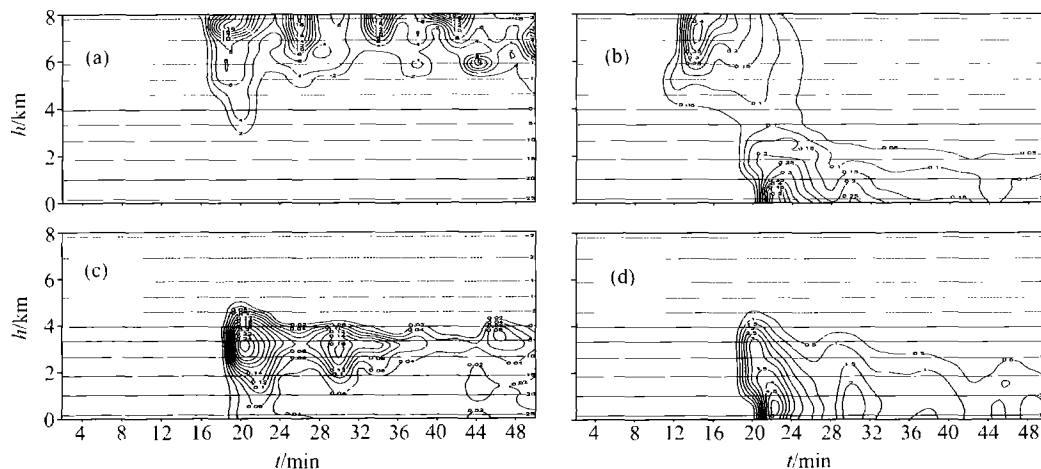


图7 各水成物最大等效冷却率的时间-高度上的分布

(a)冰雹拖曳; (b)雨滴拖曳; (c)雨水蒸发; (d)冰雹融化

而形成新的云系,使强风暴系统得到进一步发展和维持。

致谢 本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 40175001, 40333033)、中国科学院知识创新方向性项目(KZCX3-SW-213)和国家科技攻关计划“奥运科技”专项(2001BA904B09)以及国家科技攻关项目(2001BA610A-06和2001BA901A41)资助。

参 考 文 献

- 1 Shepherd J M, Pierce H, Negri A J. Rainfall modification by major urban areas: observations from space borne rain radar on the TRMM satellite. *Journal of Applied Meteorology*, 2002, 41: 689~701
- 2 Rozoff C M, Cotton W R, Adegoke J O. Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms. *Journal of Applied Meteorology*, 2002, 42: 716~738
- 3 孙力, 许丽章. 北京地区夏季对流天气发生条件的研究. *中山大学学报(自然科学版)*, 1996, 35: 189~193
- 4 陈良栋, 陈淑萍. 北京地区强对流活动规律再探. *气象科学*, 1994, 14(3): 216~224

- 5 王笑芳, 丁一汇. 北京地区强对流天气短时预报方法的研究. *大气科学*, 1994, 18(2): 173~183
- 6 孙明生, 汪细明, 罗阳, 等. 北京地区强对流天气展望预报方法研究. *应用气象学报*, 1996, 7: 336~343
- 7 付丹红, 郭学良, 肖稳安, 等. 北京一次大风和强降水天气过程形成机理的数值模拟. *南京气象学院学报*, 2003, 26: 190~200
- 8 Guo X L, Huang M Y. Hail formation and growth in a 3-D cloud model with hail-bin microphysics. *Atmospheric Research*, 2002, 63: 59~99
- 9 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
- 10 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. 冰雹的分档分布特征. *大气科学*, 2001, 25(6): 856~864
- 11 Dudhia J, Gill d, Guo Y R, et al. SU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide: MM5 Modeling System Version 3, June, 2000
- 12 Hjeltnfelt M R, Orville H D, Roberts R. D, et al. Observational and numerical study of a microburst line producing storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1989, 46(2): 731~743

(2003-08-26 收稿, 2003-12-20 收修稿稿)