

利用雷达资料反演方法对北京地区一次 强对流天气过程的分析

樊利强 王迎春 陈明轩

(中国气象局北京城市气象研究所,北京 100089)

提 要: 利用多普勒雷达变分分析系统(VDRAS),对2006年8月1日傍晚北京城区出现的一次强对流天气过程(伴有冰雹、大风及强降水)的三维风场、温度场进行了初步分析。结果表明:(1)初始对流生成于北京西北部山区的河北省境内,系统过山移进北京城区时,受局地的动力及热力条件作用,迅速组织并强烈发展,形成带状的MCS即飑线;(2)在飑线生成之前,北京城区及东南部边界层低层存在较强的东风气流,并迅速扩展向西北方向延伸,与过山的西北偏北气流形成强的边界层辐合线。该近地面辐合线是飑线生成的主要触发机制,而边界层低层东风的加强和减弱以及北进和南退对辐合线的维持、飑线的生成、发展和减弱都起着重要的作用;(3)在边界层辐合线的作用下,不断有新生对流系统发展;(4)对流系统在整个发展过程中呈明显的带状分布特征,是一次典型的飑线过程,并伴有明显的阵风锋。

关键词: 强对流天气 雷达变分分析系统 飑线 辐合线 阵风锋

Analysis of a Severe Convective Storm Event in Beijing Using the Thermodynamical Retrieval Method of Radar Data

Fan Liqiang Wang Yingchun Chen Mingxuan

(Institute of Urban Meteorology, CMA, Beijing 100089)

Abstract: A preliminary diagnosis on a severe convective storm (with heavy rainfall, hail and strong wind) attacking Beijing urban zone on 1 August 2006, by using the radar data retrieval method of low-level wind, temperature and relative humidity based on the Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS) is shown in this study with the results as follows. (1) The convective storm initiated in Hebei Province adjacent to the northwest mountainous area of Beijing, then it was organized and strengthened quickly while it moved into Beijing

资助项目: 北京科委计划项目(Z2006279040191)和科技部行业(气象)专项项目(GYHY200706004)

收稿日期: 2008年4月23日; 修定稿日期: 2009年7月10日

area under the condition of local thermodynamical forcing, and finally developed into a squall line. (2) A strong easterly flow persisted at low levels in Beijing urban zone and southeast of great Beijing before the squall line initiated. The flow extended northwestward quickly and collided with across mountain northwesterly winds to trigger a boundary layer convergence line. The latter was the primary triggering factor of the squall line initiation. The intensification, weakening and north-south movement of the easterly flow at low levels had a distinct effect on initiation, enhancement and dissipation of the squall line, as well as persistence of the convergence line. (3) New storm cells initiated continually under the effect of the convergence line. (4) The intense convective storm went with a strong gust front.

Key Words: severe convective storm variational doppler radar analysis system squall line convergence line gust front

引 言

强对流天气的发生、发展主要依赖大气的热力及动力条件,其中最重要的是中层干空气(干暖盖)和强垂直风切变^[1]。有研究指出^[2],在强对流天气发生之前,常在低层有一个由层结曲线和露点曲线构成的“喇叭形”、并呈现出很大的对流不稳定性。Jim Wilson 等^[3]研究对流风暴初始状况和随后的发展时指出:对流初始阶段一般分为两种,一种是沿基于近地面辐合线触发的情况,另一种是与地面辐合线无关的高层初始阶段。后者基本上发生在夜晚,而前者的情况多发生在下午和傍晚。与地面辐合线相关的初始状况基本上与天气尺度锋面和阵风锋面有关,少部分与干线和潮涌相关;发端于高层的对流起始阶段情况常常与 900~600hPa RUC(Rapid Update Cycle)风分析场中可观察到的辐合或汇合特征有关。

北京平原地区对流天气出现前,地面中尺度流场有两种类型(偏南风型和偏东风型),不同形势下对流天气的分布特征明显不同^[4]。城市热岛可能直接对一些雷暴起到强迫和组织作用。观测研究和理论分析表明^[5-8],城市热岛不仅造成郊区气流向中心城

区辐合,形成中尺度辐合线,而且能够在边界层内强迫气流产生垂直切变;边界层内水平辐合线上极易出现雷暴单体或雷暴群,而气流的垂直切变有利于较大范围内的水汽向对流体中流入,进而产生持续性强降水。最近对北京的地形及边界层过程的研究指出^[5-8],在一定条件下(例如“焚风”效应等),午后山区的实际气温有可能接近甚至高于平原地区,为强对流天气系统在山区发展提供了更有利的热力不稳定条件。午后有山区指向平原的扰动温度梯度是造成低空垂直切变的强迫源。另外,城市与郊区下垫面物理属性造成的热力差异,不仅形成城市中尺度的低空风场辐合线,它的存在对对流单体具有明显的组织作用。同时,这种热力差异还可能造成边界层内中心城区风场垂直切变加强,郊区低空风速加大,这种强迫有利于暴雨中心区强烈的上升运动得以维持,保证了低空水汽在较大范围内向对流体中流入,从而维持对流降水的持续。

天气雷达是研究强对流的有效工具之一。利用新一代天气雷达资料,可以很好地分析雷暴系统的结构特征及其演变过程。在国际上,人们很早就利用天气雷达来探测和分析强天气的结构和演变特征^[9]。郑媛媛等利用新一代天气雷达资料对 2002 年 5 月 27

日 14:00—20:00 发生在安徽皖北地区的一次典型的超级单体风暴过程进行了详细分析^[10]。陈秋萍等利用新一代天气雷达对 2001 年和 2002 年 7—9 月福建的对流云进行了系统地观测和分析^[11],得到了福建夏季不同类型对流云的生命史、尺度、强度等特征。朱君鉴等^[12]利用新一代天气雷达反射率因子和平均径向速度等产品,分析了 2002 年 9 月 27 日发生在山东东阿附近的一次雹暴在各阶段的演变特征。在北京地区,王令等^[13]利用 3830C 波段多普勒雷达对北京的一些强天气雷达回波特征作了统计分析,得出了一些有意义的结论。陈明轩等^[14]对北京一次突发性对流强降水过程进行了雷达回波的特征分析,证实该过程为一次典型的液态强降水过程,雷暴最大反射率因子均位于 0℃层以下,并对雷暴的生成及发展作了细致的分析。段丽等^[22]利用 SA 雷达产品对北京西郊一带落区相同的三次局地暴雨和大暴雨过程进行了精细分析,研究指出,在强降雨发生前,近乎与山脉垂直的平原近地面东南风长时间(6 小时左右)维持,增加山前局地近地面温湿条件,并在山脉阻挡下,形成山前近地面局地辐合和强迫抬升。

以上的研究大都是基于单部或多部雷达的基本反射率、径向速度等的分析研究,而对于同化雷达资料反演强对流过程边界层的三维风场、温度场,并结合雷达回波特征对强对流的生消过程的分析研究还很少。本文通过利用多普勒雷达变分分析系统(VDRAS)反演出边界层三维风、温场,对北京一次强对流天气过程进行分析,其目的就是要深入地了解这类天气的发生机理,进而告知预报员北京地区在什么环境条件下,更有利于产生强对流天气。

1 “801”北京强对流天气特点

2006 年 8 月 1 日(后简称“801”)下午

17:00 至晚 20:00 左右北京局地一次强飚线过程过境,对流系统发展伴随着强的阵风锋系统,风雨雷电齐降京城,降雨最强时,能见度不足百米。强降雨只持续了 20 分钟左右。瞬时风速可达 10 到 11 级。降水主要时段 16—20 时,峰值出现在 18—19 时,强风暴所过处,地面气象要素呈现急剧变化。12 时至 2 日 00 时 12 小时降水量 $\geq 50\text{mm}$ 的站有 2 个, $\geq 25\text{mm}$ 的站有 11 个,其中最大的是箭亭桥 52.7mm。最大的 1 小时降水量出现在 8 月 1 日 18 时青龙桥 45mm(图 2)。

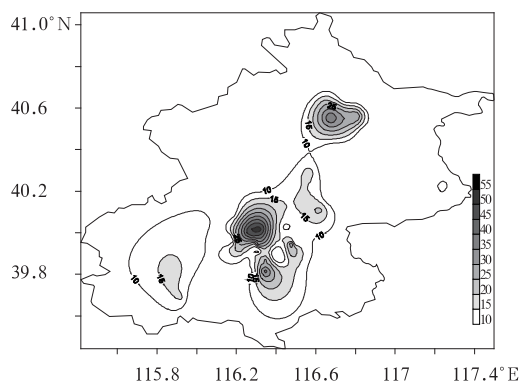


图 1 8 月 1 日 12 时至 2 日 00 时
累计降水量分布(mm)

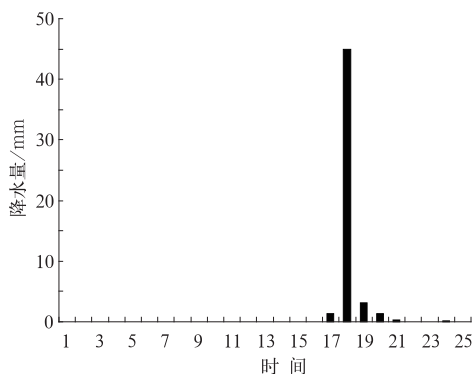


图 2 青龙桥站逐时降水量(mm)

分析雷达回波的演变特征发现(图 5),在上午 11:00 之前有一小对流泡在北京西北部河北境内生成,同时平谷以及西北部的山区也存在对流活动。至午后 15:02 左右,西部沿山脉发展成为对流带,并自西北至东南

方向进入北京;东北部的对流带也逐渐发展壮大,最强回波达 57.5 dBz。并有明显的边界层辐合线向城区方向移动,与从西北部移过来的辐合线系统在城区上空相交并强烈发展至 16:46 左右两条对流带在发展过程中出现交叉,交叉点位于海淀的北部,该处的回波强度在半小时内由 27 dBz 猛增至 61.5 dBz,对流强烈发展。对流带的前方气流流出与低层风场产生辐合,促使新的对流单体发展。至 17:04,强回波区移入海淀区,在之后的两个小时中,回波区域不断发展并向东南方向移动,至 18:29,与前方新生成的对流线相交并进一步发展,但回波主体已开始移出北京,北京的强降水开始明显减弱消亡。从 18:29 左右开始,对流带后方转为增强的层状云降水区(尾流低压)。此次过程处于冷涡后部。

2 多普勒雷达变分分析系统(VDRAS)简介

多普勒雷达变分分析系统(Variational Doppler Radar Analysis System, 简称 VDRAS),采用四维变分(4D-VAR)资料同化技术和云尺度数值模式及其伴随模式,利用单部或多部多普勒雷达观测资料,反演对流尺度风暴的动力结构和微物理结构,包括三维风场、温度场、气压场和微物理量场。

图 3 为 VDRAS 的流程图,文中的研究主要同化了北京(31°52'1N, 117°15'28E; 165.6m)、天津(39°2'38N, 117°43'1E; 69.8m)两部 S 波段的雷达资料以及自动站、探空和中尺度观测资料等。资料的插值主要采用 Barnes 方法。并直接同化 PPI 资料以避免垂直插值过程。代价函数的定义为:

$$J = J_o + J_b + J_p$$

第一项 J_o 表征模式与雷达观测之间的差异,后边两项为背景项和惩罚项。给出它们的公式如下:

$$J_o = \sum_{\sigma, t} \{ \eta_v [F(v_r) - v_r^o]^2 + \eta_z [F(Z) - Z^o]^2 \}$$

式中 F 表示从模式格点到资料格点的转换函数。径向速度与模式速度分量的关系为:

$$v_r = \frac{x - x_{\text{rad}}}{r} u + \frac{y - y_{\text{rad}}}{r} v + \frac{z - z_{\text{rad}}}{r} (w - V_T)$$

雨滴下落末速度 V_T 定义为:

$$V_T = 5.4 \times 10^{0.00714(\text{dBz} - 43.1)}$$

第二项背景项 J_b 的定义一般形式为:

$$J_b = (x_0 - x_0^b)^T \mathbf{B}^{-1} (x_0 - x_0^b)$$

式中 x_0 是模式变量, x_0^b 是背景场信息, $\mathbf{B}$ 是背景场误差协方差矩阵,为对角线矩阵。

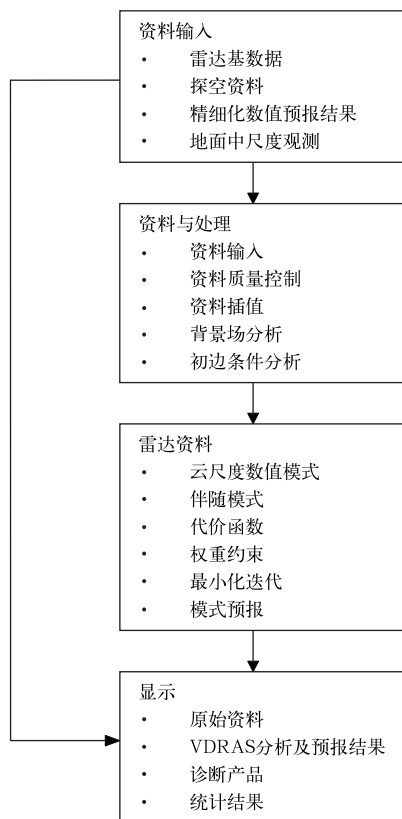


图 3 多普勒雷达变分分析系统(VDRAS)流程图

第三项 J_p 是空间和时间平滑的惩罚项

$$J_p = \sum_{\sigma, t, i, j} \alpha_{1i} \left(\frac{\partial A_i}{\partial x_i} \right)^2 + \alpha_{2i} \left(\frac{\partial^2 A_i}{\partial x_i^2} \right)^2 + \alpha_{3i} \left(\frac{\partial A_i}{\partial t} \right)^2 + \alpha_{4i} \left(\frac{\partial^2 A_i}{\partial t^2} \right)^2$$

式中 A_j 代表任意与模式有关的变量, x_i 代表空间维数(x, y, z)

在 VDRAS 分析系统中,结合 VAD 分析和地面中尺度分析用最小二乘法拟合技术产生背景场。流入边界条件的确定结合使用了观测的径向速度分量和由背景场导出的切向速度分量。没有观测数据的边界条件,由中尺度分析提供。VDRAS 分析采用连续循环过程,同化窗是 12 分钟,包含风暴模式的 3 个雷达体扫描或晴空模式的 2 个雷达体扫描。这些分析场也用来作为下一个分析循环的第一猜测场和背景场。由于篇幅的关系,详细的原理解释请参考文献[15-20],这里不再赘述。

本文主要从 VDRAS 反演的三维风场与各层物理量场的配置以及降水区与地形的配合等方面来对此过程进行分析。在这次个例的分析研究中, VDRAS 的分析区域为 $300\text{km} \times 300\text{km} \times 5.4375\text{km}$,从而可以基本上覆盖整个北京区域以及北京和天津两部 S 波段雷达的大部分观测资料。水平方向分辨率为 3km ,垂直方向为 375m 。模式的最底层高度为 187.5m ,为垂直分辨率的一半。在本文的研究中垂直方向采用 2.5km 以下的资料进行分析。基于以上积分区域的设置,在 DELL690 工作站服务器上, VDRAS 的每次循环可在大约 10 分钟左右完成。并为下一循环过程提供初始场。

3 VDRAS 反演结果与实况的对比检验

VDRAS 的一点限制就是模式中未考虑地形^[21]。北京周边的地形非常复杂,在模式的积分区域中,最高的点约在海平面以上

2700m 。VDRAS 的模式仅仅考虑较平坦地形的处理,这一假设会对模式分析造成误差。因此,对于北京地区的复杂地形来说,模式系统长时间积分将是不适宜的。但是,本文所用的是模式系统的分析场而不是预报场。每部雷达观测的地面以上各高度的资料均被用来计算 4DVar 代价函数, VDRAS 的模式高度本身就代表了地面以上的高度。所以,对于 VDRAS 在约 12 分钟的短时间积分来说,这种误差积累可以忽略。

利用海淀风廓线雷达资料对 VDRAS 反演的风场进行的相关性检验证明(图 4),除模式最底层的风向相关性较差外,其余层结上,无论是风速还是风向都与实际的观测资料有很好的相关性,大部分反演的置信度在 99% 以上。即 VDRAS 对这次过程在低层三维风场的反演结果是可以信赖的。

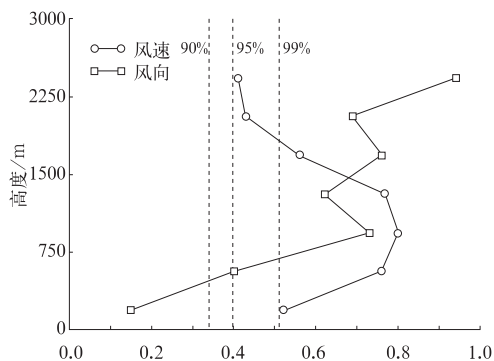


图 4 VDRAS 反演的风场与海淀风廓线雷达资料的相关性检验图

对比 VDRAS 反演的低层风矢量场和雷达回波的对应关系,在雷达回波的演变图中(图 5,见彩页),在强回波带的前沿,明显有两条边界层辐合线相交,意味着该处将产生风场的辐合区。在 VDRAS 反演的风矢量图上,该处确实出现了风场的辐合(图 6,见彩页),这也进一步证明了 VDRAS 对此次过程反演结果的可靠性。

4 利用 VDRAS 对雷达资料等的反演分析

8月1日的降水过程历时短,强度大,而且空间分布极不均匀。从常规资料的分析可以清楚地看到,此次过程在大尺度环流系统上虽然仍有东北冷涡存在,但北京地区已明显处于冷涡后部,即高空槽系统已基本过境北京,北京上空处于槽后冷平流区,850~500hPa 高空主要为偏北气流控制。边界层的辐合线可能是这次过程主要的中尺度影响系统。

由于风廓线仪仅能捕捉单点的垂直风的变化,受近地面无线信号干扰,对低层几百米高度风的观测具有一定的限制,而自动站的观测是地面的风、温场,故而对边界层内风、温场等实况信息的获取还有较大的局限性。通过同化雷达资料反演,获取边界层内三维风场以及温度场信息,恰是 VDRAS 的优势所在。

4.1 水平风场与温度场的分析

对流的发生发展主要依赖于有利的动力条件以及热力条件。扰动温度即偏离模式积分标准温度的差异,它的正负分别代表升温或降温的幅度。在一定条件下,午后山区的实际气温有可能接近甚至明显高于城区,为对流天气系统在山区发展提供了有利的热力不稳定条件^[8]。

分析 VDRAS 反演的不同时刻的低层风矢量场可以看出,下午 13:02 左右,(图 7a,见彩页)在低层约 560m 高度,北京除平谷、顺义以及密云南部为东南风气流控制外,其他地区基本为东风控制,风速大约在 $3\sim 5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。东南气流在向北运动时遇燕山山脉阻挡转向偏西方向运动,偏西气流遇太行山阻挡向南运动,在山前形成强迫抬升,西北部山区以及密云的南部地区在低层存在弱的风场的辐合,为局地对流的发展提供了有利的动力不稳定条件。此时低层的北京西部山区、密云的南部、平谷以及城区为升温区,最大的中心位于密云

南部地区,大小约 0.7°C 。在同样的大气状态环境条件下,海拔高度相对较高的山区启动对流所要求的“对流温度”比平原地区要低,这就为对流系统的发展提供了潜在的热力条件。正是在密云的南部地区在随后的发展过程中出现了风场辐合中心。随着高度的抬升,风向开始出现逆转,风速有所增强,至大约 2000m 高度上(图略)则基本上转为东北风控制,高低空存在风场的切变。

至 14:14 左右,东风层的高度升高到 1310m 左右,并在之后的发展过程中主要维持在这一高度。范围主要在顺义南部、通州中北部以及朝阳和海淀一带。以下低层则转为东南风,且风速随时间的推移有逐渐加强的趋势,有利于低层水汽向城区的输送。风场在海淀、朝阳和昌平交界处出现明显的辐合区,此次过程 1 小时降雨量的最大值点就位于此处附近的箭亭桥站,12 小时降水量达 52.7mm。自动站资料的分析显示,城区最高温度在 36°C 左右,气温高,导致城区气压较低,因此地面风场有向城区中心辐合的趋势。

在之后的发展过程中,至 16:28 左右(图 7b,见彩页),通州的中北部、朝阳以及城区继续维持弱的东风气流,在高度上则主要维持在 1000~1350m 左右,但已退出海淀地区,并进一步减弱消亡,正是这支东风气流的存在,对维持城区的辐合上升运动起到了至关重要的作用。下层转为东南气流,上层则主要为东北风风场,即存在垂直方向上的风切变。有研究表明,低空(0~3km)垂直切变是维系强对流发生、发展的必要条件^[20]。

气流在越过西部的山脉后,风速加大,移向城区与低层东风风场产生辐合抬升。此外,气流下山后在城市上空形成逆温层,为强对流的发展起到了积累不稳定能量的作用。从下一时刻开始,东风气流在各层逐渐减弱消失。

雷达回波资料分析显示,原东北部平谷一带的对流系统一分为二,向北的一支与从西北部移来的对流系统合并发展,向城区移动的一支在到达城区之前减弱消失。这可能

与东风气流的消亡有关。之后生成于北京西北部河北境内的对流系统在槽后西北气流的作用下移入北京地区,并在局地的动力以及热力作用下迅速组织发展。西南部山区对流系统也在类似的条件下不断发展,与西北部的对流系统在空间上呈东北—西南向的带状分布,并逐渐向城区方向移动,多条边界层辐合线在城区附近相交产生强烈的上升运动,飑线系统移到城区上空,在有利的温湿和动力抬升条件下剧烈发展,并在其前沿产生强的出流边界,伴随着在城区产生强风,随后便是冰雹与强降水天气。

在对流发展的强盛阶段,即 17:22 左右(图 7c,见彩页),通过反演的高分辨率风矢量场的分析表明,北京城区及朝阳在低层不仅存在风向的辐合,同时也存在风速的辐合,说明该处为强的辐合中心区,对应雷达回波图的分析显示,此强辐合中心为若干条边界层辐合线的交汇处,特别注意的是,在对流系统产生强的出流边界后,风场的辐合中心便不再对应该时刻的雷达强回波区,而是对应着未来新生对流系统的区域。这就为预报下一时刻的天气提供了一定的指示意义。

扰动温度场在模式最低层(187.5m)显示在门头沟的中南部以及房山的北部有一明显的“冷池”,与城区之间存在很强的温度梯度;同时北京东北部地区有一股冷空气南下移动,对应之前生成的对流系统的冷空气出流边界。低层对应雷达的强回波带,在房山北部—门头沟—海淀—昌平东南部—怀柔南部为带状分布的负值扰动温度区,多个中心分布特征明显。有研究指出^[7],午后由山区指向平原的扰动温度梯度是造成低空垂直切变的强迫源。即扰动温度梯度越大,低空垂直切变越强——即动力不稳定越强。因此,对流最旺盛的地点往往出现在扰动温度梯度最大而不是地面气温最高的地方。同时地形热力环流和动力强迫构成的上升运动有利于强对流系统的启动。

至傍晚 18:17 左右(图 7d,见彩页),低

层(1310m 左右)风场的辐合区域已移至北京东南部,并开始移出北京。风速有明显的增强。此时正是城区降水最强的时段。结合雷达回波资料的分析显示,此时强降水回波正处于城区、丰台以及朝阳等地区。纵观整个过程,飑线天气的风场特征非常明显。“冷池”的范围在之后进一步扩大,强度也进一步加强,中心值达 -8.6°C 。此时强对流系统产生的阵风锋前的出流边界的风速达 $15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右。至当晚 19:00 以后,“冷池”的发展在面积上虽有所扩大,但强度逐渐减弱。降雨使温度降低,城区与山区之间温度梯度减小,对流发展的热力条件减弱。

4.2 垂直方向风场与温度场分布特征分析

以上从 VDRAS 反演的风场、扰动温度场在不同高度的分布特征入手,做了较细致的分析。分别做 16:46 低层(187.5m)风矢量场与垂直速度场以及扰动温度场的剖面图(图 8,见彩页)分析,可以看到,正的垂直速度的大值中心明显处于边界层的中上层,高度大约 $1\sim 2\text{km}$,表明该层为强的辐合上升区。至约 3km 左右开始明显减弱,至 5km 气流开始出现辐散。风场的分布存在明显的对称性。扰动温度场的分布显示,低层“冷池”明显,强上升区位于冷暖空气交界处,且上层温度高于低层。由于前一天下过雨,近地面的大气非常潮湿,这种上层干暖,低层冷湿的配置为形成强对流所需能量的积累和爆发式释放提供了重要条件。

5 结论与讨论

(1) 初始对流生成于北京西北部山区的河北省境内,系统过山移进北京城区时,受局地的动力及热力条件作用,迅速组织并强烈发展,形成带状的 MCS 即飑线。

(2) 在飑线生成之前,北京城区及东南部边界层低层存在较强的东风气流,并迅速扩展向西北方向延伸,与过山的西北偏北气

流形成强的边界层辐合线。该近地面辐合线是飚线生成的主要触发机制,而边界层低层东风的加强和减弱以及北进和南退对辐合线的维持、飚线的生成、发展和减弱都起着重要的作用。

(3) 在边界层辐合线的作用下,不断有新生对流系统发展并替换老的对流系统。

(4) 此次过程还伴有明显的阵风锋。

8月1日的暴雨过程可能主要是北京地区的山谷风环流与城市热力环流的共同影响起主导作用。城市与郊区下垫面物理属性造成的热力差异以及地形的作用,形成了城市中尺度地面风场辐合线,对对流单体具有明显的组织作用。同时,边界层内中心城区风场垂直切变加强,郊区低空风速加大,这种强迫有利于暴雨中心区强烈的上升运动得以维持,保证了低空水汽在较大范围内向对流体中流入,维持对流降水的持续。东风的生成对类似强对流天气是否具有普遍的指示意义以及东风气流建立的机制等还有待做更多的研究分析工作。

参考文献

- [1] 陆汉城,杨国祥. 中尺度天气原理和预报[M]. 北京: 气象出版社, 2004: 255-284.
- [2] 寿绍文. 强对流天气前期的层结特征[J]. 南京气象学院报, 1981, 1(1): 1-6.
- [3] Wilson J W and Robert R D. Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP: Observational and modeling perspective[J]. Mon Wea Rev, 2006, 134: 23-47.
- [4] 毕宝贵, 李晓莉, 李泽椿. 1997年7月19日影响北京地区的暴雨个例分析[J]. 气象学报, 2004, 30(6): 18-23.
- [5] 孙继松. 北京地区夏季边界层急流的基本特征及形成机理研究[J]. 大气科学, 2005, 29(3): 445-452.
- [6] 孙继松, 王华, 王令, 等. 城市边界层过程在北京2004年7月10日局地暴雨过程中的作用[J]. 大气科学, 2006, 30(2): 221-234.
- [7] 孙继松, 石增云, 王令. 地形对夏季冰雹事件时空分布的影响研究[J]. 气候与环境研究, 2006, 11(1): 76-84.
- [8] 孙继松. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J]. 高原气象, 2005, 24(1): 62-69.
- [9] Batten L J. Radar Observation of the Atmosphere[M]. The University of Chicago Press, 1973.
- [10] 郑媛媛, 俞小鼎, 方□, 等. 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, 2004, 62(3): 317-328.
- [11] 陈秋萍, 冯晋勤, 陈冰, 等. 新一代天气雷达观测的福建夏季对流云特征[J]. 应用气象学报, 2003, 14(1): 180-186.
- [12] 朱君鉴, 刁秀广, 黄秀韶. 一次冰雹风暴的 CINRAD/SA 产品分析[J]. 应用气象学报, 2004, 15(5): 579-589.
- [13] 王令, 康玉霞, 焦热光, 等. 北京地区强对流天气雷达回波特征[J]. 气象, 2004, 30(7): 31-35.
- [14] 陈明轩, 俞小鼎, 谭小光, 等. 北京2004年“7.10”突发性对流强降水的雷达回波特征分析[J]. 应用气象学报, 2006, 17(3): 332-345.
- [15] Sun J, Flicher D and Lilly D. Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from single-Doppler radar data[J]. J Atmos Sci, 1991, 48: 876-890.
- [16] Sun J and Crook N A. Wind and thermodynamic retrieval from single-doppler measurements of a gust front observed during Phoenix II[J]. Mon Wea Rev, 1994, 122: 1075-1091.
- [17] Sun J. Convective scale 4-D data assimilation using simulated single-Doppler radar observations[D]. Ph. D. dissertation, University of Oklahoma, 1992.
- [18] Sun J and Crook N A. Real-time Low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data[J]. Weather and Forecasting, 2001, 16: 117-132.
- [19] Sun J and Crook N A. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observation using a cloud and its adjoint. Part II: Retrieval experiments of an observed Florida convective storm[J]. J Atmos Sci, 1998, 55: 835-852.
- [20] Chen Mingxuan, Sun J and Wang Yingchun. A frequent-updating high-resolution analysis system based on radar data for the 2008 summer olympics[C]. Preprint. The 33rd International Conference on Radar Meteorology, Cairns, Australia, 6-10 August 2007.
- [21] Weisman M L and Klemp J B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy[J]. Mon Wea Rev, 1982, 110: 504-520.
- [22] 段丽, 卞素芬, 俞小鼎, 等. 用 SA 雷达产品对京西三次局地暴雨落区形成的精细分析[J]. 气象, 2009, 35(3): 21-28.

樊利强等:利用雷达资料反演方法对北京地区一次强对流天气过程的分析

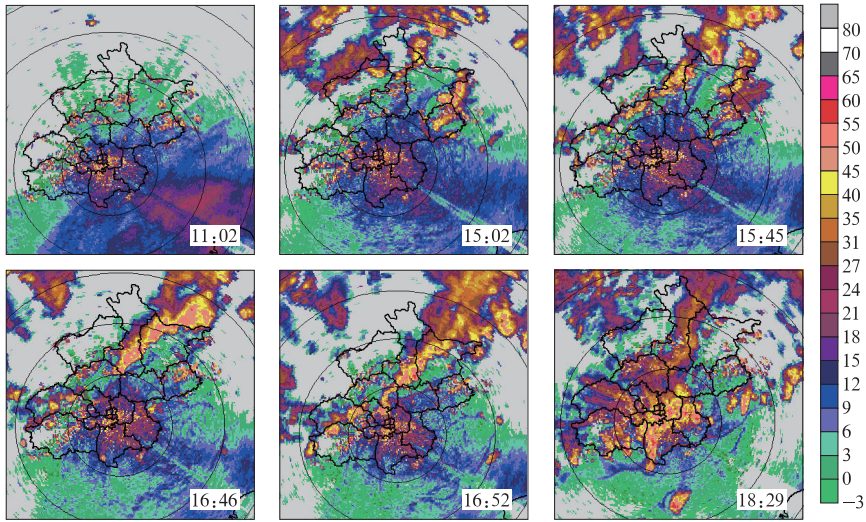


图 5 雷达回波演变
(图中的时间为北京时, 雷达仰角为 0.5° , VCP21体扫模式)

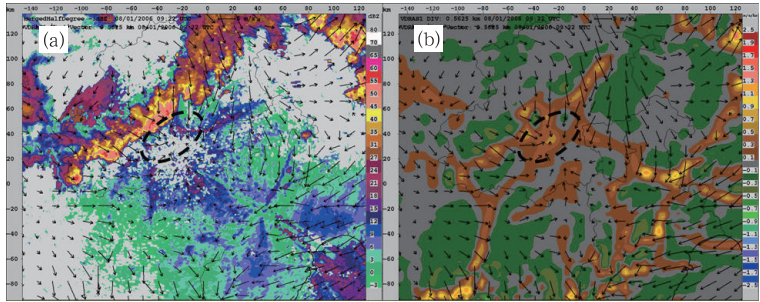


图 6 VDRAS反演低层风场与雷达回波对比的检验分析

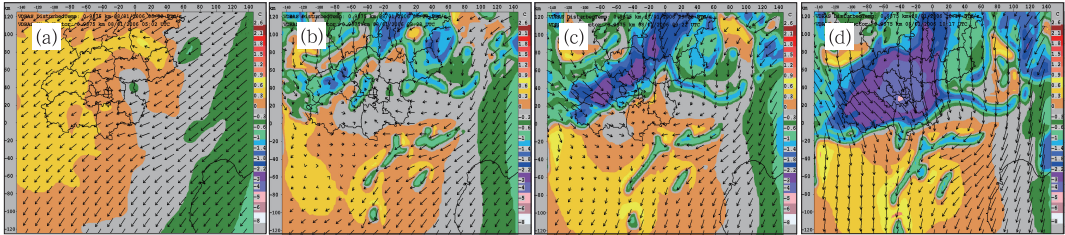


图 7 VDRAS反演不同时刻937.5m高度风矢量场与扰动温度场分析
(a) 13:02; (b) 16:28; (c) 17:22; (d) 18:17

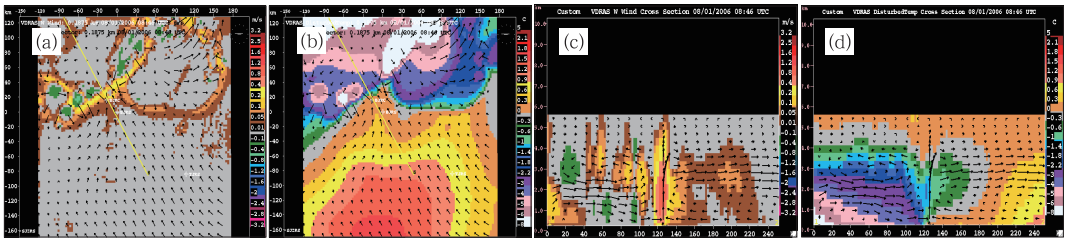


图 8 16:46低层风矢量场分别与垂直速度、扰动温度场叠加的剖面示意图
(a), (b) 分别显示所截剖面位置; (c), (d) 为对应剖面图