

程月星, 孙继松, 戴高菊, 等, 2018. 2016 年北京地区一次雷暴大风的观测研究[J]. 气象, 44(12): 1529-1541.

## 2016 年北京地区一次雷暴大风的观测研究<sup>\*</sup>

程月星<sup>1</sup> 孙继松<sup>2</sup> 戴高菊<sup>1</sup> 张慧洁<sup>1</sup>

1 北京市朝阳区气象局, 北京 100016

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

**提 要:** 利用常规气象观测资料、风廓线资料、北京观象台多普勒天气雷达产品、多普勒雷达变分同化分析系统(VDRAS)的反演资料和地面自动气象站客观分析资料, 对 2016 年 7 月 27 日北京地区出现的一次雷暴大风天气的环境条件特征、风暴结构特征及演变机制进行了分析。结果显示: 本次雷暴大风天气过程出现在弱天气尺度强迫环境中, 较好的热力不稳定增强机制促使线状对流发展为弓形回波, 形成雷暴大风天气。探空曲线中低层接近于干绝热的环境温度直减率和下沉对流有效位能突增等现象, 对预报大风天气有较好的指示意义。上游雷暴的冷池出流与山前偏南暖湿气流在北京西部形成了明显的风向辐合, 在强烈的扰动温度梯度和地形抬升的共同作用下, 位于地面辐合抬升最强处触发生成单体并迅速发展。新生单体与风暴主体合并下山过程中, 由于地形作用抬升了冷池出流高度, 与平原地区偏南暖湿气流形成显著的不稳定层结, 产生显著的扰动温度梯度, 触发不稳定能量使雷暴在下山过程中强度增强。多普勒雷达产品上也表现为强的反射率因子核, 并出现回波悬垂和有界弱回波区等特征, 速度产品上可看到一对明显的端点涡旋。在冷池不断加强和端点涡旋对后入气流不断加速的共同作用下, 后侧入流气流加强成为后侧入流急流, 在低仰角速度产品上表现为显著的大风区。后侧入流气流将环境中的干冷空气夹卷进入云体, 通过蒸发作用产生负浮力, 使冷空气加速下沉, 加之降水粒子的拖曳作用, 最终造成剧烈的地面大风。

**关键词:** 雷暴大风, 雷暴增强, 冷池, 地形抬升, VDRAS

**中图分类号:** P457

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.12.003

## Study on a Thunderstorm Event over Beijing in 2016

CHENG Yuexing<sup>1</sup> SUN Jisong<sup>2</sup> DAI Gaoju<sup>1</sup> ZHANG Huijie<sup>1</sup>

1 Chaoyang Meteorological Office of Beijing, Beijing 100016

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

**Abstract:** To investigate the environmental characteristics, storm structures and formation mechanism of the thunderstorm that occurred on 27 July 2016 in Beijing Area, the data of conventional observation, wind profile, Doppler weather radar, Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS) and automatic weather station (AWS) data are analyzed. The case analysis shows that this windstorm developed under a weak synoptic forcing background. The unstable thermodynamic condition enhanced the development of linear convection into bow echo, resulting in thunderstorm. The characteristic in sounding data such as the temperature lapse rate in the lower troposphere was almost equal to the dry-adiabatic and a sudden increase of DCAPE, which are indicative of windstorm weather. The cold pool outflow and warm-moist southerly flow at front of the mountain formed a convergence zone in the western region of Beijing. Under the combined action of significant disturbance temperature gradient and topographic forcing new thunderstorms

<sup>\*</sup> 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506009 和 GYHY201506006)、中国气象局强对流预报专家创新团队和北京市气象局强对流天气机理研究创新团队共同资助

2017 年 7 月 21 日收稿; 2018 年 10 月 9 日收修定稿

第一作者: 程月星, 主要从事天气预报服务. Email: chengyuexing0130@126.com

通信作者: 孙继松, 主要从事天气预报技术及强对流机理研究. Email: sunjs\_0314@sina.com

were triggered. Because of the uplift of mountain area, the lifting of thunderstorm cold pool outflow caused significant disturbance temperature gradient, contributing to the development of the thermal instability, and triggered unstable energy, enhancing thunderstorm intensity in the process of coming down the hill. The Doppler radar product also showed a strong reflectivity core, an overhanging echo, boundary weak echo range and a book-end vortex in radial velocity images. Under the combined action of the intensive cold pool and the book-end vortex, the rear inflow was intensified, becoming rear-inflow jet, which was characterized by a strong wind zone in the low-elevation radial velocity images. The dry and cold air were trapped into the cloud by the rear-inflow, creating a negative buoyancy through evaporation. Combined with the dragging of precipitation particles, eventually, strong surface winds were formed.

**Key words:** thunderstorm gale, storm intensification, cold pool, topographical lifting, Variational Doppler Radar Analysis System (VDRAS)

## 引 言

雷暴大风是北京夏季典型的灾害性天气之一,发生频率高、生命史短、致灾性强,一直以来都是预报预警的难点。雷暴大风主要表现为对流风暴产生的地面直线型风害,是对流风暴中的下沉气流到达地面时产生的辐散大风(俞小鼎等,2006)。

近年来很多学者针对雷暴大风开展了一系列的研究。对于雷暴大风发展的环境条件,大多研究表明中层有干空气侵入而低层暖湿,这是未来对流发展为强风暴的必要条件之一(丁一汇,2005;陶诗言,1980;许爱华等,2014;陈涛等,2013)。秦丽等(2006)的研究显示,低层暖湿、中高层干冷,不稳定性较大,以及风垂直切变较大的探空结构最有利于雷暴大风的形成,并且大的垂直风切变对飑线的维持以及雷暴大风的产生与维持有重要影响(Rotunno et al, 1988; Weisman et al, 1988; Weisman 1992;1993)。对于形成灾害性大风的雷暴形态结构方面也有很多研究成果(俞小鼎等,2012;王珏等,2009)。梁爱民等(2006)利用首都机场的雷达资料对雷暴大风天气的回波特征进行了统计分类,将造成短时大风的回波分为窄带回波型、飑线型和大风核型等三类。王福侠等(2016)的研究表明,雷暴大风的主要雷达回波特征有弓形回波、阵风锋和径向速度大值区,出现其中一个或多个特征均可发布雷暴大风预警。

对于雷暴大风的形成以及维持机制,Fujita and Byers(1977)指出在一些雷暴大风过程中,冰雹和降水粒子的拖曳起了主要作用,而冰雹的融化和雨水的蒸发冷却可对下沉气流起加速作用。梁建宇和孙建华(2012)利用数值模拟商丘一次风暴的结构特征

和大风产生机制,认为线性雷暴系统后部的中层入流加强了对流区的下沉气流,是形成极端大风的重要原因之一。吴庆梅等(2009)认为北京的特殊地形和城市热力环流对冷空气触发强对流提供了良好的条件,并且地形辐合切变对强对流的持续提供了有利的动力支持。但由于北京地区西侧和北侧紧邻太行山和燕山山脉,特殊地形对雷暴的发展与维持的影响较为复杂。在目前临近预报业务方面,雷暴从北京山区向平原地区移动过程中,雷暴是增强或减弱仍是临近预报的难点(Wilson et al,2010)。许多学者针对地形与强对流方面展开了许多研究。在动力影响方面,孙继松(2005)从中小尺度动力学方程角度,讨论了华北地区对流风暴传播下山的地形作用,建立了北京地区雷暴下山传播概念模型。并进一步指出地形在雷暴发展过程中不仅能通过山区平原的热力差异强迫加强低空垂直风切变,在有利的风场配合下,还能造成垂直风切变与降水之间的正反馈现象,从而加强雷暴的发展(孙继松和杨波,2008)。在地形热力方面有研究表明,由于地形抬高了冷池出流高度,冷池出流叠加在低层暖空气之上使山前局地对流不稳定增强,有利于雷暴的下山增强(陈双等,2011;黄荣等,2012)。

近年来随着基于雷达资料 4DVar 同化技术的变分多普勒雷达分析系统(VDRAS)的发展与改进,可有效地反演雷暴的三维风场、热力场及动力场的详细结构,对北京周边地区复杂地形上风暴的发展机理研究有重要作用(陈明轩等,2012;樊利强等,2009;黄荣等,2012;肖现等,2013)。陈明轩等(2011)、Sun et al(2010)通过对高影响天气过程的数值模拟发现对流风暴的新生地点和传播方向与局地冷池造成的强温度梯度有关。肖现等(2015)通过

分析一次在弱天气尺度背景和弱层结背景下发生的对流风暴发现,冷池与低层环境风场相互作用是造成山上对流风暴增强传播下山的关键机制。

2016 年 7 月 27 日下午,北京地区自西北向东南出现全市性的雷暴大风天气,19 时左右朝阳区出现 6~9 级短时大风,其中奥林匹克公园的瞬时风速达到  $18.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,造成园内一处临时搭建的拱门被大风吹倒,造成较大影响。这次强对流天气过程发生在弱天气尺度强迫和弱垂直风切变背景下,对发展趋势及强度的预报有很大难度。本文将利用常规气象观测资料、风廓线资料、多普勒天气雷达产品、多普勒雷达 VDRAS 的反演资料和自动气象站客观分析资料对本次雷暴大风过程的环境条件特征、风暴结构特征及演变机制进行分析和探讨,为提升此类对流风暴的预报预警能力提供着眼点。

## 1 局地强对流天气实况

2016 年 7 月 27 日傍晚至夜间,北京市自西向

东出现了一次全市性雷雨大风天气,并且在延庆区分别在 16:07 和 17:07 两次观测到冰雹,其中最大冰雹直径为 1 cm。此次过程主要以雷暴大风天气为主,并伴有短时强降水。北京全市平均雨量 9.1 mm,20 个国家级站点中,7 个站点小时雨量达到 10 mm,2 个站小时雨量达到 20 mm(图 1a)。在降水的同时伴有 6~9 级短时大风,其中在延庆松山站监测到  $30.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的瞬时大风(图 1b)。

## 2 背景场分析

### 2.1 天气形势

从 7 月 28 日 08 时 500 hPa(图 2a)环流形势可看出,有一冷涡位于东北地区,华北地区受低涡底部较为平直的偏西风气流控制,华北北部为冷平流。700 hPa 类似(图略),低涡底部多小波动,对应 850 hPa(图略),在河套以北有低压切变,北京位于暖区中,这种配置结构有利于华北地区层结不稳定

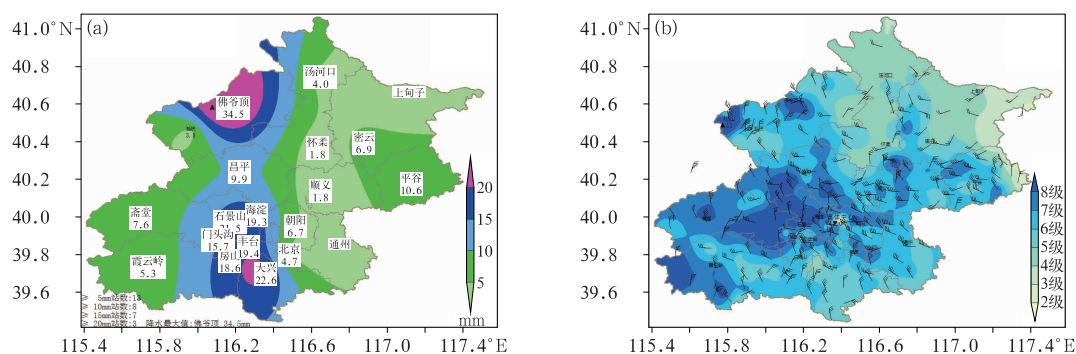


图 1 2016 年 7 月 27 日 15—21 时北京地区总降水量(a)和极大风速(b,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )分布  
Fig. 1 Distribution of (a) accumulated rainfall (unit: mm), (b) extreme wind speed (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) in Beijing Area during 15:00–21:00 BT 27 July 2016

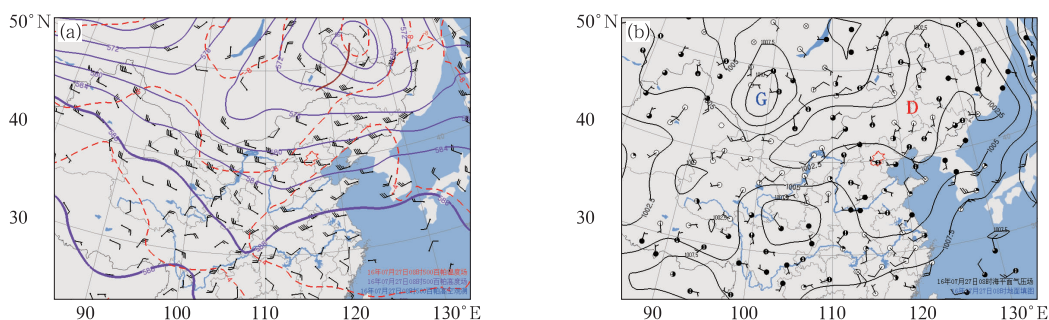


图 2 2016 年 7 月 27 日 08 时 500 hPa 位势高度场(紫线,单位: dagpm)、温度场(红虚线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ )和风场(a),以及地面天气图(b)  
Fig. 2 Synoptic pattern of (a) 500 hPa geopotential height (purple line, unit: dagpm), temperature (red dashed line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and wind field, (b) weather surface charts at 08:00 BT 27 July 2016

的增长。地面气压场上(图2b),内蒙古及东北一带为广阔的低压区,云量较多,低压西北侧存在一个弱高压,无明显天气系统过境影响北京。08时北京地区的各层垂直速度场也均表现为下沉运动(图略),中高层尤为显著,说明此时大尺度天气背景并不利于北京地区触发有组织的对流。

从27日08时天气尺度温湿度配置结构可以看出(图3),华北地区500和700 hPa高度上均存在温度槽,850 hPa为温度脊,整层大气表现为不稳定层结。华北大部分地区的各层露点温度差都大于 $15^{\circ}\text{C}$ ,为一明显干区。北京地区850 hPa比湿为 $8\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右,925 hPa比湿达到 $12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图略),说明低层存在一定的绝对水汽含量。但从27日大气可降水量(PW)可知(表1),当日PW维持在6 cm以下,北京地区整层水汽含量仍然较为偏低(雷蕾等,2011),说明大气湿层较浅薄,加之无大范围水汽

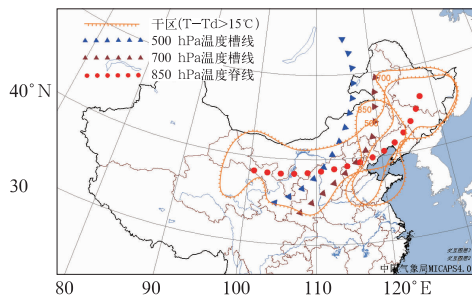


图3 2016年7月27日08时天气尺度温湿场配置结构分析

Fig. 3 Analysis of synoptic scale temperature and humidity conditions at 08:00 BT 27 July 2016

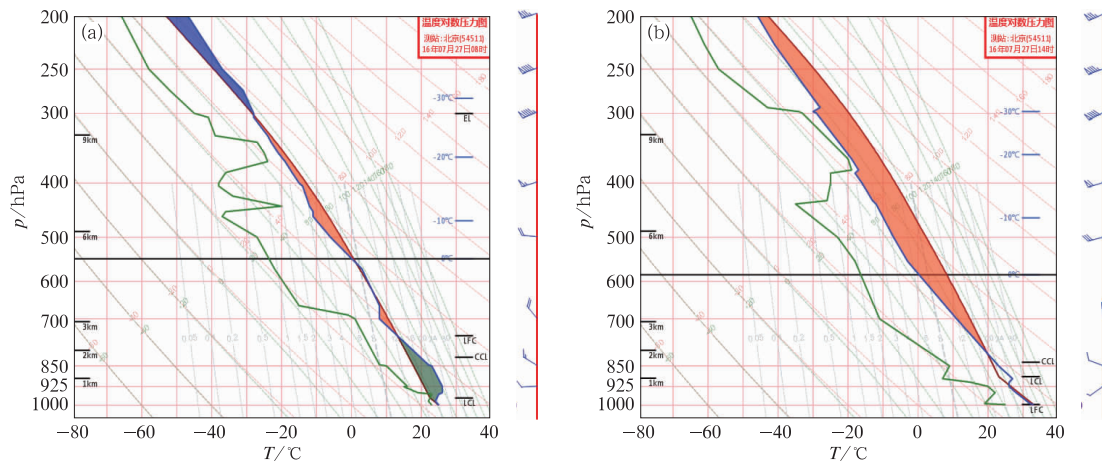


图4 2016年7月27日08时(a)和14时(b)北京探空图

Fig. 4 Sounding stratifications in Beijing at 08:00 BT (a) and 14:00 BT (b) 27 July 2016

输送条件,天气尺度环流背景不利于北京地区出现大范围短时强降水。

## 2.2 不稳定层结条件

前文分析中指出,27日华北区域具有大气层结不稳定条件。从北京气象台7月27日探空资料可以看出(图4,表1),08时北京对流有效位能(CAPE)为 $409\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。700 hPa高度以上为冷平流,之下为弱的暖平流,加之午后地面辐射增温作用,利于大气层结不稳定度增大。低层有逆温,且具有一定的对流抑制能量(CIN),利于低层能量的积聚。

14时,随着地表增温,逆温层逐渐被抬高、变浅薄,CIN降为0,自由对流高度迅速由08时750 hPa降低到997 hPa,表明对流在午后容易被触发。同时,在对流层中层冷平流作用下, $0^{\circ}\text{C}$ 层高度从08—14时,由5110 m下降至4562 m。CAPE迅速增大到 $2859\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,抬升指数(LI)由08时的 $-3^{\circ}\text{C}$ 增大到 $-9.26^{\circ}\text{C}$ ,层结不稳定度明显增大。下沉对流有效位能(DCAPE)是可以反映下沉气流热力不稳定的参数,研究表明,当DCAPE超过 $600\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 时,若有对流发生就可能伴有地面大风(廖晓农,2009)。当日08—14时DCAPE由0增大到 $665\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ ,理论上由负浮力做功引起的下沉气流的速度为 $36\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (廖晓农等,2009),对雷暴大风的预报有很好的指示意义。

从探空曲线中还可看到,在对流发生前,08和14时两个时次的对流层中层均为一个干层;08时850~700 hPa的环境温度直减率很大,接近于干绝



表 1 2016 年 7 月 27 日 08、14 和 20 时探空物理量参数变化  
Table 1 Changes of physical quantities at 08:00 BT, 14:00 BT and 20:00 BT 27 July 2016

时间/BT	$LI/^{\circ}\text{C}$	$CAPE/\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	$DCAPE/\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	0~6 km 垂直 风切变/ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$	$CIN/\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	$PW/\text{cm}$
08	-3	409	0	6.39	266.9	3.52
14	-9.26	2859	665	9.84	0	3.24
20	-10.96	3374	411	14.05	10.2	5.27

热;14 时 925 hPa 高度至地面的环境温度直减率也增大至接近于干绝热递减率。这种环境背景有利于气块在下降过程中温度始终低于环境温度,保持向下的加速度,导致强下沉气流。14 时 0~6 km 的垂直风切变增强至为  $9.84\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,为中等偏弱的垂直风切变。

3 风暴系统的移动与结构演变

3.1 风暴的移动发展

图 5 是北京观象台雷达监测到本次雷暴发生的

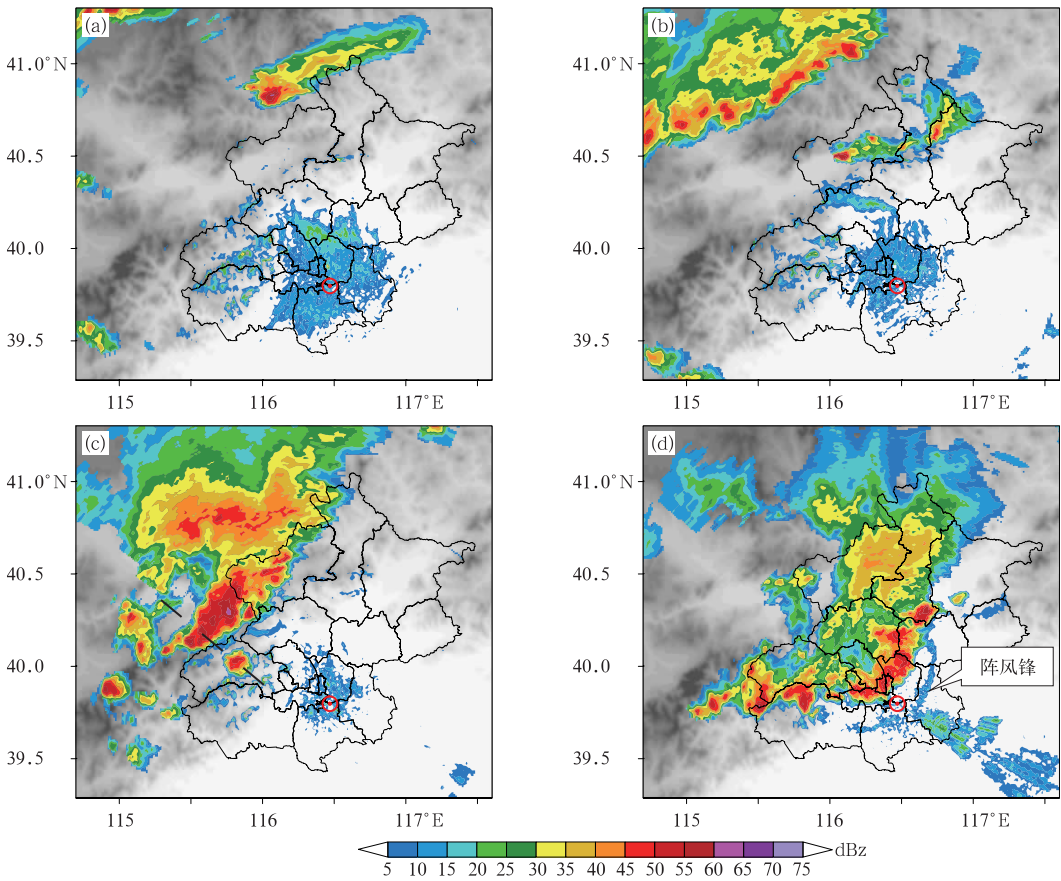


图 5 2016 年 7 月 27 日 (a)15:00, (b)17:00, (c)18:30, (d)19:48  
北京观象台雷达 1.5°仰角反射率因子的演变  
(图 5c 中黑色虚线为图 9 剖面路径)

Fig. 5 Evolution of reflectivity factors at 1.5° elevation observed  
from Beijing Meteorological Observatory  
at 15:00 BT (a), 17:00 BT (b), 18:30 BT (c), 19:48 BT (d) 27 July 2016  
(Black dotted line in Fig. 5c is the track of cross-section in Fig. 9)

移动演变特征,其中将回波反射率大于 40 dBz 的对流系统或单体定义为风暴系统或风暴单体(Chen et al, 2012; 2014; Reap and MacGorman, 1989; Lin et al, 2011)。从图上可看出,27 日午后,在河北北部监测到有雷达回波向东南移动(图 5a)。15:42 之后,对流风暴系统移入北京北部延庆、怀柔一带,其中的强风暴单体造成了延庆地区的冰雹天气,该风暴系统在东移过程中逐渐减弱(图 5b),至 17:36 之后迅速消散,此为第一阶段过程。同时上游张家口地区由多单体风暴构成的线状对流回波逐渐加强向东南移动(图 5b),18 时左右逐渐移入北京境内,开始第二阶段影响过程。18:30 左右,在线状对流前侧的北京门头沟区有局地新对流单体生成,并迅速增强(图 5c),19 时左右新生单体与回波主体合并东移进入北京城区。19:48 线性回波中部向前凸起,移动速度快,呈现弓形回波状,并且在主体移动方向前方可以清楚观测到阵风锋(图 5d 标注处),与此对应,19—20 时朝阳区自动站监测到 6~9 级短时大风和短时强降水。21 时之后,回波逐渐减弱消散,雷暴大风天气结束。

除了上述表现出的阵风锋特征,雷达径向速度图也同样表现有大风特征。图 6a 是 19:06 雷暴强烈发展时期的反射率因子,在强反射率中心对应的  $0.5^\circ$  仰角的径向速度图上,存在较大范围的径向速度大值区(图 6b), $0.3\text{ km}$  高度上朝向雷达(西北风)的水平风速达  $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

### 3.2 雷暴系统与环境风场的相互作用

从前文分析可知,此次强对流风暴发生前,环境

风场表现出弱的垂直风切变特点,并不利于发展组织性好的对流系统。但从雷暴系统过境时(20 时)的探空观测可以看到,观象台站点  $0\sim 6\text{ km}$  垂直风切变增大至  $14.05\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (表 1),说明当风暴临近时,环境风场发生了显著变化。常规定时观测资料在时间和空间上的分辨率均较低,无法满足夏季快速发展的强对流天气监测及预报的要求。本文利用风廓线在时间尺度上高分辨率的特点,选取对流风暴最先影响的延庆站,分析风暴临近时环境风场的变化。

由图 7 可见,在 15 时之前(第一阶段开始之前),延庆地区  $1\text{ km}$  以下为一致的偏南风, $6\text{ km}$  以上为平直的偏西风,低层为暖平流。第一阶段对流影响时期(15:00—17:30 左右),低层偏南风逐渐转为偏东风,最大东风出现在近地面层;同时  $3\sim 5\text{ km}$  高度上的西风气流也明显增强,16:50—17:25 时段内, $0\sim 4\text{ km}$  垂直风切变增大至  $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  以上,对比延庆地区地面冰雹发生时刻可以看到,冰雹正是发生在对流层中下层垂直切变迅速增强过程中。而此时观象台风廓线(图略)环境垂直风切变仍较小,表明垂直风切变在空间分布上呈现明显的不均匀分布,这种时空分布的不均匀使观象台探空资料对反映弱天气强迫下对流发展的特征有很大局限性,故加强应用风廓线等特种观测资料可有效弥补常规探空在空间和时间分辨率上的不足,对提高临近预报有很重要的作用。

第二阶段,上游对流系统在东南移动的过程中,呈增强态势并逐渐演变为弓形回波(图 5b 和 5c),北京平原地区大范围雷暴大风正是该对流系统造

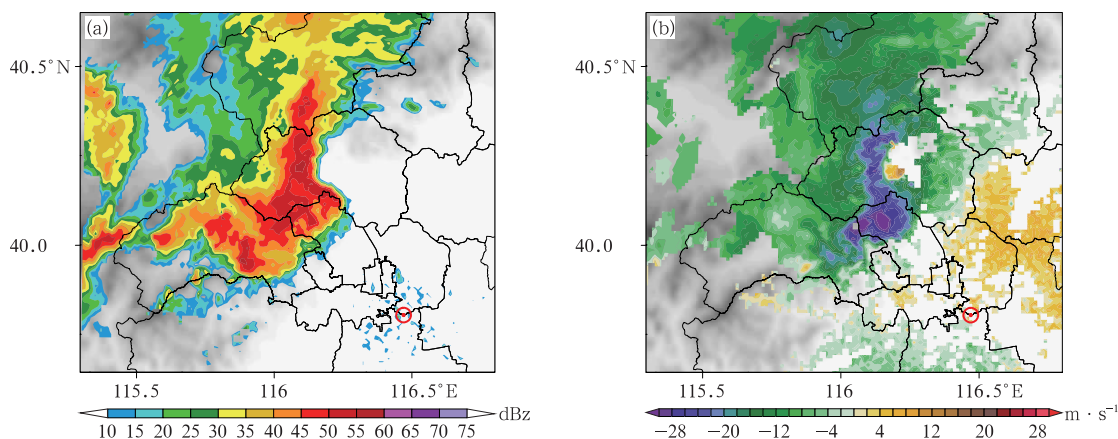


图 6 2016 年 7 月 27 日 19:06  $1.5^\circ$  仰角反射率因子(a)和  $0.5^\circ$  仰角径向速度(b)

Fig. 6 Reflectivity at  $1.5^\circ$  elevation (a) and radial velocity at  $0.5^\circ$  elevation (b) at 19:06 BT 27 July 2016

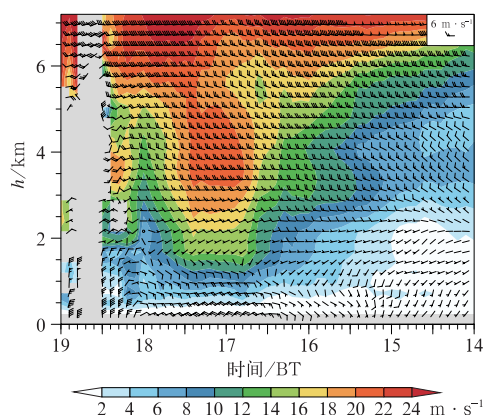


图 7 2016 年 7 月 27 日 14—19 时  
延庆站风廓线风场时序图  
(填色区域为垂直风切变)

Fig. 7 The wind profile at Yanqing from  
14:00 BT to 19:00 BT 27 July 2016  
(shaded area: vertical wind shear)

成的。对流系统下山后为什么会出现这样的演变过程?

首先探讨门头沟地区新生孤立雷暴单体与线状对流系统的关系。图 8 是华北区域自动站地面要素的客观分析资料各气象要素场。该客观分析资料利用基于变分法的客观分析算法,将不规则离散站点转换到规则格网(刘凑华等,2013),空间分辨率为  $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ,时间分辨率为 5 min。在风暴系统增强东移过程中,冷池高压前部出流的偏北风和环境场的偏南风辐合逐渐清晰,形成雷暴前侧的出流辐合线(图 8a)。18:30 左右(图 8c),在强烈发展的雷暴主体右前方的末端,门头沟地区有局地对流生成,并在两个体扫的时间内迅速加强。分析此时的地面风场和 30 min 变温场,可以看到新生雷暴地点(图 8d ★标记处)位于变温梯度密集带和气压梯度密集带的前沿,说明雷暴的冷池出流与环境风场相互作用

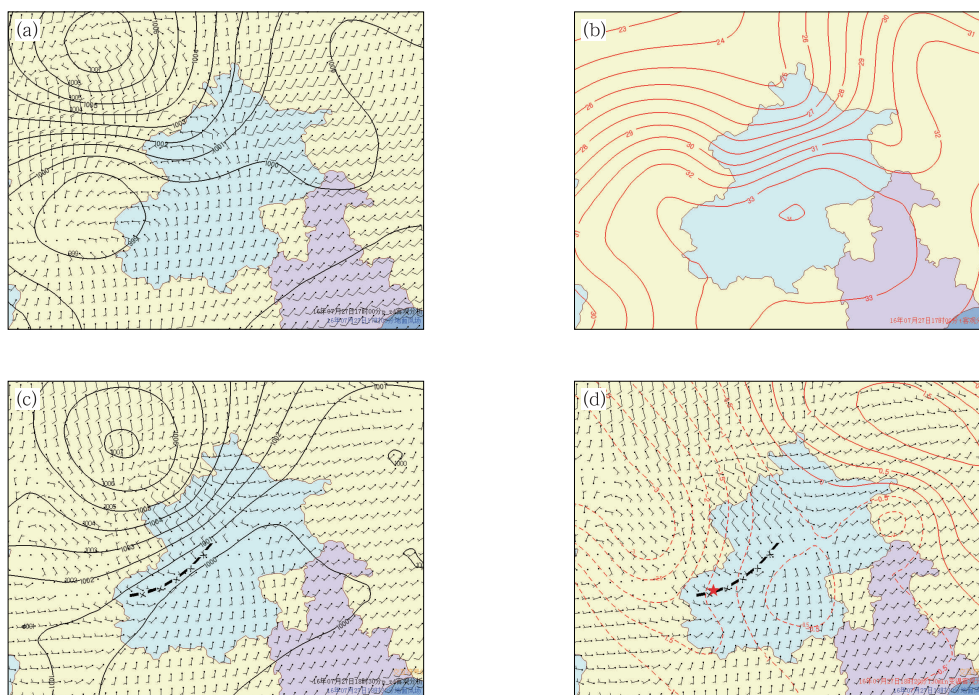


图 8 2016 年 7 月 27 日地面自动站客观分析要素场

(a) 17:00 的气压场(单位: hPa)和风场(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ), (b) 17:00 温度场(单位:  $^\circ\text{C}$ ),  
(c) 18:30 的气压场和风场, (d) 18:30 的 30 min 变温场和风场  
(图 8d 中 ★ 代表新生局地对流出现地点)

Fig. 8 Distribution of (a) sea level pressure (unit: hPa) and wind field (unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) at 17:00 BT,  
(b) surface air temperature (unit:  $^\circ\text{C}$ ) at 17:00 BT, (c) same as Fig. 8a, but at 18:30 BT, (d) 30 minutes  
temperature-change at 18:30 BT based on object analysis data and  
wind field of AWS 27 July 2016  
(★ in Fig. 8d means the location of the new storm)



导致了低层空气辐合抬升,最终触发新生风暴单体。

利用 VDRAS 反演资料进行进一步分析新生雷暴的触发机制。图 9 是沿图 5c 中的黑色虚线,即经过回波主体与门头沟新生雷暴中心所做的垂直剖面图。由图 9a 中可看出,18:15,即门头沟雷暴触发之前,回波主体位于  $115.4^{\circ}\text{E}$ ,其东侧为偏西风的冷池流出。 $115.9^{\circ}\text{E}$  附近(新生雷暴的位置)在地形作用下产生了明显的上升运动。同时从扰动温度的垂直分布(图 9c)可看出,山区东侧的低层为暖空气,高层为扰动冷空气,对流层中下层不同的扰动温度在垂直方向上的配置造成了新生雷暴区层结不稳定的进一步增强,且在水平方向上形成明显的扰动温度梯度。已有研究表明,扰动温度梯度可以成为低空垂直切变增强的强迫源,扰动温度梯度越大,低空垂直切变越强,即动力不稳定越强(孙继松等,2006);另一方面, $115.7^{\circ}\text{E}\sim 115.9^{\circ}\text{E}$  的山谷地区存在明显的水汽聚积现象(图 9d)。随着雷暴系统在向东移动过程中不断增强,其前侧的低空冷流出显著增强,这支气流进一步强化了  $115.9^{\circ}\text{E}$  附近的上升运动(图 9b),触发了雷暴单体新生并使之迅速发展

(图 9b)。

回波主体与门头沟地区新生的风暴单体在 19 时合并后迅速东移下山,进入北京城区,造成北京市大范围雷暴大风天气。对比风暴单体与回波主体合并前与合并后的 30 min 变压场(图 10a 和 10b)和 30 min 变温场(图 10c 和 10d)强度变化。通过比较发现,风暴合并后,变温与变压的中心强度均有显著增强:正变压中心强度由合并前的 1 hPa 增强至 2.2 hPa,负变温中心由  $-3^{\circ}\text{C}$  增强至  $-7^{\circ}\text{C}$ ,冷池的强度显著增强,说明雷暴在合并后的下山过程中,强度有显著增强。根据 RIJ 理论(Weisman, 1992),在冷池与垂直风切变相互作用后期,冷池加强导致对流前部的上升气流向冷池一方倾斜,同时耦合的下沉气流向前倾斜,发展为后侧入流急流。后入急流在雷达反射率图像上表现为在后入急流位置存在入流缺口,回波中段向前拱起,形成弓状回波(图 5d 和图 6a),这与 2012 年 5 月 16 日江苏一次弓形飚线的形成过程相类似(康红等,2016)。后入急流在下沉过程中,由于降水拖曳效应和蒸发冷却使下沉气流加速下沉,在近地面造成灾害性大风。

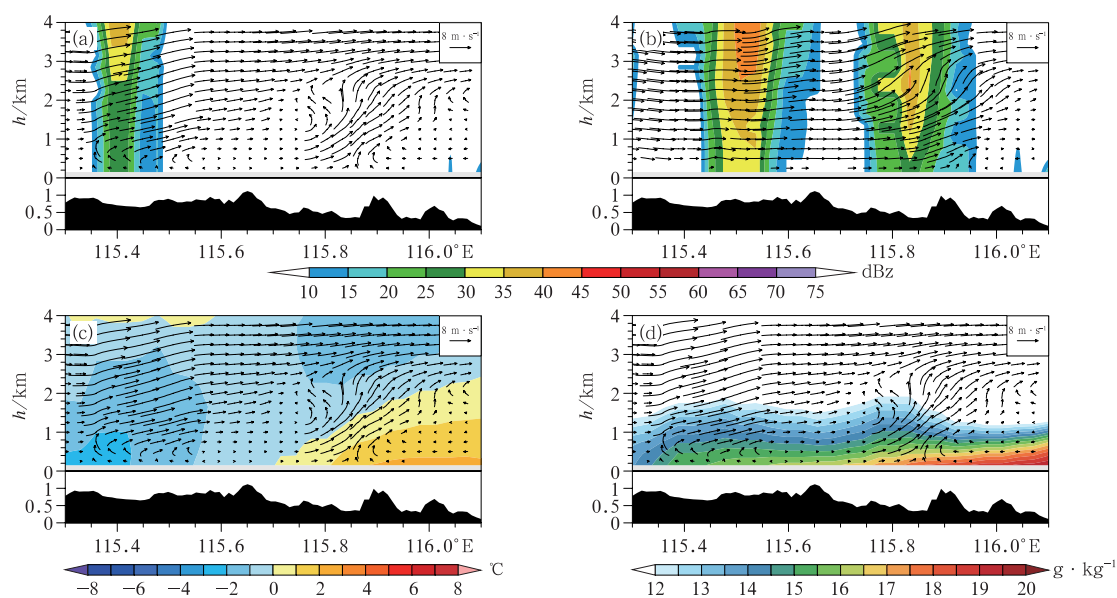


图 9 2016 年 7 月 27 日沿图 5c 黑色虚线各要素的垂直剖面图

(a)18:15 和(b)18:30 雷达反射率因子和速度场,

(c)18:15 扰动温度及速度场,(d)18:15 比湿及速度场

Fig. 9 Vertical cross-sections along the black dotted line in Fig. 5c

of radar echo and wind at 18:15 BT (a) and 18:30 BT (b),

perturbation temperature and wind at 18:15 BT (c) and

specific humidity and wind at 18:15 BT (d) 27 July 2016

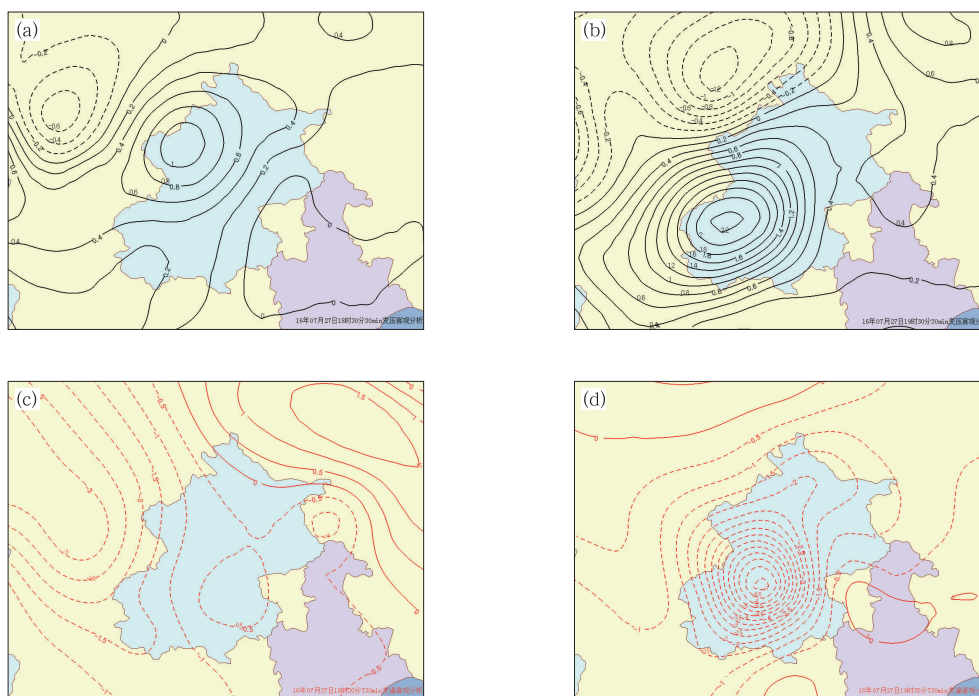


图 10 2016 年 7 月 27 日 18:30(a)和 19:30(b)的 30 min 变压场强度演变(单位:hPa),  
18:20(c)和 19:35(d)的 30 min 变温场强度演变(单位:℃)

Fig. 10 Evolution of 30 min pressure change (unit: hPa) at 18:30 BT (a) and 19:30 BT (b)  
and 30 min temperature change (unit:℃) at 18:20 BT (c) and 19:35 BT (d) 27 July 2016

### 3.3 雷暴系统的结构特征及演变

图 11 为 19 时雷暴合并下山增强发展时  $1.5^\circ$  和  $3.2^\circ$  仰角的雷达回波及径向速度。其回波反射率因子强度均达到 60 dBz,且在径向速度图上均有朝向雷达的速度大值区,即后方入流。另外注意到,在  $3.2^\circ$  仰角的径向速度图上存在明显的“正负正”速度中心(图 11d“+”“-”标注处),且与雷达径向线相对称。这个速度场特征表明在后方入流的两侧形成了一个中尺度涡旋对,即端点涡旋。线端涡旋的形成是由于冷池造成的强斜压性在周边形成水平涡管,同时对流前部的显著上升气流将水平涡管扭曲转竖,故在后方入流的两侧形成两个涡旋中心,即中尺度对流涡旋(Weisman, 1993; Weisman and Davis, 1998)。线端涡旋的形成,使位于涡旋对中间的后方入流加强,风速进一步增大,最后形成后入急流,对地面大风的形成有直接影响。

沿图 11b 中虚线做 18—20 时的反射率因子和径向速度剖面,分析雷暴的垂直结构特征。18:48 反射率因子核的中心强度达 55 dBz,高度在 5 km 左右,反射率因子  $>50$  dBz 的高度范围为 2~6 km

(图 12a)。18:54 时(图 12c),反射率因子核明显快速下降,高度降至 3 km 左右;反射率因子  $>50$  dBz 的高度范围向上、下扩展,表明有强的上升气流,并且出现明显前伸的回波悬垂和有界弱回波区,说明此时雷暴已发展到成熟阶段。从径向速度剖面图上(图 12b, 12d, 12f)可看到 18:48 有明显的低层辐合、高层辐散的配置,此配置利于强对流的维持和发展。18:54 时,3~5 km 出现明显的中层径向辐合,且在辐合中心的正下方近地层有明显的朝向雷达的径向速度,即为上文提到的后入急流,朝向雷达的速度达到  $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,雷暴中降水粒子的拖曳和蒸发作用形成强烈的下沉气流在近地面层向外扩散所形成出流,对应于地面大风。在对流风暴的移动过程中,可以看到后入急流形成的出流大风相对于风暴单体的运动过程,18:48 时,后入急流中心位于风暴单体的正下方,中心位于 2 km 高度,出流前沿已经穿过对流单体,即阵风锋开始离开对流风暴,此时可以在低仰角反射率因子图上看到明显的阵风锋特征;18:54 时,后入急流中心开始接地,阵风锋进一步远离对流风暴;19:00 时之后,冷池强度继续增强,根据 RKW 理论,在雷暴后期冷池作用更加显



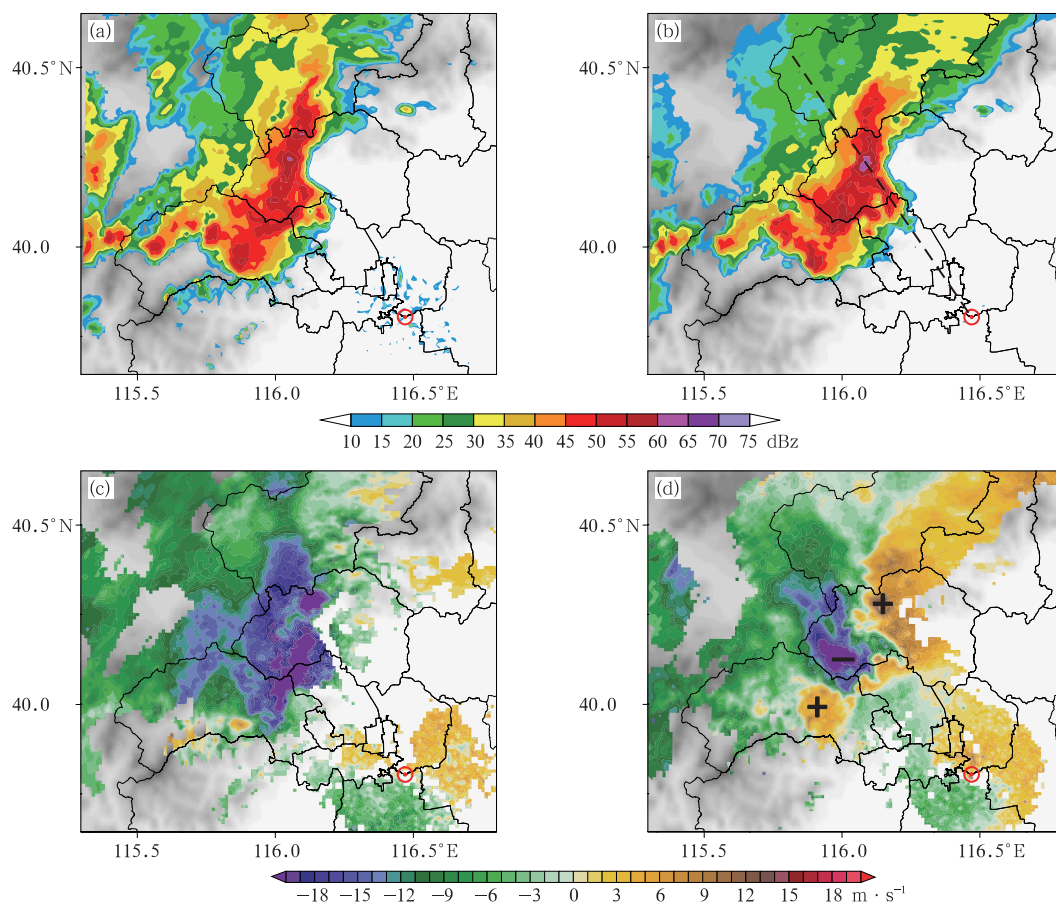


图11 2016年7月27日19:00北京观象台1.5°(a,c)和3.2°(b,d)雷达仰角  
反射率因子(a,b)和径向速度(c,d)

(图11b中黑色虚线为图12的剖面路径;图11d中“+”“-”分别表示正、负径向速度的大值中心)

Fig. 11 Reflectivity (a, b) and radial velocity (c, d) at 1.5° (a, c), 3.2° (b, d) elevation  
in Beijing Meteorological Observatory at 19:00 BT 27 July 2016

(Black dotted line in Fig. 11b is the track of cross-section in Fig. 12; “+”“-” in  
Fig. 11d means the center of the radial velocity field)

著,上升气流向冷池一方倾斜,导致雷暴前侧的垂直上升运动迅速减弱(图12f),并且随着阵风锋逐渐远离对流主体,雷暴反射率因子强度下降,对流开始减弱并逐渐消亡(图12e)。

### 3.4 关于雷暴下山增强机制的浅析

在当前预报业务中,雷暴在下山过程中增强或减弱仍是临近预报难点。针对本次雷暴下山增强的现象,利用VDRAS反演资料进行浅析。在雷暴还未下山之前,在城区平原及山前地区的低层为显著的高温高湿层结(图13a,13d,13g),与雷暴对应的冷池距离平原较远,冷池出流的负扰动温度位于1 km高度之上,形成上冷下暖的不稳定层结,此时冷池出流强度较弱,对应此时低层山前有弱的上升

气流。18:45,雷暴主体即将下山(图13b),对应的冷池出流强度增强,使得山区与平原交界处的垂直上升运动显著增强;冷池与山前正扰动温度形成水平扰动温度梯度增大,即中尺度锋生进一步增强(图13e)。同时,在垂直运动作用下,山前低层的比湿层高度有所抬升(图13h),即饱和层的厚度增大,利于雷暴下山增强和维持对流的发展。在雷暴下山过程中(图13c),明显看到雷达反射率因子 $>45$  dBz的区域范围显著扩大,对应上文雷暴增强潜力的分析论述。说明北京雷暴由西向东下山时,由于地形的作用,抬升了冷池出流高度,与平原地区偏南暖湿气流形成显著的不稳定层结,为雷暴下山增强提供良好的热力条件,与陈双等(2011)、黄荣等(2012)的研究结果相一致。在雷暴下山之后,由于不稳定

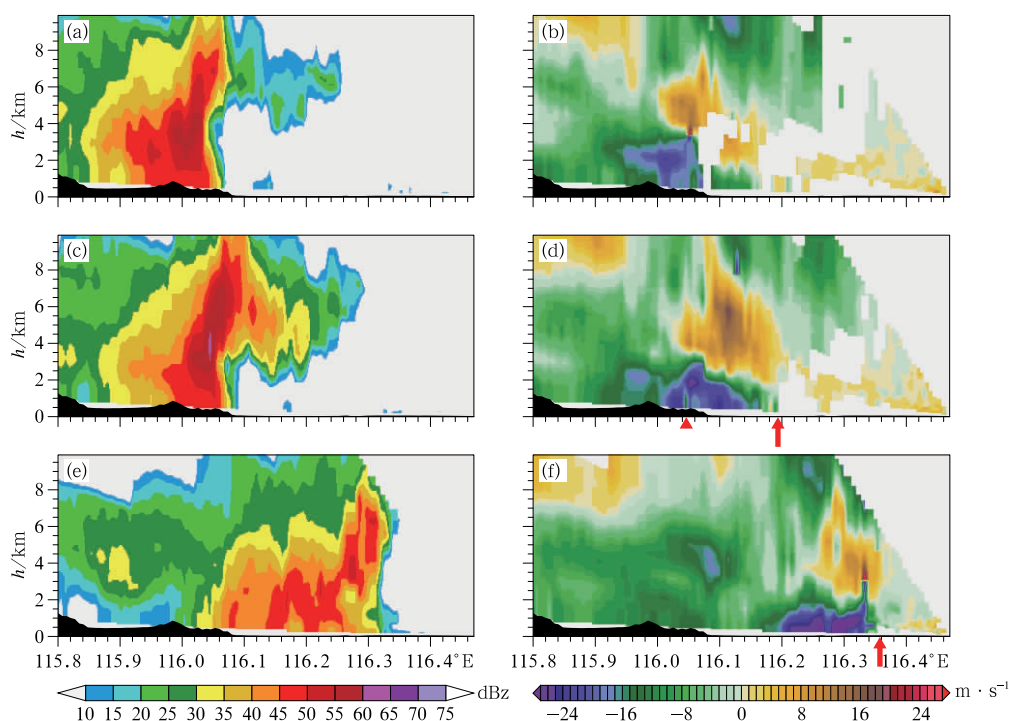


图 12 2016 年 7 月 27 日 18:48(a,b)、18:54(c,d)、19:18(e,f) 反射率因子(a,c,e)

和径向速度(b,d,f)的垂直剖面

(▲和↑分别对应风暴单体中心和地面出流大风的前沿位置)

Fig. 12 Vertical cross-sections of reflectivity (a, c, e) and radial velocity (b, d, f)

at 18:48 BT (a, b), 18:54 BT (c, d), 19:18 BT (e, f) 27 July 2016

(▲ and ↑ mean locations of storm core and leading position of outflow gale separately)

能量逐渐释放,又缺乏良好的垂直风切变维持雷暴发展所需的上升运动,故雷暴在继续东移的过程中逐渐减弱。

## 4 结 论

通过此次雷暴大风天气的分析,得到如下结论:

(1) 本次雷暴大风天气过程出现在较弱的天气尺度强迫环境中,但仍有较为有利的热力不稳定增强机制促使线状对流发展为弓形回波,形成雷暴大风天气。探空曲线中低层的环境温度直减率接近于干绝热和 DCAPE 突增等现象,对预报大风天气具有较为良好的指示意义。

(2) 在弱垂直风切变环境场中,局地对流可造成一定范围内环境风场的变化,导致局地垂直风切变的增大。对于这种环境风切变空间分布不均的现象,应加强利用风廓线等特种观测资料,可有效弥补常规探空在空间和时间分辨率上的不足,对提高临近预报有重要的作用。

(3) 在新生单体与风暴主体合并下山的过程中,对流强度和冷池强度均迅速增强。在客观分析要素场中体现为变温场和变压场中心显著增强,根据 RIJ 理论,冷池加强伴随着后入急流的发展,对形成弓形回波和地面灾害性大风有直接影响。雷暴强度增强在雷达回波特征上表现为:雷达反射率快速增强,对流高度进一步发展,出现回波悬垂和有界弱回波区。在中层速度图上有线端涡旋存在,后入急流速度加速。在后入急流下沉过程中,伴随雷暴中降水粒子的拖曳和蒸发作用,最终形成强烈的下沉气流造成地面大风。

(4) 通过利用 VDRAS 反演资料分析雷暴在下山过程中的热力条件可知,在雷暴下山前,山前平原地区的近地层为显著的高温高湿层结。由于地形作用抬升了冷池出流高度,与平原地区偏南暖湿气流形成显著的不稳定层结,形成显著的扰动温度梯度,在雷暴下山时触发不稳定能量造成剧烈上升运动,使雷暴在下山过程中强度增强。最后由于不稳定能量逐渐被释放,又缺乏良好的垂直风切变维持雷暴

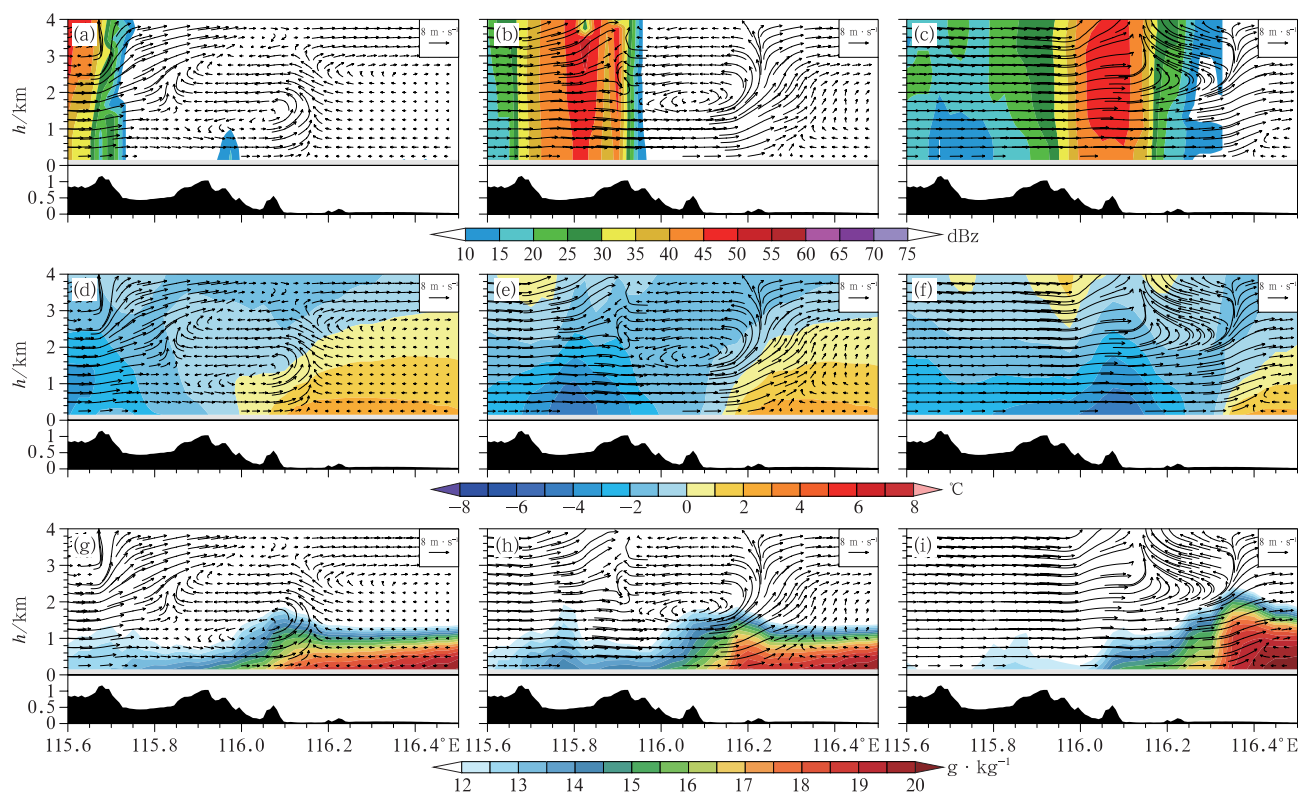


图13 2016年7月27日18:15(a,d,g)、18:45(b,e,h)和19:15(c,f,i)沿图11b黑色虚线的  
雷达反射率因子(a~c)、扰动温度(d~f)和比湿场与风场(g~i)的垂直剖面

(图13g~13i中填色表示 $\geq 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的比湿)

Fig. 13 Vertical cross-sections of radar reflectivity (a, b, c), perturbation temperature (d, e, f), specific humidity and wind distribution (g, h, i) along the black dotted line in Fig. 11b at 18:15 BT (a, d, g), 18:45 BT (b, e, h) and 19:15 BT (c, f, i) 27 July 2016, separately (Shaded areas in Figs. 13g–13i indicate specific humidity  $\geq 12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

发展所需的上升运动,故雷暴在继续东移的过程中逐渐减弱消散。

**致谢:**中国气象局北京城市气象研究所的临近预报团队为本文提供了 VDRAS 相关资料和诸多帮助,谨此致谢。

## 参考文献

- 陈明轩,王迎春,高峰,等,2011.基于雷达资料4DVar的低层热动力反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析[J].气象学报,69(1):64-78.
- 陈明轩,王迎春,肖现,等,2012.基于雷达资料四维变分同化和三维云模式对一次超级单体风暴发展维持热动力机制的模拟分析[J].大气科学,36(5):929-944.
- 陈双,王迎春,张文龙,等,2011.复杂地形下雷暴增强过程的个例研究[J].气象,37(7):802-813.
- 陈涛,代刊,张芳华,2013.一次华北飑线天气过程中环境条件与对流发展机制研究[J].气象,39(8):945-954.
- 丁一汇,2005.高等天气学:第2版[M].北京:气象出版社:318-321.
- 樊利强,王迎春,陈明轩,2009.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[J].气象,35(11):9-16,161.
- 黄荣,王迎春,张文龙,2012.复杂地形下北京一次局地雷暴新生和增强机制初探[J].暴雨灾害,31(3):232-241.
- 康红,费建芳,黄小刚,等,2016.一次弱弓形飑线后方入流特征的观测分析[J].气象学报,74(2):176-188.
- 雷雷,孙继松,魏东,2011.利用探空资料判别北京地区夏季强对流的天气类别[J].气象,37(2):136-141.
- 梁爱民,张庆红,申红喜,等,2006.北京地区雷暴大风预报研究[J].气象,32(11):73-80.
- 梁建宇,孙建华,2012.2009年6月一次飑线过程灾害性大风的形成机制[J].大气科学,36(2):316-336.
- 廖晓农,2009.北京雷暴大风日环境特征分析[J].气候与环境研究,14(1):54-62.
- 廖晓农,于波,卢丽华,2009.北京雷暴大风气候特征及短时临近预报方法[J].气象,35(9):18-28.
- 刘凑华,曹勇,符娇兰,2013.基于变分法的客观分析算法及应用[J].气象学报,71(6):1172-1182.
- 秦丽,李耀东,高守亭,2006.北京地区雷暴大风的天气—气候学特征研究[J].气候与环境研究,11(6):754-762.

- 孙继松,2005.气流的垂直分布对地形雨落区的影响[J].高原气象,24(1):62-69.
- 孙继松,石增云,王令,2006.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,11(1):76-84.
- 孙继松,杨波,2008.地形与城市环流共同作用下的 $\beta$ 中尺度暴雨[J].大气科学,32(6):1352-1364.
- 陶诗言,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:1-12.
- 王福侠,俞小鼎,裴宇杰,等,2016.河北省雷暴大风的雷达回波特征及预报关键点[J].应用气象学报,27(3):342-351.
- 王珏,张家国,王佑兵,等,2009.鄂东地区雷雨大风多普勒天气雷达回波特征[J].暴雨灾害,28(2):143-146.
- 吴庆梅,郭虎,杨波,等,2009.地形和城市热力环流对北京地区一次 $\beta$ 中尺度暴雨的影响[J].气象,35(12):58-64.
- 肖现,陈明轩,高峰,等,2015.弱天气系统强迫下北京地区对流下山演变的热动力机制[J].大气科学,39(1):100-124.
- 肖现,王迎春,陈明轩,等,2013.基于雷达资料四维变分同化技术对北京地区一次下山突发性增强风暴热动力机制的模拟分析[J].气象学报,71(5):797-816.
- 许爱华,孙继松,许东蓓,等,2014.中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征[J].气象,40(4):400-411.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等,2006.多普勒天气雷达原理与业务应用[M].北京:气象出版社:155-156.
- 俞小鼎,周小刚,王秀明,2012.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,70(3):311-337.
- Chen Mingxuan, Wang Yingchun, Gao Feng, et al, 2012. Diurnal variations in convective storm activity over contiguous North China during the warm season based on radar mosaic climatology[J]. J Geophys Res, 117 ( D20 ): D20115. DOI: 10. 1029/2012JD018158.
- Chen Mingxuan, Wang Yingchun, Gao Feng, et al, 2014. Diurnal evolution and distribution of warm-season convective storms in different prevailing wind regimes over contiguous North China[J]. J Geophys Res, 119(6):2742-2763.
- Fujita T T, Byers H R, 1977. Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner[J]. Mon Wea Rev, 105(2):129-146.
- Lin Pinfang, Chang Paoliang, Jou B J D, et al, 2011. Warm season afternoon thunderstorm characteristics under weak synoptic-scale forcing over Taiwan Island[J]. Wea Forecasting, 26(1):44-60.
- Reap R M, MacGorman D R, 1989. Cloud-to-ground lightning: climatological characteristics and relationships to model fields, radar observations, and severe local storms[J]. Mon Wea Rev, 117(3):518-535.
- Rotunno R, Klemp J, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. J Atmos Sci, 45(3):463-464.
- Sun Juanzhen, Chen Mingxuan, Wang Yingchun, 2010. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 forecast demonstration project [J]. Wea Forecasting, 25(6):1715-1735.
- Weisman M L, 1992. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems[J]. J Atmos Sci, 49(19):1826-1847.
- Weisman M L, 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes [J]. J Atmos Sci, 50(4):645-670.
- Weisman M L, Davis C A, 1998. Mechanisms for the generation of mesoscale vortices within quasi-linear convective systems[J]. J Atmos Sci, 55(16):2603-2622.
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R, 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines[J]. J Atmos Sci, 45(14):1990-2013.
- Wilson J W, Feng Yerong, Chen Min, et al, 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: successes, failures, and implications for future nowcasting systems[J]. Wea Forecasting, 25(6):1691-1714.