

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^{*}

肖 现¹ 王迎春² 陈明轩¹ 高 峰¹

XIAO Xian¹ WANG Yingchun² CHEN Mingxuan¹ GAO Feng¹

1. 中国气象局北京城市气象研究所, 北京, 100089

2. 北京市气象局, 北京, 100089

1. *Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089, China*

2. *Beijing Meteorological Service, Beijing 100089, China*

2012-06-01 收稿, 2013-05-28 改回.

肖现, 王迎春, 陈明轩, 高峰. 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. 气象学报, 71(5): 797-816

Xiao Xian, Wang Yingchun, Chen Mingxuan, Gao Feng. 2013. A mechanism analysis of the thermo-dynamical field of a suddenly intensifying storm from mountains in the Beijing area with the radar data 4DVar. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(5): 797-816

Abstract With a three-dimensional cloud-scale numerical model and the rapid update cycling 4DVar assimilation technique applied to the 4 new-generation radars, a preliminary thermo-dynamical mechanism analysis is made on a short-duration case which suddenly intensified during the period from the mountains to the plains. The analysis indicates that the precipitation episode is under the weak weather background and stratification in the low levels, the cooperation of the cool pool and environment wind fields is a trigger and strengthening mechanism for the storm during the period from the mountains to the plains, and the short duration of the storm is due to the weak low-level vertical wind shear. At the stage of the initiation of storm over mountains, cool pool generates due to the uneven distribution of thermo-dynamical field, and blocks wind propagating at the southern brim of cool pool. This mechanism results in relative high convergence, relatively large shear and helicity, which are conducive to storm propagating from the mountains to the plains. At the stage when storms reached at the foothill of the mountains, the original long-duration cool pool still provides relatively high convergence, large shear and helicity for storm propagating from the mountains to the plains, and new storms trigger some cool pools. Squeezes between new-born and original cool pools lead the northern weakening storm to re-intensifying and trigger new storms, and while these storms are drifting toward each other, it will eventually lead to organized line-echoes. At the stage of line-echoes spreading over the plains, the perturbed temperature field shows that the cold pool further intensifies and expands. The wind field shows that gust-front intensifies, becomes tilting forward, and begins to be away from the storm. The thermo-dynamical field of line-echoes shows some characters of squall line. But there is so weak wind shear in the path of propagating of the storms that it is not in equilibrium with cool pool with the result that the gust front departs gradually away from the original storm and it becomes weaker and weaker. The gust front collides with the south-east wind to generate a new storm. The helicity and shear are computed based on the simulated data. The results indicate that shear (specially the 0–3 km shear) and helicity have good correlation with the storm. The coincident conclusion with other investigations implies the simulated helicity/shear are significant of the development of the storm.

Key words Radar, Cool pool, Low-layer shear, Intensifying storm, Helicity

^{*} 资助课题: 公益性行业(气象)科研专项“雷达变分分析关键技术及其在突发强天气预警中应用的研究”(GYHY201306008)、院所专项和城市气象科学研究基金项目(IUMKY201208)和国家自然科学基金项目(40930949, 41105002)。

作者简介: 肖现, 主要从事雷达气象和临近天气预报研究. E-mail: xxiao@ium.cn

摘 要 利用三维数值云模式和雷达资料四维变分(4DVar)同化技术,通过对4部新一代多普勒天气雷达探测资料进行快速更新同化和云尺度模拟,初步分析了2009年8月1日发生在北京地区的一次短生命史、突发性增强风暴的低层动力和热力影响机制。此次风暴过程处于弱天气尺度背景和弱层结背景下,冷池和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,而风暴的短生命史和平原地区上空弱风垂直切变环境有关:在对流风暴产生的初期,由于平原地区局地热力、动力场分布的差异,在平原地区西部近地面形成冷池结构,而冷池的“障碍物”作用进而阻碍环境风场的传播。在此机制下,导致在冷池东南边缘附近形成辐合中心、较强的低层水平风垂直切变和全螺旋度大值中心,有助于风暴传播下山。在风暴临近山边阶段,平原地区原有冷池的“绕流”等机制仍然有助于形成有利于主体风暴传播下山增强的近地面辐合中心、强低层水平风垂直切变和全螺旋度大值中心等环境。此外,随着山上风暴降水产生若干冷池,由于风暴形成的阵风锋抬升作用以及新生冷池与老冷池的逐渐发展并相互靠近,使冷池之间暖空气不断抬升,在冷池之间低层形成较强的辐合中心、全螺旋度大值中心。并且,由于冷池边缘的热力场分布不均匀,同样在冷池边缘形成较大扰动气压和扰动温度,增大了垂直加速度,在冷池之间中高层形成上升气流区,这些机制使北部风暴重新增强和新生风暴产生的同时,最终也导致这些风暴互相靠近,合并组织成带状回波。风暴在平原传播阶段,带状回波产生的冷池进一步增强,并明显扩展。低层风场指示冷池出流(阵风锋)更加强烈且存在明显的“前冲”特征,显现出部分飑线系统特征。但是,由于此时平原地区处于弱风垂直切变环境,此时冷池强于低层风垂直切变,即冷池产生的负涡度大于低层风垂直切变产生的正涡度,因此,冷池前沿的上升气流向后倾斜并导致阵风锋逐渐离开主体风暴,不利于沿着出流边界形成新的对流单体,从而不利于维持对流风暴系统的发展传播。随后,阵风锋和前方东南气流交汇,形成新的孤立单体。并且,基于模拟结果计算了与对流系统发展密切相关的全螺旋度、风垂直切变。结果显示,风垂直切变(尤其是0—3 km)和全螺旋度与风暴发生和传播位置及强度相关性较高,反映出模拟量对带状回波风暴过程具有较好的指示意义。

关键词 雷达, 冷池, 低层风垂直切变, 风暴增强, 螺旋度

中图法分类号 P446 P435

1 引 言

对流风暴天气是中纬度地区(特别在华北地区)的高影响灾害性天气。夏季,由于北京地区特殊的地形,常有风暴在山上生成,受高空引导气流影响向东传播,在有利天气形势下,有时能顺利传播至山下平原地区,带来局地暴雨、短时大风、冰雹等灾害性强对流天气。因此,对风暴是否下山的预报,一直是北京地区临近、短时预报的重点和难点。

国际上对对流风暴的研究起步较早,研究方法主要包括热动力机制的观测分析和数值模拟研究等方面。主流观念认为:辐合抬升和水平风垂直切变等分别是触发局地暴雨的重要原因。Purdon(1982)在研究中发现,新对流单体往往沿着边界层出流位置生成。随后 Szoke 等(1984)指出,地形抬升、地面湿度梯度等局地要素均有利于风暴的持续发展;Bluestein 等(1985)提出对流有效位能等热力因素对风暴产生和发展有很好的指示意义;Rotunno 等(1988)指出,如果存在低层切变,近地面冷池能够触发其前沿空气产生较强的垂直上升运动,对触发新的风暴单体非常有利,即 RKW 理论;此理论不断发展,Weisman 等(2004)通过三维数值模拟试验进一步提出,冷池与低层风垂直切变的相互作用

直接影响飑线前沿气流垂直抬升的高度和垂直速度的大小,是飑线前方不断触发新对流单体最为重要的影响因子。

中国科学家对强对流风暴也做出了不少卓有成效的研究。戴建华等(2012)分析一次发生在上海地区的超级单体风暴特征,潘玉洁等(2012)利用双多普勒雷达资料分析华南地区一次飑线过程的回波特征,均取得了较好的成果。

对于对流风暴传播下山的概念模型的研究,科学家们也开展了富有成效的工作:孙继松(2005)从中小尺度动力学方程出发,讨论在华北地区太行山东侧低空东风气流背景下,不同垂直气流分布对降水落区的影响,认为当垂直于山体的气流随高度减小时,由于地形的作用,会对迎风坡降水产生明显的增幅作用,建立了北京地区雷暴下山传播预报概念模型;而 Wilson 等(2004, 2010)在统计悉尼奥运会和北京奥运会雷达气候学资料的基础上,认为山脚附近持续长时间的暖东南风和平原地区较好的热力条件是对流风暴能否成功向山下传播的关键,提出了北京地区夏季强对流风暴预报概念模型;在此基础上,陈明轩等(2011)、Sun 等(2010)针对发生在奥运会期间的两次高影响天气过程进行数值模拟,发现由于局地冷池造成的强温度梯度带与对流风暴的

新生地点和传播方向均有密切的关系;Roberts 等(2011)利用 WRF 模式、变分多普勒雷达分析系统(VDRAS 模式)的反演资料和雷达气候资料分析台湾地区暴雨的形成原因,揭示了背风坡地区较好热力条件(较高的对流有效势能(CAPE)和较低的对流抑制能量(CIN))将对对流风暴能够翻山向平原传播起到重要的作用。

总结以往的科研工作,均认为:环境风垂直切变(尤其是中低层切变)和平原地区较好的热力条件是对流风暴成功传播下山、并在平原地区增强或维持的关键。但是,在以往关于对流风暴下山传播和发展维持热动力机制的模拟研究中,大多将重点放在较强天气背景强迫下的飑线和超级单体等较稳定的长生命史对流风暴上面(樊利强等,2009;王婷婷等,2011;陈双等,2011;陈明轩等,2012a,2012b),而对于另一种北京也很常见的对流风暴下山突发增强传播的热动力概念模型研究工作并不多见。此类风暴往往受弱天气背景强迫,具有生命史不定、突发性强和预报较困难等特点,往往带来更加难以预防的损失,具体演变过程为:首先在山区由于对流不稳定生成零星回波,然后向山下平原地区传播,在山脚突发性增强组织为带状回波,显现出类似于飑线回波的特征,但是,在短时间后在平原地区快速衰弱。此类天气往往在弱天气背景下产生,由于现有观测手段的缺乏和常规模式预报时效性不强,导致缺乏实时高精度、高时空分辨率的热、动力场资料,难以捕捉到这类天气的演变过程,因此,对于短时、临近预报而言很难判断当时对流风暴是否传播下山。

随着多普勒雷达的普及(俞小鼎等,2005)和京津冀城市群雷达网的建立,以及四维变分(4DVar)快速更新同化反演技术的发展,均有利地促进了雷达非观测反演技术的成熟(Crook, et al, 2002),为开展此方面的研究提供了方便。现在最流行的方法为:在云模式基础上,利用 4DVar 技术同化单或多部多普勒雷达资料,从中反演出与强对流风暴相关的三维动力场及热力场,用于开展对流风暴发生、发展机制的研究(Sun, et al, 2010;陈明轩等,2011, 2012a, 2012b)。

本研究通过利用三维云尺度数值模式,并基于 4DVar 技术加入多部新一代天气雷达的高时空分辨率观测信息,对北京地区一次典型弱天气背景下短生命史下山风暴形成、发展和演变的热、动力机制

进行数值模拟和结果分析,以期揭示风暴发生前后的环境条件及风暴自身快速变化的热、动力三维结构对风暴传播下山的作用。

2 模式系统及热、动力反演技术简介

本研究使用的变分多普勒雷达分析系统最初由 Sun 等(1997, 1998)所研发,随后经过一系列的改进(Sun, et al, 2001, 2008; Chen, et al, 2007; 陈明轩等, 2010),其优势在于不仅能够提供准确动力、热力场,还有一定的预报时效。该系统利用了 4DVar 技术对多普勒雷达资料进行同化分析,在一个包括暖云参数化方案的三维云尺度模式基础上,实现雷达非观测测量即三维热力和动力特征的反演分析。VDRAS 经过大量本地化改进后,在北京奥运气象服务保障中向预报员提供与风暴生消发展有关的低层动力场和热力场,有助于预报员对强对流风暴的实时分析研究(Chen, et al, 2009)。

VDRAS 的核心技术是资料同化技术,主要包括一个云尺度模式和降水预报方程、同化伴随模式以及代价函数和递归最小化算法。三维云尺度数值模式的大气运动方程采取滞弹性近似建立,包含 3 个动量方程以及热力方程、雨水方程和总水量方程。模式采用 Adams-Bashforth 时间差分方案,在云尺度模式中,预报变量为三维风场、液态水潜热温度、雨水混合比和总液态水含量。而水汽混合比、云水混合比、扰动温度和扰动气压均由预报变量诊断得到。模式采取定常扩散系数,简化对地面通量的处理。

在 VDRAS 模式中,4DVar 采用一个简化的三维云尺度数值模式作为模式约束,伴随模式则由云尺度模式的切线性模式转置得到,其目的在于通过求解模式方程,找到与实际大气观测中最接近的模式变量场。这个过程是通过对预先定义的代价函数进行递归最小化得到的(代价函数则指模式变量场与观测和背景场的偏差程度)。

VDRAS 代价函数定义为

$$J = J_o + J_b + J_p \quad (1)$$

式中, J_o 为模式变量与雷达观测值的误差

$$J_o = \sum_{0 \leq k \leq N} (\mathbf{H}\mathbf{x}_k - \mathbf{y}_k^o)^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{H}\mathbf{x}_k - \mathbf{y}_k^o) \quad (2)$$

其中, k 表示时间次序, $\mathbf{x}_k$ 代表了状态向量, $\mathbf{y}_k^o$ 代表观测向量, $\mathbf{H}$ 为模式空间向观测空间的转换算子,

而 $\mathbf{R}$ 为误差协方差矩阵, 其主要来源为两个部分, 即观测误差和模式空间向观测空间转换时带来的误差。在假设所有观测误差为非线性时, 式(2)可以转换为

$$J_o = \sum_{\sigma, t} \{ \eta_v [F(v_r) - v_r^\circ]^2 + \eta_z [F(Z) - Z^\circ]^2 \} \quad (3)$$

式中, v_r° 和 Z° 分别为实际雷达观测的径向风速度和反射率因子, 而 v_r 和 Z 则为模式反演的径向风速度和反射率因子, 而 F 为模式空间向观测空间的转换算子, η_v 和 η_z 分别表示对径向风和反射率因子观测的权重系数, 在实际工作中分别取 1 和 0.5, σ 和 t 为同化窗内空间和时间尺度。对于模式变量 v_r 和 Z , 由下式给出

$$v_r = \frac{x - x_{\text{rad}}}{r} u + \frac{y - y_{\text{rad}}}{r} v + \frac{z - z_{\text{rad}}}{r} (w - V_T) \quad (4)$$

$$Z = A + b \lg(\rho q_r) \quad (5)$$

式(4)中, r 为模式点 (x, y, z) 和雷达站 $(x_{\text{rad}}, y_{\text{rad}}, z_{\text{rad}})$ 的距离, 而 V_T 为雨滴下落末速度; 式(5)中, ρ 表示空气密度, q_r 为雨水混合比, 而雷达反射率因子 Z 的单位为 dBz, A 和 b 为经验公式的参数, 代表了雷达反射率因子与降水的一种对应关系。这里取 $A = 43.1, b = 17.5$ (陈明轩等, 2011)。

式(1)中的第 2 项 J_b 为由前一次预报场或分析场带来的误差

$$J_b = (\mathbf{x}_o - \mathbf{x}_b^\circ)^T \mathbf{B}^{-1} (\mathbf{x}_o - \mathbf{x}_b^\circ) \quad (6)$$

式中, $\mathbf{x}_b^\circ$ 为背景状态向量, 而 $\mathbf{B}$ 为背景场协方差矩阵。在 VDRAS 的 4DVar 同化过程中背景场非常重要, VDRAS 得到背景场的方法为用前一个时次的模式预报场作为本时次的背景场。

式(1)中的最后一项 J_p 代表空间和时间上的惩罚平滑项, 用于在时间和空间上实施强迫约束和平滑处理。在现在的模拟实验中, 惩罚项主要用于冷启动时, 其权重系数一般通过测试运行和误差计算而调整得到。

为了求解式(1)中代价函数最小值, VDRAS 系统主要采用了一个有限元准牛顿迭代算法, 用于求解代价函数最小值。值得说明的是, 虽然 VDRAS 以同化雷达资料为主, 但是由于新一代气象雷达有一定的观测距离限制以及资料缺失(京津冀 S 型新一代天气雷达仅能够探测 225 km 的降水粒子和

100 km 的晴空回波), 会造成部分缺测, 增加模式分析场的观测误差。而可靠的初猜场不但能够降低其分析场的观测误差, 而且能够填补雷达波瓣的缺测点。为了得到可靠的初猜场, 设计出两种方法: (1) 通过观测资料(探空)中尺度分析得到, (2) 利用自动气象站和雷达风廓线(VAD)融合中尺度模式预报结果得到初猜场。对比分析表明, 利用北京快速更新循环数值预报系统(BJ-RUC)(陈敏等, 2011)得到中尺度初猜场结果比常规探空分析得到的初猜场具有更高的可靠性, 而且有效抑制了本身的噪声, 因此本研究采用第 2 种方法获得初猜场。

VDRAS 利用有限元准牛顿迭代算法进行代价函数的最小化迭代, 就目前的设置进行测试后发现, 当迭代次数达到 35—40 时, 代价函数的梯度迅速下降到比较平缓的状态。因此, 设定在迭代 40 次之后, 即终止代价函数的最小化过程, 并输出同化分析结果; 同时, 利用云模式进行 6 min 预报, 作为下一循环的初值。本研究将利用模式的反演分析结果分析风暴的演变过程。

关于 VDRAS 模式的详细介绍和 VDRAS 模式对三维动力和热力特征分析的可靠性验证, 请参考相关文献(王彦等, 2010; 肖现等, 2010; 陈明轩等, 2011), 这里不再赘述。

3 资料应用及反演区域地形特征简介

模拟所用的 VDRAS 模式的主要资料如下:

(1) 同化位于北京南郊观象台(BJRS)、天津滨海新区(TJRS)以及石家庄观象台(SJZRS)的 3 部 S 波段新一代雷达以及位于张北(ZBRC)的 C 波段天气雷达(图 1 中 + 处)的径向速度和反射率因子资料, 这些雷达均采用 VCP21 扫描方式(体扫时间 6 min, 共 9 个体扫仰角)。

(2) VDRAS 模式区域内 80 个 5 min 自动站资料(图 1 中 ×、□、◇ 处), 包括温度、气压、湿度和风场。

(3) 由中尺度业务预报系统 BJ-RUC(WRF 模式加三维变分同化技术)得到模式探空, 再将模式探空插值至 VDRAS 模式网格, 然后将模式探空和雷达风廓线资料或边界层风廓线资料耦合, 产生 VDRAS 初猜场。王玉彬等(2009)采用不同方法对这些资料进行了详细资料质量控制。

在模拟中, VDRAS 系统水平方向的网格点数

为 150×150 , 水平分辨率为 3 km, 因此, 系统模拟范围为 $450 \text{ km} \times 450 \text{ km}$, 即覆盖了华北平原北部所有区域(图 1 中黑色矩阵位置), 垂直分辨率为 500 m, 模式顶高为 15. 185 km, 模式最底层为 0. 185 km, 共 30 层, 中心区域位置为北京雷达所在处 ($39.608889^\circ\text{N}, 116.771944^\circ\text{E}$), 并采用 Kessler 暖云参数化方案, 每个 4DVar 循环为 12 min, 包含每部雷达在 VCP21 模式下 2 组体扫资料的同化, 并利用云模式进行 6 min 预报, 作为下一次热启动的初猜场。而对于冷启动, 模式则首先读取 BJ-RUC 结果, 然后利用距离权重插值方法提取 VDRAS 模式运算范围内 25 km 间隔的探空廓线, 最后经过巴恩斯插值法插值至模式格点得到初猜场。随后, 将冷启动或热启动的初猜场与经过巴恩斯方法插值后的

雷达风廓线资料结果融合, 得到高空分析场。同样, 将地面自动站观测经巴恩斯插值分析后得到地面分析场。最后, 利用垂直最小二乘拟合法和距离权重修正方法对地面和高空分析场进行合成, 从而得到最终的中尺度背景场。本模式启动时刻为冷启动, 其他各个循环均为热启动, 在每个循环(冷启动或热启动)开始时执行背景场分析。

北京位于华北平原北部, 燕山和太行山脉脚下(图 1)。燕山和太行山脉呈西南至东北走向, 平均海拔 1—2 km; 与之对比的是, 北京和天津平原地区平均海拔约为 50 m。因此, 在有利的天气形势下, 渤海湾附近和河北省南部的暖湿空气可以不受阻挡地传播至北京和天津地区, 与山上传播至平原的下山冷空气交汇, 构成不稳定条件配置, 有利于在

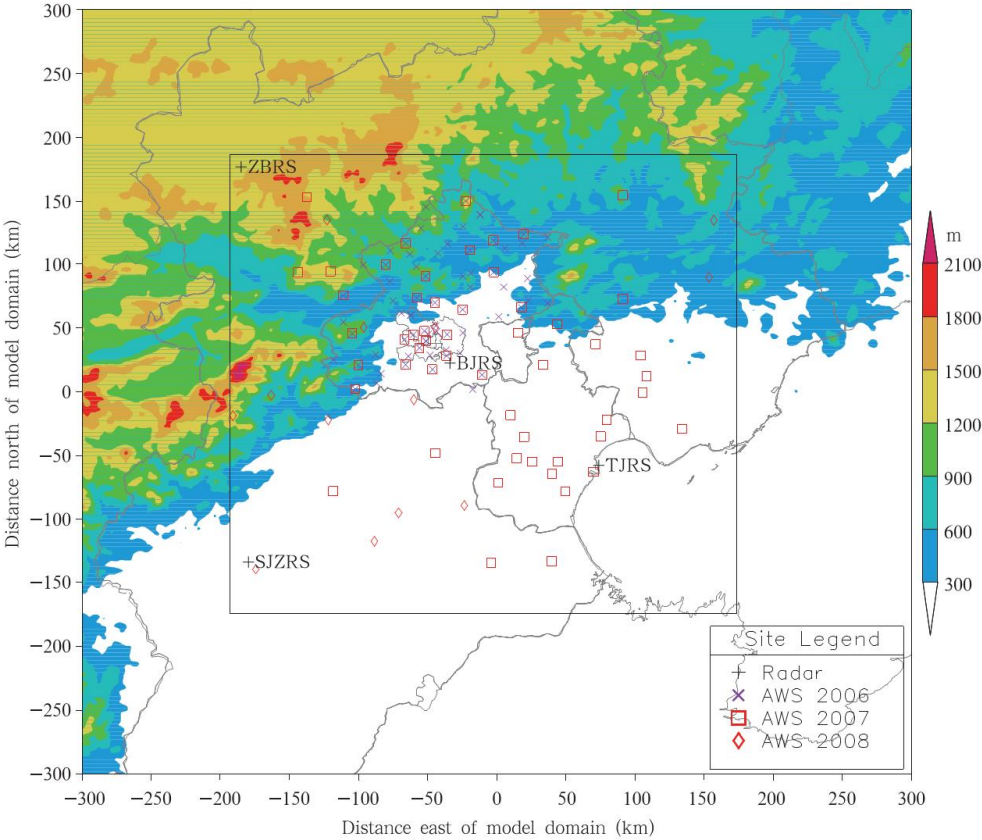


图 1 京津冀雷达和主要自动站的分布以及 VDRAS 模式范围

(图中黑色矩形框表示 VDRAS 模式范围, “+”表示雷达位置, “x”代表至 2006 年为京津冀地区安装的自动站, “□”代表至 2007 年在京津冀安装的自动站, “◇”代表 2008 年在京津冀地区安装的自动站, 而彩色阴影区表示地形高度)

Fig. 1 Sketch map of the radar and AWS distribution, and the VDRAS model range (site of the radars, and AWSs from 2006 to 2008 are denoted as “+”, “x”, “□”, “◇” see the legend in the panel for further details; the VDRAS model domain is denoted as black rectangle; the shaded color shows terrain heights with meters as the unit of measurement)

平原地区产生强对流天气。此外,当河北省西部山区位于对流不稳定环境时,时常会在此地有小孤立对流单体形成;这些对流单体受西北引导气流影响向东南平原传播,其中,大多数零散对流风暴会在下山前消散,只有小部分对流风暴在山边增强组织成强对流系统乃至强飑线,进而影响北京地区。因此,对于这类对流风暴能否下山的预报常常是京津冀地区预报员在临近预报方面所面临的难题。

4 典型结果个例分析

对京津冀下山增强型风暴已有的研究(孙继松等,2006,2008; Roberts, et al, 2011; 陈明轩等, 2012a; Wilson, et al, 2007, 2010)表明,低层的热、动力不稳定和中低层风垂直切变分别是对流风暴能够顺利传播下山的重要原因。正如上文所述, VDRAS 模式不仅能够反演出三维风场、辐合辐散等动力场,还能反演出指示冷池的相对湿度、扰动温度等热力场,以及在此基础上得到的风垂直切变、全螺旋度等各种特殊物理量。因此,利用 VDRAS 模式的反演结果可以很好地研究对流风暴发生、发展的机制。2009 年是京津冀地区强对流天气频发年,有 30 多个对流风暴天气过程。2009 年 8 月 1 日为山上风暴向山下传播个例,下面通过对此个例详细分析,尝试探讨诱发下山风暴在平原增强的机制。

2009 年 8 月 1 日,风暴首先在河北西部山区形成,向东南方向传播,在北京地区西部的山边附近增

强至带状回波,随之带来强降水,但是,带状回波却快速衰弱,进入消亡期,整个生命史不超过 7 h,而主体降水过程仅 2 h 左右,为典型的下山突发性增强风暴。从当日 08 时(北京时,下同)的天气形势(图略)看,位于内蒙古的冷涡和高压脊西进是促发这次对流过程的天气尺度影响系统。高压脊从渤海东部延伸至河南省附近,气流以西南风转向东北风为主,有助于将南方暖湿空气传播至华北地区。这些条件比较有利于导致平原饱和,产生对流云;但是,由于自动站观测并未显示北京城区有明显小尺度风场辐合(图略),所以,难以判断北京地区的气象条件是否有利于对流系统在此处的新生或传播。

结合 15 时 05 分 FY-2C 卫星的可见光云图(图 2a)和云顶亮温(图 2b)可见,山区有较大云量,且云顶亮温低值中心低于 -40°C ,显示山区有较强的对流运动,预示山区的不稳定;而平原地区基本上是低云,且云顶亮温较高(大于 10°C),没有明显的对流运动的特征,并不十分有利于风暴的生成或传播;但是,值得注意的是在北京的北部山区和平原之间过渡带有较多云量以及较低的红外云顶亮温。

7 月 31 日 20 时(图 3a)和 8 月 1 日 08 时(图 3b)北京 54511 气象观测站的探空廓线以及 8 月 1 日 08 时张家口观测站探空(图 3c)显示,7 月 31 日 20 时在平原(北京站)700 hPa 以下各层露点温度差较小,表明中低层大气湿度较高,并且,随着时间推移,地面处于降温增湿状态,至 8 月 1 日 08 时,中低

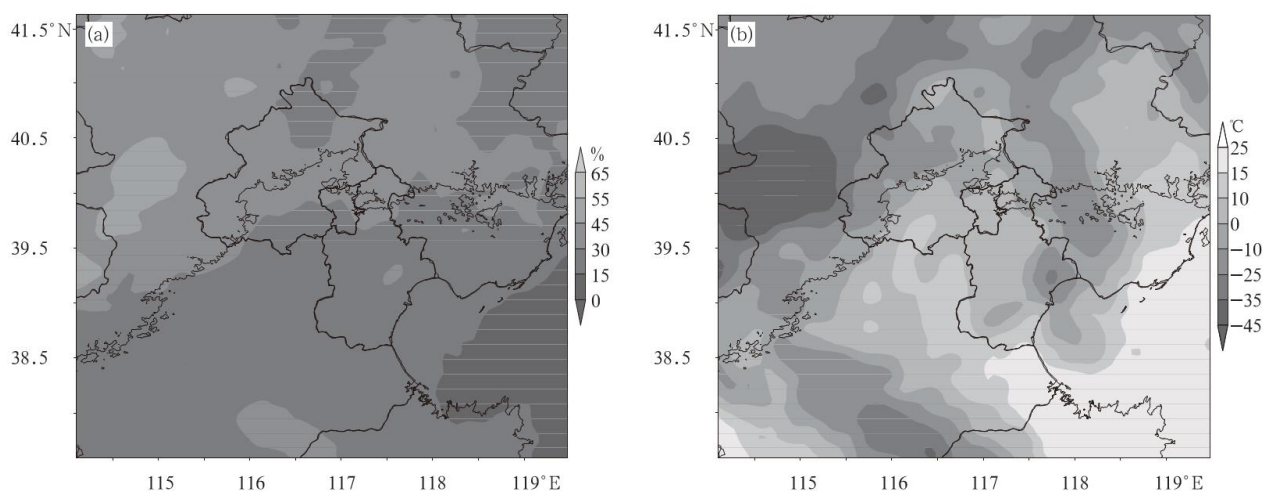


图 2 15 时 05 分 FY-2C 的可见光云图(a, 阴影代表云量,单位:%)和红外云图(b, 阴影为云顶亮温,单位:°C)

Fig. 2 Visible cloud images (a, the shaded area shows the cloud amount) and IR images (b, the shaded area shows TBB) from the FY-2C satellite at 15:05 BT

层已接近饱和(温度露点差接近于 0°C , 并且, 在低层, 层结曲线随高度沿湿绝热变化), 表明只需要有微弱的触发机制, 便能触发积云的生成。但是, 图 3b 中显示此时的对流有效位能(CAPE)较低(略大于 0), 不能为对流风暴运动提供足够的动能, 而张家口探空同样显示对流有效位能较低, 因此可见其环境条件并不十分有利对流云发展成强对流风暴。不过, 随着时间推移(至 11 时), 地面升温增湿等原因导致 0—3 km 低层对流有效位能上升至 134 J/kg , 表明对流不稳定能量的不断积累为对流风暴下山传播或在平原地区新生提供了一定的有利条件。

比较 8 月 1 日 08 时(图 4a)和 11 时(图 4b)的地面自动站温度分布(等值线为露点温度)可知, 随着时间的推移, 平原地区不断升温, 导致对流有效位能的不断增大。而对流有效位能的增大, 在一定程度上使平原地区气象条件向有利于对流风暴向山下传播的形势发展。此外值得注意的是, 在平原和山地的交界处, 形成了明显的冷区。

水平风垂直切变是另一个判断强对流天气的预警指标, 它一定程度上代表水平风的抬升和对流发展的潜势(许焕斌, 2006), 图 3c 风矢端图中同样指示虽然山区(张北)风切变略高, 一定程度上有助于风暴在山区新生, 但是, 北京 7 月 31 日 20 时(图 3a)和 8 月 1 日 08 时(图 3b)的探空均显示平原地区位于弱切变形势(0—3 和 0—6 km 切变小于 4 m/s), 并不利于风暴维持发展。

以往的研究(Wilson, et al, 2010; 孙继松等, 2006; 陈双等, 2011)表明, 山区对流雷暴成功传播下山同时需要较高的对流有效位能、平原地区辐合抬升触发以及较强的风切变等环境条件, 但是, 现有常规资料(天气形势背景包括风切变和层结稳定度等)不能清晰地展现出平原地区具有充足的有利环境条件, 因此, 难以判断此次风暴过程能否从北京西部山区顺利传播至平原地区, 即难以判断平原地区是否具有有利于对流风暴传播下山的潜势; 同样, 即使对流风暴能够传播至平原地区, 也难以判断它在平原地区的传播发展趋势。

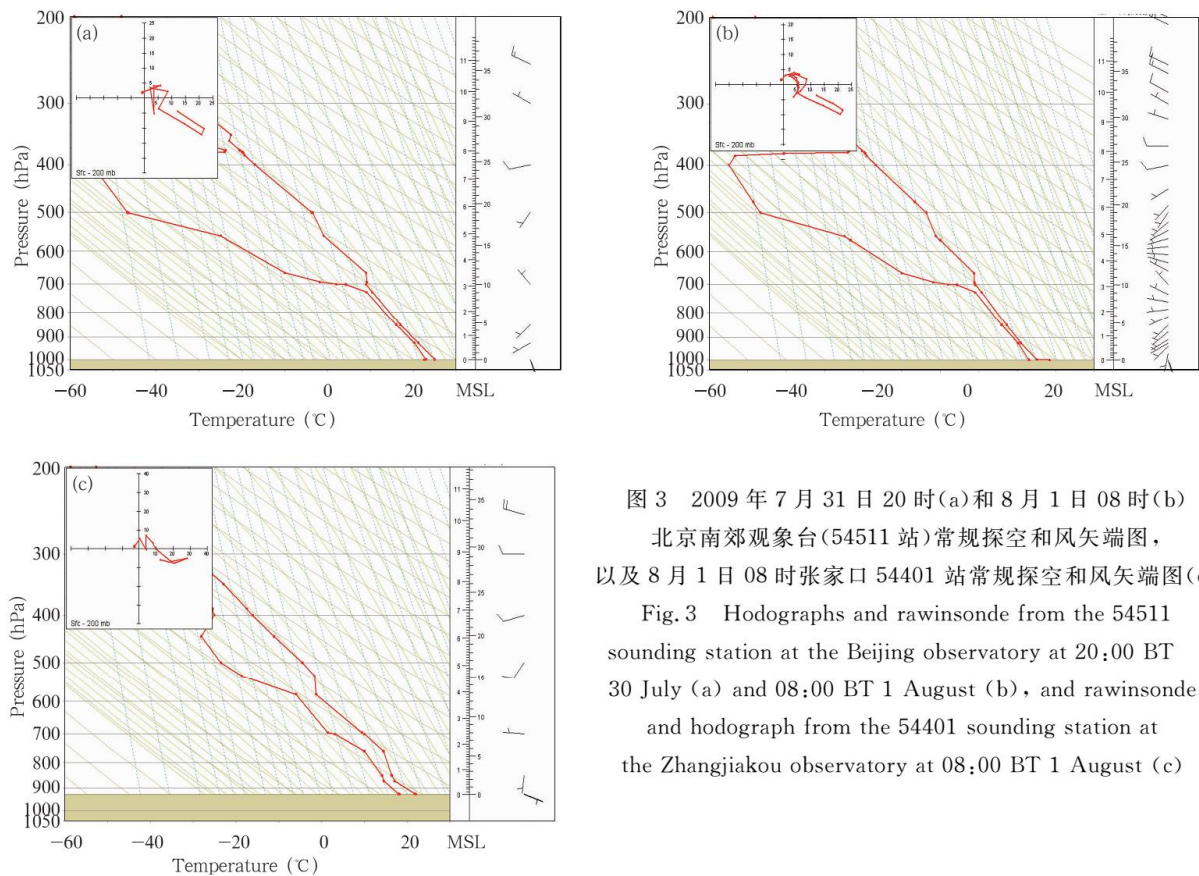


图 3 2009 年 7 月 31 日 20 时(a)和 8 月 1 日 08 时(b)北京南郊观象台(54511 站)常规探空和风矢端图, 以及 8 月 1 日 08 时张家口 54401 站常规探空和风矢端图(c)

Fig. 3 Hodographs and rawinsonde from the 54511 sounding station at the Beijing observatory at 20:00 BT 30 July (a) and 08:00 BT 1 August (b), and rawinsonde and hodograph from the 54401 sounding station at the Zhangjiakou observatory at 08:00 BT 1 August (c)

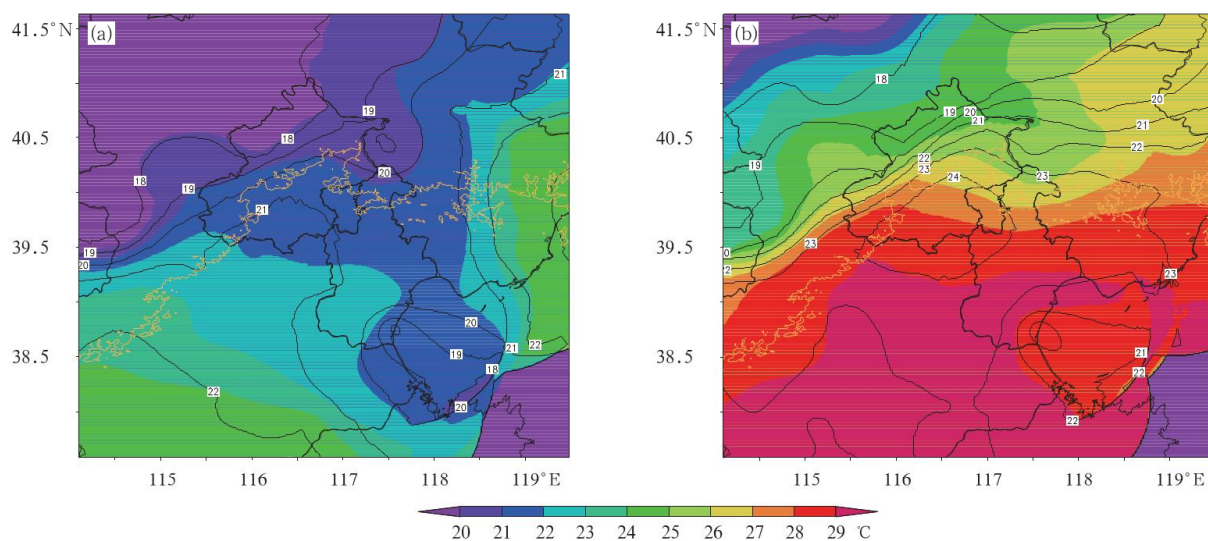


图4 2009年8月1日08时(a)和11时(b)自动站温度分布

(色阶为温度,等值线为露点温度,黄色线为200 m地形线)

Fig. 4 Temperature and dew-point fields from the AWS at 08:00 BT (a) and 11:00 BT (b) 1 August 2009

(shaded color is for temperature, black contour line is dew-point from AWS,
and yellow contour is for the terrain line with the value of 200 m)

2009年8月1日12时53分—21时35分的同步组网观测得到的组合反射率因子(图5)反映了这次下山增强风暴的发展演变过程。从图5可见,自12时53分(图5a)开始,由于北京地区的西北部山区热力对流不稳定,此时已经开始有零星孤立对流单体形成,不过强度大多在40 dBz以下,面积小于20 km²,并且,在850—500 hPa层西北气流的引导下,这些零星对流单体向东移动;至15时05分(图5b),零星的风暴单体在山区逐渐形成若干块由东北至西南零散的块状回波单体;至16时05分(图5c),随着零散块状回波单体接近山脚,位于北部(方框内)的块状回波单体强度逐渐减弱,而原有位于中部的块状风暴单体不断增强;但是,至17时17分(图5d),在原有位于中部的块状风暴单体(下文均用中部对流风暴指代)在山脚增强的同时,北部较弱的块状回波(方框内)却反而增强并与位于中部的块状回波合并,组织为带状风暴,而位于南部的块状回波(图5c、d圆圈内)随着其接近到山脚而快速衰弱至消亡(图5d)。综上所述,此次下山风暴突发增强过程经历了主体中部对流风暴下山增强和北部回波重新增长两个过程,并且,这两个过程是同时发生的;与之对应的是,南部块状回波在向山脚传播过程中不断减弱。至19时17分(图5e),带状回波传播

至北京平原地区,发展成前端强对流云后端层状云的类飑线结构,中心强度超过50 dBz,带来阵风和强降水天气;同时在带状回波出流的诱发下,在天津东南部(图5e中+处)生成新回波单体。随着时间的推移,至20时05分(图5f),原有带状回波在新单体生成后很快衰弱层云化,其成熟期在平原地区主要生命史不超过2 h。那么,为什么零星风暴能在弱天气背景下、弱风切变等以往研究中不利于风暴传播下山的形势下在山边突发性增强成为带状回波并能够顺利传播至平原?为什么当回波发展为类飑线的带状回波后却快速减弱?而南北部不同位置的块状回波在传播过程中不同演变情况也是当时的一个短时、临近预报难题。这些问题给当时的短时、临近预报员带来了非常大的困扰,其中的重要原因是,利用常规的气象资料难以捕捉到其热动力演变过程。虽然平原地区不断增强的对流有效位能有利于对流风暴在山边的组织,但是,现有的资料并不能分析出其他有利于对流风暴传播下山的有利因素(如辐合抬升机制、0—3 km风切变等),并且,也难以解释不同位置的对流风暴为什么在山脚经历不同的发展过程以及带状回波在平原地区传播过程中快速消亡的原因。因此,下文将利用高时空分辨的同化资料详细分析这一天气现象形成的原因。

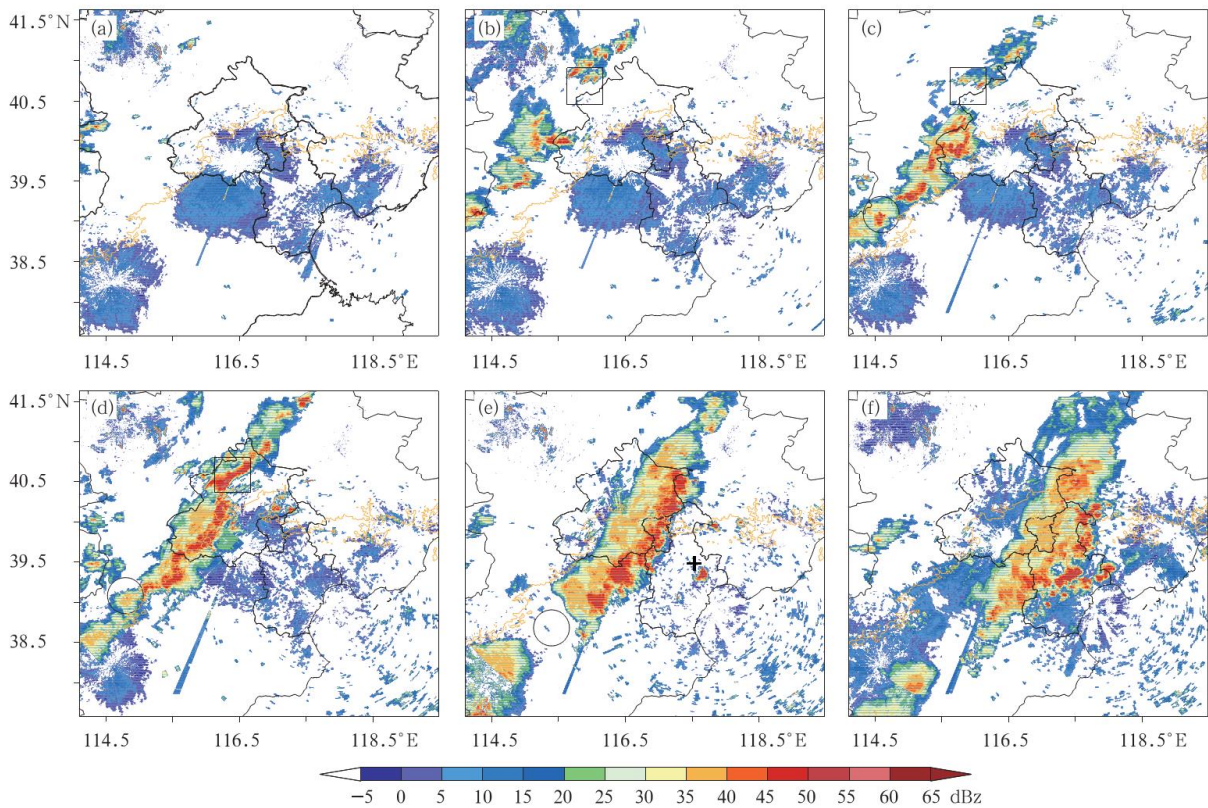


图5 6个时次的雷达组合反射率因子拼图

(a. 12:53, b. 15:05, c. 16:05, d. 17:17, e. 19:17, f. 20:05; 黄线为 200 m 地形线, 用于区分平原和山地)

Fig. 5 Composite reflectivity mosaic from the 6 CINRAD radar observations (color shaded)

at 12:53 (a), 15:05 (b), 16:05 (c), 17:17 (d), 19:17 (e) and 20:05 (f)

(the yellow line is for the 200 m isoline used for differentiating the mountains from the plains)

将 VDRAS 系统的启动时间设定在 2009 年 8 月 1 日 11 时, 并设定运行 100 个循环, 约 20 h, 包含了风暴整个下山增强的发展演变过程。为了分析方便, 将风暴演变过程分为: 风暴在山区传播、传播至山边和传播至平原后快速衰弱 3 个阶段, 分别用 13 时 17 分、16 时 12 分和 19 时 17 分代表, VDRAS 系统的运行框架和运算模式可参见相关文献(陈明轩等, 2011, 2012a, 2012b)。

4.1 风暴在山区生成并传播

4.1.1 冷池和低层风场

如上所述, 低层冷池和环境风场的配合在风暴的发展演变中有着重要作用。在本研究中, 以模式最底层 185 m 的扰动温度(定义见式(7), 其中 T_v 为此格点的反演温度, 而 $\bar{T}_v$ 定义为整个反演区域在此格点海拔上的平均温度, 扰动温度 T'_v 则为二者之差)来判断冷池(下同)的作用。

$$T'_v = T_v - \bar{T}_v \quad (7)$$

根据以往的研究(Parker, et al, 2000), 将 -1.5°C 定义为平原局地冷池的边界。从风暴在山区新生代表时刻 13 时 17 分(图 6a)的扰动温度(模式最底层, 下同)整体形势上看, 在上午太阳辐射和河北南部暖气流输送的共同作用下, 整体呈现西北和东南偏暖的形势; 但是, 值得注意的是北京平原和山地交界处(北京地区北部)形成弱冷空气堆(冷池)(图 6a 中蓝色色块白色虚线内部分, 定义为 H), 冷池中心扰动温度约为 -3°C (这与 11 时自动站反演相近, 一定程度上验证了模式分析场的正确性)。从 30 日起至此时为止, 北京平原地区没有降水过程, 并且, 山区弱对流风暴尚未传播至平原地区(距离平原冷池有 100 km 以上的距离), 因此, 在此阶段形成局地冷池的原因与降水并无关系, 其形成原因可能有: (1) 冷池位于背风坡, 背风坡特有的降温作用(Durran, et al, 1988); (2) 图 6a 显示, 冷池附近的相对湿度超过 75%(图中白色虚线), 对应北京 08 时

探空指示的温度露点差接近于 0°C 的现象,验证了模式分析场的正确性。因此,自上午起此较湿区域升温将小于其他偏干区域,导致冷池地区的扰动温度较低;(3)根据可见光云图和红外云图(图 2a、b)所示,冷池上空较高云量的“阳伞降温作用”,也有利于冷池的形成。并且,从模拟的环境风场形势上看

(以图 6a 中 200 m 山脚为界(图中黄线)区分平原和山地),平原地区基本以南风为主,受北京地区西北山地阻隔影响,随着接近北京山区逐渐向东倾斜。在渤海湾附近以东南风为主,有利于渤海上空的水汽向华北平原输送,构成不稳定环境。在北京地区西北山区风场以西北风为主,因此,在反演区域的西

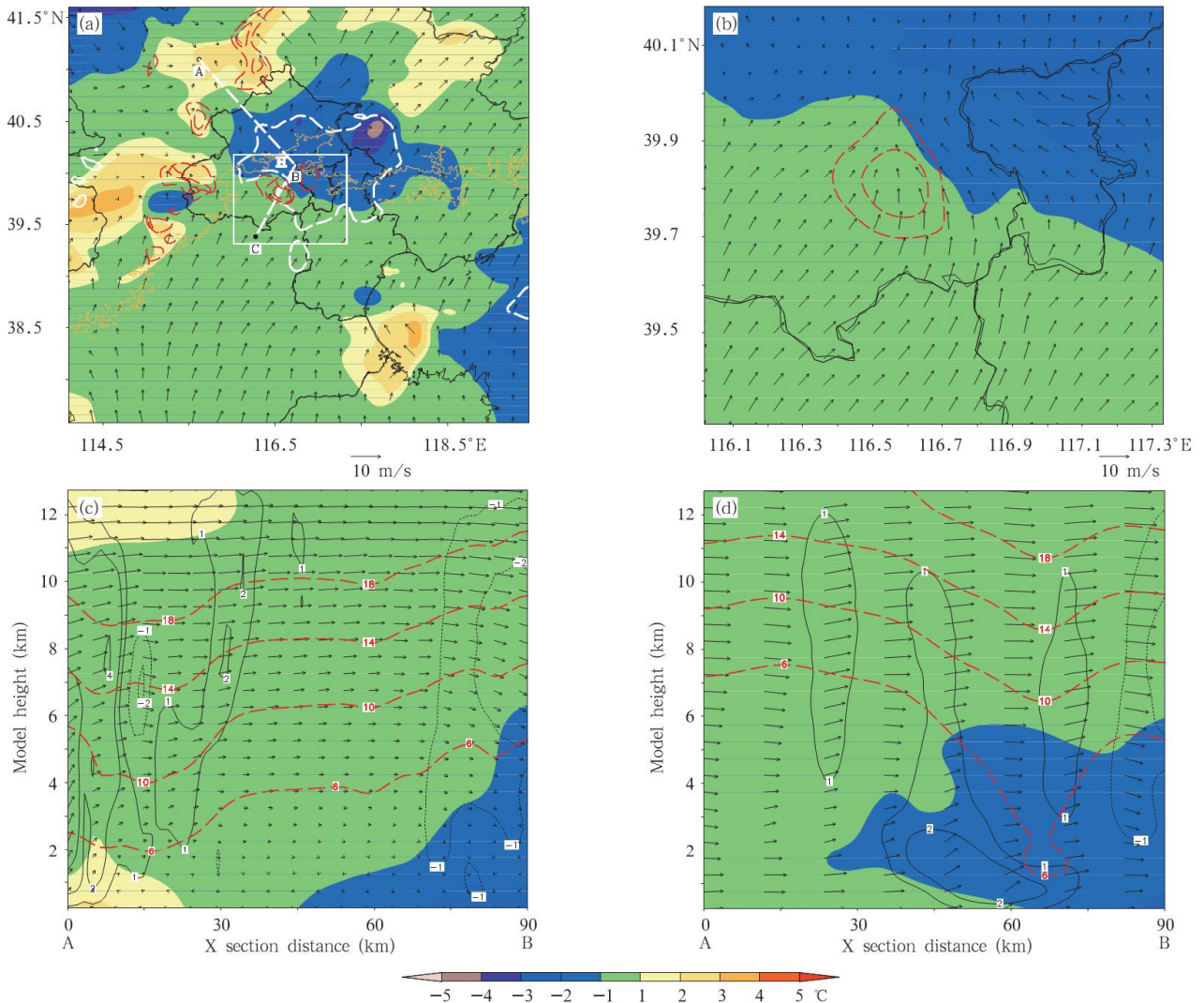


图 6 (a) 风暴新生阶段扰动温度和风场分布(阴影为扰动温度,白色虚线为 75% 的相对湿度等值线,白色实线为 45 dBz 的回波等值线,而红色虚线为辐合线,最小值 $0.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$,间隔 $0.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$; H 代表冷池),

(b) 为图 a 中白色方框内放大图,(c)、(d) 分别为图 6a 中沿 AB 和 BC 沿线的剖面

(红色虚线为风垂直切变等值线,黑色线为垂直风速等值线,实线为正,虚线为负)

Fig. 6 (a) simulated perturbation temperature field at the initial storm phase (color shaded) and wind fields (vectors) at the lowest model level of 250 m (with the relative humidity of 75% denoted by white dashed line) and composite reflectivity mosaic (with the white contour for 45 dBz) in the phase of storms initiation.

Convergence field (red dotted contour) is for $0.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ with the interval of $0.2 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$.

The H shows the position of cool pool. (b) amplified map of the white square frame in the (a).

(c) and (d) cross sections along the AB and BC lines in (a).

The red dashed line is the contours of shear and black line is for the vertical speed

部山脚,西北山区的西风与来自平原的南风或东南风交汇,形成零星的辐合中心,强度在 $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上(图 6a 中模拟区域西部山脚红色虚线等值线),这些辐合中心为中部对流风暴在山边的增强提供了有利的环境条件(这可能是导致图 6c、d 的中部对流风暴在山边增强的原因)。此外,在冷池 H 南边缘,由于局地冷池的扰动温度小、湿度大,冷池在一定程度上形成边界层风场传播的“障碍物”,原有偏南方向的较强气流一定程度上受冷池“障碍物”阻隔作用,风向和风速在冷池边缘处形成明显的绕流转向,由西南风转为偏东风和偏西风(图 6a 中 B 附近,图 6b 为方框内放大图),转向强度与冷池温度梯度成正比,这也与以往的研究一致(Sun, et al, 2010)。转向气流在冷池边缘与附近西南风为主的环境风场汇合,在强温度梯度的抬升作用下形成明显的辐合抬升(图 6a、b 中冷池边缘红色长虚线),最大强度超过 $0.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,有助于风暴向山下此处传播,同样为风暴下山增强(图 5c 中的中部雷达回波)提供了触发条件,这可能是中部主体风暴增强的原因之一。

为了更好地说明环境风场和冷池的相互配合在风暴传播形势的形成过程中所起到的作用,沿图 6a 中 AB 和 BC 处分别作垂直剖面图(图 6c、d),可以看出,从山区至平原冷池中后部(AB)(图 6c 中横坐标 60 km 处约为图 5a 中 200 m 山地和平原分界线),山区偏暖,平原为冷池控制,冷池最大高度在 6 km 左右,中心温度低于 -3°C 。从模拟风场上看,整体边界层(西北方向)附近风速较弱,均小于 1 m/s ;在山地迎风坡(图中 A 处至 30 km 附近),受热力抬升和迎风坡抬升作用影响,气流抬升,垂直风速以上升为主,最大值达到 4 m/s ,这也是风暴单体在迎风坡不断增强的原因;在冷池中后部区域(由图 6c 中 B 处右向左至蓝色色块结束位置,约 90 km 处),在环境风场、背风坡下山气流辐散降温、冷池冷却下沉和冷池造成的垂直扰动气压梯度的共同作用下,冷池上方整体以弱下沉气流为主,强度在 $-1 \sim -2 \text{ m/s}$,因此,冷池上方表现为较弱的风垂直切变区(图 6c 中风切变等值线明显上翘)。综上所述,从背风坡至冷池一带,其上空的弱风切变条件和弱下沉气流不利于风暴的形成和传播,这可能就是导致向平原移动的风暴(图 5c 中方框内)在经过此处时首先经历衰弱过程的原因。

与之相反的是,从冷池中后部至南方暖区,图 6d 所示,受冷池阻碍作用影响,较暖环境风场受迫抬升,在冷池前沿(图 6d 中 15 km 处)形成若干气流上升区,强度为 $1 \sim 2 \text{ m/s}$,上升气流强度与温度梯度成正比,与以往分析相似;尤其在冷池边缘,较强南风从暖区冲向冷池,插入冷池下方,构成较强温度梯度和风场不稳定,在边界层形成辐合抬升气流区,有利于风暴生成和维持发展。此外,除冷池附近区域外环境风场(西南方向分量)较强,随高度变化不大,整体应为弱切变环境(6 m/s 风切变等值线高度在 7 km 上下),并不利于风暴的传播。但是,在冷池边缘,由于在边界层冷池对环境风场阻碍抬升作用,边界层水平风速向垂直风速转化导致边界层风速水平分量减小,而冷池抬升作用主要在边界层,因此,中高层风速水平分量向垂直分量转化没有边界层明显,保持了较大的水平风速,从而边界层弱水平风速和中高层较大水平风速在冷池边缘中低层构成较强的风切变环境(图中风垂直切变等值线下伸, 6 m/s 等值线下伸至 2 km 处),有利于风暴的发展和维持。同理,上述机制形成风向从边界层起随高度顺时针旋转的特有结构,形成正涡度,进而构成平原冷池边缘地区低层较强的动力不稳定,有助于风暴的发展和维持。综上,冷池和环境风场配合的特殊机制有助于使主体对流风暴在冷池边缘增强。

4.1.2 风切变和螺旋度

同样,低层和中层风垂直切变对强对流风暴的形成和发展也会起非常关键的作用,在此计算模式 3185 m 层和 6185 m 层与最低层(185 m)之间水平风速的差值分别代表 0—3 km 的低层切变和 0—6 km 的中层切变。此阶段的代表时刻 14 时 29 分 0—3 km 和 0—6 km 的风垂直切变(图 7a、b)均表明,山区是较强风切变和平原地区为弱风切变的形势,与张家口和北京(08 时)实际探空形势相似,证明了 VDRAS 风场模拟结果的正确性;平原地区整体为弱切变环境,0—3 km 垂直切变小于 4 m/s ,而 0—6 km 切变则在 $3 \sim 4 \text{ m/s}$,远小于能够诱发或维持对流运动的阈值,且不利于风暴的产生或维持。但是,从图 6 可见,在冷池东南边缘区域附近,则存在切变较强区(强度分别为 10 m/s (0—3 km)和 $10 \sim 14 \text{ m/s}$ (0—6 km)),达到孙继松等(2006)研究中北京地区有利于风暴发生、发展的范畴,说明冷池与环境风场的相互作用有助于产生较强风切变。形

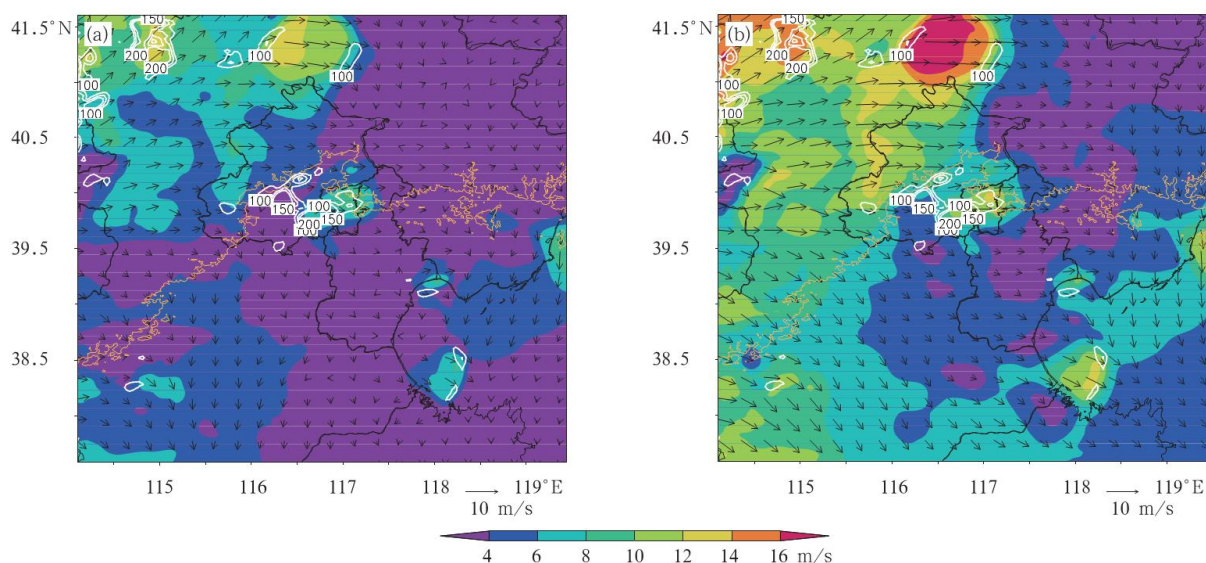


图7 风暴初期阶段0—3 km(a)和0—6 km(b)风垂直切变分布
(色阶代表风切变强度,箭头为风切变矢量,白色等值线为全螺旋度值)

Fig. 7 Wind-shear between 0 and 3 km (a) and 0 and 6 km (b)

with the helicity shown by white contour and wind-shear vector by vector in the initial phase

成这一现象的原因主要有以下几个方面:①热力作用,较强温度梯度是形成强局地风垂直切变的重要原因,而冷池的存在恰好构成了山地和平原之间较强温度梯度,满足形成较强风切变的热力条件;②环境风场的配置,正如上文所分析,由于冷池对边界层风场的传播有“阻碍物”作用,以及冷池的冷却下沉作用,改变了冷池边缘附近的边界层至中层风速和风向配置,因此,在冷池边缘形成了相对较大的风切变区。从切变矢量来看,冷池附近0—3和0—6 km的切变方向均为偏西北方向,与850—500 hPa风暴引导气流在同一象限,对风暴的传播下山非常有利。

螺旋度是衡量风暴旋转潜势具有明显意义的重要动力参数,反映了一定气层厚度内环境风场的旋转程度和输入到中高层环境涡度的多少(Lilly, 1986; Molinari, et al, 2008),其量值则反映了沿对流风暴低层入流运动方向旋转的强度。对于水平涡度和环境风矢量,利用VDRAS模拟的185—3185 m每一层的网格点数据来计算。定义全螺旋度为

$$H = \int_0^z \mathbf{V} \cdot \nabla \times \mathbf{V} d\tau \quad (8)$$

式中, $\mathbf{V}$ 为全风速,而 $\nabla \times \mathbf{V}$ 为全涡度,因此,全螺旋度与低层风切变强度和对流运动的强度有关。从计

算结果(图7中白色等值线)上看,与风切变结果相似,平原整体区域螺旋度值远小于 $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$,但是,在平原冷池附近其值在 $100\text{—}200 \text{ m}^2/\text{s}^2$,虽然小于生成超级单体风暴的螺旋度,但是达到了对流风暴生成的范畴。此情况说明局地冷池与环境风场的配合同样有助于产生较强螺旋度,主要有以下几个原因:从定义不难看出,螺旋度强度与风切变和中低层旋转有关,①冷池对水平风的强迫抬升作用,导致冷池边缘风场上下层表现为较强风切变,有利于维持上下层旋转,形成较强的水平涡度;②冷池边缘的阻碍环境风场作用形成绕流,同样加强水平旋转,增强此处的相对垂直涡度。这两种作用,与冷池边缘“障碍物”的辐合抬升作用配合,能将低层涡度传输至高层,导致形成较强螺旋度,这与上述分析一致。螺旋度的分布说明在冷池区域南侧边缘,较强的旋转运动将附近较强风场旋转至中高层,有利于风暴的产生或重新增强。

综上所述,在风暴下山前,虽然从探空和地面图上看平原地区整体形势上并不十分有利于风暴传播下山(弱切变、没有明显辐合上升),但是,VDRAS分析结果表明冷池和环境风场的相互配合却能为风暴下山构造较好的形势。在冷池的西北侧至山地,由于冷池内部的下沉运动(下沉气流区位于方框内

对流风暴的传播路径前)以及风切变较低不利于风暴的发展,这也可能是图 5c 方框处回波在一段时间之后逐渐减弱的原因。同样在反演区域东南部(即原图 5c 圆圈内回波前方),由于没有冷池存在,也就没有冷池和环境风场相配合产生的有利机制,不会造成较强风切变和螺旋度,因此南部块状风暴(图 5c 中圆圈内)传播下山后将很快衰弱。但是,在山地和平原之间,由于局地冷池 H 对环境风场的“阻碍”作用,在冷池边缘附近形成较强辐合抬升以及风暴持续发展需要的较强垂直切变和螺旋度,有助于风暴向山下冷池边缘区域传播(将导致中部主体风暴顺利传播下山)。

4.2 原有风暴临近下山阶段

4.2.1 冷池和低层风场

到风暴接近山脚阶段(代表时刻为 16 时 12 分),从模拟的扰动温度场(图 8a)上看,模拟区域仍呈现东南偏暖的整体形势,原有冷池强度与上一阶段相比有所减弱;此外在西北山区,由于受零星风暴降水的下沉气流降温和拖曳作用影响,分别形成弱冷空气堆(冷池) T1、冷空气堆(冷池) T2,中心强度均在 -3°C 左右;由于此时降水较弱,因此冷池出流不明显,仅能在冷池 T1 和 T2 边界处发现有一定的风场转向。从模拟风场来看,平原地区偏南风为主的形势仍然没有太大变化,而在原冷池附近,虽然随着时间的推移冷池强度有所减弱,导致在冷池边缘环境风场受冷池温度梯度影响的转向运动也相应减弱,但是平原仍然保持一定的辐合(最大强度仍超过 $0.3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$),有利于向此处传播的中部主体风暴顺利传播下山并增强。此外,随着降水的持续,冷池 T1 和 T2 受各自母风暴降水降温和降水拖曳作用影响,不断增强并明显扩展,因此,随着原有风暴东移并向平原原冷池所在地推进的同时彼此不断接近,受对流风暴下沉气流和较强东南环境风场影响,冷池之间较暖空气随着冷池的扩张和移动不断被挤压抬升,在冷池之间分别形成强度超过 $0.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的辐合抬升区(图 8a 中 T2 和原有冷池之间, T1、T2 和原有冷池之间),这种抬升机制也为原有接近消亡的北部回波单体(图 5c 方框内, 图 7a 中 T2 和原有冷池 H 之间的零星白色等值线)重新发展增强提供了抬升机制。并且,随着冷池 T1 和 T2 的扩展和靠

近,辐合抬升不断增强,此机制也使 T1 和 T2 之间(半小时后)出现新生风暴(图 8a)。随着这些冷池不断扩展和相互靠近,导致中部回波、北部回波和新生单体合并,组织成带状回波(图 5e);而对于南部的对流单体(图 5c 圆圈内),由于在它传播的方向上没有冷池,不存在冷池和环境风场相配合有利于风暴增强的环境条件,因此,它在向平原传播过程中很快消亡。

为了更好地说明冷池与对流风暴后部下沉气流和环境风场的相互配合等机制对风暴传播的影响,分别沿图 8a 中 AB 和 CD 处做剖面,用以说明其对北部风暴(图 5c 方框内)和中部主体风暴传播所起到的作用。从 AB 剖面(图 8b、c)可见,与上述一致的是,图 8b 中原有冷池 H(图 8b 中 B 附近右边蓝色部分)被明显的下沉气流控制;随着北部风暴向山下传播并不断减弱,此时最强回波(强度小于 35 dBz)和主体回波顶高(低于 10 km)均表现较弱和较低(图 8c);而在北部风暴后部(雷达回波左侧),则为明显的辐散下沉。因此,辐散下沉气流和降水作用是 T1 冷池形成和增强的主要原因(图 8b 中 A 附近蓝色部分,图 8c 中对流风暴左侧)。图中显示,下沉气流强度较弱,位于冷池上方,并且可以发现在冷池前边缘,由于冷空气不断下沉扩展,导致下沉气流有明显的弱前冲情况。此外,值得注意的是,随着对流风暴向前移动,由于其降水作用造成的冷池 T1 也随之向平原冷池 H 移动(平原冷池基本上保持不变),因此在冷池 T1 的移动对冷池间的暖空气的挤压作用和冷池 T1 前沿前冲气流对冷池间的较暖空气抬升作用下,在冷池之间的低层形成辐合抬升区(图 8b)。辐合抬升区位置在图 8c 中对流风暴前部,因此强有力的抬升运动有助于原有已经减弱的对流单体(图 8c 中方框内对流风暴)重新增强。并且从图 8b 中可以看出,同前一个阶段相似的是,冷池上空仍为弱风切变(6 m/s 红色风切变等值线上翘至 5 km 左右);但是,在冷池之间的区域,受冷池间挤压抬升和上文提到的对风场阻碍作用的影响,冷池间的中高层水平风速增强,而边界层为弱风速,因此构成了较强的风切变区(图 8b 中 8 m/s 红色风切变等值线下降至 4 km),位置在对流风暴传播方向的前方。根据已有的研究(Droegemeier, et al, 1985),较强的低层切变配合冷池 T1 前沿的前冲出流,既有利于在风暴前沿产生较强的上升运动,同

时,也为对流风暴(图 5c 方框处)的重新增强提供了动力条件。而冷池的相互靠近,也将造成对流风暴的互相合并。

而在平原原冷池 H 和冷池 T2 之间(图 8a 中 CD 部分),对比图 8d、e 可见,上文提到的中部块状风暴(图 5d,图 8d 中 135 km 左侧)后侧的风暴弱回波区(强度小于 35 dBz)为明显的辐散下沉区(从图 8e 中可见弱回波区附近下沉气流最大超过 5 m/s),下沉气流在近地面层形成较弱的下沉前冲出流,因此,强下沉气流和风暴的降水蒸发冷却作用是导致冷池 T2 形成和增强的主要原因(最低扰动温度低于 -3°C ,面积和范围不断扩大, -3°C 等值线最高约在 1.5 km)。此外,由于降水的潜热释放,在冷池上方 5 km 处,形成弱的正温度扰动区,但并未对流场造成大的影响。而在原有冷池 H 边缘附近,由于上一阶段长时间存在的辐合抬升和风切变、强螺旋度等机制,导致新生出另一个对流风暴;而在其后侧(图 8d、e 的 170 km 处),由于降水下沉气流和拖曳等作用,则同样为明显的辐散下沉运动,也同样导致原有冷池 H 不断增强(-3°C 等值线最高约在 2 km)。随着中部主体对流风暴向山下平原地区移动,其降水蒸发冷却和拖曳作用造成的冷池 T2 也随着对流风暴向平原地区原有冷池 H 移动,在两个冷池之间,冷池挤压抬升作用和下沉前冲出流抬升作用,有助于在中部风暴主体回波的前沿低层(图中 135 km 处)形成较强的辐合抬升区。此外,由于冷池等因素所导致的热力分布不均匀,在冷池边缘形成较大扰动气压和扰动温度,而根据垂直运动方程,扰动气压和扰动温度与垂直加速度在一定程度上成比例,因此,较大的垂直加速度同样有助于在中部风暴主体回波的上方(8 km 高度处)形成较强的上升运动区(图中 135 km 处)。该上升运动区有助于维持整个风暴系统的发展和增强,从此时的雷达回波剖面(图 8e)上看,回波直立,发展旺盛,35 dBz 以上回波顶高超过 12 km。并且,从模拟的该时刻垂直风切变(图 8d 所示红色等值线)特征上看,两冷池的存在改变了从边界层至高层的风场配置(两冷池的合并位置为明显弱西风),使冷池之间形成中低层的较强风垂直切变(图 8d 中水平风垂直切变等值线(红色虚线)下伸,8—10 m/s 风切变等值线下伸至 3—5 km),较强风切变环境配合辐合抬升运动,也

有利于向山下传播的中部对流风暴的持续发展。同样冷池的相互靠近,导致在它们边缘产生的对流风暴也在不断靠近,也将造成对流风暴的合并。T1 和 T2 之间的机制与此类似,不再赘述。

4.2.2 风切变和螺旋度

至风暴临近山边阶段,从模式计算得出的 0—3 和 0—6 km 的风垂直切变(图 9)可见,与上一阶段相似的是,山下平原仍为弱切变,整体强度小于 4 m/s;而在平原地区冷池机制仍然存在,因此,在平原旧冷池的南边缘附近仍然为相对较大的风切变,强度为 8 m/s(0—3 km)和 10 m/s(0—6 km),而在此位置风切变矢量方向仍然与引导气流方向相近,有利于山上风暴持续发展。螺旋度也是同样的变化趋势:在山上由于风暴自身旋转的“污染”,造成在风暴附近显示较强的螺旋度,并没有很好的指示意义,但是,和前一阶段相似的是,在平原旧冷池边缘附近仍然有强度约 $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 的螺旋度,达到了强对流风暴产生的范畴,说明冷池机制仍然“提供了”有利于风暴产生和传播的条件。而平原的其他区域则没有这些类似机制,因此也导致向其他区域移动的南部回波(图 5c 圆圈)很快消亡。此外,在 T1、T2 和平原原冷池 H 之间上空均出现相对风切变和螺旋度较大值区,相对风切变较大值分别为 10 和 16 m/s,而螺旋度较大值超过 $80 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 。这些风切变和螺旋度环境也为北部回波的重新增强和回波的合并提供了良好的触发条件。

因此,与上阶段相同,本阶段冷池机制仍然为风暴的传播下山创造了有利条件,而冷池之间的相互作用也是风暴合并成带状回波的另一个原因:原有冷池为中部主体风暴提供较强风切变、高螺旋度和辐合抬升区等有利条件,使其增强并传播下山;而由于降水形成新冷池与原有冷池不断扩展靠近,挤压中间的暖湿空气也同样形成辐合抬升和较强的风切变、螺旋度等有利条件,反作用于原有对流风暴,使原有中部和北部风暴单体重新增强及产生新的对流单体,随着冷池之间不断接近,这些零散回波与主体回波合并,组织成带状回波。雷达观测证实,一段时间以后,带状回波中心强度超过 60 dBz,并伴随阵风天气,而位于南部的雷达回波在传播方向上的平原地区没有冷池机制,因此不能维持风暴的持续发展,逐渐消亡。

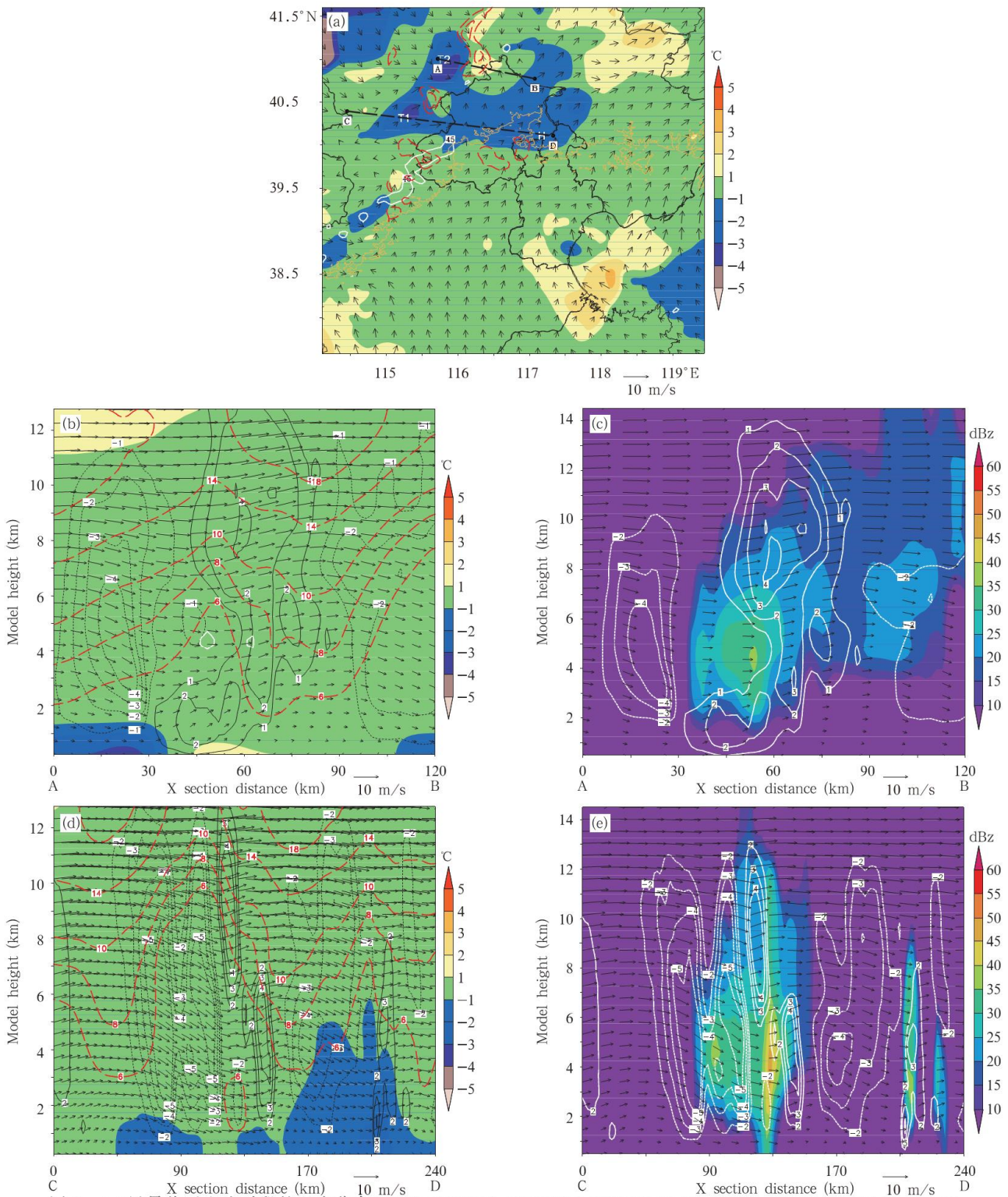


图 8 (a) 风暴临近山边时段的温度分布(阴影为扰动温度, 白色实线为雷达回波 45 dBz 等值线, 红色虚线为辐合线, 最小值 $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$, 间隔 $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$)(b)、(d) 沿 AB 和 CD 的剖面图(黑实线为正的垂直速度, 黑虚线为负垂直速度, 红色虚线为风切变廓线, 黑色箭头为三维风场)(c)、(e) 相应的雷达反射率因子剖面(白实线为上升速度, 白虚线为下降速度)

Fig. 8 (a) simulated perturbation temperature field (color shaded) and wind fields (vectors) at the lowest model level of 250 m in the phase of storm approaching the foothills. Composite reflectivity mosaic is shaded with the white contour for 45 dBz and convergence field marked using the red dotted contour with the minimum of $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ in the interval of $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. (b) and (d) cross sections along the AB and CD line in (a), respectively with the red contour for wind shear and vertical motion (black solid line is above 0, while black dotted line is below 0) overlaid wind (black vector). (c) and (e) corresponding composite reflectivity (white solid line is above 0, while white dotted line is below 0)

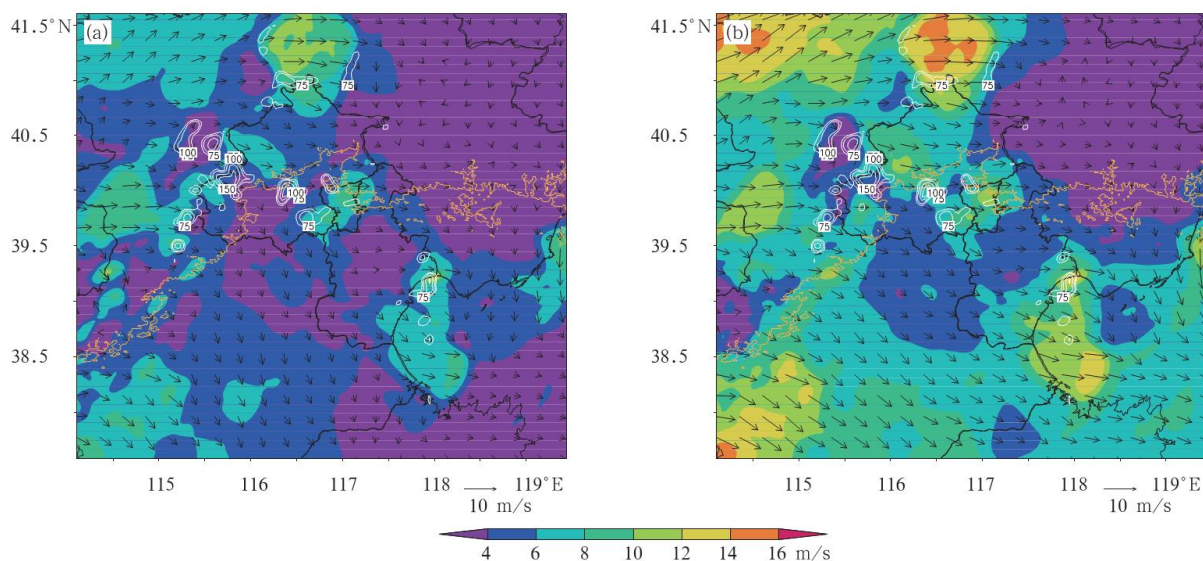


图9 风暴临近山边阶段0—3 km(a)和0—6 km(b)的风切变分布
(色阶为风切变强度,箭头为风切变矢量,等值线为全螺旋度)

Fig.9 Wind-shear between 0 and 3 km (a) and 0 and 6 km (b) (color shaded) with helicity shown by contour and wind-shear vector by vector in the phase of storms approaching the foothills

4.3 下山风暴在平原快速消散阶段

4.3.1 冷池和低层风场

以19时17分为代表,从此时雷达观测和模拟的扰动温度场(图5e、图10a)上看,由于此时带状回波发展至最强阶段:整体降水回波中心强度大于60 dBz,长宽比超过4,水平长度超过60 km,因为降水持续且不断增强,使带状回波后部冷空气不断下沉扩散,冷池进一步加强,范围不断扩大,此时原有冷池已合并为一个强冷池,命名为G,最低扰动温度超过 -7°C ,高度超过7 km,冷池前端为较暖区。从模拟低层风场上看,平原地区风场仍然维持偏南方向,但是强度上大大减弱。此外,值得一提的是,由于冷池的快速增强,前沿的风暴出流明显增强,图10a中有明显的“前冲”倾向,模拟的最大风速达到20 m/s,和自动站观测相近,这也是造成地面观测到阵风的原因。而且,随着风暴前冲出流增强,其逐渐离开原有带状回波主体(最远出流已距离风暴主体30 km),说明风暴可能已经开始由鼎盛期向消亡期过渡。而在带状回波前端,受渤海湾影响,环境风场为偏东南气流;偏东南气流与风暴强出流(阵风锋)相碰,形成若干强度约为 $0.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 的辐合区。此时冷池出流方向与东南气流方向近于垂直,根据垂直涡度方程(吴国雄,2001),导致垂直涡度产生(扭转项),与强辐合配合有利于风暴的局地新生。

因此,雷达观测(图5e)显示,在阵风锋前方,新的对流单体已经产生(图9a中白色等值线部分以及图5e中+位置)。

从此时剖面(图10a中AB处,图10b、c)上看,雷达回波显示飑线变宽,后部拖曳明显,因此在飑线回波的下方及后部,由于受对流风暴下沉气流和降水拖曳作用影响,3 km以下的冷空气堆进一步加强,飑线后部2 km以下的扰动温度降至 -5°C 以下,厚度上升至最大6 km,表明近地面冷池发展非常强盛;此外,受下沉气流影响,带状回波后部中层存在明显的尾部入流急流(RIJ),说明已经初步具有飑线系统成熟阶段的部分特征,当尾部入流急流下冲到近地面冷池前沿时,能够在地面形成短时大风,这也是地面自动站观测到阵风的原因。此时对流风暴前方强出流在冷池前端,与环境风场配合仍然形成上升气流区(图10b中200 km处)。但是,对比图10b、c并结合图10a可以看出,由于风暴前沿的东南气流较弱,大体为平行对流风暴方向(并且,随着时间推移,风速还在不断减弱),所以,垂直风暴主体的切变分量明显减弱,导致在对流风暴主体前部整体平原为弱切变环境,而冷池则较强,因此,根据RKW理论(Weisman, et al, 2000),当切变环境不能和冷池强度保持平衡时,出流很快离开风暴主体,所以,此风暴主体很快衰弱。

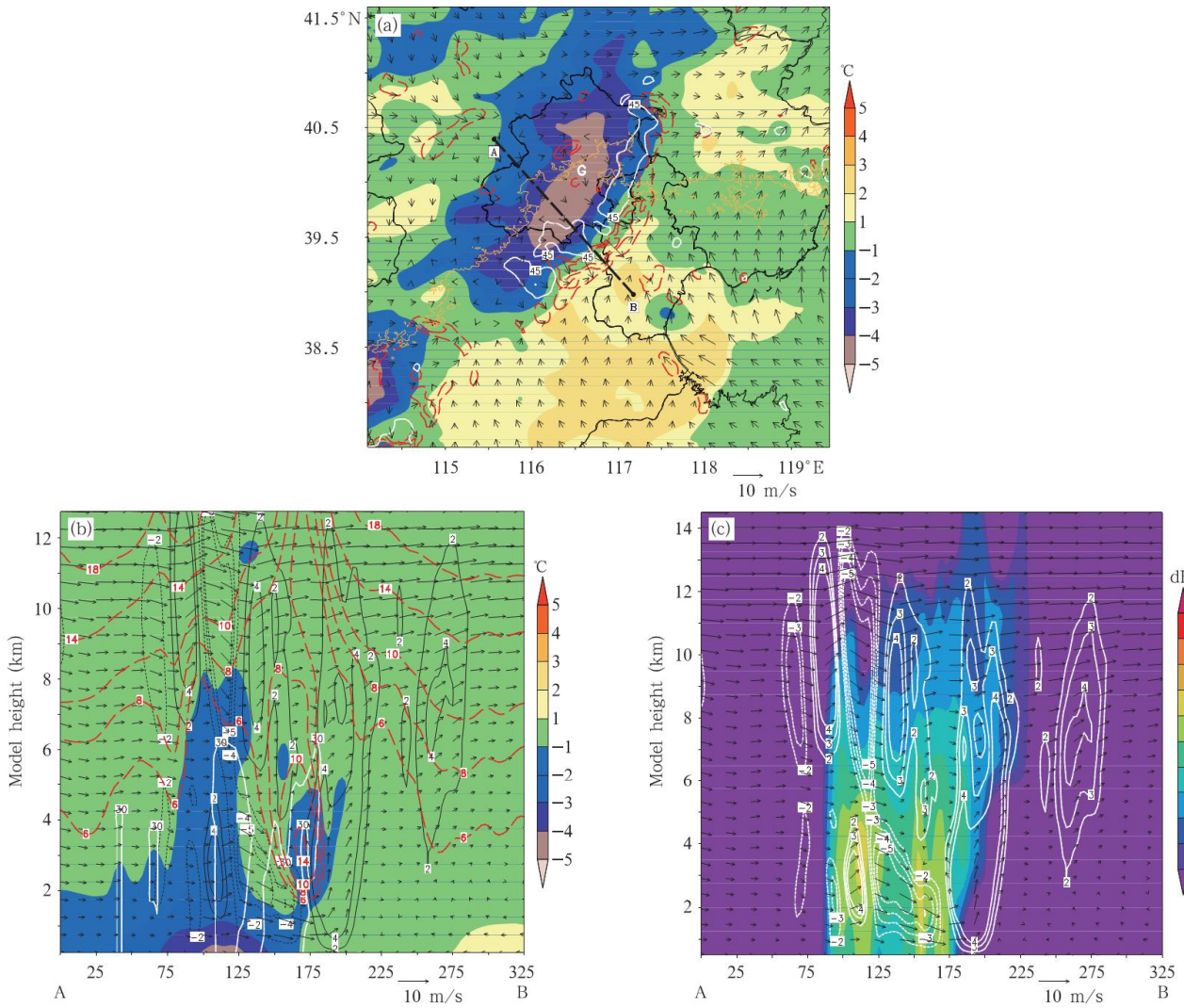


图 10 (a) 风暴快速衰亡阶段的扰动温度(阴影)及风场(矢线)的分布

(白色实线为 45 dBz 的回波等值线,红色虚线为辐合线,最小值 $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,间隔 $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,G 代表冷池)

(b) 沿图 a 中 AB 所做的剖面(黑线为正的垂直速度,虚线为负垂直速度,红色虚线为风垂直切变等值线)

(c) 图 b 剖面对应的雷达反射率因子(阴影为回波强度,白线为正的垂直速度,虚线为负垂直速度)

Fig. 10 (a) simulated perturbation temperature field (color shaded) and wind fields (vectors) at the lowest model level of 250 m in the phase of storms dissipating. Composite reflectivity mosaic (white contour) is for 45 dBz. The G shows the position of the cool pool. Convergence field (red dotted contour) is marked for $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ with the interval of $0.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. (b) cross sections along the AB line in (a) with the red contour of wind shear and vertical motion (black solid line is above 0, while black dotted line is below 0) shown.

And, (c) corresponding reflectivity (shaded color) to (b) with the wind (black vector), and vertical motion (white solid line is above 0, while white dotted line is below 0) shown

4.3.2 垂直切变和螺旋度

至风暴平原减弱阶段,此时从模拟风切变(图 11)来看,除风暴自身垂直运动引起的风切变较强区外,与前两个阶段不同的是,风暴移动前方,由于此时环境风场强度较弱,并且原局地冷池已经被破坏,

导致没有“障碍”冷池作用形成边界层风场扰流构成强切变区,因此,风暴传播前方为弱切变区(在 0—3 km 表现尤为明显,强度小于 4 m/s)。根据 RKW 理论,当前端风切变不能和冷池强度保持平衡时,风暴会快速减弱。此外,此时风切变矢量方向为东南

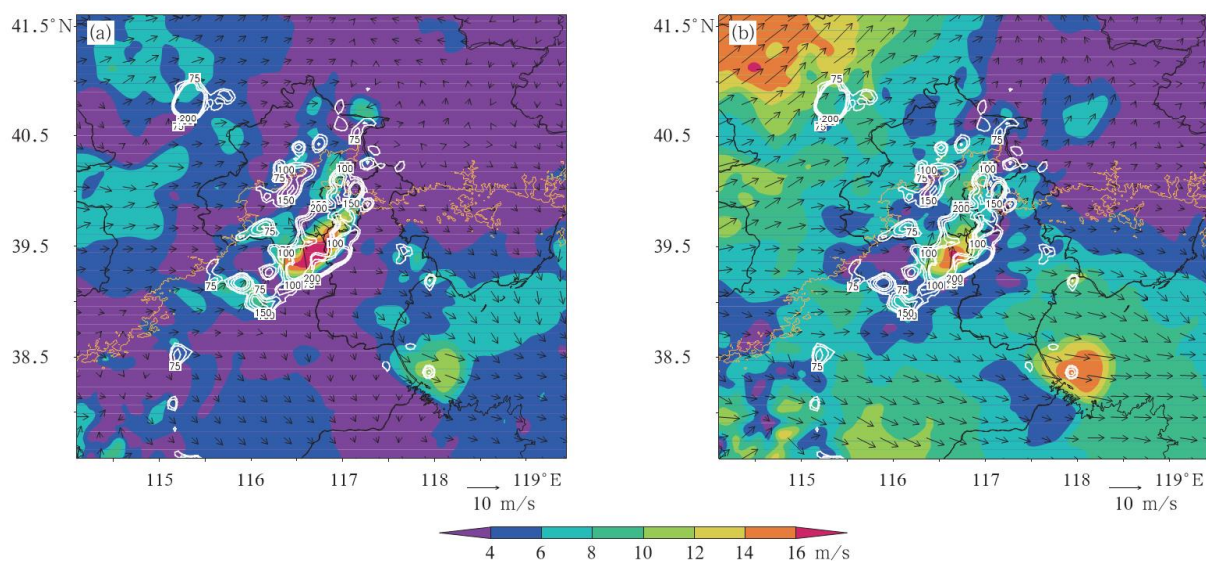


图 11 风暴快速消散阶段 0—3 km(a)和 0—6 km(b)的风垂直切变

(阴影为风切变强度,箭头为风切变矢量,等值线为全螺旋度)

Fig. 11 Wind-shear between 0 and 3 km (a) and 0 and 6 km (b) (color shading)

with helicity (contour) and wind-shear vector (vector) in the phase of storms dissipating shown

风向,与高空引导气流方向不同,不在同一象限,也不利于风暴的继续维持。而螺旋度也表现了相同特征,除风暴自身的螺旋度外,由于缺乏“障碍”冷池,在风暴传播前方不能形成足够强的螺旋度。此情况表明对流风暴传播前方不存在较强旋转,不能使前端风场和涡度旋转进入风暴以维持风暴继续发展,同样指示风暴将会快速减弱。

综上,本阶段,虽然从雷达回波和模拟风场上看,带状系统有了部分飚线持续发展的特征(图 10a、b 中尾部入流急流现象,以及图 4e 中回波长宽比超过 4),并且,较强出流和前方较暖湿气流相遇,形成新的零散对流单体,但是,由于平原地区没有“阻碍”冷池存在,导致风暴传播前方为弱切变等环境,不能维持冷池出流和风切变的平衡,导致风暴很快消散。

5 结论和讨论

在本地化改进 VDRAS 系统的基础上,利用其针对北京一次典型弱天气背景下的下山增强风暴进行反演分析,得到与对流风暴发生、发展密切相关的底层热、动力三维场,包括水平风场、垂直速度、辐合辐散场、扰动温度、温度梯度,以及利用它们再开发的新物理量(如螺旋度、水平风垂直切变等),用以指示北京乃至京津冀平原地区对流风暴生消发展的临

近预报和预警。

结合热、动力反演结果及探空分析,提出在弱天气背景下,山地平原之间的局地冷池阻碍机制为对流风暴传播制造有利环境;而当降水形成后,对流风暴形成的冷池与原有平原冷池相互作用也为风暴在山脚增强起到了至关重要的反作用。

(1)风暴发生当日的探空曲线表明,短生命史的下山增强风暴在平原地区弱天气背景下产生,大气热、动力形势和层结状况对强对流风暴的形成均处于并不非常有利的状态中。

(2)在风暴山区生成并传播阶段,由于平原地区局地热、动力场的特点,在山脚附近形成局地冷池。局地冷池对环境风场的阻碍作用,在冷池边缘形成“绕流”,绕流强度与温度梯度有关,并形成明显的强辐合带、风切变较强区和螺旋度相对较大区,为风暴的传播下山创造了有利条件。而平原南风 and 山区西风的交汇辐合作用是风暴得以在山边处增强的重要原因。

(3)在风暴临近山边阶段,原有平原冷池继续为风暴主体下山增强创造有利条件。而由于不同孤立风暴单体的降水作用形成若干冷池,不同冷池出流在环境风场和对流风暴下沉气流的配合下,挤压冷池之间较暖空气,造成辐合抬升,使原有减弱风暴增强,并产生新的风暴单体。随着冷池的扩展导致对

流单体合并,组织成类似于飚线的带状回波。而在此阶段冷池之间较有利的切变环境和上升气流的配合,同样有利于对流风暴的传播和发展。

(4)风暴在平原地区传播并快速消亡阶段,风暴发展更加强盛,冷池出流更加强烈,最大值超过 22 m/s,存在明显的“前冲”特征,具有一定的飚线特征。而较强冷池出流和前端渤海东南气流汇合,产生新的雷暴。但是由于此时风暴前方的冷池强度明显大于低层切变强度,根据 RKW 理论,冷池出流(阵风锋)开始“脱离”风暴前沿,导致类似飚线的带状回波逐渐趋于消散。

(5)风暴生命史较短与平原局地冷池有关,局地冷池不同于其他触发机制,影响范围小、强度低、局地性强,并未改变平原整体形势。当风暴离开原有冷池所造成的强风切变和强螺旋度区或者由于降水原因使平原局地冷池被破坏时,原有风暴会很快减弱,直至消散。

(6)热、动力环境参数的指示作用:利用模拟结果,计算了与强对流风暴密切相关的热、动力环境参数,包括全螺旋度、风垂直切变。发现在有利于风暴传播区域,0—3 km 风切变大于 8 m/s,而螺旋度大于 $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$,风切变(尤其是 0—3 km)大值区和螺旋度相对大值区位置与风暴的新生和传播有很强的相关,反映出螺旋度和风切变对风暴临近预报具有很好的指示意义。

通过考虑实际雷达观测资料同化的云尺度数值模拟及其结果分析,揭示出影响这次弱天气背景下下山增强风暴从形成发展到分裂消散的三维热、动力特征,说明平原局地冷池的存在为弱天气背景下对流风暴向山下传播提供有力保证。而它的生命史快速衰减也与局地冷池范围较小未能改变平原整体不利形势有关。

通过对北京地区一次典型的短生命史风暴下山增强个例分析,虽然揭示出影响此次降水的三维热、动力特征,但是单一个例的模拟分析并不完全具有普适性,还需要开展大量个例的数值模拟分析加以验证。此外,本研究并未考虑影响系统演变的天气尺度特征的影响及其与对流系统的相互作用,有必要开展进一步的研究。

致谢:美国国家大气研究中心(NCAR)的孙娟珍博士对数值模拟工作给予悉心指导,以及科学家 Jim Wilson 和 Rita Roberts 在个例选择和分析等方面的指导纠正,谨此致谢。

本文在修改过程中得到肖辉研究员的热情指导和很多帮助,在此表示感谢。

参考文献

- 陈明轩,高峰,孔荣等. 2010. 自动临近预报系统及其在北京奥运期间的应用. 应用气象学报, 21(4): 395-404
- 陈明轩,王迎春,高峰等. 2011. 基于雷达资料 4DVar 的低层热力反演系统及其在北京奥运期间的初步应用分析. 气象学报, 69(1): 64-78
- 陈明轩,王迎春. 2012a. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飚线过程发展维持的数值模拟. 气象学报, 70(3): 371-386
- 陈明轩,王迎春,肖现等. 2012b. 基于雷达资料 4DVar 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. 大气科学, 36(5): 929-944
- 陈敏,范水勇,郑佐芳等. 2011. 基于 BJ-RUC 系统的临近探空及其对强对流发生潜势预报的指示性能初探. 气象学报, 69(1): 181-194
- 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. 气象, 37(7): 802-813
- 戴建华,陶岚,丁杨等. 2012. 一次罕见飚前强降雹超级单体风暴特征分析. 气象学报, 70(4): 609-627
- 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. 气象, 35(11): 9-16, 161
- 潘玉洁,赵坤,潘益农等. 2012. 用双多普勒雷达分析华南一次飚线系统的中尺度结构特征. 气象学报, 70(4): 736-751
- 孙继松. 2005. 气流的垂直分布对地形雨落区的影响. 高原气象, 24(1): 62-69
- 孙继松,王华,王令等. 2006. 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. 大气科学, 30(2): 221-234
- 孙继松,杨波. 2008. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨. 大气科学, 32(6): 1352-1364
- 王婷婷,王迎春,陈明轩等. 2011. 北京地区干湿雷暴形成机制的对比分析. 气象, 37(2): 142-155
- 王彦,陈明轩,王令. 2010. VDRAS 产品在奥运气象服务中的应用. 气象科技, 38(5): 645-648
- 王玉彬,周海光,于东昌等. 2009. 奥运短临时临近预报实时数据处理. 气象, 34(7): 410-422
- 吴国雄. 2001. 全型涡度方程和经典涡度方程比较. 大气科学, 59(4): 385-392
- 肖现,廖菲,肖辉等. 2010. 北京对流性降水的雨滴尺寸分布瞬时特征与雷达降水的关系. 热带气象学报, 26(4): 445-451
- 许焕斌. 2006. 雹云物理与防雹的原理和设计. 北京: 气象出版社, 22
- 俞小鼎,王迎春,陈明轩等. 2005. 新一代天气雷达与强对流天气预警. 高原气象, 24(3): 456-463
- Bluestein H B, Jain M H. 1985. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in Oklahoma during the spring. J Atmos Sci, 42(16): 1711-1732
- Chen M X, Sun J, Wang Y C. 2007. A frequent-updating high-reso-

- lution analysis system based on radar data for the 2008 summer Olympics//The 33rd International Conference on Radar Meteorology. Cairns: Amer Meteor Soc, 4A, 7
- Chen M X, Gao F, Kong R, et al. 2009. A System for Nowcasting Convective Storm in Support of 2008 Olympics//Preprints, The World Meteorological Organization Symposium on Nowcasting and very Short Range Forecasting. Whistler, Canada, 26
- Crook N A, Sun J. 2002. Assimilation radar, surface and profiler data for the Sydney 2000 forecast demonstration project. *J Atmos Oceanic Tech*, 19(6): 888-898
- Droegemeier K K, Wilhelmson R B. 1985. Three-dimensional numerical modeling of convection produced by interacting thunderstorm outflows. Part I: Control simulation and low-level moisture variations. *J Atmos Sci*, 42(22): 2381-2403
- Durran D R, Klemp J B. 1983. A compressible model for the simulation of moist mountain waves. *Mon Wea Rev*, 111 (12): 2341-2361
- Lilly D K. 1986. The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization. *J Atmos Sci*, 43(2): 126-140
- Molinari J, Vollaro D. 2008. Extreme helicity and intense convective towers in Hurricane Bonnie. *Mon Wea Rev*, 136 (11): 4355-4372
- Parker M D, Johnson R H. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3413-3436
- Purdon J F W. 1982. Subjective Interpretations of Geostationary Satellite Data for Nowcasting//Nowcasting. Browning K. London: Academic Press, 149-166
- Roberts R, Sun J, Yin Z, et al. 2011. Meso-scale Analysis and Predictability of Taiwan Heavy Rainfall Using VDRAS and WRF. 2011 AMS Conf. on Radar Meteorology, Pittsburgh, PA
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. *J Atmos Sci*, 45: 463-485
- Sun J Z, Crook N A. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint; I. Model development and simulated data experiments. *J Atmos Sci*, 54(12): 1642-1661
- Sun J Z, Crook N A. 1998. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint; II. Retrieval experiments of an observed Florida convective storm. *J Atmos Sci*, 55(5): 835-852
- Sun J Z, Crook N A. 2001. Real-time low-level wind and temperature analysis using single WSR-88D data. *Wea Forecasting*, 16: 117-132
- Sun J Z, Zhang Y. 2008. Analysis and prediction of a squall line observed during IHOP using multiple WSR-88D observations. *Mon Wea Rev*, 136(7): 2364-2388
- Sun J Z, Chen M X, Wang Y C. 2010. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project. *Wea Forecasting*, 25(6): 1715-1735
- Szoke E J, Weisman M L, Brown J M, et al. 1984. A subsynoptic analysis of the Denver tornadoes of 3 June 1981. *Mon Wea Rev*, 112(4): 790-808
- Weisman M L, Rotunno R. 2000. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. *J Atmos Sci*, 57(9): 1452-1472
- Weisman M L, Rotunno R. 2004. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited. *J Atmos Sci*, 61(4): 361-382
- Wilson J W, Ebert E, Saxen T, et al. 2004. Sydney 2000 forecast demonstration project: Convective storm nowcasting. *Wea Forecasting*, 19(1): 131-150
- Wilson J W, Chen M X, Wang Y C. 2007. Nowcasting Thunderstorms for the 2008 Summer Olympics//The 33rd International Conference on Radar Meteorology. Cairns, Australia, Amer Meteor Soc, 4A
- Wilson J W, Feng Y, Chen M, et al. 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: Successes, failures, and implications for future nowcasting systems. *Wea Forecasting*, 25(6): 1691-1714