

王丛梅, 俞小鼎, 李芷霞, 等, 2017. 太行山地形影响下的极端短时强降水分析[J]. 气象, 43(4): 425-433.

太行山地形影响下的极端短时强降水分析^{*}

王丛梅¹ 俞小鼎² 李芷霞¹ 李江波³ 王秀明²

1 河北省邢台市气象局, 邢台 054000

2 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

3 河北省气象台, 石家庄 050021

提 要: 2015 年 8 月 2 日午夜和 2011 年 8 月 9 日前半夜, 在两种不同天气系统背景下太行山东麓都出现了小时雨量超过 50 mm 的极端短时强降水天气, 两次过程都是雷暴先在太行山区触发加强, 经过下山 2 h 先后在丘陵站平山和山前平原站石家庄市产生极端短时强降水。利用常规探测资料、地面加密观测资料、石家庄 SA 多普勒天气雷达资料, 对不同天气系统背景下太行山特殊地形影响的极端短时强降水成因进行分析。结果表明: 偏东气流被南北向的太行山地形强迫抬升, 且与下山雷暴出流形成中尺度辐合线触发新的雷暴, 雷达回波呈现后向传播特征和列车效应造成局地极端短时强降水。太行山地形通过增强辐合上升运动、增大垂直风切变使雷暴下山加强。不同天气系统强迫下, 太行山特殊地形对雷暴发展作用不同。在偏西气流引导下, 暖区极端短时强降水由阵风锋触发, 具有突发性、降水时间短、伴随风力大的特点, 下山雷暴出流加快且与山前偏东风的辐合加强, 陆续在丘陵区和山前平原触发对流与下山雷暴合并加强造成极端短时强降水; 而在东北气流引导下, 回流冷锋和阵风锋共同触发的极端短时强降水具有持续时间较长、降雨总量较大、伴随风力较小的特点, 太行山东坡对东北冷湿回流有阻挡积聚作用, 东北偏北来的雷暴出流边界西端在迎风坡上强迫抬升使雷暴触发并加强, 东北气流遇山后发生气旋性偏转使雷暴出流转向东南下山, 与平原的偏东风辐合加强, 造成丘陵区和山前平原的总降雨时间更长、降雨总量更大。

关键词: 太行山地形, 极端短时强降水, 雷暴下山, 后向传播

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.04.004

Investigation of Extreme Flash-Rain Events on the Impact of Taihang Mountain

WANG Congmei¹ YU Xiaoding² LI Zhixia¹ LI Jiangbo³ WANG Xiuming²

1 Xingtai Weather Office of Hebei Province, Xingtai 054000

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

3 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

Abstract: In the midnight of 2 August 2015 and the early night of 9 August 2011, extreme flash-rain events were observed in the Taihang Mountain area under the background of different weather systems. The thunderstorms strengthened in the Taihang Mountain area, and extremely heavy rainfall were observed in Pingshan Station and Shijiazhuang Station in 2 h. Based on routine upper-level and surface observation, automatic weather station (AWS) data and Doppler weather radar data, the reasons of the extreme flash-rain impacted by Taihang Mountain with different backgrounds are analyzed. The results show that easterly air flow is forced to uplift in the mountains, then encountered with thunderstorm outflow forming mesoscale convergence line to trigger new thunderstorms. Local heavy rainfall is affected by the backward propagation characteristics and train effect of radar echo. Convergence ascending motion and vertical wind

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)和河北省气象局 2015 年面上项目(15KY34)共同资助

2016 年 3 月 9 日收稿; 2017 年 2 月 27 日收修定稿

第一作者: 王丛梅, 主要从事短期和短时临近天气预报工作. Email: cmwang6565@163.com

通信作者: 俞小鼎, 主要从事雷暴雨强对流临近预报技术和雷达气象学研究. Email: xdyu1962@126.com

shear are enhanced by the Taihang Mountain terrain strengthening thunderstorm in the process of going down the mountain. The Taihang Mountain terrain plays different roles in the development of thunderstorms under different weather systems. Under the guide of westerly flow, extreme heavy rainfall is triggered by a gust front in warm sector, characterized by abruptness, short time and strong winds. Thunderstorm outflow down mountain is accelerated and convergence with piedmont easterly wind is strengthened to trigger new thunderstorms, being combined with the downhill flows and forming extremely heavy rainfall in the hilly region. However, under the guide of northeast flow, extreme short-time heavy rainfall triggered by reflux cold front and gust front features longer duration, heavier rainfall, and weaker wind. Northeast cold wet reflux is resisted by east slope of Taihang Mountain. The western end of the thunderstorm outflow boundary from NNE-ward is forced to uplift on windward slope to trigger and strengthen thunderstorms. Northeast airflow turns its direction in cyclonic deflection and the thunderstorms flow down to the southeast, so that convergence with the easterly wind in plains is strengthened, making the total time of rainfall longer and precipitation greater in hilly areas and piedmont.

Key words: Taihang Mountain, extreme flash-rain, thunderstorms down hill, backward propagation

引 言

关于地形和偏东风相互作用造成的局地强降水机制以及雷暴在下山过程中的增强或减弱机制,科研人员做过大量深入研究和探讨(孙建华等,2015;徐明等,2015)。孙继松(2005)研究了华北地区太行山东侧低空东风气流背景下不同垂直分布气流对降水落区的影响,当垂直于山体的气流随高度减小时,地形的作用表现为迎风坡上水平辐合,造成气旋式涡度增加,产生风场切变,因此对迎风坡降水产生明显的增幅作用;他指出由城市热岛形成的水平温度梯度有可能在靠近城区的山前迎风坡强迫产生相对独立的中尺度风的垂直切变,由此产生的低空风的垂直切变是维系中尺度对流降水发生、发展的重要条件,一旦迎风坡出现强降水,将形成吹向迎风坡的风速与降水强度之间的正反馈现象,这种正反馈过程对 β 中尺度暴雨的形成过程起到了重要作用(孙继松和杨波,2008)。张文龙等(2014)研究表明复杂地形与雷暴冷池出流作用相结合,主导了雷暴新生地点的变化,进而影响 γ 中尺度强降水中心的变化,北京周边地区的雷暴通过其雷暴冷池出流沿着沟谷地形或向平原地区流动,与北京山谷或城区的边界层暖湿空气形成辐合抬升机制,触发雷暴新生。Wilson et al(2010)指出,北京地区雷暴通常下山衰减,但如果平原地区具有明显辐合线并且有积云充分发展,则雷暴下山不会衰减甚至加强。陈双等(2011)进行复杂地形条件下雷暴下山增强机制个例研究表明,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对流不稳定增强,同时冷池出流形成的负水平涡度与低层切变产生的正水平涡度达到近似平衡状态,有利于雷暴的下山增强(RKW 理论)(Weisman et al, 1988; Rotunno et al, 1988)。张家国等(2015)对大别山西侧极端降水机制研究表明大别山脉对冷池的阻挡作用使雷暴冷池向上风方运动导致对流单体向后向传播,是指状对流云团形成的重要机制之一。数值模拟研究也表明地形和偏东风在暴雨中的作用,侯瑞钦等(2009; 2010)对迎风坡暴雨的地形作用做数值模拟,指出强降水中心与喇叭口地形相对应,地形雨特征明显,低层东风越大,造成的迎风坡降水越强。闫冠华等(2015)地形敏感性试验结果发现,对于不同型态的暴雨过程,地形的影响有不同表现。对于太行山区型暴雨,太行山地形的阻挡和抬升作用导致迎风坡和背风坡降水增加;对于回流型暴雨,降水系统从东北地区南部向西南方向移动,低层气流主要为偏东型气流,地形的存在对于降水系统的西移速度及降水落区均有重要影响。2012 年 7 月 21—22 日发生在北京地区附近的特大暴雨过程研究分析,由于太行山的阻挡作用,使气流和水汽辐合,对降水有明显的增幅作用(俞小鼎,2012;王宇虹等,2015)。泰山地形对于强降水的模拟研究也验证了地形的强迫作用使移入该地的对流系统增强和维持(阎丽凤等,2013)。在目前业务需求方面,雷暴从山区向平原地区移动时,雷暴是增强或减弱以及强降水中心落区的确定仍是临近预报的难点,对其开展更深入的研究具有重要的科学和业务应用价值。

2015 年 8 月 2 日夜間和 2011 年 8 月 9 日夜間,

太行山东麓丘陵区、山前平原都依次出现了小时雨量超过 50 mm 的强降水,属极端短时强降水天气(俞小鼎,2013)。但它们的影响系统不同,前者在西北路径冷空气前暖区内发生发展,后者主要是受东北回流冷空气地面冷锋的影响。利用常规探测资料、地面加密观测资料、石家庄 SA 多普勒天气雷达资料,通过对这两次过程对比分析,探讨在不同的天气系统背景下,太行山特殊地形对雷暴在山区初生、下山加强导致极端短时强降水的影响,对河北中南部在特殊地形下极端短时强降水的短时临近预报提供借鉴和参考。

1 天气实况简介

太行山东麓的石家庄西部群山环绕、丘陵起伏,东部地势平坦,地貌轮廓呈簸箕状,滹沱河干流自西北向东南穿过平山境内。平山国家气象站(平山站)位于丘陵区,海拔 137 m,石家庄站位于滹沱河下游南侧的山前平原地区,海拔 81 m。2015 年 8 月 2 日午夜(过程 I)和 2011 年 8 月 9 日前半夜(过程 II)两次极端短时强降水过程相似,中尺度雨团都是在太行山区触发下山,沿滹沱河两侧沟谷向东南移动加强,强降水都伴随雷电和局地短时大风,先后 2 h 分别在丘陵区平山站和山前平原石家庄站造成 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 极端短时强降水,区域自动站中小时雨量超过 50 mm 的强降水都出现在海拔 400 m 以下的区域。短时大风和强降雨造成农作物和林果受损以及城区的严重内涝。但两次过程雷暴的起源和路径不同(图 1),且过程 II 两站总雨量都超过 100 mm,强于过程 I。两次过程在雷暴进入平原以后继续东移,3~4 h 后在河北平原东部再次加强造成强降水,本文只讨论雷暴下山机制,平原二次加强过程另行文讨论。

过程 I,2015 年 8 月 2 日夜间开始,中尺度雨团在山西省五台山东侧初生,随后越过太行山进入

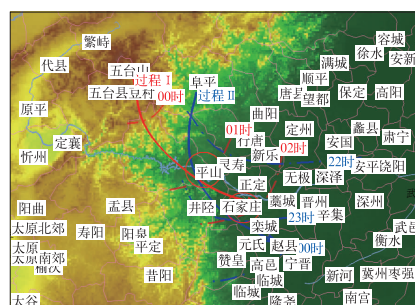


图 1 两次过程雷暴路径(箭头)和地面辐合线(点划线)移动位置示意图
(红色为过程 I,蓝色为过程 II)

Fig. 1 Thunderstorm paths (arrows) in two processes and surface convergence line (dotted line)
(red: Process I, blue: Process II)

河北省平山县境内,在下山过程中加强,平山 3 日 00—01 时雨量 73.4 mm(过程雨量 76.2 mm),石家庄市 3 日 01—02 时雨量 52.4 mm(过程雨量 55.5 mm)。过程 II,2011 年 8 月 9 日下午北京和河北北部已经出现了强雷暴,太行山区也有零散雷暴出现,到夜间中尺度雨团自东北向西南经保定进入石家庄西部地区,在平山丘陵区加强,22—23 时平山雨量 68.4 mm(过程雨量 107.5 mm),9 日 23 时至 10 日 00 时雨团下山进入平原地区,石家庄市小时雨量 67.1 mm(过程雨量 127.7 mm)(图 2)。无论从国家自动站还是区域自动站相比,过程 I 出现极端短时强降水的站点数明显多于过程 II,但过程 II 平山和石家庄降雨持续时间更长、过程雨量更大。

2 2015 年 8 月 2 日夜间极端短时强降水成因分析

过程 I 高空影响系统是 500 hPa 副热带高压外

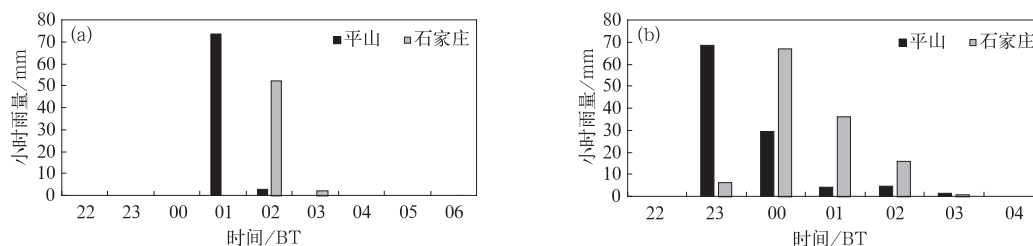


图 2 平山站和石家庄站逐时雨量柱状图

(a)过程 I:2015 年 8 月 2 日 22 时至 3 日 06 时, (b)过程 II 2011 年 8 月 9 日 22 时至 10 日 04 时

Fig. 2 Histogram of hourly rainfall in Pingshan and Shijiazhuang (unit: mm)

(a) Process I: 22:00 BT 2—06:00 BT 3 August 2015, (b) Process II: 22:00 BT 9—04:00 BT 10 August 2011

围高空槽、低层切变线、低空急流,强降水发生在 584 dagpm 线附近、低槽冷锋前的暖区切变线上(图 3)。副热带高压在华北南部稳定维持提供了前期高温、高湿的环境,西南急流将南海水汽向华北东部输送,西来的干冷空气与低层的暖湿空气有助于形成华北南部大范围的不稳定层结,天气尺度背景条件非常有利于强降水的产生。海平面气压场上河北南部位于冷锋前低压倒槽内,地面风场上平原有 $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 弱偏东风吹向太行山,太行山地形的强迫抬升对初始雷暴的产生和雷暴下山加强起到重要作用。

8 月 2 日 20 时以后初始雷暴首先以单体回波形式在山西五台山附近生成并在其东侧加强,22 时以后沿承载层平均风(偏西风)右侧偏移向东南方向进入河北平山县境内开始下山,在初始雷暴的东、南侧不断有新生雷暴加入,3 日 00:00 在浅山区 50 dBz 以上强度的回波连成片状,同时在平山县城西南侧附近生成一个回波单体 A 向东北移动加强先经过平山县城,中心强度 55 dBz(图 4a),00:12 下山回波群与单体 A 合并使其加强,中心强度达到 60 dBz,西南侧又有新生雷暴 B 东移(图 4b),00:24 单体 B 回波中心强度增大到 60 dBz 以上(图 4c),回波质心在 5 km 以下(邢台 20 时探空 0°C 层为 5.2 km),00:36 单体 A 和 B 陆续经过平山县造成强降水(图 4d);雷暴群继续向东南移动,先后有三个单体(强度为 $50\sim 58\text{ dBz}$)在石家庄西南侧生成

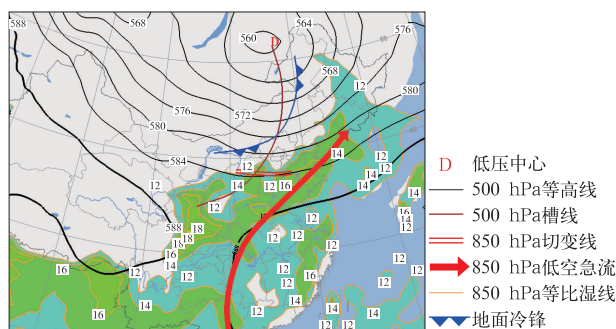


图 3 2015 年 8 月 2 日 20 时综合形势图
(填色为 850 hPa 比湿,蓝绿色为 $\geq 12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$,
绿色为 $\geq 14\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$)

Fig. 3 Comprehensive situation
at 20:00 BT 2 August 2015

[shaded areas are 850 hPa specific humidity
(blue $\geq 12\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, green $\geq 14\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$)]

加强向东北方向移动并入到雷暴群主体影响石家庄(图略)。强降水回波都具有后向传播特征,热带型低质心多单体强回波造成平山站和石家庄站极端短时强降水。

五台山东侧初始雷暴的生成与锋后冷空气的临近及偏东风在五台山东侧的辐合抬升有关,而太行山东侧暖区雷暴的触发与过山雷暴的出流加强与边界层偏东风的辐合和地形抬升有关。低层偏东风与过山雷暴高压前侧的出流边界相遇在山脉迎风坡抬升使新生雷暴在雷暴群主体的西南侧触发,向东北方向平流,不断与下山雷暴群主体合并,造成后向传播,使回波移动缓慢导致强降水。在海平面气压场和地面风场能清楚看到下山雷暴高压前侧的西北风与平原偏东风的中尺度辐合线在 3 日 00—03 时由深山区移动到平原的过程,特别是 00—01 时雷暴从深山到丘陵坡度明显下降时雷暴高压突然加强的现象,地面西北风极大风速加大到 $18\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,小时负变温增强到 -4°C ,小时变压增大到 3 hPa,突然加强的雷暴出流与前侧偏东风的辐合加强,造成降水迅速加强。深山区到丘陵区海拔落差在 500 m 以上,地形高度的突然下降导致雷暴下沉气流加强,冷池加厚导致正变压增加。另外,由于山区不同海拔高度热力性质差异造成夜间辐射降温不同,2 日前半夜深山区与丘陵区之间 50 km 距离温差达 10°C 以上,暖区内的露点高达 26°C 以上,局地的热力环流使山风加强也促进雷暴下山出流的加强。因此,冷池出流形成的负水平涡度与低层切变产生的正水平涡度达到近似平衡状态,有利于雷暴的下山增强(Rotunno et al, 1988)。

3 2011 年 8 月 9 日夜间极端短时强降水成因分析

过程 II 高空影响系统是 500 hPa 河北北部横槽和 850 hPa 冷切变线南压,强降水发生在冷锋附近(图 5)。与过程 I 相似的是极端短时强降水都发生在副热带高压外围 584 dagpm 线和低层切变线附近,距离强降水最近的邢台探空站当日 20 时都具有上干冷下暖湿的不稳定层结,具有很高的对流有效位能,过程 I 为 $4080\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,过程 II 为 $3120\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,地面与 500 hPa、地面与 700 hPa 之间的深层和低层垂直风切变都较小在 $7\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下。虽然

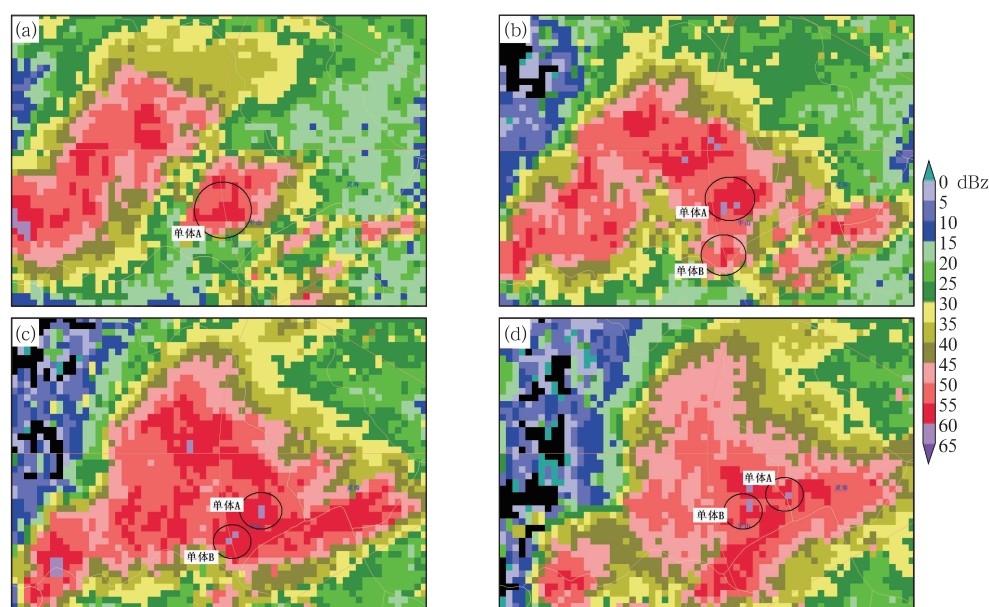


图 4 2015 年 8 月 3 日 00:00(a), 00:12(b), 00:24(c), 00:36(d)

石家庄站雷达组合反射率

Fig. 4 Radar composite reflectivity at 00:00 BT (a), 00:12 BT (b), 00:24 BT (c), 00:36 BT (d) 3 August 2015

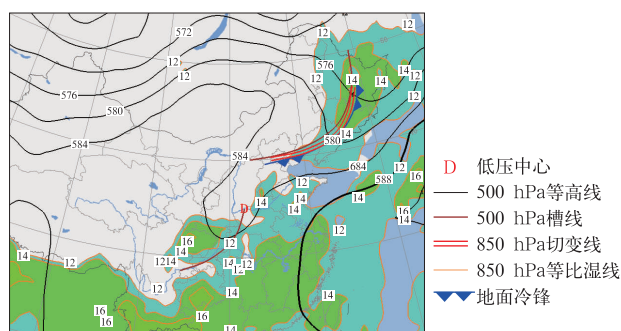


图 5 同图 3, 但为 2011 年 8 月 9 日 20 时

Fig. 5 Same as Fig. 3, but for at 20:00 BT 9 August 2011

河北西部局地都有比湿超过 $12 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的高湿区, 但两过程水汽输送路径不同, 过程 I 由低层西南气流输送水汽, 过程 II 由低层东北风输送水汽, 过程 I 高湿区范围更大, 强降水的范围也更大。尤为不同的是过程 I 为锋前暖气团影响, 高空引导气流为偏西路径; 过程 II 为冷锋影响, 冷空气比较深厚, 从低层自东北路径向西南移动到达太行山再折返向东南移动进入河北东南部平原。

2011 年 8 月 9 日下午在北京和保定已出现雷暴大风和冰雹等强对流天气和极端短时强降水。20—22 时随着高空横槽南压, 冷锋自东北向西南推

进, 加上北部原有雷暴的冷空气出流, 地面东北风从北京、廊坊、保定到石家庄平原地区风速依次加大, 偏东风在山区的辐合抬升加强, 同时保定和石家庄西部地区的露点高达 27°C , 在冷空气的触发下山区域有多个 γ 中尺度的回波单体生成并逐渐合并。中尺度雷暴高压在冷锋西端后部的保定山区加强, 22—23 时, 中尺度雷暴高压沿太行山东坡从保定移向石家庄, 石家庄西部地区 1 h 最大变温达到 -8°C , 1 h 最大变压达到 6 hPa, 在 0.5° 和 1.5° 仰角的雷达回波上, 加大的东北风与南部弱东风之间的辐合线表现为东西弧状的阵风锋从保定移向石家庄。平地面极大风增大为 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东北风, 太行山地形对偏东风抬升作用使阵风锋的西端回波强烈发展, β 中尺度片状强回波区内先后有两个回波单体 A 和 B 加强(图 6a), 并自西北向东南先后移过平山县, 质心强度 $>60 \text{ dBz}$, 质心高度分别在在 5 km 以上和 4 km(当日探空邢台 0°C 高度为 4.9 km)(图 6b), 造成平山 22—23 时的极端短时强降水。9 日 23 时至 10 日 00 时雷暴从丘陵区到山前平原的下山过程中, 雷暴高压经过时 1 h 变温中心仍达到 -8°C , 小时变压中心略减小为 4 hPa, 冷空气仍维持较强水平, 辐合线南侧的露点仍较高在 25°C 以上。石家庄由 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏东风转为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的

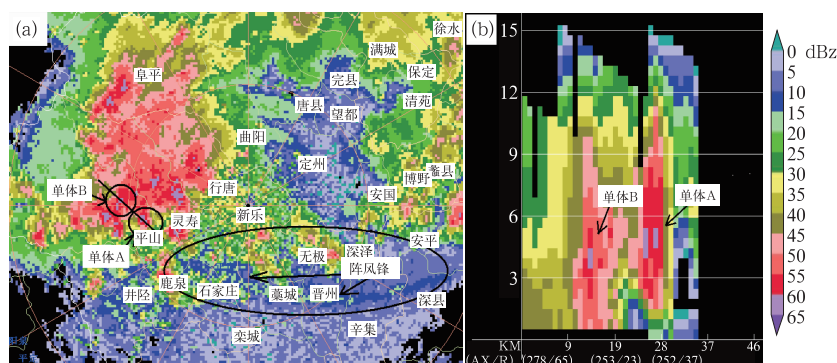


图 6 2011 年 8 月 9 日 22:18 石家庄站雷达组合反射率(a)和沿图 6a 中直线做的剖面图(b)

Fig. 6 Shijiazhuang radar composite reflectivity (a) and cross-section along the straight line in Fig. 6a (b) at 22:18 BT 9 August 2011

偏北风,其以南平原仍维持偏东风,石家庄附近既有沿山脉偏转的气旋式风场的辐合,又有雷暴群流出边界上偏北风与偏东风的辐合,不断触发生成雷暴与下山雷暴合并,使质心强度约 55 dBz、质心高度在 5 km 以下的低质心多回波单体带不断经过石家庄市(图略),形成“列车效应”,造成极端短时强降雨。

过程 II 雷暴的触发机制与过程 I 不同,天气尺度冷锋上的中尺度雷暴高压更强,其前侧的东北风冷空气流出受太行山阻挡积聚,使山前的暖湿气团在迎风波上抬升从而触发对流,持续并增大的东北风输送水汽同时使山前辐合系统维持更长时间,边界层风沿山脉逆时针偏转增强了辐合上升运动,使降水时间更长、总雨量更大。

4 太行山特殊地形的影响

4.1 对不同路径雷暴前冷池的影响

两次过程中雷暴的起源不同,太行山对这两个路径雷暴前沿的冷池出流的作用不同。过程 I 雷暴起源于山西,向东南越过太行山后下山加强;过程 II 是东北回流冷空气在太行山迎风坡触发雷暴,再下山加强。

从两次降水过程期间平山和石家庄自动站逐 5 min 要素的演变来看,气压迅速上升、气温明显下降和风力加大代表雷暴冷池前沿过境。过程 I:2015 年 8 月 3 日 00:15 后 35 min 平山气压升高 2.5 hPa,00:35 后 30 min 平山气温下降 4℃,00:45 的 2 min 平均风速增大到 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, $14 \text{ mm} \cdot (5 \text{ min})^{-1}$ 的雨

强峰值出现在温度下降和气压陡升、风速加大之时(图 7a),石家庄 01:20 开始气温下降、气压升高、风力加大、降水加强,雨强比平山弱,最强为 $9 \text{ mm} \cdot (5 \text{ min})^{-1}$ (图 7b)。过程 II:2011 年 8 月 9 日 22:45 平山最大雨强 $17 \text{ mm} \cdot (5 \text{ min})^{-1}$ (图 7c)和石家庄 9 日 23:05 最大雨强 $9 \text{ mm} \cdot (5 \text{ min})^{-1}$ (图 7d)都对应在气压升高、温度下降之时和最大风速出现之后,其气压升幅为 6~7 hPa、气温降幅 8~9℃都强于过程 I。可见,过程 I 两站强降水发生时刻也就是气温开始下降时刻,随着雨滴蒸发下沉气流内降温加大和降水拖曳的共同作用,雷暴下沉气流加强,进而雷暴前出流加强,雷暴前沿阵风锋经过处气压逐渐上升、风力加大,随后在气压降低、风力减弱后降水也迅速随之减弱结束,因此可以推断下山雷暴前的阵风锋触发了新的对流造成强降水,持续时间较短、伴随风力较大。过程 II 不同的是在雷暴是由锋面和阵风锋共同触发的,降水开始在水温下降、气压升高和风力加大之时,降水加强维持时气压保持较高水平,强降水主要是发生在冷锋后部,持续时间长,同时降水前过程 II 中平山和石家庄具有更高的温度和露点、更有利的热力环境,因此总雨量更大。

图 8 叠加了地面等温线和风场,以 24℃特征线代表冷池的前沿阵风锋的位置,在石家庄附近,过程 I 阵风锋的移动和风力加强与下山地形落差有关,而过程 II 阵风锋移动和加强与冷锋西进和迎风坡阻挡有关。过程 I 冷池在风暴承载层平均风(偏西风)引导下 3 日 01 时从山区先向东南方向下山(图 8a),02 时再向偏东方向移到平原地区(图 8b),海拔高度的陡降使冷池出流加速与山前的偏东风辐

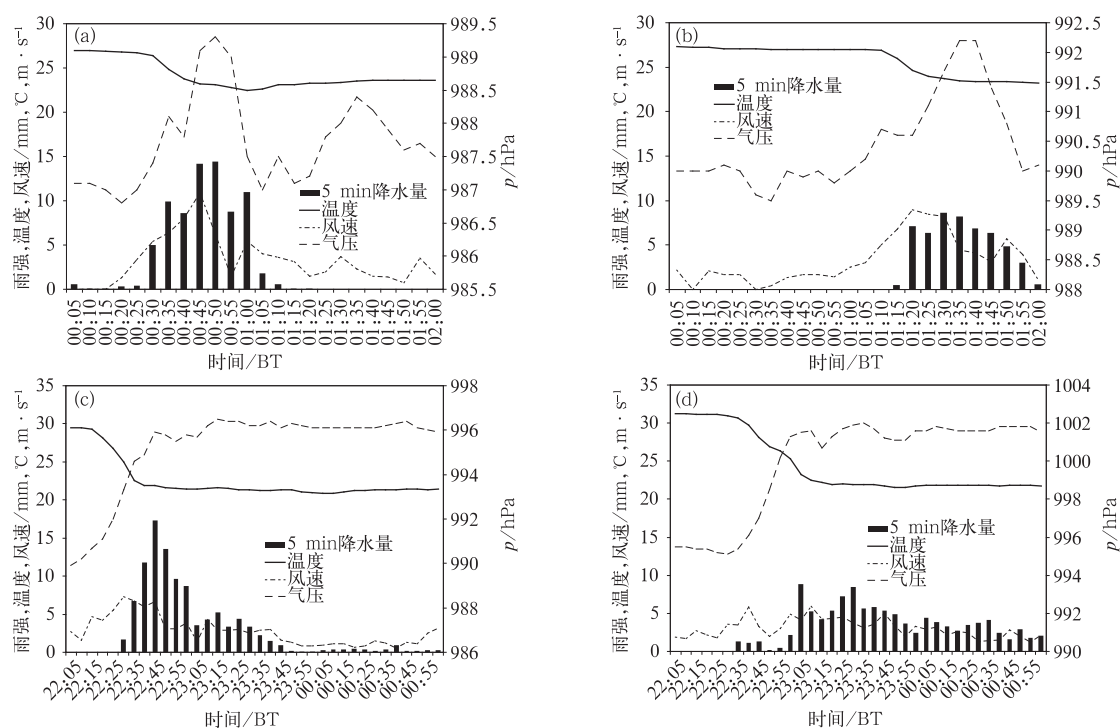


图7 2015年8月3日00—02时(a, b)和2011年8月9日22时至10日01时(c, d)

平山站(a, c)和石家庄站(b, d)逐5 min自动站数据时序图

Fig. 7 Timing-series of AWS 5 min data in (a, b) 00:00—02:00 BT 3 August 2015, (c, d) 22:00 BT 9—01:00 BT 10 August 2011; (a, c) Pingshan Station, (b, d) Shijiazhuang Station

合加强从而触发对流。此外,山前持续长时间的暖东南风和平原地区较好的热力条件也是对流风暴向山下传播的关键。阵风锋到达测站时气压陡升、降水突然加强,移过后气压迅速下降、降水很快减弱停止,由于地形使阵风锋加强造成的降水有突发性、降水时间短和伴随风力大的特点。过程Ⅱ回流冷锋后部冷空气比较深厚,同时在低层和近地面来自东北方向,前期在北京和河北中北部的冷锋和雷暴前的冷池出流在承载层东北风引导下23时移近山前风力加大(图8c),受地形阻挡冷空气持续在山前堆积,前期山区温度比过程Ⅰ更高,具有更好的热力条件和更强的温度梯度,冷空气侵入使已处于条件不稳定的暖湿气团抬升,从而在迎风坡触发对流。山区新生雷暴下山又形成新的出流冷池,同时地形阻挡使东北回流冷空气沿山脉逆时针转向,两者共同作用使地面气流在00时转向南、东南方向移入平原(图8d),气旋性风场辐合以及冷池出流与平原南部的偏东风的辐合使对流在山前平原旺盛发展。由于冷锋受地形阻挡山前不断有东北冷湿气流输送和堆积,在雷暴群主体的西侧迎风坡不断触发新的雷暴下山与之合并,因此造成山区和山前降雨有持续时间较长、降雨总量较大、伴随风力较小的特点。

因此,太行山对越山的雷暴冷池出流有加速的作用,加强出流边界的辐合抬升触发对流,而太行山对东北来的雷暴冷池出流有阻挡和堆积加强的作用,增强山前温度梯度和辐合抬升运动触发中尺度对流并延长降雨持续时间。

4.2 垂直风廓线的演变及其影响

过程Ⅰ强降水阶段结合石家庄雷达风廓线(图9a)看到,低层偏东风的风速随高度减小,使偏东气流在山前辐合上升气流与雷暴前侧的下沉气流形成次级环流促进对流发展;低层风向顺转有暖平流、中层风向逆转有冷平流使不稳定性增强;边界层东北风与中层西南风之间存在较强垂直风切变,使零散对流组织起来向山下移动;低层东北风入流使新生雷暴不断出现在雷暴群主体的西南侧使其具有后向传播特征造成强降水。00—01时雷暴下山阶段偏西风在3.7 km以上,3 km以下均为偏东风,0.3 km近地层风速为 $8\sim 10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,6 km附近为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 西南风,0~6 km垂直风切变达到 $20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,雷暴东北风入流和西南风出流的高度较高,对流发展旺盛,雷达回波顶最高达到17 km;01—02时雷暴进入山前平原阶段,偏东风的高度开

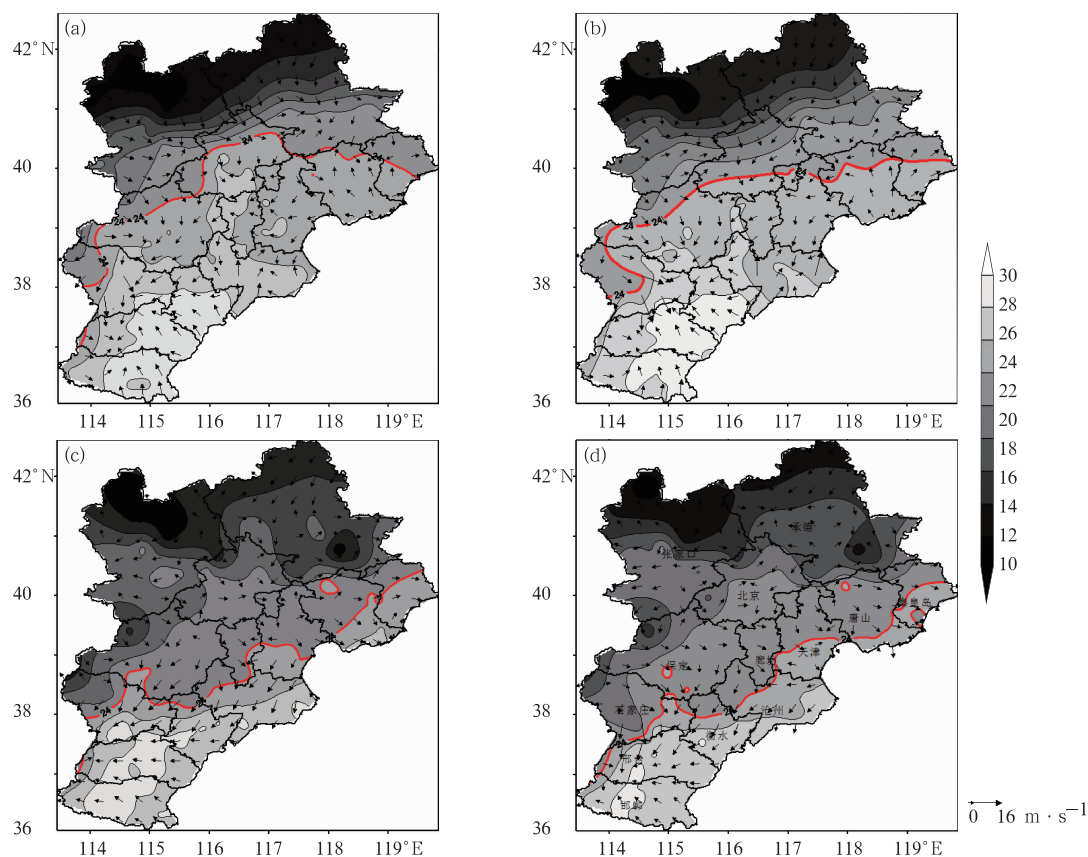


图 8 2015 年 8 月 3 日 01 时(a)和 02 时(b)、2011 年 8 月 9 日 23 时(c)和 10 日 00 时(d)
自动站温度等值线(红线 24℃, 阴影, 单位: °C)和风矢图

Fig. 8 AWS temperature contours (red line 24℃, shaded area, unit: °C) and wind vector
at 01:00 BT (a) and 02:00 BT (b) 3 August 2015, 23:00 BT 9 (c)
and 00:00 BT 10 (d) August 2011

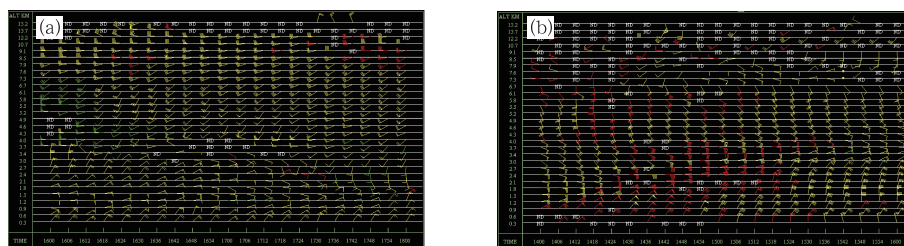


图 9 2015 年 8 月 3 日 00—02 时(a)和 2011 年 8 月 9 日 22 时至 10 日 00 时(b)
石家庄站雷达风廓线(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 9 Shijiazhuang radar wind profile in 00:00—02:00 BT 3 August 2015 (a)
and 22:00 BT 9—00:00 BT 10 August 2011 (b)

始逐渐降低到 2 km 以下的边界层内, 风速减小为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 3 km 低层的西南风加大到 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 因此低层垂直风切变加大到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 与冷池出流强度相平衡, 有利于雷暴下山加强。雷暴东北风入流和西南风出流的高度降低, 导致强降水的回波单体顶高在 11 km 以下, 呈现低质心热带型结构。

过程 II 中, 石家庄雷达风廓线上(图 9b), 深厚的偏东风同时作为原有雷暴的出流和迎向山脉的入

流, 在迎风坡上爬坡强迫抬升形成次级环流, 在前期暖湿气团中触发对流, 使迎风坡上不断有雷暴新生并下山, 以列车效应形式经过相同地点造成强降水。20—22 时 3 km 以下都是偏东风, 最大风速在 1.5 km 附近达 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 22—23 时自下向上风向由偏东风转为东北风, 风速加大, 边界层最强风速达 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 0~3 km 低层和 0~6 km 深层垂直风切变分别增大到 10 和 $15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 强冷空气沿

东北风先从较低层向山前移动随后向较高层扩展,低层风向垂直分布从下到上顺转、有明显的暖平流的情况逐渐被一致的东北风代替,中层风向随高度顺转的形势不变,表明冷空气楔入暖湿空气底部在山前堆积,迎风坡上暖湿空气被抬升触发对流;9日23时至10日00时,低层风向沿山脉发生逆时针转向为偏北风,风速达 $12\sim 16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,低层和深层垂直风切变分别维持在 10 和 $15\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上,地面气旋性辐合上升与边界层偏东风在山前强迫抬升叠加使上升运动加强,造成山前平原强降水。

太行山脉在不同天气系统背景下对水平风向、风速的垂直分布发生作用,从而影响垂直风切变的强度以及触发系统的位置和强度。对于偏西引导气流,山脉抬高了下山偏西风 and 山前偏东风的高度,具有较强深层垂直风切变,使地形辐合线在边界层和低层共同触发山区对流;而偏西风下山加强使偏东风层次降低,低层垂直风切变增加,触发山前平原对流的辐合线主要位于边界层,浅薄冷空气下山触发的对流剧烈,但持续时间较短。对于东北风引导气流,深厚的强的偏东风与在山脉强迫下抬升和阻挡下发生气旋性偏转具有更强的辐合上升运动,低层和深层垂直风切变都有所增加,较厚的冷空气不断迎山触发对流,持续时间更长。

5 结 论

(1) 两次过程都是雷暴在太行山区初生加强,在下山2h陆续对丘陵平山站和山前石家庄站影响产生极端短时强降水,2015年个例极端短时强降水范围较大,2011年个例单站降水持续时间较长,总雨量较大。

(2) 太行山极端短时强降水形成机制除大尺度环流形势提供大范围的水汽条件、不稳定层结和天气尺度系统造成的辐合上升运动外,主要和边界层偏东风与地形的作用有关,偏东气流被南北向的太行山地形强迫抬升,且与下山雷暴出流形成中尺度辐合线触发新的雷暴,雷达回波呈现后向传播特征和列车效应造成局地极端短时强降水。

(3) 太行山地形通过增强辐合上升运动、增大垂直风切变使雷暴下山加强。但在不同天气系统强迫下,太行山特殊地形对雷暴发展作用又有所不同。在偏西气流引导下,暖区极端短时强降水由阵风锋触发,具有突发性、降水时间短和伴随风力大的特点,下山雷暴冷池出流加快且与山前偏东风的辐合

加强,陆续在丘陵区和山前平原触发对流与下山雷暴合并加强造成极端短时强降水;而东北气流引导下,回流冷锋和阵风锋共同触发的极端短时强降水具有持续时间较长、降雨总量较大、伴随风力较小的特点,太行山东坡对东北冷湿回流有阻挡积聚作用,东北偏北来的雷暴出流边界西端在迎风坡上强迫抬升使雷暴触发并下山加强,东北气流遇山后发生气旋性偏转使雷暴出流转向东南下山,与平原的偏东风辐合加强,造成丘陵区和山前平原的总降雨时间更长,降雨总量更大。

参考文献

- 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.
- 侯瑞钦,景华,陈小雷,等,2010.太行山迎风坡降水云微物理结构数值模拟分析[J].气象科学,30(3):351-357.
- 侯瑞钦,景华,王丛梅,等,2009.太行山地形对一次河北暴雨过程影响的数值研究[J].气象科学,29(5):687-693.
- 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,杨波,2008.地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨[J].大气科学,32(6):1352-1364.
- 孙建华,李娟,沈新勇,等,2015.2013年7月四川盆地一次特大暴雨的中尺度系统演变特征[J].气象,41(5):533-543.
- 王宇虹,徐国强,贾丽红,等,2015.太行山对北京“7.21”特大暴雨的影响及水汽敏感性分析的数值研究[J].气象,41(4):389-400.
- 徐明,赵玉春,高琦,等,2015.偏东气流诱发川西高原东侧两次对流暴雨过程的对比分析[J].气象,41(12):1477-1487.
- 闫冠华,李巧萍,李瑞义,2015.太行山地形对华北暴雨影响的数值模拟试验[J].南京信息工程大学学报:自然科学版,7(4):351-358.
- 阎丽凤,车军辉,周雪松,等,2013.泰山地形对一次局地强降水过程动力作用的数值模拟分析[J].气象,39(11):1393-1401.
- 俞小鼎,2012.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J].气象,38(11):1313-1329.
- 俞小鼎,2013.短时强降水临近预报思路与方法[J].暴雨灾害,32(3):202-209.
- 张家国,周金莲,湛伟,等,2015.大别山西侧极端降水中尺度对流系统结构与传播特征[J].气象学报,73(2):291-304.
- 张文龙,崔晓鹏,黄荣,2014.复杂地形下北京雷暴新生地点变化的加密观测研究[J].大气科学,38(5):825-837.
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L, 1988. A theory for strong, long-lived squall lines[J]. J Atmos Sci, 45(3):463-485.
- 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 Y, Chen M, et al, 2010. Nowcasting challenges during the Beijing Olympics: successes, failures, and implications for future nowcasting systems[J]. Wea Forecasting, 25(6):1691-1714.