

杨晓亮,王秀明,杨敏,等,2022. 副热带高压控制下河北局地强降水触发与维持机制分析[J]. 气象,48(6):677-690. Yang X L, Wang X M, Yang M, et al, 2022. The trigger and maintenance mechanism of local flash heavy rain under the control of subtropical high in Hebei [J]. Meteor Mon, 48(6):677-690(in Chinese).

副热带高压控制下河北局地强降水触发 与维持机制分析^{*}

杨晓亮^{1,2} 王秀明³ 杨 敏⁴ 朱 刚¹

1 河北省气象台,石家庄 050021

2 河北省气象与生态环境重点实验室,石家庄 050021

3 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

4 河北省气象行政技术服务中心,石家庄 050021

提 要: 2018 年 8 月 5 日晚上,河北中部局地强降水引发山洪并造成 2 人死亡。利用常规观测资料、地面自动站资料、NCEP 再分析资料、VDRAS 资料、风云四号气象卫星和多普勒天气雷达资料等,分析了强降水发生的环流背景及触发与维持机制。结果表明:强降水发生在 500 hPa 偏强偏北的西太平洋副热带高压控制之下,受北上台风云雀影响,河北上空水汽含量异常充沛;地面露点温度高达 28~29℃,大气可降水量偏离气候平均达 4σ 以上,同时对流有效位能 CAPE 很大,0~6 km 深层垂直风切变很弱,环境条件有利于产生强降水。河北中部三处强降水形成的物理过程各不相同:保定东南部强降水的触发和增强系统为阵风锋,阵风锋向南、向东推进形成中尺度辐合中心,雷暴单体经过辐合中心合并增强、后向传播形成准静止雨带;保定西部强降水由边界层增强的偏东气流在太行山前迎风坡抬升触发,降水形成的冷池与偏东风对峙使回波在山前维持;保定东北部强降水经历了南北向对流云带和东西向对流云带两个阶段,是夜间最强降水阶段。6 日 01 时保定东侧低空(距地 1500 m)加强的东南气流与其西侧正南气流形成的南北向辐合线使得南北向回波发展,随着东南气流转为正南气流,其与北侧偏东气流形成的准东西向暖式切变线使得回波转为东西向,夜间增强的低空偏南气流主导了保定东北部强降水回波的加强和维持,是决定强降水落区的关键因子。

关键词: 短时强降水,西太平洋副热带高压,触发,边界层辐合线

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2022.040101

The Trigger and Maintenance Mechanism of Local Flash Heavy Rain Under the Control of Subtropical High in Hebei

YANG Xiaoliang^{1,2} WANG Xiuming³ YANG Min⁴ ZHU Gang¹

1 Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

2 Hebei Laboratory for Meteorological and Eco-Environment, Shijiazhuang 050021

3 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

4 Hebei Meteorological Administrative and Technical Service Center, Shijiazhuang 050021

Abstract: A local flash heavy rain process occurred in central Hebei Province in the evening of August 5, 2018, causing a flash flood and death of two people. The trigger and maintenance mechanisms of the flash heavy rain are analyzed using conventional observation data, ground automatic station data, NCEP reanalysis data, VDRAS data, FY-4 meteorological satellite and Doppler weather radar data. The results show that

^{*} 国家重点研发计划(2018YFC1507606)、中国气象局创新发展专项(CXFZ2021J029)和河北省重点研发计划项目(21375404D)共同资助
2021 年 8 月 12 日收稿; 2022 年 4 月 1 日收修定稿

第一作者:杨晓亮,主要从事灾害性天气预报技术与方法研究. E-mail: hbsqxt087@sina.com

通讯作者:王秀明,主要从事灾害性强对流天气教学与研究. E-mail: wangxm@cma.gov.cn

the flash heavy rain occurred under the control of the Western Pacific subtropical high at 500 hPa which was stronger and more northward than usual. Affected by the inverted trough of Typhoon Jongdari landing northward, the water vapor content above Hebei was abnormally abundant. The surface dew point temperature was as high as $28\sim 29^{\circ}\text{C}$, and the atmospheric precipitable water deviated from the mean value by more than 4σ . In addition, the atmosphere was unstable and the environmental wind was weak, so the environmental conditions were conducive to the heavy rain. The physical processes leading to the torrential rain in three places in central Hebei were different. In the southeast of Baoding, the heavy rain was caused by the gust front moving southward and eastward to form a mesoscale convergence center, where thunderstorm cells merged, enhanced and propagated backward forming a quasi-stationary rain belt. The flash heavy rain in the west of Baoding was triggered by the enhancing easterly airflow in the boundary layer lifted by the windward slope of Taihang Mountain, where the echo maintained as a result of the cold pool formed by precipitation confronting with the easterly wind. The flash heavy rain in the northeast of Baoding experienced two stages: the north-south convective cloud belt and the east-west convective cloud belt, which was the heaviest precipitation at night. At 01:00 BT 6 August, the north-south convergence line formed by the south airflow strengthened at a low altitude (1500 m above the ground) on the east side of Baoding and the south airflow on the west side caused the north-south radar echo to develop. As the south-east airflow turned into a southerly airflow, the quasi-east-west-oriented warm shear line formed with the northeast airflow caused the echo to turn to east-west direction. The enhanced low-level south airflow at night dominated the strengthening and maintenance of the heavy rainfall echo in the northeastern part of Baoding, which was the key factor in determining the location of the flash heavy rain.

Key words: flash heavy rain, Western Pacific subtropical high, trigger, boundary layer convergence line

引 言

华北雨季具有降水强度大、持续时间短、局地性强等特点,局地强降水常引发山洪和城市内涝。近年来,华北地区的极端强降水过程多发,给人民生命财产造成巨大损失,如 2012 年“7·21”北京特大暴雨(俞小鼎,2012;孙军等,2012;Zhang et al,2013)和 2016 年“7·19”华北极端强降水(赵思雄等,2018)。孙建华等(2013)研究表明“7·21”极端强降水是在有利的大尺度环流背景下频繁发生发展和稳定少动的中尺度对流系统(MCS)造成的,MCS 具有超长的生命史。“7·19”强降水期间各物理量明显偏离气候平均态(栗晗等,2018),且地形对降水的增幅作用重要(符娇兰等,2017)。区域性极端强降水过程发生在典型流型之下,天气尺度动力强迫强,水汽输送和辐合明显,业务数值模式一般不会漏报,其预报难点在于极值量级、落区以及起止时间。弱天气尺度动力强迫背景下的局地强降水,由于大气斜压性弱,大尺度预报信号弱,数值模式大多没有预报能力(湛芸等,2018),业务预报中容易漏报。徐珺等

(2014)、湛芸等(2018)、孙密娜等(2018)分析认为华北局地强降水多发生在高湿环境下,且低空急流、边界层中尺度辐合线等中尺度系统是强降水发生的关键因子。张楠等(2018)认为中尺度模式的环境要素预报对华北局地强降水或有一定的指示意义。

2018 年 8 月 5 日夜間到 6 日凌晨(北京时,下同),河北中部地区突发局地强降水致河道内洪水暴涨,引发保定满城区神星镇境内山洪并致 2 人死亡、2 人轻伤,多户村民家中被淹,部分水、电、道路等基础设施毁坏,共有 21 万人和 2 万 hm^2 农作物受灾,直接经济损失达 1.1 亿元。由于数值模式和预报员都出现了明显的漏报,因此此次强降水过程值得分析研究。副热带副压(以下简称副高)控制下产生强降水的中尺度对流系统是如何触发、加强和维持的呢?针对以上问题,利用 VDARS 快速更新同化资料、地面加密自动站、高分辨率气象卫星和多普勒天气雷达资料等,研究此次副高控制下局地强降水发生的环境条件特点及产生强降水的中尺度对流系统的触发与维持机制,以期加深此类局地强降水事件的理解,为类似过程的精细化预报提供参考。

1 资料与方法

1.1 资料

本文使用的资料包括:①美国国家环境预报中心(NCEP)一日四次的再分析资料,空间分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 、时间分辨率为6 h。②探空资料:2018年8月5日20时北京和邢台站探空。③GPS/MET水汽:来自全球定位系统(Global Positioning System, GPS),由GPS信号和地面气温、气压计算的垂直积分水汽总量。④自动站气象资料:京津冀地区逐小时自动站气象资料,要素包括气温、风向、风速和小时降水量。⑤国家卫星气象中心提供的风云四号气象卫星产品。⑥2018年8月5日19时至6日08时石家庄和沧州多普勒天气雷达数据。⑦由北京城市气象研究院提供的变分多普勒雷达分析系统(variational doppler radar analysis system, VDRAS)的热动力反演资料,空间分辨率为 $5 \text{ km} \times 5 \text{ km}$,时间分辨率为18 min,垂直方向为15层,最低层距地面187.5 m。VDARS资料0~3 km的风速、风向和气温的模拟误差总体较小(陈明轩等,2016),能给出对流风暴低层三维动力、热力和水汽特征,已在华北地区雷暴的研究中得到广泛应用(陈明轩等,2013;杨

璐等,2019;雷蕾等,2021)。

1.2 方法

物理量的异常度诊断,是指要素或物理量偏离气候平均值的程度,采用标准化异常度法(张萍萍等,2018),计算公式为: $N = (X - \mu) \cdot \sigma^{-1}$ 。其中 N 为标准化异常度, X 为气象要素值, μ 为气候平均值, σ 为气候标准差。气候平均和气候标准差利用1981—2010年的NCEP再分析资料计算得出,一般偏离 3σ 以上表示偏离气候平均明显(湛芸等,2012)。

2 副高控制下的局地强降水

2.1 降水实况

2018年8月5日白天,受台风云雀残留倒槽影响,位于太行山东侧的河北中南部地区出现降雨(图略),雨量在25~50 mm,雨强普遍在 $20 \sim 40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。16时后随着台风倒槽西移,河北中南部降水出现短暂间歇。5日20时到6日08时,河北中部再次出现局地短时强降水(图1a),保定中东部、衡水北部等地有317个站次雨强在 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上,53个站次超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,保定易县12 h累

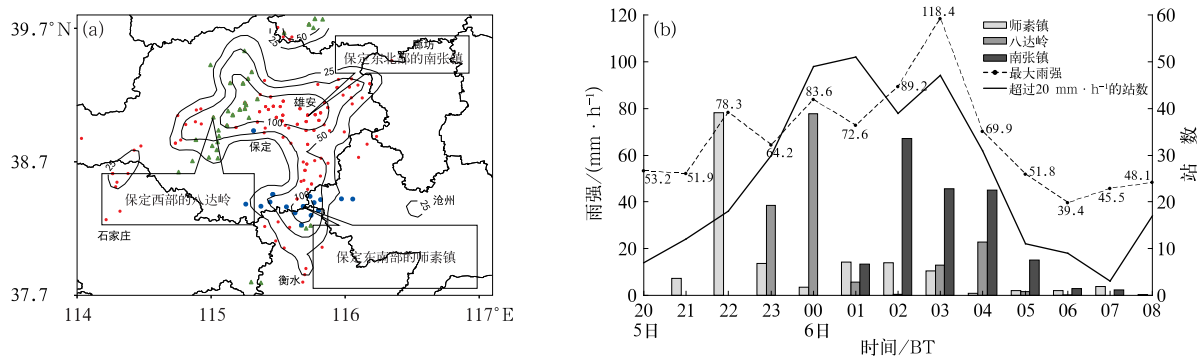


图1 2018年8月5日20时至6日08时(a)河北中部地区12 h雨量(等值线,单位:mm,圆点和三角为 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的站点,蓝色表示第一个时段,绿色表示第二个时段,红色表示第三个时段);

(b)师素镇、八达岭、南张镇雨强、最大雨强及超过 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的站数随时间的演变

Fig. 1 (a) The 12 h precipitation (contour, unit: mm) in central Hebei from 20:00 BT 5 August to 08:00 BT 6 August 2018 (dots and triangles: more than $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$; blue: the first period, green: the second period, and red: the third period); (b) evolution of rainfall intensity, maximum rainfall intensity and the number of stations more than $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ rainfall in Shisuzhen, Badaling and Nanzhangzhen from 21:00 BT 5 August to 08:00 BT 6 August 2018

计雨量达 212 mm(图 1a)。从三个代表站降水随时间的演变看(图 1b),强降水集中在三个主要时段,分别为 5 日 20—22 时、22 时至 6 日 00 时以及 6 日 01—04 时,出现在不同区域。5 日 20—22 时短时强降水出现在保定东南部与沧州、衡水交界处(图 1a 中蓝色圆点,以下简称保定东南部强降水),师素镇 20 时开始出现降水(图 1b),其中 5 日 21—22 时最大雨强为 $78.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,此后转为积层混合云降水,小时雨强在 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以下;5 日 22 时至 6 日 00 时强降水集中在保定中西部(图 1a 中绿色三角,以下简称保定西部强降水),雨区南北走向,代表站八达岭 22 时后开始降水(图 1b),其中 23 时至 6 日 00 时最大雨强为 $78 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,降水持续时间较短;6 日 01—04 时短时强降水范围最广(以下简称保定东北部强降水),覆盖保定中东部大部分地区(图 1a

中红色圆点),超过 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的站数最多(图 1b),持续时间最长,雨强也最大,以南张镇为代表站 6 日 02—04 时雨强均在 $45 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上,瀑河站 02—03 时的雨强更是达到了罕见的 $118.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (图 1b),超过北京“7·21”的 $100.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (湛芸等,2012)。上述三个代表站平均水平距离在 50~90 km,但强降水出现的时间和强度明显不同,强降水中心自南向北移动,明显由中尺度系统造成。

2.2 环流背景和环境条件分析

2018 年 8 月 5 日 20 时高空天气图上,200 hPa 南亚高压脊线位于 36°N (图略),500 hPa 西太平洋副高强盛(图 2a),与大陆高压连通形成东西带状的高压坝,588 dagpm 等高线北界位置超过了 40°N ;副高南侧热带系统活跃,台风云雀 3 日在沪浙沿海

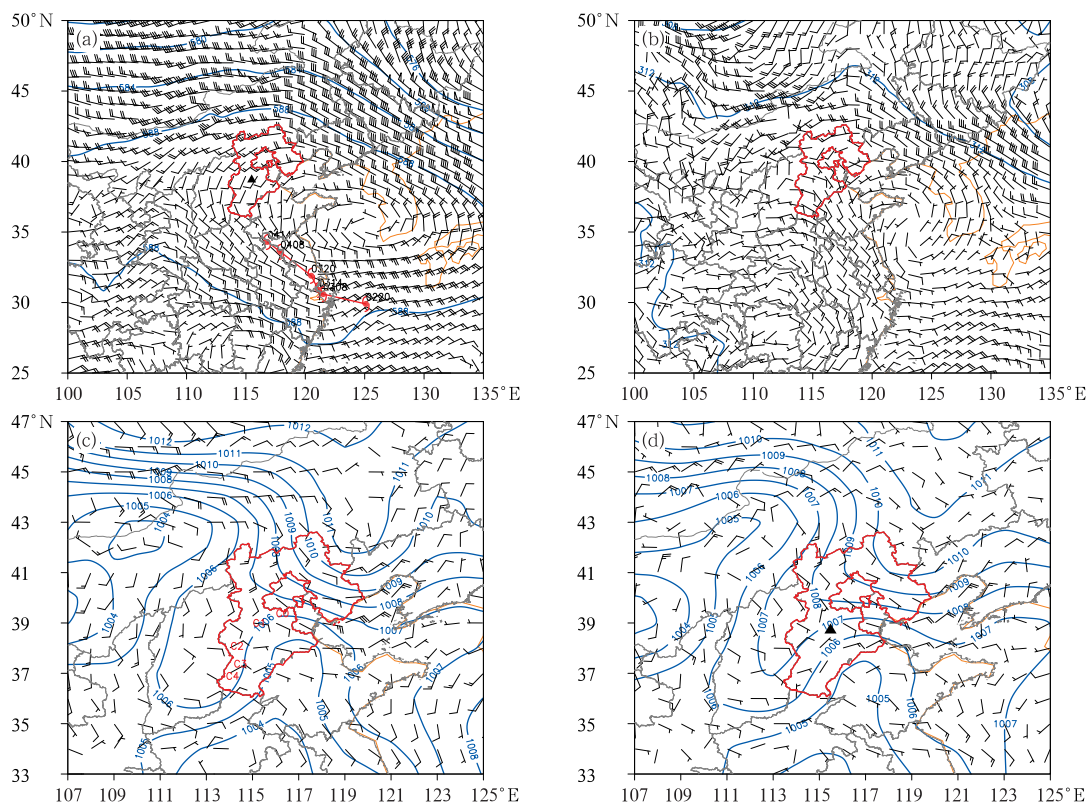


图 2 2018 年 8 月 5 日 20 时(a)500 hPa,(b)700 hPa 的位势高度(蓝线,单位: dagpm)、水平风场(风羽); 5 日(c)14 时和(d)20 时的海平面气压(蓝线,单位:hPa)和 10 m 风场(风羽)

(图 2a 中红色符号代表台风位置,黑字为日期和时间,图 2c 中符号 C0~C4 标注同时刻对流云图的位置,下同;图 2a、2d 中黑色实心三角标注保定的位置)

Fig. 2 (a, b) Geopotential height (blue line, unit: dagpm), horizontal wind (barb) at (a) 500 hPa, (b) 700 hPa at 20:00 BT 5 August; (c, d) sea level pressure (blue line, unit: hPa) and 10 m wind (barb) at (c) 14:00 BT, (d) 20:00 BT 5 August 2018

(In Fig. 2a, the red symbol represents the location of typhoon, black characters represent the date and time; the symbols C0—C4 in Fig. 2c are the locations of the convective cloud at the same time, the same below; the black solid triangles in Figs. 2a and 2d are the location of the Baoding Station)

登陆后一路西北行,5日20时减弱的台风倒槽到达陕西南部,将海上暖湿空气输送至内陆地区。河北处于副高控制之下,500 hPa为 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏南风 and 西南风,700 hPa(图2b)和850 hPa位于台风残留倒槽北侧,东到东南风风速在 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下。海平面气压场呈北高南低分布(图2c、2d),在河北东南部存在地面倒槽,14时倒槽等压线密集带的西侧到北侧一带有5个 β 中尺度对流云团生成(图2c及图4a),对应5日白天河北太行山东侧地面出现的分散降水(图略)。以上分析表明,本次过程发生在副高的控制之下,降水发生在副高内部,5日白天太行山东侧降水由台风残留倒槽直接产生;5日夜间

到6日凌晨河北中部的局地强降水发生在台风地面倒槽的西北侧(图2d),强度明显超过白天,位置与5日下午出现降水的C1云团(图2c)部分重合,这是本次过程预报的难点。

受降雨和云系覆盖的影响,5日白天河北中南部最高气温大多不足 35°C ,但露点温度维持在 $26\sim 27^{\circ}\text{C}$ 以上,部分地区高达 $28\sim 29^{\circ}\text{C}$ (图略),地面具有异常高湿的特征。GPS反演的大气可降水量(PWV)分布图显示(图3a),5日22时河北中南部PWV均超过60 mm,保定中部的部分地区超70 mm,表明整层水汽都十分充沛。Tian et al(2015)研究表明PWV达到60 mm是我国东部短时强降水发

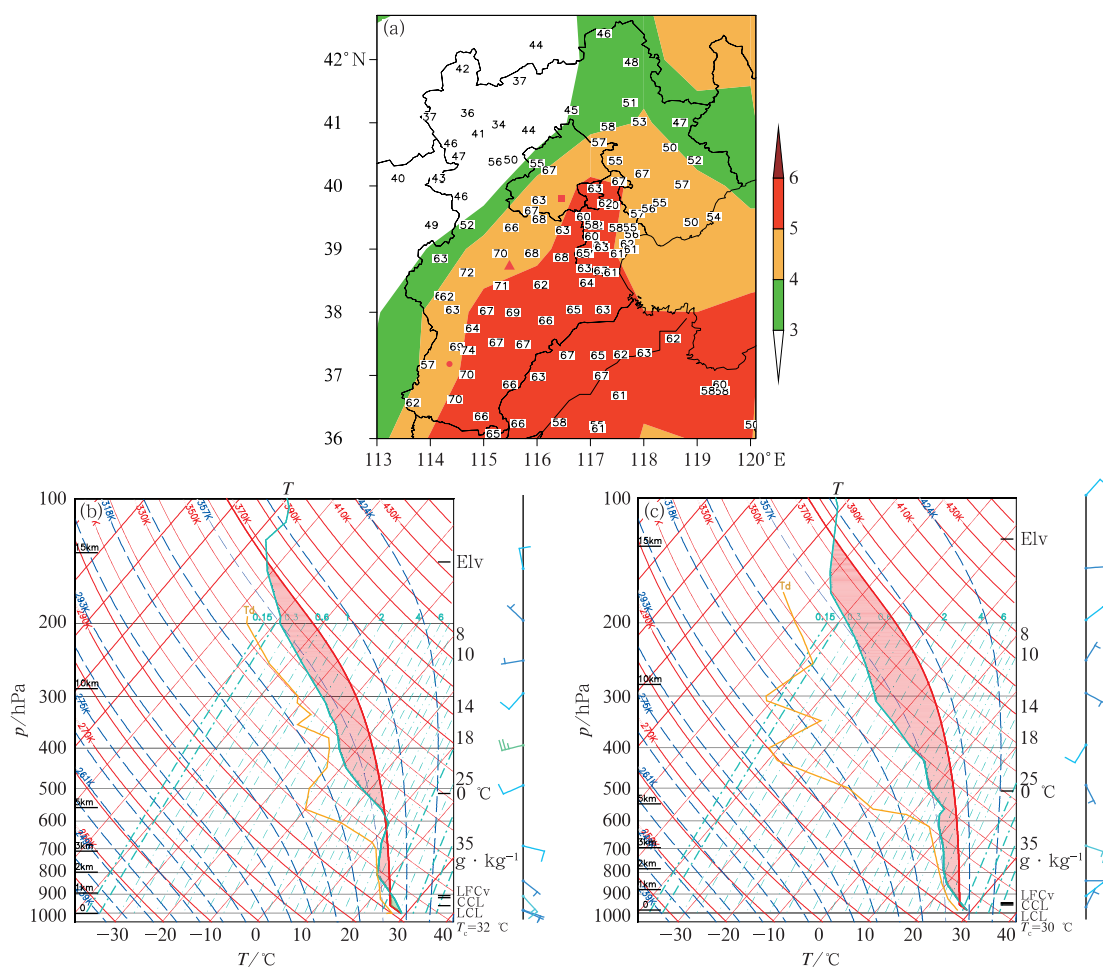


图3 2018年8月5日22时(a)GPS/MET反演的大气可降水量及异常度距平和20时(b)北京站、(c)邢台站探空曲线
(图3a中,数字为大气可降水量,单位:mm;填色为水汽异常度的标准化距平;
实心三角标注保定的位置,实心方框和圆形分别为北京、邢台探空站的位置)

Fig. 3 (a) Precipitable water and standardized anomaly retrieved by GPS/MET at 22:00 BT
and sounding skew $T\text{-}\ln p$ of (b) Beijing Station and (c) Xingtai Station at 20:00 BT 5 August 2018

(In Fig. 3a, number: PWV, unit: mm; colored: standardized anomaly; solid triangle:
Baoding Station, box and circle: the location of Beijing and Xingtai sounding stations)

生的充分条件,70 mm 是大气中极端的水汽条件。与 30 年平均相比,河北平原的大部分地区水汽异常度的标准化距平达到 4 倍以上,华北平原东部地面倒槽附近超过了 5 倍,表明台风云雀减弱的倒槽带来了充沛的水汽,使副高控制之下的河北中南部水汽含量极端性显著。

高的地面露点温度和 PWV 除了彰显水汽充沛外,同时还容易形成低的抬升凝结高度(LCL),这在探空图上可以得到证实。由 5 日 20 时北京探空图显示(图 3b),LCL 在 950 hPa 附近,距地 500 m,邢台探空的抬升凝结高度更低(图 3c);北京自由对流高度(LFC)在 890 hPa 附近(距地面 1.1 km 以下),对应的对流抑制能量(CIN)仅为 $30 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,邢台 CIN 近乎于零,说明高湿的环境大气对抬升触发要求降低,特别是河北中南部平原。降水产生前 20 时邢台探空计算的对流有效位能(CAPE)值超过了 $3300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,北京和邢台站的 K 指数分别达到了 40°C 和 38°C ,为强降水积蓄了充足的能量条件。进一步分析发现 0°C 层高度超过了 5.5 km,暖云层厚度大,700 hPa 以下整层大气都接近饱和,湿层深厚,可以大大降低雨滴在下降过程的蒸发率,这些均有利于降水效率的提高(俞小鼎,2012)。

上述环境条件表明,5 日夜间河北中部存在极端高的水汽、低的抬升凝结高度、充沛的能量和深厚的湿层,利于强降水发生。北京探空(图 3b) $0 \sim 3 \text{ km}$ 和 $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变只有 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $7.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,邢台探空(图 3c) $0 \sim 6 \text{ km}$ 垂直风切变亦不足 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,均属于弱的垂直风切变环境,有利于雷暴移速缓慢、提高降水效率。

3 中尺度对流系统的演变

河北中部局地强降水由中尺度对流系统直接产生,对应三处强降水,中尺度对流系统有三个发展演变过程,以下通过地面自动站、VDRAS 资料、多普勒天气雷达和气象卫星资料进行详细分析。

3.1 保定东南部强降水

3.1.1 雷暴的触发

5 日 08 时开始,在台风云雀减弱倒槽的外围东南气流和地形共同作用下,太行山东麓迎风坡一带局地有 β 中尺度对流云发展,呈白亮的团状(图 4a 标注了云团位置),邯郸西部、邢台西部和石家庄西

南部先后出现短时强降水。14 时后云系向北扩展(图 4a),逐渐形成与地形等高线走向一致的东北—西南向云带,需关注云带上位于河北中部的云团 C1 和 C2。16 时 C1 与两侧新生单体合并后产生对流性降水(图 4b),使得保定东部地面附近出现弱的冷池(图 4c,蓝色实心圆点表示冷池),冷池前侧的偏北风出流与南侧的东—东南风形成明显的辐合线(图 4c 黑色长虚线),同时 C2 产生对流降水与太行山东麓迎风坡较大范围的台风倒槽降水叠加,形成了更大范围冷池,冷池边界后侧西北风与前侧偏东风形成南北向辐合线(图 4c 蓝色实线),石家庄雷达 0.5° 仰角出现了清晰的窄带回波(图 4c),形成阵风锋。与一般强雷暴高压形成的快速移动型阵风锋不同,本次过程的阵风锋由于后侧冷池强度较弱,没有明显的气压差,水平温度差仅在 5°C 上下,出流不强且移动缓慢。17 时阵风锋缓慢向南、向东推进,逐渐远离雷达使得雷达回波上的阵风锋特征变得不清晰,但其后部弱的偏北风仍继续向南、向东推进,在衡水北部形成了明显的风场辐合中心(图 4d 标注“D”处)。17:30 沧州雷达反射率因子显示(图 4d),沧州西部和衡水北部原来地面倒槽附近(图 2c)存在的小积云(图 4b 和 4c)在地面辐合交汇处明显加强发展。

3.1.2 中尺度系统的加强和维持

雷达反射率因子图显示在 5 日 18 时(图 5a),保定南部、衡水北部、沧州西部等地的多个孤立 γ 中尺度雷暴单体,在环境风引导下缓慢向西移动,经过地面辐合中心附近后逐渐合并加强(图 5b),19 时(图 5b)先后形成两块水平尺度约为 50 km 的带状回波,此时回波强度不大,地面小时降水普遍不足 20 mm。20 时,两块带状回波开始合并(图 5c),回波进一步发展加强。21 时(图 5d),对流系统呈准东西带状分布,回波范围增大、强度普遍超过 45 dBz,垂直剖面图上(图 5e)具有多单体结构特征,自东向西先后为新生单体、成熟单体、消亡单体,上游新雷暴被触发后合并到带状对流系统中。对整个对流系统而言,单体移动和传播方向接近相反,回波整体呈准静止状态。成熟单体的强回波中心集中在 6 km 以下,具有低质心结构,地面自动站观测显示最大小时降水超过 50 mm,“列车效应”加剧了此阶段的局地强降水。从回波所在区域平均的水平风场、散度场和垂直速度演变来看(图 5f),5 km 以下风速始终很小,3 km 以下以偏东风为主,17:30—19:30 水平

散度的辐合主要位于近地面 500 m 以下,对应其上 1~2 km 高度为水平辐散,垂直速度场在 500~1500 m 高度存在 $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的上升运动中心,18:00 达最强,这与地面风场辐合中心出现的时间和位置一致(图 5a)。19:00 之前 2~3 km 高度的辐合、辐散层较浅薄,几乎没有上升运动配合,此时雷达图上多个孤立 γ 中尺度雷暴单体处于发展阶段。19:30 后近地面辐合消失转为辐散下沉,距地 2.5 km 的水平辐合开始向下发展,尤其是 20:30 后 2.5 km 高度的辐合层向下发展到地面 1 km 上空,辐合、辐散的厚度和强度均明显加强,1~4 km 高度

维持强的上升气流,上升中心达 $4 \times 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,伴随水平散度和垂直速度的演变,雷达图上孤立、分散的对流回波发展为呈带状聚集分布,而弱的引导气流和垂直风切变使强回波几乎静止。可见,5 日 14—16 时云团 C1 和 C2 发展后产生的降水,叠加太行山东麓迎风坡较大范围的台风倒槽降水,形成地面冷池,冷池边界前侧的阵风锋向南、向东推进过程形成地面中尺度辐合中心,直接加强此阶段的对流单体,对流系统在水平辐合区附近合并加强和后向传播使得回波整体维持了近 3 h,造成保定东南部的强降水,22 时以后此区域降水减弱。

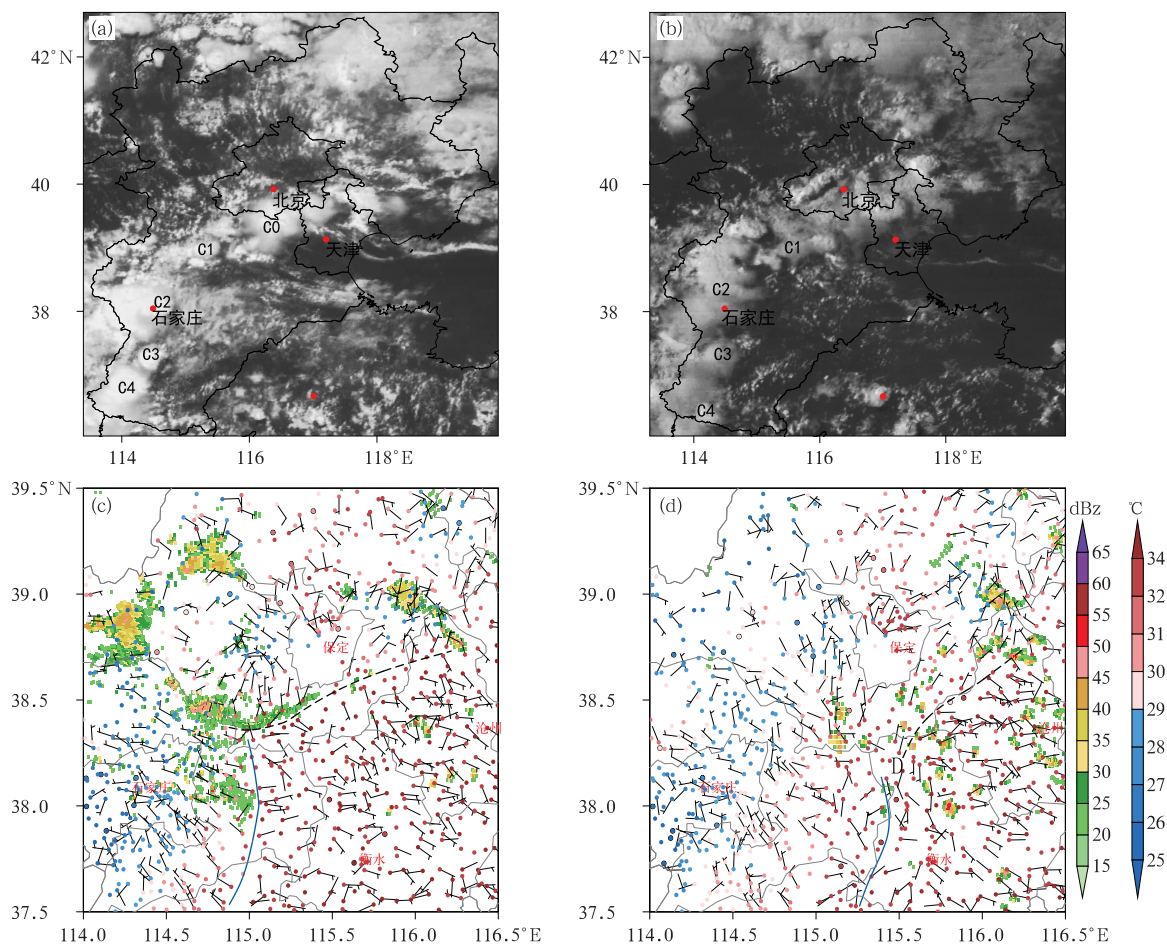


图 4 2018 年 8 月 5 日(a)14:00、(b)16:00 风云 4 号卫星可见光图像(红色圆点是主要城市的位置),

(c)16:00 地面 10 m 风场(风羽)、2 m 气温(彩色圆点,单位: $^{\circ}\text{C}$)和石家庄雷达

0.5°仰角反射率因子(填色,单位: dBz)的叠加,以及(d)17:00 地面 10 m 风场(风羽)、

2 m 气温(彩色圆点,单位: $^{\circ}\text{C}$)与 17:30 沧州雷达 0.5°仰角反射率因子(填色,单位: dBz)的叠加

Fig. 4 (a, b) Visible cloud images detected by FY-4 satellite (red dots mark the location of cities) at (a) 14:00 BT, (b) 16:00 BT; (c) 10 m wind (barb), 2 m temperature (color dot, unit: $^{\circ}\text{C}$) and reflectivity (colored, unit: dBz) at elevation 0.5° from Shijiazhuang Radar at 16:00 BT; (d) 10 m wind (barb), 2 m temperature (color dot, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 17:00 and reflectivity (colored, unit: dBz) at elevation 0.5° from Cangzhou Radar at 17:30 BT 5 August 2018

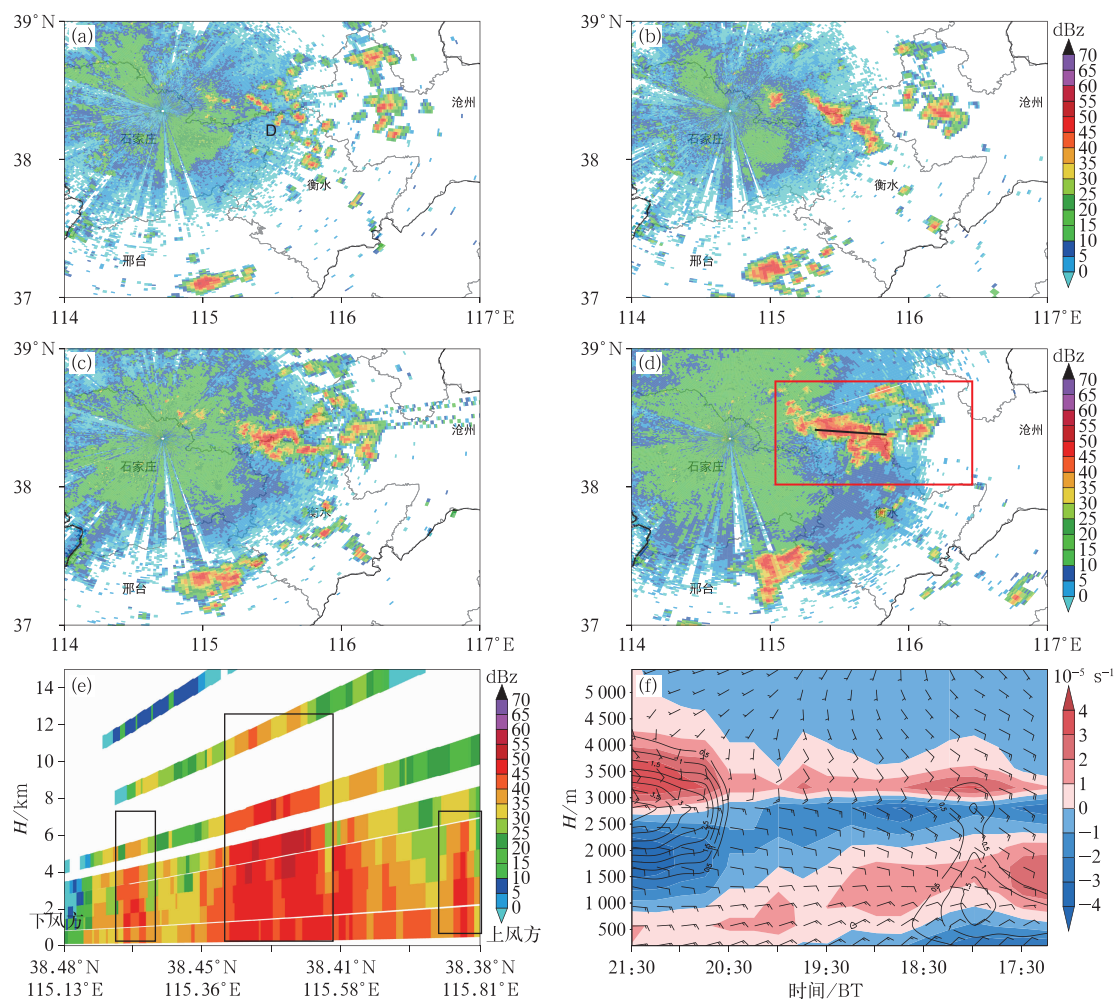


图 5 2018 年 8 月 5 日 (a) 18 时、(b) 19 时、(c) 20 时、(d) 21 时石家庄雷达 0.5° 仰角反射率因子和 (e) 沿图 5d 中黑线的反射率因子剖面, 以及 (f) VDARS 资料沿图 5d 中红框平均的水平风场 (风羽)、水平散度 (填色)、垂直速度 (等值线, 单位: $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 的高度-时间剖面 (图 5a 中“D”为地面辐合中心)

Fig. 5 Reflectivity at elevation 0.5° observation from Shijiazhuang Radar at (a) 18:00 BT, (b) 19:00 BT, (c) 20:00 BT, (d) 21:00 BT 5 August 2018 and (e) cross-section of reflectivity along black line in Fig. 5d, (f) time-height cross-sections of averaged wind (barb), horizontal divergence (colored) and vertical velocity (contour, unit: $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) of VDARS data along the red frame in Fig. 5d (in Fig. 5a, “D”: position of convergence center)

3.2 太行山地形影响下的保定西部强降水

从地形来看,保定西部为东北—西南走向的太行山脉(图 6a 中灰色),最高海拔超过 1000 m,东部为华北平原,地势由东南向西北逐渐抬高,18:00 后保定平原地区地面逐渐转为与山脉走向接近平行的东北风并维持。随着保定东南部回波向西北方向移动,21:30 后,保定西部山前的地面风向逐渐从东北风转为东—东南风(图 6a),有利于山前抬升触发对

流,5 日 22:00 至 6 日 00:00 短时强降水主要位于平原与山脉的过渡地区(图 6a 中方框),超过 $40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的站点位于海拔 200 m 处,显然与偏东风在迎风坡上辐合和强迫抬升有密切的关系。

22 时雷达回波显示(图 6b),保定山前雷暴单体逐渐发展加强为东北—西南向对流回波带,23 时,回波范围和强度快速增大(图 6c),最大回波强度超过了 50 dBZ,地面出现超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的强降水中心。分析 VDARS 资料距地 187.5 m 水平风场,

发现 22—23 时回波带所在区域 $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东—东南风与地形等高线几乎垂直,对应水平散度亦成东北—西南走向,水平辐合中心与雷达强回波的位置接近重合(图 6c),而其南北两侧水平风向与地形等高线的交角减小。图 6d 为强降水区上空的流场,可以看出 115.2°E 附近有一支明显的上升气流,此处山体虽然不高,但坡度很大, $8 \sim 10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏东风被强迫抬升,触发不稳定能量释放,上升气流在 2 km 高度达最强,降水后地面出现冷池(图 6a 中绿色圆点),与山前暖湿的偏东气流对峙,对流得以维持。可见,5 日 22 时至 6 日 00 时的保定西部强降水主要由偏东风带来暖湿空气,太行山前地形

强迫抬升作用触发并增强了对流,降水形成后冷池与偏东风对峙,雨带在山前稳定少动,说明保定西部强降水与地形关系密切。6 日 00 时后随着山前偏东风逐渐消失,降水趋于减弱。

3.3 保定东北部致洪强降水

3.3.1 中尺度系统的加强和维持

保定西部强降水回波在 5 日 23 时至 6 日 00 时发展至最强的同时,保定东南部的回波并未完全消亡,而是在保定东南部—衡水北部一带减弱为以层状云为主的降水回波(图 6c)。6 日 00 时以后(图 7a),保定、衡水交界处的层状云回波开始发展加强,

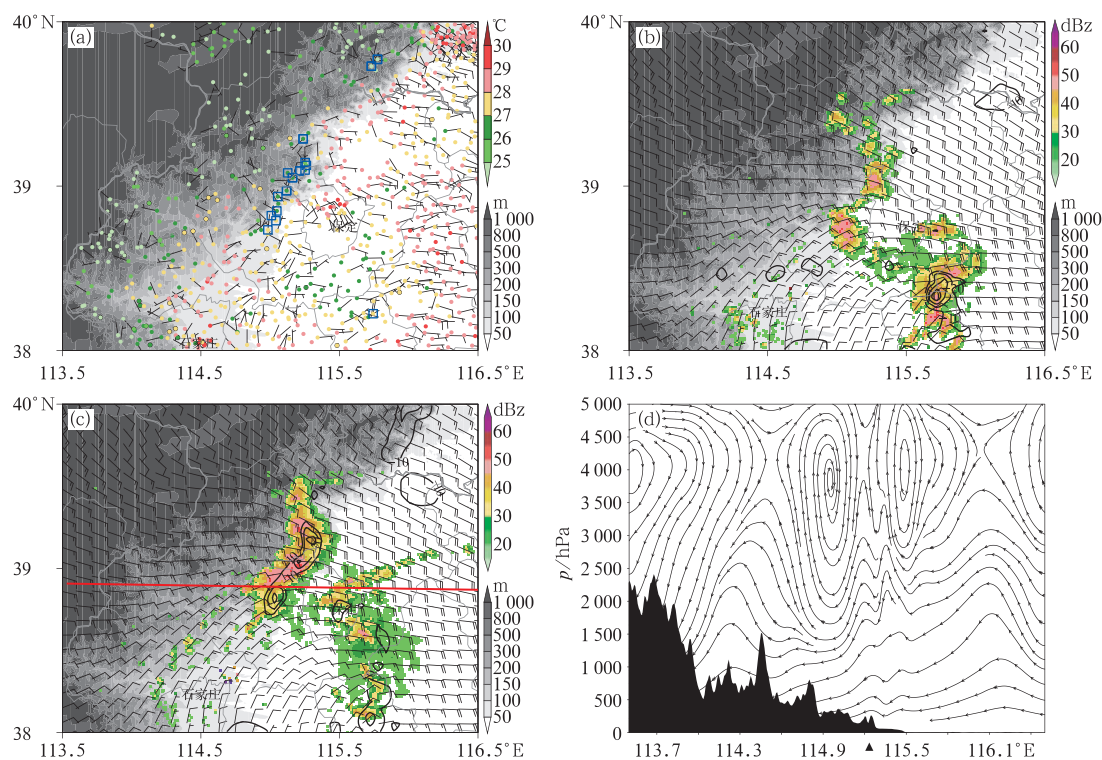
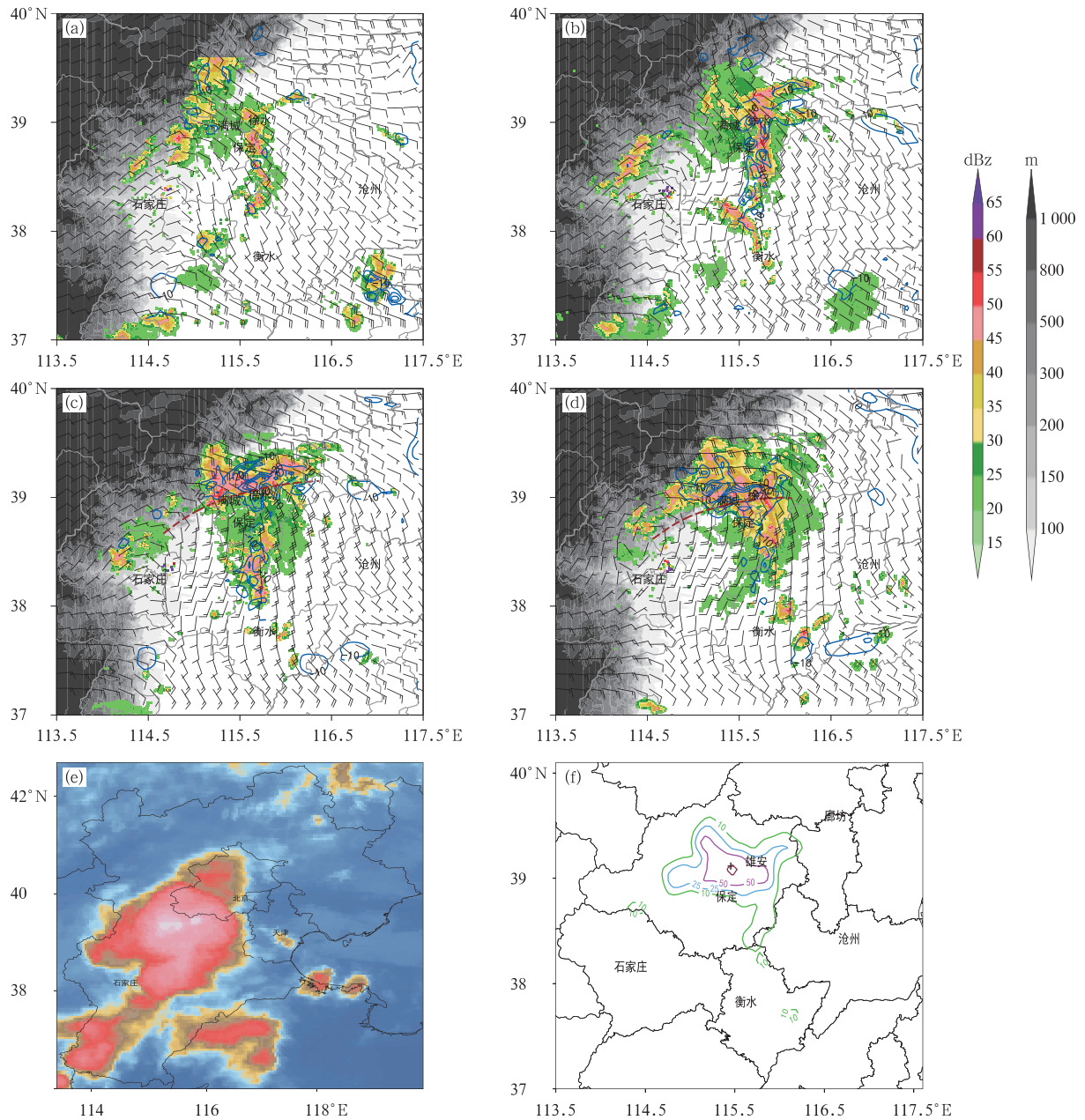


图 6 2018 年 8 月 5 日(a)22 时地面 10 m 风场(风羽)、2 m 气温(彩色圆点)、22—24 时短时强降水(方框代表超过 $40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)和地形高度的叠加(灰色阴影);(b)22 时、(c)23 时石家庄雷达 1.5° 仰角反射率因子(填色)、VDARS 187.5 m 风场(风羽)和水平散度场(黑色等值线,单位: 10^{-5} s^{-1})以及地形高度的叠加(灰色阴影);(d)23 时沿 39°N 的 u 风与垂直速度的纬向-高度剖面(黑色为地形,▲为地面短时强降水附近)

Fig. 6 (a) 10 m wind (barb), 2 m temperature (color dot) at 22:00 BT, flash heavy rain from 22:00 BT to 24:00 BT (square: more than $40 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) overlaying terrain height (gray shaded); (b, c) reflectivity (colored) at elevation 1.5° from Shijiazhuang Radar, VDARS 187.5 m wind (barb), and divergence (black line, unit: 10^{-5} s^{-1}) overlaying terrain height (gray shaded) at (b) 22:00 BT, (c) 23:00 BT; (d) zonal height cross-section of u -wind and vertical velocity along the 39°N at 23:00 BT 5 August 2018 (black: terrain; ▲: the position near flash heavy rain)



增大到 $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。01:30 后,回波带出现断裂,南侧回波并未得到发展,而北侧位于保定满城、徐水的回波则迅速增强,强回波开始向西发展,强度普遍超过 50 dBz 且稳定少动(图 7c),雨带由南北走向转为东西向。02 时红外云图上(图 7e),保定上空形成了水平尺度约为 200 km 近乎圆形的中尺度对流系统(MaCS),维持了近 3 h 。对比 02—03 时雷达回波发现,块状强回波似乎被限定在保定满城到徐水一带稳定少动,回波西侧发展最强(图 7c),反射率剖面上回波顶高接近 11 km ,强回波主要位于 5 km 以下(0°C 层位于 5.5 km 上下),低质心结构属于热带型降水回波(俞小鼎,2012;2013),暖云降水效率很高,地面自动站雨强普遍超过 $60 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,持续近 2 h ,极端小时雨量达到了 118.4 mm ,对应雷达回波强度为 57 dBz ,直接引发了保定满城区神星镇局地的山洪灾害。

3.3.2 致洪强降水的加强维持机制

利用 VDARS 资料绘制了强降水发生前后 1500 m 水平风场的演变图(图 7a~7d,图中风场及水平散度比雷达回波提前半小时)。5 日 23:30 1500 m 高度上辐合较弱,主要分布在保定山前;保定东南部为一致的超过 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东南风,风速较 20:00 有所加大,南北向存在多个零散的辐合中心(图 7a 中等值线),辐合中心附近的雷达回波呈发展加强态势。6 日 00:30 保定东南部水平风速较 1 h 前继续加大,增大到 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右,东南气流显著增强,增强的东南风西侧(保定西南)为弱的正南风,二者形成辐合区,散度场上可见辐合区连接成南北带状(图 7b 中等值线),水平散度中心从 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 增大到 $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,水平辐合增大一倍,随着强回波在南北向辐合带上发展,半小时后回波亦发展为南北带状。

6 日 01:30,随着台风倒槽西移(图略),保定及其以南地区转为正南气流(图 7c),风向的辐合减弱,南北向回波不再发展加强,而保定东北部上空形成了由南风与偏东风形成的中尺度暖式切变线(图 7c 中棕色虚线),散度场上对应呈准东西走向的强辐合区,辐合中心散度值达 $-30 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,随后 30 min 强回波在辐合区发展,形成东西向强回波带。由此可见,伴随暖切变线和强水平辐合的出现,回波开始沿切变线向西发展,回波整体由南北向转为东西向(图 7c),对流和降水显著增强。暖切变线稳定维持(图 7d 中棕色虚线),对应东西向边界层水

平辐合亦维持,东西向强回波带从 02:00 一直持续到 04:00 前后,短短 2 个小时累计降水超过 50 mm 的面积超过了 2000 km^2 (图 7f),期间出现了单雨强为 $118.4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的极端短时降水天气。以上分析发现,6 日凌晨以后开始增强的低空偏南风是保定东北部中尺度对流系统加强和维持的关键中尺度系统,东南风与正南风形成的南北向中尺度辐合线、偏南气流与偏东风形成的东西向暖式切变线都与加强的偏南气流有关。

采用孙继松(2005)推导的方程组对偏南气流加强的原因进行定性分析。取沿偏南气流轴向为 x 轴,不考虑科里奥利力影响的 Boussinesq 近似扰动方程组可推导出:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial u}{\partial z} \right] \cong -\lambda \frac{\partial \theta}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial z} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right] \quad (1)$$

式中各物理量为常用的气象参量。在不考虑水平风速平流的垂直分布项 $\frac{\partial}{\partial z} \left[u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right]$ 的影响时,温度水平梯度的强迫作用是造成风速垂直切变变化的主要物理因子。00—02 时在保定东北部产生局地强降水,由 VDARS 资料可知 6 日 02 时(图 8b), 39.2°N 附近 $4.5 \sim 5.0 \text{ km}$ 上空出现 2°C 以上的扰动温度中心,反映的是强降水潜热释放造成降水区上空迅速增温,对流层中层形成沿 x 方向前暖后冷的局地温度梯度(即 $\partial\theta/\partial x > 0$),由式(1)可知,对流层中层的风速垂直切变将减弱,造成对流层中上部的气流减速、底部的气流加速。同时, 39.0°N 以北在近地面层存在 -3.5°C 的扰动温度中心(图 8b),这是由于局地强降水的蒸发冷却作用,造成降水区气温快速下降,地面形成沿 x 方向前冷后暖的温度梯度(即 $\partial\theta/\partial x < 0$)(图 8a),必然造成边界层内的风速随着高度增加而迅速加大,即边界层顶的气流加速将明显快于近地面层。它们共同作用的结果,造成了边界层偏南气流加大,而东南风向南风的转变与台风倒槽的西移有关。

综上所述,在副高控制的背景下,受台风倒槽外围东南气流影响,华北地区地面处于高湿、高能状态,强降水的发生发展取决于边界层中尺度系统:保定东南部强降水的直接影响系统为前期降水形成的阵风锋(图 9a);保定西部强降水由增强的东南气流与地形作用在迎风坡附近触发并维持(图 9a);保定东北部致洪强降水由凌晨增强的偏南气流以及其风向变化形成的南北向和东西向两条中尺度辐合线触发、组织(图 9b)。

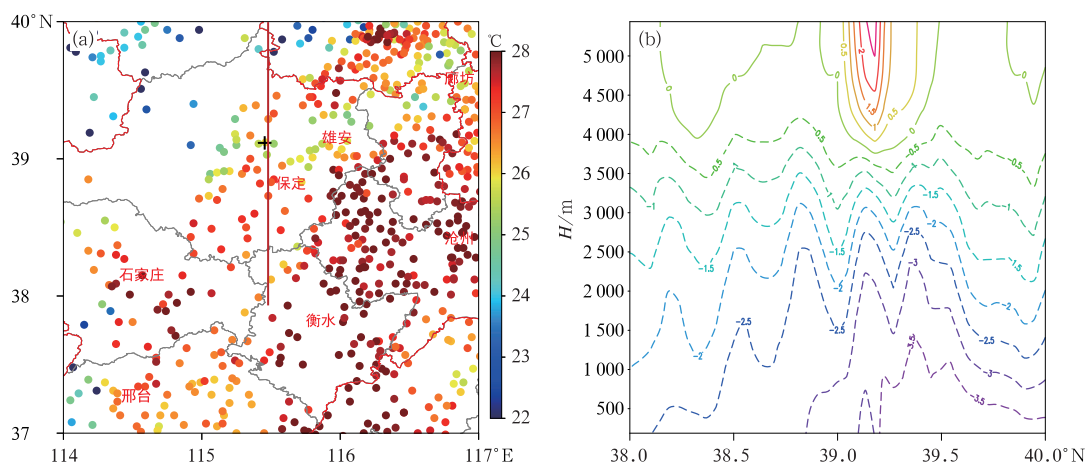


图 8 2018 年 8 月 6 日 02 时(a)地面 2 m 气温(彩色圆点,“+”为发生山洪的位置)

和(b)扰动温度(单位: °C)沿图 8a 中实线的经向-高度剖面

Fig. 8 (a) The 2 m temperature (color dot, “+”: the position with flash flood) and (b) meridional height cross-section of temperature perturbation (unit: °C) along the brown line in Fig. 8a at 02:00 BT 6 August 2018

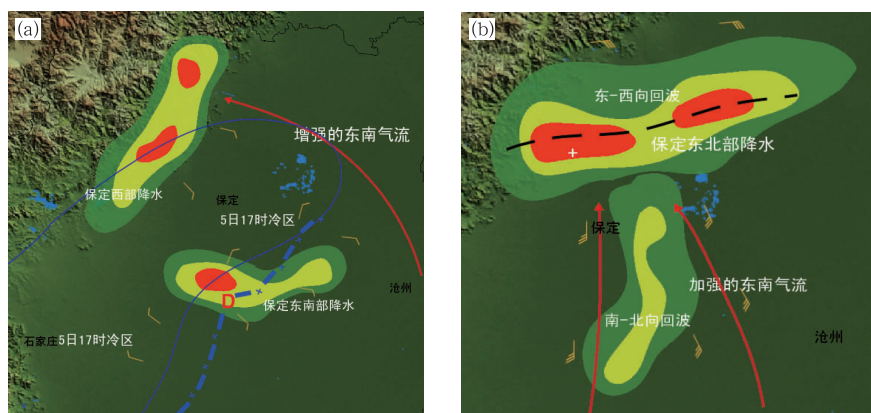


图 9 副高控制下(a)保定东南部、保定西部短时强降水和(b)保定东北部致洪短时强降水概念模型

(图 9a 中,棕色区域为地形,彩色为雷达回波,蓝线为 17 时的冷池,蓝色点划线为地面辐合线,风羽为 10 m 水平风场,红色箭头指 187.5 m 流线;图 9b 同图 9a,但黑虚线为低空切变线,风羽为 1500 m 水平风场,红色箭头为 1500 m 流线,白色“+”为山洪发生地点)

Fig. 9 Conceptual model of flash heavy rain under the control of subtropical high in Hebei Province (a) flash heavy rain in southeast and west of Baoding and (b) flash heavy rain in northeast of Baoding (in Fig. 9a, brown area: terrain height, colored: radar echo, blue thin line: cool pool at 17:00 BT 5 August, blue dash dotted line: ground surface convergence line, wind barb: 10 m wind, red arrow: wind at 187.5 m; in Fig. 9b, same as Fig. 9a, but dotted black line: low level shear line, wind barb: 1500 m wind, red arrow: stream field at 1500 m, “+”: the spot with flash flood)

4 结论与讨论

利用多源观测资料和 VDRAS 系统反演资料,对副高控制下的一次河北局地强降水形成的物理过程进行分析,得到以下结论:

(1)强降水发生在强度异常偏强、位置异常偏北

的副高内部,降水发生前具有极端高的水汽(地面露点温度高达 $28 \sim 29^{\circ}\text{C}$,整层大气可降水量超 60 mm)、低的抬升凝结高度(950 hPa)、充足的能量(CAPE 值超过 $3300 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$)和弱的垂直风切变($0 \sim 6 \text{ km}$ 风垂直切变小于 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)环境,三处强降水对应中尺度对流系统的三个发展演变过程。

(2)保定东南部强降水的触发与维持机制为:午

后河北中部降水云团 C1 和 C2 形成地面冷池,其边界前侧的阵风锋在向南、向东推进过程中形成地面中尺度辐合中心,雷暴单体被触发后在水平辐合区合并增强,单体后向传播使其强度维持。

(3)保定西部强降水主要由潮湿的偏东风在太行山迎风坡强迫抬升产生,降水形成的冷池与偏东风对峙使回波在山前稳定少动,强降水的触发和增强与太行山地形关系密切。

(4)保定东北部致洪强降水先后经历了南北向和东西向两个阶段,是夜间降水的最强阶段。6 日 1 时保定东侧低空 1500 m 加强的东南气流与其西侧正南气流形成的南北向辐合线使得保定东北部南北向回波显著增强。随着台风倒槽西移,保定以南地区全部转为正南气流,南风与其北侧偏东气流形成的准东西向中尺度暖式切变线使得回波转为东西向发展。强降水潜热释放和蒸发冷却加大了对流层中层和地面的水平温度梯度,造成边界层偏南气流加大,进而使南北向中尺度辐合线和东西向暖式切变线增强,强降水得以加强和维持。

由于本次过程的物理机制极其复杂,数值模式很难模拟其中尺度演变过程,在短期时效内无论数值模式还是预报员都很难预报。因此,对此次副高控制下致洪强降水触发和维持机制的综合分析表明,对流系统受边界层中尺度系统支配,但产生三处强降水的边界层中尺度系统形成的物理过程各不相同,需要结合多种观测资料并充分利用快速更新同化系统才能捕捉,此外保定西部强降水中地形对降水的增幅作用、保定东北部致洪强降水中偏南风的增强等需要通过数值模拟的手段进一步开展定量研究。

参考文献

- 陈明轩,王迎春,肖现,等,2013. 北京“7·21”暴雨雨团的发生和传播机理[J]. 气象学报,71(4):569-592. Chen M X, Wang Y C, Xiao X, et al, 2013. Initiation and propagation mechanism for the Beijing extreme heavy rainstorm clusters on 21 July 2012[J]. Acta Meteor Sin, 71(4):569-592(in Chinese).
- 陈明轩,肖现,高峰,等,2016. 基于雷达四维变分分析系统的强对流高分辨率模拟个例分析和批量检验[J]. 气象学报,74(3):421-441. Chen M X, Xiao X, Gao F, et al, 2016. A case study and batch verification on high resolution numerical simulations of severe convective events using an analysis system based on rapid-refresh 4-D variational radar data assimilation[J]. Acta Meteor Sin, 74(3):421-441(in Chinese).
- 湛芸,吕伟琦,于超,等,2018. 北方一次暖区大暴雨降水预报失败案例剖析[J]. 气象,44(1):15-25. Chen Y, Lü W Q, Yu C, et al, 2018. Analysis of a forecast failure case of warm sector torrential rainfall in North China[J]. Meteor Mon, 44(1):15-25(in Chinese).
- 湛芸,孙军,徐珺,等,2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J]. 气象,38(10):1255-1266. Chen Y, Sun J, Xu J, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing Part I: observation and thinking[J]. Meteor Mon, 38(10):1255-1266(in Chinese).
- 符娇兰,马学款,陈涛,等,2017. “16·7”华北极端强降水特征及天气学成因分析[J]. 气象,43(5):528-539. Fu J L, Ma X K, Chen T, et al, 2017. Characteristics and synoptic mechanism of the July 2016 extreme precipitation event in North China[J]. Meteor Mon, 43(5):528-539(in Chinese).
- 雷蕾,孙继松,陈明轩,等,2021. 北京地区一次飑线的组织化过程及热动力结构特征[J]. 大气科学,45(2):287-299. Lei L, Sun J S, Chen M X, et al, 2021. Organization process and thermal dynamic structure of a squall line in Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 45(2):287-299(in Chinese).
- 栗晗,王新敏,张霞,等,2018. 河南“7·19”豫北罕见特大暴雨降水特征及极端性分析[J]. 气象,44(9):1136-1147. Li H, Wang X M, Zhang X, et al, 2018. Analysis on extremity and characteristics of the 19 July 2016 severe torrential rain in the north of Henan Province[J]. Meteor Mon, 44(9):1136-1147(in Chinese).
- 孙继松,2005. 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,29(3):445-452. Sun J S, 2005. A study of the basic features and mechanism of boundary layer jet in Beijing Area[J]. Chin J Atmos Sci, 29(3):445-452(in Chinese).
- 孙建华,赵思雄,傅慎明,等,2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学,37(3):705-718. Sun J H, Zhao S X, Fu S M, et al, 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing Area on July 21, 2012[J]. Chin J Atmos Sci, 37(3):705-718(in Chinese).
- 孙军,湛芸,杨舒楠,等,2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J]. 气象,38(10):1267-1277. Sun J, Chen Y, Yang S N, et al, 2012. Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing Part II: preliminary causation analysis and thinking [J]. Meteor Mon, 38(10):1267-1277(in Chinese).
- 孙密娜,王秀明,胡玲,等,2018. 华北一次暖区暴雨雷暴触发及传播机制研究[J]. 气象,44(10):1255-1266. Sun M N, Wang X M, Hu L, et al, 2018. Study on initiation and propagation mechanism of a warm-sector torrential rain in North China[J]. Meteor Mon, 44(10):1255-1266(in Chinese).
- 徐珺,杨舒楠,孙军,等,2014. 北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨[J]. 气象,40(12):1455-1463. Xu J, Yang S N, Sun J, et al, 2014. Discussion on the formation of a warm sector torrential rain case in North China[J]. Meteor Mon, 40(12):1455-1463(in Chinese).
- 杨璐,陈敏,陈明轩,等,2019. 高时空分辨率三维风场在强对流天气临近预报中的融合应用研究[J]. 气象学报,77(2):243-255.

- Yang L, Chen M, Chen M X, et al, 2019. Fusion of 3D high temporal and spatial resolution wind field and its application in nowcasting of severe convective weather[J]. *Acta Meteor Sin*, 77(2):243-255(in Chinese).
- 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. Yu X D, 2012. Investigation of Beijing extreme flooding event on 21 July 2012[J]. *Meteor Mon*, 38(11):1313-1329(in Chinese).
- 俞小鼎, 2013. 短时强降水临近预报的思路与方法[J]. *暴雨灾害*, 32(3):202-209. Yu X D, 2013. Nowcasting thinking and method of flash heavy rain[J]. *Torr Rain Dis*, 32(3):202-209(in Chinese).
- 张楠, 杨晓君, 邱晓滨, 等, 2018. 一次突发性暴雨的机理分析及短期预报思考[J]. *气象*, 44(1):118-131. Zhang N, Yang X J, Qiu X B, et al, 2018. Mechanism analysis and rethinking of short-term prediction of a sudden rainstorm[J]. *Meteor Mon*, 44(1):118-131(in Chinese).
- 张萍萍, 孙军, 车钦, 等, 2018. 2016年湖北梅汛期一次极端强降雨的气象因子异常特征分析[J]. *气象*, 44(11):1424-1433. Zhang P P, Sun J, Che Q, et al, 2018. Analysis on abnormal characteristics of meteorological factors during an extremely heavy rainfall in 2016[J]. *Meteor Mon*, 44(11):1424-1433(in Chinese).
- 赵思雄, 孙建华, 鲁蓉, 等, 2018. “7·20”华北和北京大暴雨过程的分析[J]. *气象*, 44(3):351-360. Zhao S X, Sun J H, Lu R, et al, 2018. Analysis of the 20 July 2016 unusual heavy rainfall in North China and Beijing[J]. *Meteor Mon*, 44(3):351-360(in Chinese).
- Tian F Y, Zheng Y G, Zhang T, et al, 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over Central and Eastern China[J]. *J Meteor Res*, 29(3):370-384.
- Zhang D L, Lin Y H, Zhao P, et al, 2013. The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012: “Right results” but for wrong reasons[J]. *Geophys Res Lett*, 40(7):1426-1431.

(本文责编:王蕾)