陈双,符娇兰,陈涛,等,2026.华北“25·7”暖区极端暴雨对流演变特征差异及环境条件分析[J].气象,52(6):657-672. Chen S,Fu J L,Chen T,et al,2026. Differences in convective evolution characteristics and environmental conditions of the July 2025 extreme warm-sector torrential rain in North China[J]. Meteor Mon,52(6):657-672(in Chinese).

# 华北“25·7”暖区极端暴雨对流演变特征差异及环境条件分析*

陈 双[1,2] 符娇兰[2] 陈 涛[2] 谌 芸[2] 刘倍哓[2]

1 灾害天气科学与技术全国重点实验室,北京 100081

2 国家气象中心,北京 100081

**提 要:** 基于多种观测资料及ERA5再分析资料,系统分析了2025年7月下旬华北的一次极端暴雨过程,揭示了相似大尺度暖区背景下,过程期间三个极端降水日(7月24日、25日、27日)的中尺度对流系统在初生、组织和传播机制上的多样性及其天气学成因。结果表明:本次过程降水强度强、累计降水量大,极端性显著,南侧暖区雨带的多个极端强降水中心是预报的主要难点。24日对流起源于山麓,其极端强降水与带状对流叠加后向传播伴随的“列车效应”有关,形成了横跨山区、山麓与平原地区最为广泛的强降水落区;25日对流源于山区,其极端强降水与呈准静止状态的对流系统有关,强降水区范围最为局地;27日对流多始于平原,移至山麓后显著增强,极端降水与线状对流经过同一区域并伴随后向传播的“列车效应”有关,强降水区主要位于山区。24日天气尺度强迫最为显著,强盛深厚的低空急流(LLJ)与地形抬升及其持续的暖湿输送,在对流沿着山前触发及后向传播过程中发挥了关键作用,冷池出流形成的辐合锋区在系统的组织化与向平原的扩展起到了十分重要作用;25日副热带高压控制下LLJ范围和厚度均减小,限制了对流向下游地区的扩展,地形抬升成为主导触发和增强机制,期间伴有类中气旋旋转结构,导致了最强的局地小时雨强;27日天气尺度强迫最弱,边界层偏东气流以及低层弱辐合线触发了对流,山区冷池与平原暖脊形成的中尺度锋区为后向传播提供了有利条件,西南气流在地形前辐合抬升为对流自平原移入山麓显著增强提供有力的动力条件。

**关键词:** 极端暴雨,中尺度对流,低空急流,地形,冷池,中尺度锋区

**中图分类号:** P458 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2026.031101

# Differences in Convective Evolution Characteristics and Environmental Conditions of the July 2025 Extreme Warm-Sector Torrential Rain in North China

CHEN Shuang[1,2] FU Jiaolan[2] CHEN Tao[2] CHEN Yun[2] LIU Beiyao[2]

1 State Key Laboratory of Severe Weather Meteorological Science and Technology (LaSW), Beijing 100081

2 National Meteorological Centre, Beijing 100081

**Abstract:** With multi-source observations and ERA5 reanalysis data, this paper systematically analyzes an extreme torrential rain event that occurred in North China in late July 2025, and reveals the diversity in the initiation, organization and propagation mechanisms of mesoscale convective systems during three days with extreme rainfall (24, 25 and 27 July) under a similar large-scale warm-sector background. Besides,

* 灾害天气科学与技术全国重点实验室开放课题(2025KFA01)、国家自然科学基金联合基金项目(U2442204)、国家重点研发计划(2024YFC3012404、2024YFC3013005)、中国气象局能力提升专项(23NLTSZ007)和重大科技专项(2024-SF-A1)共同资助

2025年12月22日收稿; 2026年4月1日收修定稿

第一作者:陈双,主要从事短期天气预报和分析. E-mail:schen520@live.com

通讯作者:符娇兰,主要从事灾害性天气诊断和预报技术研究. E-mail:bluelilyfly@163.com

the synoptic causes for the extreme torrential rain are investigated. The results show that this extreme rainfall event was characterized by significant extremity with heavy rainfall intensity and large accumulated precipitation amount. The multiple extreme precipitation centers within the southern warm-sector rainband posed big challenges to the forecasting operation. On 24 July, the convection initiated at the foothills, and the extreme rainfall was dominated by a "train effect" from backward-propagating and band-shaped convection, which resulted in the most widespread rainfall area spanning mountains, foothills and plains. On 25 July, the convection originated in mountains, and the extreme rainfall was associated with a quasi-stationary system, leading to the localized precipitation. On July 27, the convection mostly initiated in plains and intensified after moving to the foothills. The extreme rainfall was related to the "train effect" from line-shaped convections, and the heavy precipitation occurred mainly in mountainous areas. On 24 July, the synoptic scale forcing was most significant. The strong and deep low-level jet (LLJ), coupled with orographic lifting and sustained moisture transport, played a key role in the initiation and back-propagation of the convection. The convergent frontal zone formed by the outflow of the cold pool had a very important role in organizing the rainfall system and its expansion into plains. On 25 July, under the control of the subtropical high, a weaker and shallower LLJ restricted the downstream propagation of the convective system, making orographic lifting the dominant mechanism for the triggering and enhancement of heavy precipitation. This was accompanied by a mesocyclone-like structure that produced the heaviest local hourly rainfall. On 27 July, under the weakest synoptic scale forcing, the convection was triggered by boundary layer easterly airflow and low-level weak convergence line. The mesoscale front area formed by the cold pool in mountainous areas and the warm ridge in plains provided favorable conditions for backward propagation. Moreover, the convergence and lifting of the southwest airflow in front of the terrain built powerful dynamic conditions for the significant intensification of the convection moving from plains into foothills.

**Key words**: extreme torrential rain, mesoscale convection, low-level jet (LLJ), terrain, cold pool, mesoscale frontal zone

## 引 言

暴雨是我国最严重的气象灾害之一。近年来，在气候变暖和城市化背景下，极端降水事件明显增多(丁一汇，2019)。华北地区暴雨发生频次虽低于江淮和华南地区，但降水强度大、突发性强(Luo et al，2016)，在复杂地形和多尺度天气系统共同作用下，致灾性强且预报难度大，易引发城市内涝、山洪及地质灾害。近十余年来，华北及周边地区多次发生极端暴雨事件，如2012年北京"7·21"、2016年华北"7·19"、2021年郑州"7·20"和2023年华北"23·7"等，均造成严重人员伤亡和财产损失。深入研究华北暴雨的发生发展特征及其热力和动力机制，对提升暴雨精细化预报能力和防灾减灾水平具有重要意义。

受东亚夏季风逐步推进影响，每年7月下旬至8月上旬为华北地区主雨季，也是暴雨高发时段，其累计降水量可占全年总降水量的66%(华北暴雨编写组，1982)。已有研究表明，华北暴雨主要受低涡、暖切变线和低槽冷锋等天气系统影响(丁一汇等，1980)，其中强暴雨多发生在两种及以上天气系统相互作用或叠加的情形下(张文龙和崔晓鹏，2012)。低纬台风、西北太平洋副热带高压(简称副高)与中高纬系统的协同作用，构成了华北暴雨形成的重要环流背景(孙建华等，2005；孙继松，2025)；此外，副高边缘、缺乏明显冷空气影响的条件下，也可能出现以暖区降水为特征的暴雨过程(Sun et al，2019；雷蕾等，2020)。

在上述大尺度环境背景下，中尺度对流系统的触发、组织化发展及其移动传播特征，直接决定了华北暴雨的落区分布和强度变化。研究表明，准静止或具有"列车效应"、后向传播特征的线状或带状中尺度对流系统，是极端暴洪的主要致灾系统(Schumacher and Johnson，2005)，也是华北极端暴雨过程中最典型的对流形态之一(孙继松等，2015)，

多次华北极端暴雨个例中均观测到上述特征。进一步研究表明,低空急流的演变及其与地形等因素的相互作用,是中尺度对流系统初生、发展和维持的关键机制之一(俞小鼎,2012;雷蕾等,2020;陈涛等,2024)。华北区域暴雨过程普遍伴有低空急流活动(孙继松等,2015),中尺度低空急流或边界层急流与强降水之间的正反馈过程,对局地暴雨形成具有重要作用(French and Parker,2010;孙继松,2025)。低空急流不仅可通过风速脉动直接触发对流,还可通过持续暖湿输送反复重建不稳定层结,促使对流系统不断发展(雷蕾等,2020)。在复杂地形条件下,低空急流沿地形的强迫抬升,成为中尺度对流系统初生和增强的直接动力机制(Du and Chen,2019)。太行山及燕山共同构成的“Γ”型地形,被认为是影响华北暴雨落区分布的重要强迫因子之一(孙继松,2005)。地形不仅通过改变局地环流结构影响中尺度对流系统的组织与演变(孙建华等,2005;倪允琪等,2006;Luo et al,2017),还可显著影响雨滴增长、冰晶播撒等云微物理过程(Hu et al,2021;Xia et al,2019),从而对暴雨形成产生重要作用(符娇兰等,2023;杨晓亮等,2024;陈涛等,2024;李晓兰等,2025;雷蕾等,2026)。此外,京津冀大城市群热岛效应、对流系统演变过程中伴生的中尺度雷暴高压(冷池)、中尺度对流涡旋和中尺度急流等因素,都在不同阶段影响对流系统的加强与维持(陈双等,2011;Haberlie et al,2015;孙继松,2025)。与此同时,对流系统自身的发展演变也会对上述中尺度系统产生反馈作用,使得华北暴雨过程中中尺度对流组织化演变呈现出显著的非线性和复杂性。

综上所述,在东亚夏季风背景下,多尺度天气系统相互作用、特殊地形强迫及多种中尺度过程的共同影响,使华北暴雨呈现出复杂的热动力结构特征。其中,中尺度对流系统的多尺度耦合演变及其关键物理机制仍有待进一步深入研究。

2025 年 7 月 23—29 日,华北地区经历了一次持续性极端强降水过程,多地出现大暴雨,局地达特大暴雨,其降水强度和持续时间均属历史罕见。该过程发生在相对稳定的大尺度环流背景下,中纬度短波槽的东移以及副高的阶段性西伸北抬和东撤相配合,使得天气尺度急流呈现出明显的阶段性演变特征,并伴随中尺度低空急流的频繁活动。急流结构和强度的演变与地形配合,对强降水落区、强度变化起到关键作用。在此背景下,中尺度对流系统的触发、组织及传播形式表现出显著的多样性和复杂性。基于上述过程特征,本文拟从此次极端暴雨过程的降水时空分布特征及其基本天气学成因入手,重点分析急流阶段性演变背景下中尺度对流系统的结构与演变特征,并进一步探讨其可能的动力和热力机制,以期深化对华北极端暴雨形成与发展的认识,为相似类型强降水过程的预报与预警提供科学依据。

## 1　资料和方法

本文采用的观测资料主要包括从国家气象信息中心天擎系统获取的间隔 1 h 的地面自动气象观测站资料,L 波段风廓线雷达资料以及中国气象局气象探测中心雷达拼图和双偏振雷达资料。诊断分析采用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的第五代全球再分析资料(ERA5),时间分辨率为 1 h,空间分辨率为 0.25°×0.25°。地形资料来源于美国国家海洋和大气管理局(NOAA)国家地球物理数据中心(NGDC)发布的 ETOPO1_Bed_c_gmt4 全球陆地基岩高程及海底地形信息数据集。

为分析过程期间对流发展状况,在 30 min 的时间窗口内,以组合反射率因子增长至 35 dBz 作为对流初生事件判断阈值(Roberts et al,2012;陈涛等,2025)。定义以下相关指数:

$$I_{\mathrm{CI}} = R_{t_0} - R_{t_0-30} \tag{1}$$

式中:$R_{t_0}$ 表示某一时刻的组合反射率因子,$R_{t_0-30}$ 表示某一时刻 30 min 前的组合反射率因子。当 $I_{\mathrm{CI}} \geqslant 5$ dBz、$R_{t_0} \geqslant 35$ dBz、$R_{t_0-30} < 35$ dBz 三个条件同时满足时,则判断为一次对流初生事件的发生。

值得注意的是,上述判识算法在一定程度上可能将系统快速移动过程中引起的反射率因子变化误判为对流初生。具体应用时,应结合雷达回波的空间、时间演变特征进行综合分析,以提高判识的准确性,并避免单纯依赖阈值判断带来的偏差。

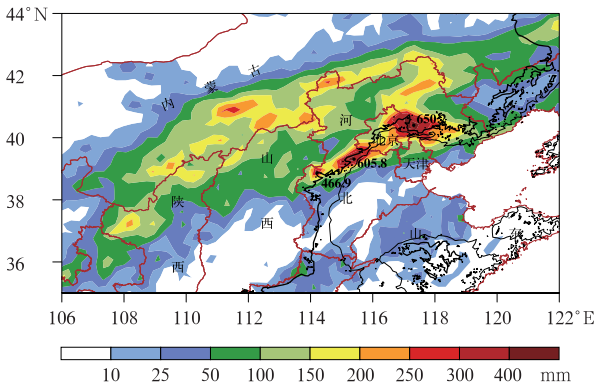
另外,为探讨此次过程中地形与极端强降水的关系,参考 Pei et al(2025)的方法,将华北地区按海拔高度划分为平原(≤50 m)、山麓(50～300 m)和山区(≥300 m),并基于此分析不同阶段的降水分布及对流系统与地形的空间配置特征。

本文所用时间均为北京时,某一日全天指当日 08:00 至次日 08:00。

## 2 极端暴雨总体特征

### 2.1 过程累计降水量空间分布

过程累计降水量分布(图 1)显示,此次过程在华北地区造成了大范围强降水,累计降水量超过 100 mm 区域覆盖山西北部、内蒙古中部偏南、河北中北部、北京及天津北部多地,呈近似纬向分布的南、北两条雨带,过程降水量和日降水量均具有显著极端性(陈双等,2026)。强降水区主要位于南侧雨带,降水自平原向山区显著增强,在太行山东侧、燕山南侧的山区—山麓过渡地带形成自南向北的三个强降水中心,与地形关系十分密切,中心累计降水量普遍超过 450 mm。其中,雨带东北段降水中心位于北京密云—平谷及河北兴隆一带,其强降水区范围最广,走向与燕山平行,中心位置处于山区;中段降水中心位于河北易县附近,强降水范围次之,走向与太行山近乎平行,中心位于山麓;南段河北阜平降水中心则表现出明显局地性特征,中心同样位于山区。上述差异反映出特定地形条件及区域气象环境对降水分布的显著影响,即本文重点分析的内容。




注:数字表示降水中心降水量,单位:mm;黑色粗实线表示 300 m 地形等高线,黑色细实线表示 50 m 地形等高线,下同。

图 1 2025 年 7 月 23 日 08:00 至 30 日 08:00 累计降水量分布

Fig. 1 Distribution of accumulated precipitation from 08:00 BT 23 to 08:00 BT 30 July 2025

### 2.2 对流性降水空间分布

过程期间自动站最大小时雨强分布(图 2a)显示,南侧雨带的降水对流性特征更为显著,超过 50 mm·h$^{-1}$的站点主要集中分布在其上的三个强降水中心附近(图 1),上述区域亦出现多站次超过 80 mm·h$^{-1}$的极端短时强降水。其中,雨带东北段及中段 50 mm·h$^{-1}$站次更多且分布较广,东北段基本位于山区,中段则在山区、山麓和平原均有分布,而南段较局地,几乎均位于山区,但其小时雨强更极端,3 站次出现超过 100 mm·h$^{-1}$的极端短时强降水,占据过程期间小时雨强排名前 2 位。

从过程期间超过 20 mm·h$^{-1}$的短时强降水站次分布(图 2b)来看,大值中心同样位于南侧雨带上,与过程降水中心(图 1)高度重合,显示持续性短时强降水在极端强降水形成中具有重要作用(周晓敏等,2023)。其中,南段大值区较局地,站次也较中段和东北段略少,中段附近大值中心则最多,多个站点出现超过 13 站次短时强降水(基本位于山麓),凸显出该区域对流降水的持续性特征。

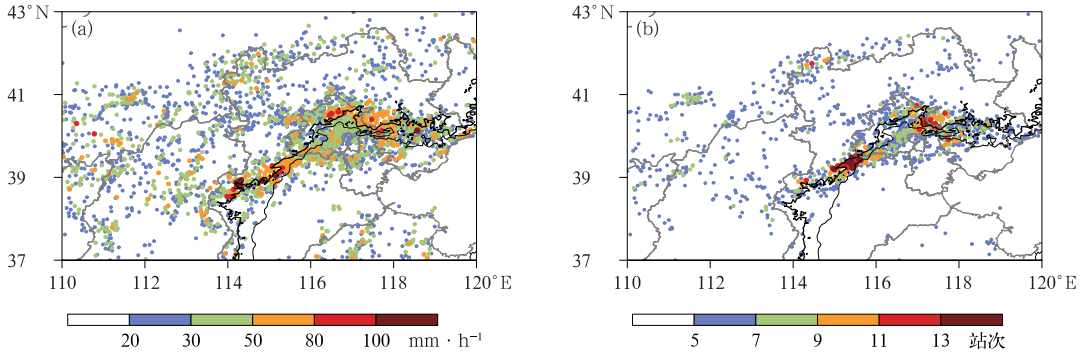



图 2 2025 年 7 月 23 日 08:00 至 30 日 08:00(a)最大小时雨强,(b)短时强降水(≥20 mm·h$^{-1}$)站次分布

Fig. 2 Distribution of (a) maximum hourly rainfall intensity and (b) station-number of short-time heavy rainfall (≥20 mm·h$^{-1}$) from 08:00 BT 23 to 08:00 BT 30 July 2025

### 2.3　对流性降水时间演变

逐日降水演变表明,南侧雨带三个强降水中心分别由 7 月 24 日、25 日和 27 日降水造成,对降水中心小时降水时间演变特征进行分析(图 3)。

7 月 24 日最大日降水量出现在易县仁义庄,其主降水时段为 24 日 21:00 至 25 日 06:00,其中 25 日 00:00—06:00 连续 7 h 小时雨强超过 20 mm·$h^{-1}$,最大小时雨强达 98.1 mm·$h^{-1}$,降水前期呈阶段性变化,后期相对平稳;25 日最大日降水量出现在阜平,其降水主要出现在 18:00—23:00,其中 19:00—23:00 连续 5 h 小时雨强超过 20 mm·$h^{-1}$,最大小时雨强达 115.4 mm·$h^{-1}$(位列过程小时雨强第二),对流性最为显著;27 日最大日降水量出现在兴隆六道河,其降水主要出现在 28 日 00:00—08:00,同样连续 7 h 小时雨强超过 20 mm·$h^{-1}$,但雨强以 40～60 mm·$h^{-1}$为主,降水过程相对平稳。综合来看,此次过程呈现明显“夜雨”特征,反映出环境场日变化对降水中心形成和演变具有一定影响。

## 3　中尺度对流系统演变特征

极端强降水通常伴随显著的中尺度对流系统活动,其初生位置、组织结构及移动传播特征对降水强度及落区分布具有重要影响(Schumacher and Johnson,2005;孙继松,2025)。结合前述降水分布及演变特征,围绕三个极端强降水日,重点分析中尺度对流系统的初生、组织与移动传播特征,以阐明对流系统演变在此次极端强降水形成与维持中的作用。

### 3.1　对流总体空间分布

图 4 基于逐 6 min 组合反射率因子拼图资料,展示了三个极端强降水日对流初生频次和对流性回波频次(≥35 dBz)的空间分布。由图可知,7 月 24 日和 27 日,对流初生高频区和对流性回波高频区范围更广、频次更高,表明上述两日对流发展条件较为有利。其中,24 日降水中心附近对流初生高频区沿地形呈东北—西南向分布,分别在 300 m 等高线附近的山麓—山区过渡带和 50 m 等高线附近的平原—山麓过渡区,形成两条高频带(图 4a),其对流性回波则集中于降水中心附近的山麓地带(图 4d),受此影响,其形成了覆盖山区、山麓与平原地区最为广泛的强降水区;27 日降水中心周边均有对流初生(图 4c),后续分析将表明,西南侧的多条自平原向山麓及山区延伸并显著发展的对流初生高频带是其极端降水产生的重要原因,其对流性回波基本集中于降水中心附近的山区(图 4f)。上述对流初生高频区和对流性回波高频区位置的差异,反映出于对上述两日而言,其降水中心主要受移入性对流系统影响。相较而言,25 日对流初生明显收敛,高频区主要集中于降水中心西侧和西南侧的山区(图 4b,4e),范围和频次均明显小于 24 日和 27 日,反映出对流触发区域受限、对流系统更具集中性特征,其对流性回波高频区跟初生高频区相对较为吻合,反映出其降水中心更多与局地对流的增强和维持有关。需注意的是,相比基于单体的对流初生算法,该识别算法主要基于格点场开展,其获取的对流初生严格意义来说,还包括单体初生以后发展壮大的过程,部分结果也可能受系统移动影响产生“伪对流初生”现象,后续研究将结合对流演变过程进一步验证分析。

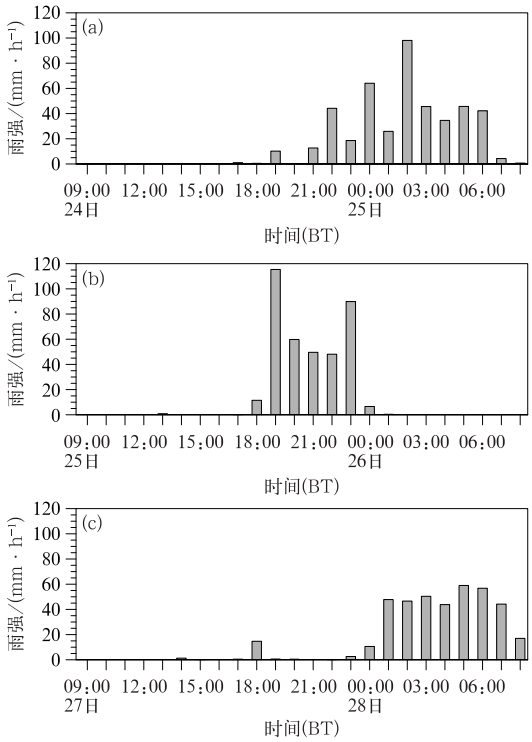
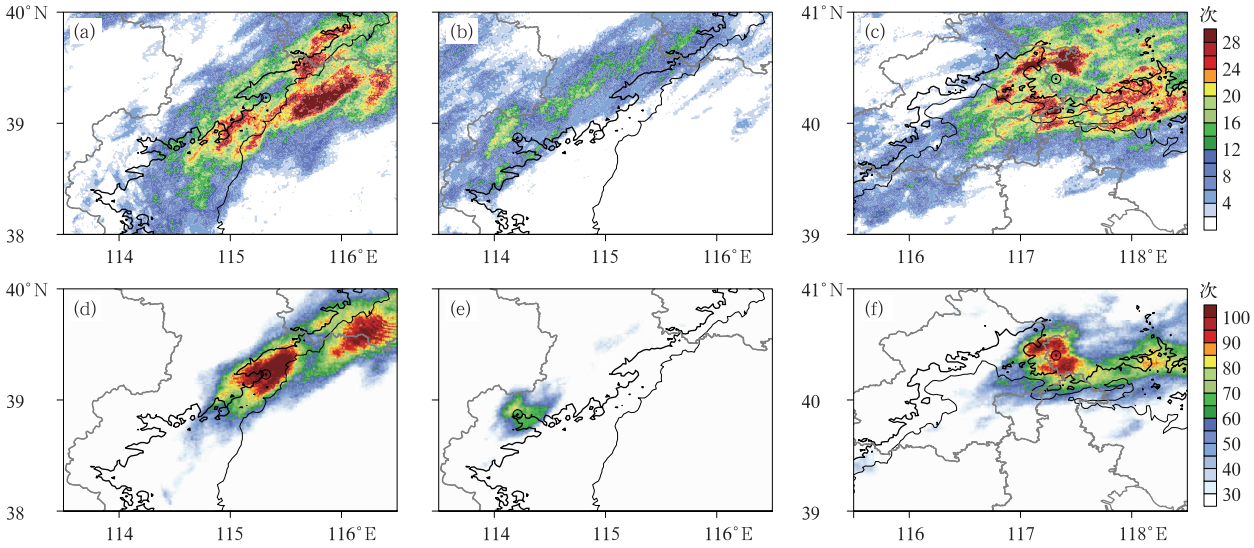



图 3　2025 年 7 月(a)24—25 日易县仁义庄,(b)25—26 日阜平,(c)27—28 日兴隆六道河小时雨强时间序列

Fig. 3　Time-series of hourly rainfall intensity at (a) Renyizhuang of Yixian County during 24－25, (b) Fuping during 25－26, and (c) Liudaohe of Xinglong during 27－28 July 2025

### 3.2　对流组织化发展及移动传播特征

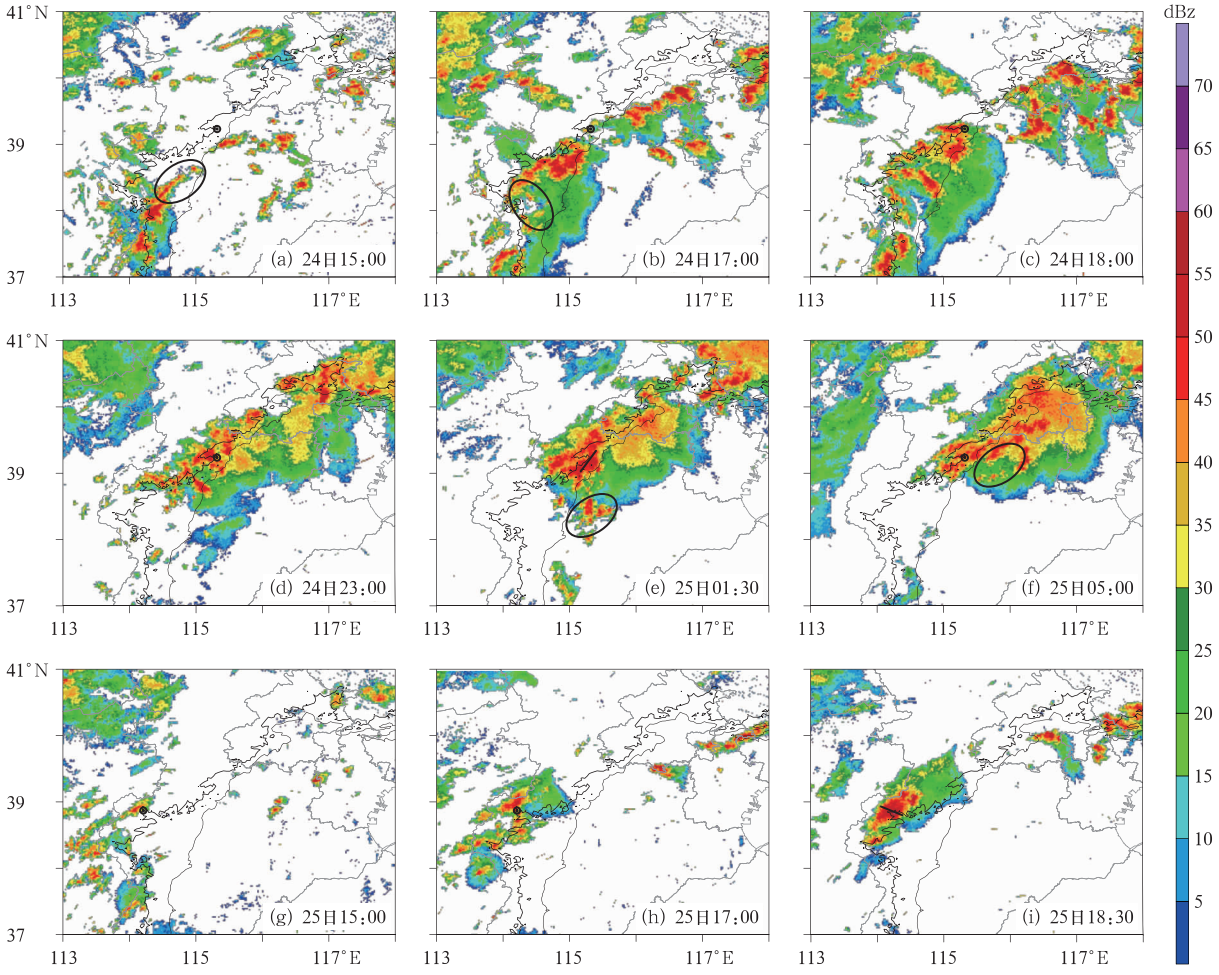
图 5 给出了三个极端强降水日主要降水时段对流演变特征。




注：黑色圆圈表示降水中心位置，下同。

图 4 2025 年 7 月(a，d)24 日，(b，e)25 日，(c，f)27 日(a～c)对流初生频次和(d～f)对流性回波(≥35 dBz)频次分布

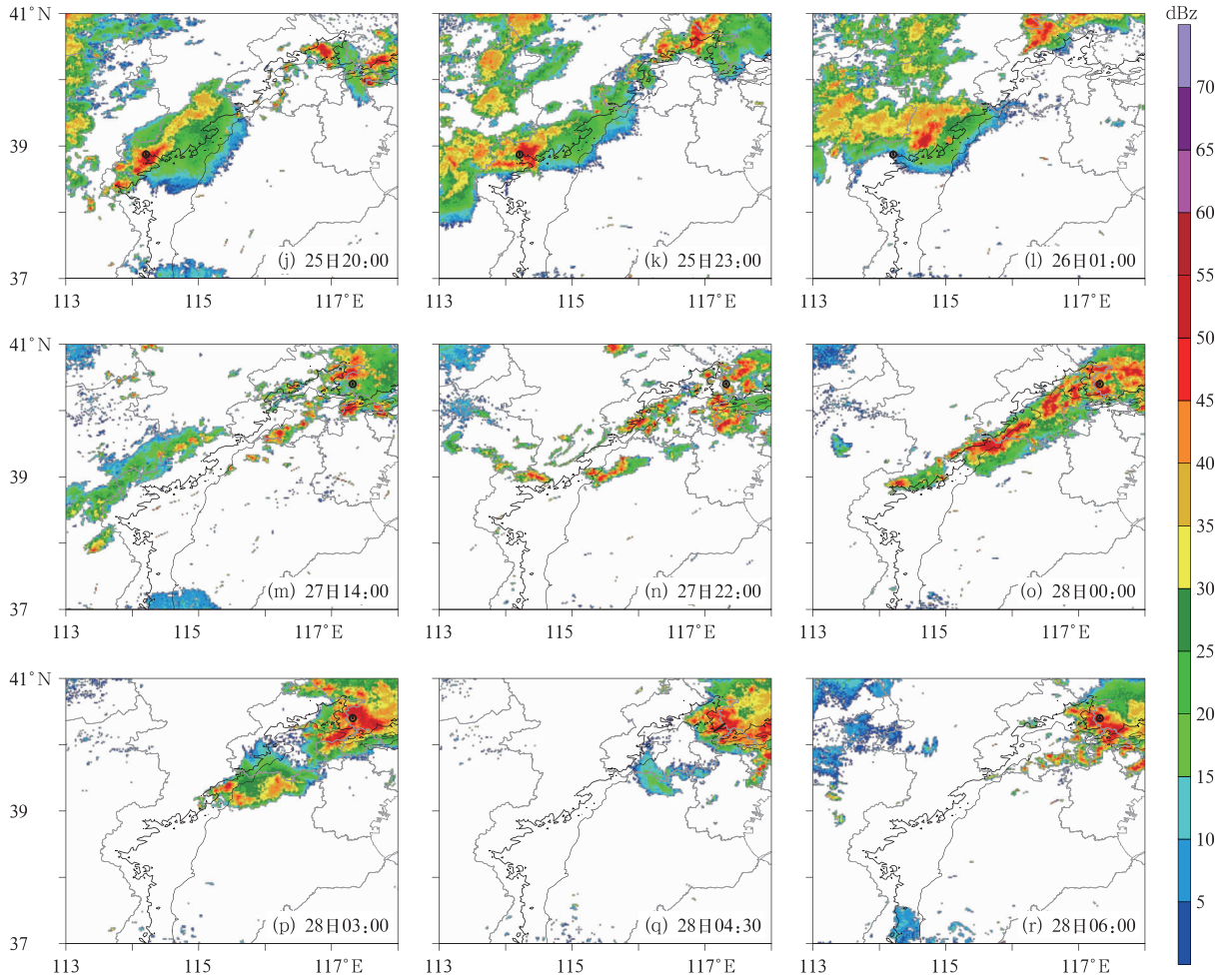
Fig. 4 Distribution of (a－c) convective initiation frequency and (d－f) convective echo (≥35 dBz) frequency on (a, d) 24, (b, e) 25, and (c, f) 27 July 2025




注：黑色椭圆表示对流初生区域；图 e、i、q 中黑色直线分别表示图 6 中垂直剖面所在位置。

图 5 2025 年 7 月 24—28 日雷达组合反射率因子演变

Fig. 5 Evolution of radar composite reflectivity factor during 24－28 July 2025




续图 5

Fig. 5　Continued

7 月 24 日,对流最早源于午后石家庄附近(图 5a),傍晚前后北移至降水中心西南侧 300 m 等高线附近的山前区并显著发展增强(图 5b)。此后,降水中心西南侧山前区域持续触发新的对流单体,对应图 4a 降水中心西南侧山麓—山区过渡带对流初生高频区,并组织形成多条西北—东南向的离散带状对流系统,其走向与移动方向近乎垂直并整体向东北移动(图 5c,5d),先后影响降水中心,使得降水强度呈现明显的阶段性变化(图 3a)。25 日01:00 前后,移动中的对流单体合并增强,部分回波北推至 300 m 以上山区,对应当日最强降水时段(图 3a)。与此同时,主回波南侧持续触发新生对流(图 5e 黑色椭圆),对应图 4a 降水中心南侧平原—山麓过渡带的对流初生高频区,其向北发展并不断补充主系统,表现出显著的后向传播特征,在山前组织成东北—西南向近乎线状对流持续影响强降水中心(图 5f)。主回波移过降水中心后,其东侧平原区重新触发对流并向外扩展,对应该日平原区的对流初生高频区(图 4a)。25 日,对流最初以零散形式出现在降水中心西部山区(图 5g),17:00 前后在降水中心南侧约 300 m 附近区域触发多个对流单体(图 5h),并在北移过程中迅速合并增强。18:30 前后,强回波沿降水中心向西扩展并加强(图 5i),对应超过 100 mm·$h^{-1}$的极端小时雨强(图 3b)。此后至夜间,强回波虽略有南压并减弱,但始终维持在降水中心附近喇叭口型地形区内(图 5j,5k),表现出显著的准定常特征,是其局地极端强降水产生的重要原因,后期随着对流系统整体北移后降水结束(图 5l)。该日对流活动主要依赖既有系统的持续增强,对应图 4b 中对流初生高度集中、频次相对偏

少的空间分布特征。

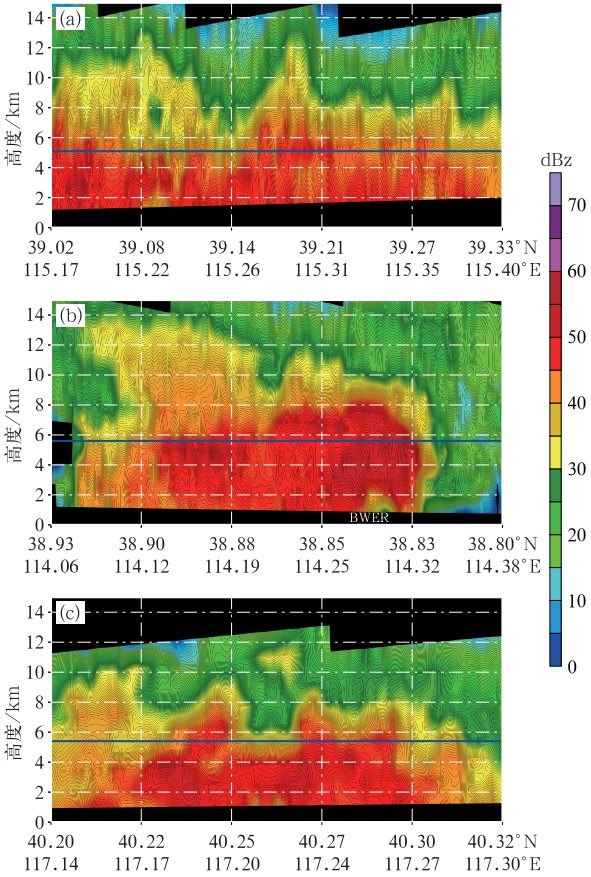
27 日，对流演变对应午后和夜间两个阶段。午后对流源于北京东部平原的零散对流单体的合并增强及快速东移北上(图 5m)，其对降水中心影响较短暂。夜间对流是造成其极端强降水的主要原因，22:00 前后北京西部几乎同时生成多个对流单体(图 5n)，沿东北—西南向呈线状排列并向东北方向移动合并加强(图 5o)，持续影响下游主降水中心，呈现出明显的“列车效应”。28 日 03:00 以后，强回波主体位于降水中心附近 300 m 以上山区，其后侧山麓及平原再次触发多个零散对流，并在山麓区域不断合并发展影响降水中心，呈现出明显的后向传播特征(图 5p～5r)。此后，对流逐渐向东南移动并移出降水中心，降水趋于结束。其极端强降水的出现，一方面与平原新生移至山麓地区后显著发展的对流系统有关，另一方面也与主降水中心后部触发出的新生对流有关，也对应图 4c 中多条由平原向山麓延伸并显著发展的对流初生高频带。

### 3.3 对流垂直结构特征

选取三个极端强降水日最强降水时段的降水中心雷达垂直剖面(图 6)，对对流系统的垂直结构进行分析。由图可知，其强回波主体基本位于 0℃层以下，质心多分布在 2～4 km，高度较低，表明强降水主要由低质心、深厚暖云主导，具有高降水效率，且沿系统移动方向，强回波区普遍致密，有利于维持降水持续时长，从而形成显著小时雨强(图 3)。其中，7 月 25 日傍晚对流最深厚，35 dBz 回波可达 12 km，并伴随明显有界弱回波区(BWER，图 6b)，对应小时雨强最强(图 3b)；24 日后半夜次之，35 dBz 回波约在 8 km(图 6a)；27 日后半夜最浅，35 dBz 回波少数可达 8 km(图 6c)，对应小时雨强最小(图 3c)。综上，三个降水日虽均受低质心暖云机制主导，但对流垂直扩展与结构强度仍存一定差异，也决定了短时降水强度的显著差异。

## 4 不同对流组织形式环境场对比分析

上述分析表明，过程期间三个极端强降水日的对流初生、组织与移动传播及其与地形的配置关系存在显著差异，导致降水分布与强度不同。为揭示对流演变成因，将从大尺度和中尺度环境场入手，并结合地形影响，分析对流演变的动力和热力机制。



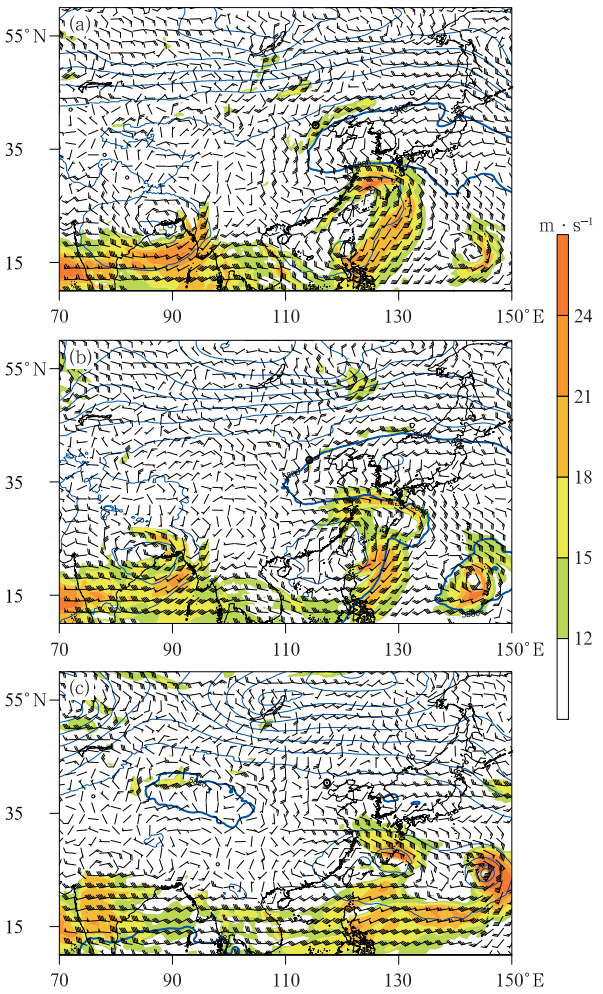

注：蓝色实线表示 0℃层高度。

图 6 2025 年 7 月(a)25 日 01:30，(b)25 日 18:30，(c)28 日 04:30 雷达基本反射率因子垂直剖面

Fig. 6 Cross-section of radar basic reflectivity factor at (a) 01:30 BT 25, (b) 18:30 BT 25, and (c) 04:30 BT 28 July 2025

### 4.1 天气形势对比分析

图 7 表明，此次过程发生在中高纬平直锋区分裂多个短波槽东移，配合副高外围西南气流，同时低纬热带系统持续向华北输送水汽(陈双等，2026)的天气背景下。7 月 24 日，降水中心位于副高外围、850 hPa 急流出口左侧，其急流最强，天气尺度急流的存在为对流在山前及其后部持续触发并向平原扩展提供了充足的动力抬升和暖湿输送条件(图 7a)，对流初生及其影响范围也较大(图 4a 和图 5a～5f)。25 日，副高 5880 gpm 线西伸北抬，京津冀平原大部转入副高内部，低层急流显著减弱，仅在降水中心南侧存在局地偏南急流(图 7b)，受急流尺度限制及副高阻挡，对流以局地维持为主(图 5g～5l)，强降水范围明显缩小。27 日，副高显著减弱，850 hPa 与




注:蓝色粗实线表示 5880 gpm 线,下同。

图 7　2025 年 7 月(a)25 日 02:00,(b)25 日 20:00,(c)28 日 02:00 500 hPa 位势高度(等值线,单位:gpm)和 850 hPa 风场(风羽和填色)

Fig. 7　500 hPa geopotential height (contour, unit: gpm), 850 hPa wind field (barb and colored) at (a) 02:00 BT 25, (b) 20:00 BT 25, and (c) 02:00 BT 28 July 2025

925 hPa 风速进一步减弱,缺乏系统性低空急流,相较 24 日和 25 日,其天气尺度强迫偏弱(图 7c),但仍出现了显著对流和降水(图 5m~5r),说明中尺度系统可能在该日极端强降水产生过程中发挥了十分重要的作用,后续也将详细分析。

### 4.2　热力条件对比分析

三个极端强降水日的主降水中心均与低层高温高湿、高能量区密切对应,但上、下游热力条件差异显著(图 8),导致对流的持续性和扩展能力不同。7 月 24 日,持续西南暖湿输送在山前平原维持宽广高能量带,主降水中心位于其内部(图 8a),有利于对流在上游不断被触发并向东部平原扩展,降水历时长、影响范围最广;25 日,降水中心位于高能区东缘,能量南弱北强、暖湿输送有限(图 8b),对流维持主要依赖局地热力条件,难以外扩,降水过程短且局地性强;27 日,降水中心位于暖湿舌前沿(图 8c),上游触发条件较好但下游能量不足,对流活动主要

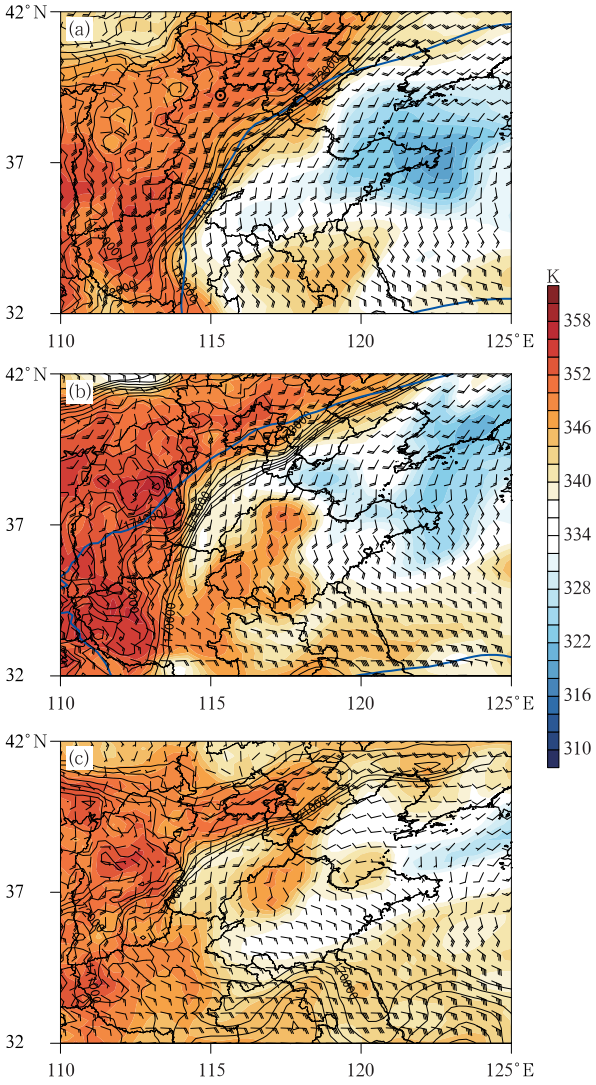


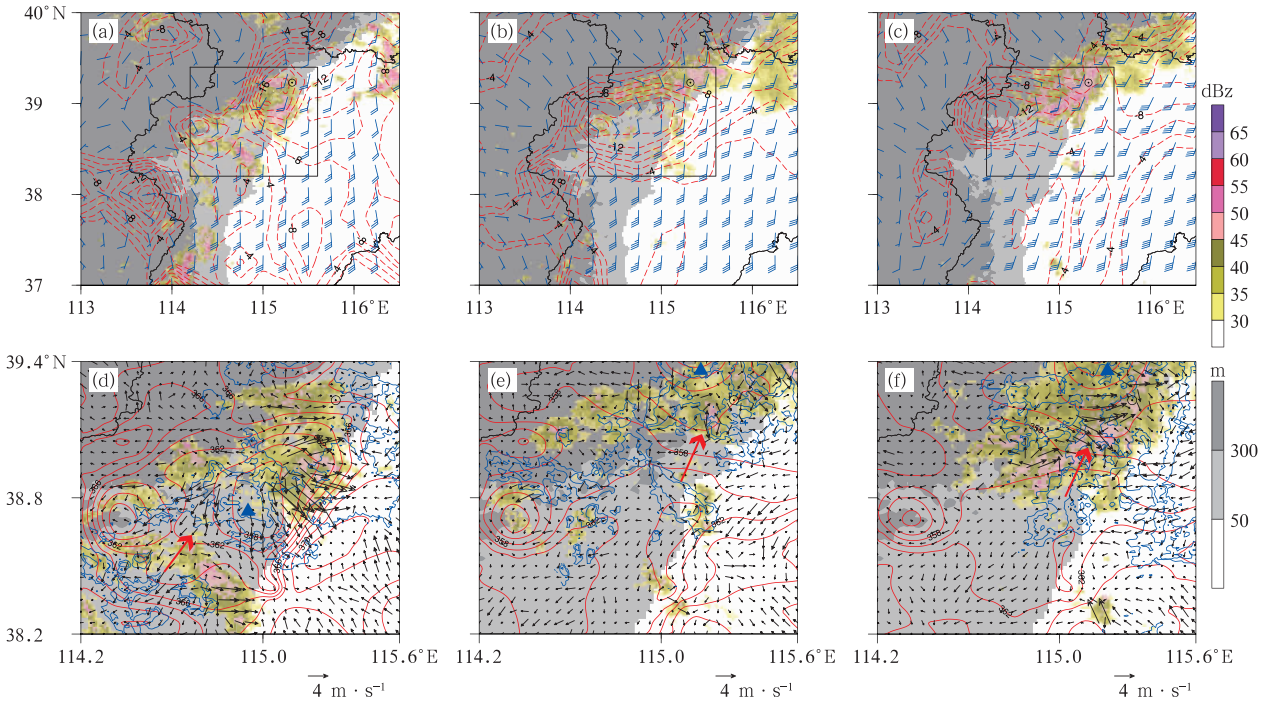

图 8　2025 年 7 月(a)25 日 02:00,(b)25 日 20:00,(c)28 日 02:00 850 hPa 假相当位温(填色)和风场(风羽)及 1000~500 hPa 总湿静力能(等值线,单位:$10^3$ J·kg$^{-1}$)

Fig. 8　850 hPa pseudo-equivalent potential temperature (colored) and wind field (barb), and 1000−500 hPa total moist static energy (contour, unit: $10^3$ J·kg$^{-1}$) at (a) 02:00 BT 25, (b) 20:00 BT 25, and (c) 02:00 BT 28 July 2025

集中在降水中心及其上游区域。另外从 24 日 20:00、25 日 20:00 和 27 日 20:00 距离强降水中心最近的探空观测可知，其对流有效位能分别为 1507、585 和 707 J·kg$^{-1}$，表明存在对流不稳定条件，与此同时，其整层可降水量分别为 72、55 和 68 mm，亦有利于短时强降水的发生。

### 4.3 中尺度环境场对比分析

图 9 显示了 7 月 24 日对流及其近地层环境演变特征。对流最先源于午后受地面辐合线触发的若干零散对流，傍晚前后，925 hPa 偏南气流加强，受地形辐合影响，山前降水中心附近形成一强水汽辐合中心，配合地形抬升作用，对流移至降水中心西南侧的水汽辐合区显著发展加深(图 9a)。与此同时，对流发展伴随的降水蒸发凝结等过程在地面山前区域形成一个中心假相当位温达 358 K 以下的强大冷池，并向偏东、偏南方向的低海拔地区形成强冷池出流，其出流前沿与环境风场构成中尺度辐合锋区，在系统西南侧触发出新生对流并沿锋区组织成带状结构回波，在中层西南气流引导下先后影响降水中心，并在其东侧冷池出流作用下朝东部平原扩展(图 9d)。22:00 前后，925 hPa 偏南急流进一步加强北推，降水中心西南部形成强水汽辐合中心，中心水汽通量散度强度达$-14\times10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$，对流主体移至降水中心附近(图 9b)，由于周边近地面热力条件减弱，对流区域与周边平原地区冷暖对峙显著减弱，冷池出流也减弱，此时主要表现为偏南急流沿地形辐合抬升在山区—山麓过渡地带的水汽辐合中心附近不断触发新生对流，在中层西南气流引导下向东北方向移动并合并加强持续影响降水中心




注：图 a～c 中方框为图 d～f 所示区域，阴影表示地形高度，红色箭头表示对流单体移动方向，蓝色三角表示冷池中心位置；下同。

图 9 2025 年 7 月(a,d)24 日 18:00,(b,e)24 日 22:00,(c,f)25 日 01:00(a～c)925 hPa 风场(风羽)、水汽通量散度(等值线，单位：$10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$)和组合反射率因子(填色)，(d～f)10 m 风场(风矢)、地面假相当位温(红色等值线，单位：K)及组合反射率因子(填色)和 1 h 后组合反射率因子(蓝色等值线，单位：dBz)

Fig. 9 (a－c) 925 hPa wind field (barb), water vapor flux divergence (contour, unit: $10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$) and compostie reflectivity factor (colored), and (d－f) 10 m wind field (vector), surface pseudo-equivalent potential temperature (red contour, unit: K), composite reflectivity factor (colored) and composite reflectivity factor (blue contour, unit: dBz) 1 h later at (a, d) 18:00 BT 24, (b, e) 22:00 BT 24, and (c, f) 01:00 BT 25 July 2025

(图 9e)。后半夜,925 hPa 偏南气流持续加强,风向转为西南风,对流主体在降水中心附近显著增强,其南侧处于边界层急流前方显著辐合区(图 9c),配合弱冷池出流影响,不断触发出新生零散对流(图 9f),后向传播特征显著,这些单体在持续暖湿输送下快速发展,并沿山前组织成东北—西南向的大范围连续强回波区,先后通过降水中心,并向平原扩展。综合来看,在本次对流演变中,地形和冷池在触发与维持中均发挥重要作用,其中地形在夜间对流触发及沿山前组织过程中起主导作用,而冷池则在对流的后向传播及向平原扩展过程中起关键作用,偏南急流沿地形的强迫抬升及其持续的暖湿输送为对流触发和维持提供了良好的热动力条件。

图 10 显示了 25 日对流及其近地层环境演变特征。对流主要由近地面高温高湿(中心假相当位温达 380 K 以上)的偏东气流配合 925 hPa 偏东南气流(图 10a),沿特殊的“喇叭口”地形辐合抬升触发,结合 16:00 地面图可知,16:00—17:00 其新生对流基本位于阜平及其南部的多个喇叭口地形处(图 10d);夜间 925 hPa 急流显著发展,山前区域风速增大至 10 m·s$^{-1}$左右,且与阜平附近东北—西南走向地形近乎正交,辐合抬升进一步加强,阜平附近形成$-24\times10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$的强水汽辐合中心,对流也显著加强,中心回波强度达 60 dBz 以上(图 10b)。受对流影响,近地面降水中心附近形成假相当位温 356 K 以下的冷池,并伴有向偏南、偏东扩展的冷池出流,但由于对流较为局地,冷池范围主要集中在降水中心附近,且南侧高温高湿状态(假相当位温中心仍达 376 K 以上)始终维持,初生对流不因出流的快速外推而远离对流主体,始终维持在降水中心偏西南侧,持续汇入降水中心附近的对流主体并显著发展,维持了对流的发展(图 10e)。由

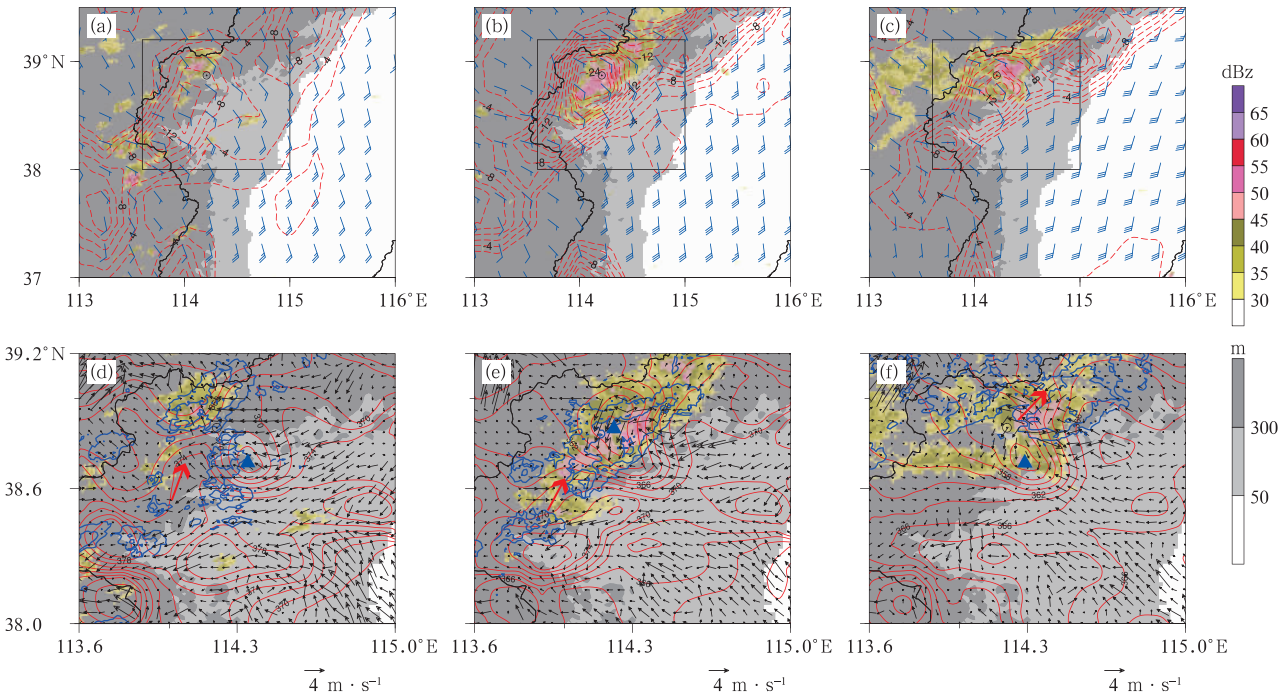



图 10　2025 年 7 月 25 日(a,d)16:00,(b,e)19:00,(c,f)23:00(a～c)925 hPa 风场(风羽)、水汽通量散度(等值线,单位:$10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$)和组合反射率因子(填色),(d～f)10 m 风场(风矢)、地面假相当位温(红色等值线,单位:K)及组合反射率因子(填色)和 1 h 后组合反射率因子(蓝色等值线,单位:dBz)

Fig. 10　(a－c) 925 hPa wind field (barb), water vapor flux divergence (contour, unit: $10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$) and composite reflectivity factor (colored), and (d－f) 10 m wind field (vector), surface pseudo-equivalent potential temperature (red contour, unit: K), composite reflectivity factor (colored) and composite reflectivity factor (blue contour, unit: dBz) 1 h later at (a, d) 16:00 BT, (b, e) 19:00 BT, and (c, f) 23:00 BT 25 July 2025

于中层偏南引导气流较弱，叠加阜平附近特殊“喇叭口”地形阻挡作用，对流主体位置始终维持在降水中心附近，造成了降水的持续发展。后期随着 925 hPa 急流主体同步东移，低层水汽辐合减弱（图 10c），地面热力条件变差，降水中心西南侧缺乏持续初生对流汇入（图 10f），而对流主体受中层增大的西南气流引导，对流系统沿地形向东北移动并逐渐远离降水中心，强度随之减弱，降水中心附近降水趋于结束。综合来看，25 日喇叭口地形的抬升作用在对流触发与维持中起主导作用，而冷池作用对对流的移动传播及新生触发影响相对有限。

图 11 显示了 27 日对流及其近地层环境演变特征。该日降水过程可分为午后和夜间两个阶段。午后对流主要由前期平谷附近对流活动产生的冷池及其偏北出流与南侧偏南暖湿气流在北京东部平原地区的辐合抬升所触发，并沿二者形成的假相当位温密集带发展增强，朝东北方向移动影响降水中心（图 11d），但系统移速较快，且 925 hPa 缺乏明显水汽辐合（图 11a），故而午后对流未能持续发展，其降水持续时间较短。夜间对流是造成 27 日极端强降水的主要影响系统，其最先起源于 22:00 前后北京西部山前。受 925 hPa 弱辐合线影响，22:00 北京西部山前区域形成显著水汽辐合带，中心强度达 $14\times10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$（图 11b），为对流的持续发展提供了充分的辐合抬升和水汽条件。与此同时，近地面形成一支偏东气流，结合风廓线观测资料（图 12c）可知，偏东气流可扩展至 0.6 km 高度左右，且在进入夜间风速略有增大。持续的偏东气流沿北京西部地形抬升，配合 925 hPa 辐合线共同作用，在北京西部山前的辐合线沿线几乎同时触发多

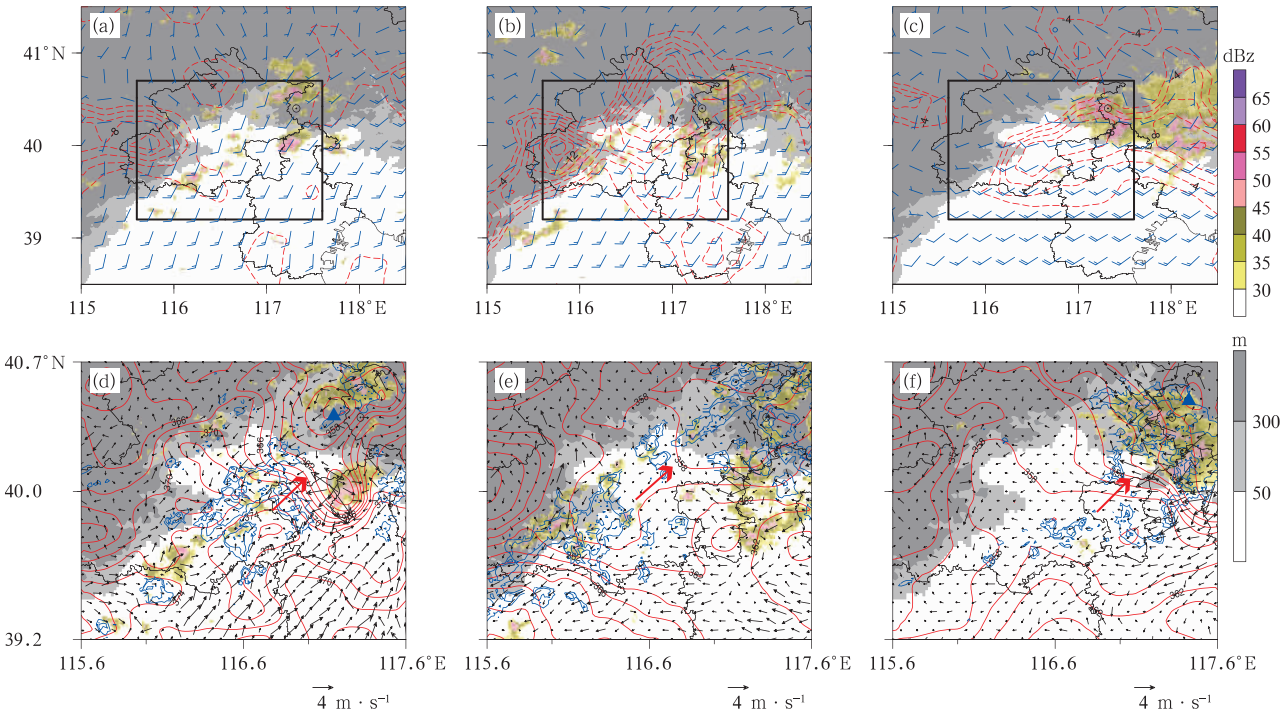


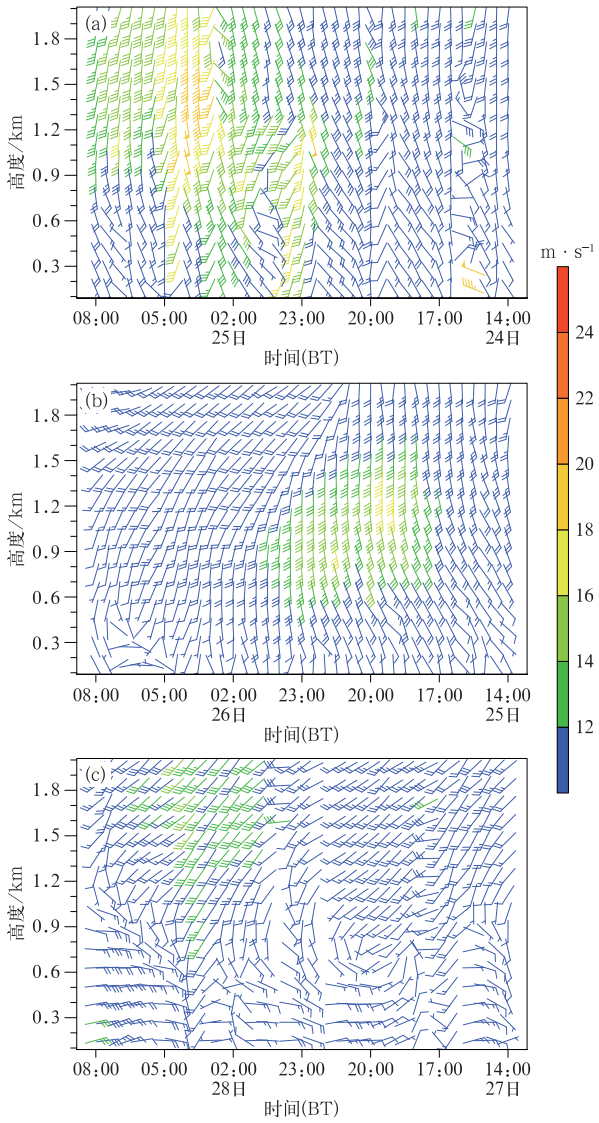

图 11 2025 年 7 月(a,d)27 日 14:00,(b,e)27 日 22:00,(c,f)28 日 05:00(a～c)925 hPa 风场（风羽）、水汽通量散度（等值线，单位：$10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$）和组合反射率因子（填色），(d～f)10 m 风场（风矢）、地面假相当位温（红色等值线，单位：K）及组合反射率因子（填色）和 1 h 后组合反射率因子（蓝色等值线，单位：dBz）

Fig. 11 (a－c) 925 hPa wind field (barb), water vapor flux divergence (contour, unit: $10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$) and composite reflectivity factor (colored), and (d－f) 10 m wind field (vector), surface pseudo-equivalent potential temperature (red contour, unit: K), composite reflectivity factor (colored) and composite reflectivity factor (blue contour, unit: dBz) 1 h later at (a, d) 14:00 BT 27, (b, e) 22:00 BT 27, and (c, f) 05:00 BT 28 July 2025

个沿东北—西南向排列的对流单体(图 11e),受 700 hPa 低涡前部偏西南气流(图略)引导东移北上,并在北京东北部密云平谷一带的山前区域进一步发展增强,相继影响降水中心。后期,随着中层低涡切变系统东移,925 hPa 辐合切变线也逐渐东移,强水汽辐合带东移至北京东部平原地区至东北部平谷一带,辐合中心强度仍达 $8\times10^{-5}$ g·cm$^{-2}$·hPa$^{-1}$·s$^{-1}$(图 11c),为对流的持续发展提供了有利的水汽辐合条件,对流主体维持在降水中心附近,对流的持续发展造成降水中心兴隆附近形成假相当位温 346 K 以下的冷池,在其后部形成大范围较强的偏北冷池出流,配合北京东南部暖脊作用,二者形成的中尺度锋区,沿着该锋区仍持续触发新生对流(图 11f),并移至北京东北部山麓地区显著发展,持续影响降水中心。此后,随着高空系统进一步东移南压,对流逐渐向东南移出,降水过程趋于结束。综合来看,该日边界层弱辐合线及山区冷池与东南部共同形成的中尺度锋区为对流触发提供了关键动力与热力条件,偏西南气流沿地形的辐合抬升则为对流在山麓的快速增强提供了有利条件。

进一步利用强降水中心附近的风廓线雷达资料分析边界层风场时间演变特征,三个极端强降水日夜间均伴有边界层风速增大现象(图 12),是“夜雨”特征明显的重要原因。此外,过程期间均伴随强度超过 12 m·s$^{-1}$的低空急流(LLJ),但急流时空尺度、强度、垂直结构及风向差异显著,并直接影响对流触发位置、组织方式及移动路径。24 日与最强盛深厚的 LLJ 相联系,前期偏东南气流沿太行山东麓抬升触发对流,后半夜转为强盛的偏南急流,通过增强暖湿输送形成“后向传播”特征,配合地形动力抬升增强对流,导致降水持续时间最长(图 12a)。相比之下,25 日的偏东南气流更为浅薄(低于 1.5 km),虽近地层风速大,但 LLJ 垂直范围有限(图 12b),削弱了系统的北推能力,并受局地“喇叭口”地形影响,使对流系统呈现准静止、稳定少动的特征。27 日的低层风场最弱,并呈现弱垂直切变结构(低层偏东,高层偏西南),低层偏东气流为前半夜沿着西部山前触发对流提供了触发机制,0.9 km 以上的西南气流配合燕山南侧地形的辐合抬升,则为对流自平原移至山麓的过程中显著增强提供了有利的动力条件。

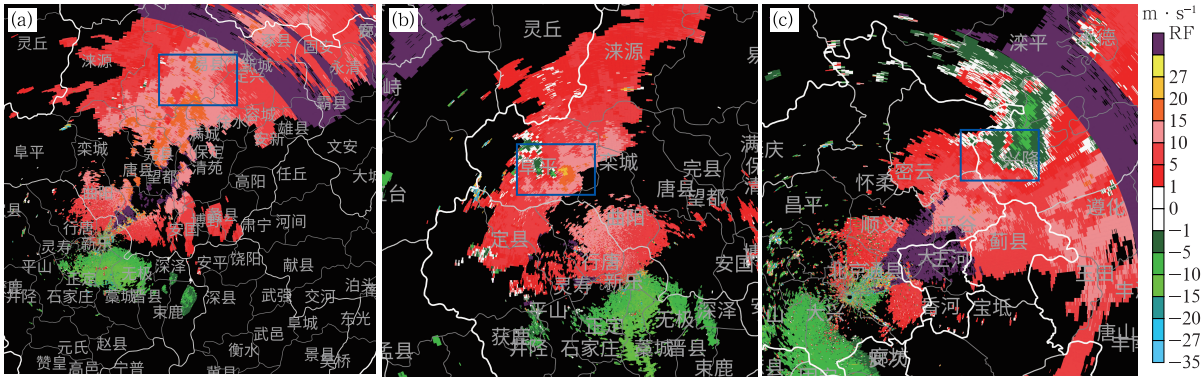
结合多普勒天气雷达径向速度资料,可进一步揭示其最强降水时段近地层辐合辐散的空间分布(图 13)。24 日以径向速度辐合为主(图 13a),这与低空急流出口区的辐合相关(图 7a),27 日则表现为入流与出流构成的大范围辐合区(图 13c),这与边界层弱切变系统相关。与前两者显著不同的是,25 日在强辐合背景下,伴有一个清晰的速度对(图 13b),




注:风羽颜色代表风速大小。

图 12　2025 年 7 月(a)24—25 日容城站,(b)25—26 日石家庄站,(c)27—28 日平谷站风廓线雷达水平风场廓线演变

Fig. 12　Evolution of horizontal wind profiles observed by wind profiling radar at (a) Rongcheng Station during 24−25, (b) Shijiazhuang Station during 25−26, and (c) Pinggu Station during 27−28 July 2025




注：蓝色方框表示降水中心附近辐合区。

图 13 2025 年 7 月(a)25 日 01:30 石家庄站，(b)25 日 18:30 石家庄站，(c)28 日 04:30 北京站 1.5°仰角雷达径向速度

Fig. 13 Radial velocity at 1.5° elevation of (a, b) Shijiazhuang Station at (a) 01:30 BT 25 and (b) 18:30 BT 25, and (c) Beijing Station at 04:30 BT 28 July 2025

呈现出气旋式旋转结构，这表明可能存在中气旋(图 13b)。该中尺度旋转结构所诱发的强烈上升运动，与观测到的有界弱回波区(图 6b)在空间上对应，可能是导致该日出现最强小时雨强的关键动力机制(俞小鼎，2012)。这一发现表明，要产生超过 100 mm·h$^{-1}$的极端小时雨强，风暴尺度的旋转动力学可能扮演了至关重要的角色。

## 5 结论与讨论

本文基于多种观测资料及 ERA5 再分析资料，系统分析了 2025 年 7 月下旬的华北极端暴雨过程，重点揭示了在相似大尺度背景下，三个极端降水日(7 月 24 日、25 日、27 日)中尺度对流系统在初生、组织和传播机制上的显著差异，并探讨了其与环境风场及复杂地形相互作用的成因。主要结论如下：

(1)过程极端性和多样性特征：此次过程极端性显著，表现为降水强度强、累计降水量大、影响范围广。尽管大尺度环境均为暖区，但形成了多个时空分离的强降水中心，其对应的中尺度对流系统在初生位置、组织结构及移动传播特征上存在显著差异。这种多样性构成本次过程的主要预报难点。

(2)对流演变的差异化特征：24 日对流起源于山麓，先北推后转向东北，并向平原扩展并加强，极端降水由多个走向与移向近乎垂直的带状对流系统先后经过并后向传播形成的“列车效应”主导，影响范围最广，横跨山区、山麓与平原；25 日对流在山区触发并呈准静止状态，其发展最为旺盛，极端降水主要源于对流系统在原地的持续增强，强降水区局限于山区；27 日对流多始于平原，移至山麓后显著增强，极端降水与走向和移向近平行的线状对流经过同一区域并伴随后向传播的“列车效应”有关，强降水区主要位于山区。

(3)对流差异化演变的成因：环境场配置与地形的相互作用是造成对流演变差异的核心原因。24 日副高外围配合西南低空急流作用，天气尺度强迫最为显著，最强盛深厚的 LLJ 与地形抬升及其持续的暖湿输送，在对流沿着山前触发及后向传播过程中发挥了关键作用，冷池出流形成的辐合锋区在系统的组织化与向平原的扩展也起到了十分重要作用；25 日副高控制下 LLJ 范围和厚度均减小，限制了对流向下游地区的扩展，地形抬升成为主导触发和增强机制，但其在强降水阶段伴有显著的类中气旋旋转结构，导致了最强的局地雨强；27 日天气尺度强迫较弱，边界层偏东气流以及低层弱辐合线触发了对流，山区冷池与平原暖脊形成的中尺度锋区为后向传播提供了有利条件，西南气流在地形前辐合抬升为对流自平原移入山麓显著增强提供有力的动力条件。

综上，本研究强调了华北复杂地形在调制极端降水中的关键作用。地形与不同尺度环境场(特别是副高位置和 LLJ 结构)的耦合，通过差异化的动力、热力机制，深刻影响了中尺度对流系统的演变路径，是决定强降水落区和持续性的核心因素。然而，

目前对地形作用的认识仍偏向定性描述。为提升机理认知与预报能力，未来的工作需结合高分辨率模拟与观测，对地形-环境场耦合机制进行定量诊断，尤其是动力、热力及水汽收支方面的贡献。

## 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. Chen S，Wang Y C，Zhang W L，et al，2011. Intensifying mechanism of the convective storm moving from the mountain to the plain over Beijing Area[J]. Meteor Mon，37(7)：802-813(in Chinese).

陈双，张芳华，刘倍峣，等，2026. 2025 年 7 月下旬华北特大暴雨基本特征及成因初探[J]. 暴雨灾害，45(1)：1-14. Chen S，Zhang F H，Liu B Y，et al，2026. Basic characteristics and preliminary causes of the extreme rainstorm over North China in late July 2025[J]. Torr Rain Dis，45(1)：1-14(in Chinese).

陈涛，谌芸，方翀，等，2024. “23·7”华北极端暴雨精细特征和天气学成因分析[J]. 气象学报，82(5)：600-614. Chen T，Chen Y，Fang C，et al，2024. Fine characteristics of the July 2023 extreme rainfall in North China and associated synoptic weather patterns [J]. Acta Meteor Sin，82(5)：600-614(in Chinese).

陈涛，李嘉睿，许先煌，等，2025. “海葵”台风残涡极端暴雨的对流组织特征及成因[J]. 大气科学学报，48(1)：77-92. Chen T，Li J R，Xu X H，et al，2025. Structure and organization of convection during extreme precipitation as-sociated with the remnant vortex of Typhoon Haikui[J]. Trans Atmos Sci，48(1)：77-92(in Chinese).

丁一汇，2019. 中国暴雨理论的发展历程与重要进展[J]. 暴雨灾害，38(5)：395-406. Ding Y H，2019. The major advances and development process of the theory of heavy rainfalls in China[J]. Torr Rain Dis，38(5)：395-406(in Chinese).

丁一汇，李吉顺，孙淑清，等，1980. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析[C]//中国科学院大气物理研究所集刊(第 9 号)，暴雨及强对流天气的研究. 北京：科学出版社：1-13. Ding Y H，Li J S，Sun S Q，et al，1980. Analysis of several weather-scale systems affecting summer heavy rain in North China[C]//Collected Papers of the Institute of Atmospheric Physics，Chinese Academy of Sciences (No. 9)，Study of Heavy Rain and Severe Convection. Beijing：Science Press：1-13(in Chinese).

符娇兰，权婉晴，麦子，等，2023. “23·7”华北特大暴雨过程雨强精细化特征及动力和热力条件初探[J]. 气象，49(12)：1435-1450. Fu J L，Quan W Q，Mai Z，et al，2023. Preliminary study on the refined characteristics of rainfall intensity and dynamic and thermodynamic conditions in the July 2023 severe torrential rain in North China[J]. Meteor Mon，49(12)：1435-1450(in Chinese).

华北暴雨编写组，1982. 华北暴雨[M]. 北京：气象出版社. North China Heavy Rainfall Editorial Board，1982. Heavy Rainfall in North China[M]. Beijing：China Meteorological Press(in Chinese).

雷蕾，邢楠，周璇，等，2020. 2018 年北京“7. 16”暖区特大暴雨特征及形成机制研究[J]. 气象学报，78(1)：1-17. Lei L，Xing N，Zhou X，et al，2020. A study on the warm-sector torrential rainfall during 15－16 July 2018 in Beijing Area[J]. Acta Meteor Sin，78(1)：1-17(in Chinese).

雷蕾，邢楠，李桑，等，2026. 北京“25·7”极端暴雨时空特征及形成机制分析[J]. 气象，52(6)：641-656. Lei L，Xing N，Li S，et al，2026. Spatio-temporal characteristics and formation mechanisms of the July 2025 extreme torrential rain in Beijing[J]. Meteor Mon，52(6)：641-656(in Chinese).

李晓兰，陈涛，赵玮，等，2025. 太行山精细地形对“23·7”华北极端暴雨特征影响的观测分析[J]. 大气科学，49(3)：629-644. Li X L，Chen T，Zhao W，et al，2025. Observational analysis of Mount Taihang's orographic effects on the “23·7” extreme precipitation event in North China[J]. Chin J Atmos Sci，49(3)：629-644(in Chinese).

倪允琪，周秀骥，张人禾，等，2006. 我国南方暴雨的试验与研究[J]. 应用气象学报，17(6)：690-704. Ni Y Q，Zhou X J，Zhang R H，et al，2006. Experiments and studies for heavy rainfall in southern China[J]. J Appl Meteor Sci，17(6)：690-704(in Chinese).

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. Sun J S，2005. The effects of vertical distribution of the lower level flow on precipitation location[J]. Plateau Meteor，24(1)：62-69(in Chinese).

孙继松，2025. 不同尺度天气系统在华北暴雨过程中相互作用的再认识[J]. 气象，51(11)：1405-1416. Sun J S，2025. Re-understanding the interaction of multi-scale synoptic systems during torrential rain in North China[J]. Meteor Mon，51(11)：1405-1416 (in Chinese).

孙继松，雷蕾，于波，等，2015. 近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J]. 气象学报，73(4)：609-623. Sun J S，Lei L，Yu B，et al，2015. The fundamental features of the extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing Area[J]. Acta Meteor Sin，73(4)：609-623(in Chinese).

孙建华，张小玲，卫捷，等，2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究[J]. 气候与环境研究，10(3)：492-506. Sun J H，Zhang X L，Wei J，et al，2005. A study on severe heavy rainfall in North China during the 1990s[J]. Climate Environ Res，10(3)：492-506(in Chinese).

杨晓亮，杨敏，金晓青，等，2024. “23.7”河北罕见特大暴雨过程降水演变与中尺度特征分析[J]. 暴雨灾害，43(1)：1-12. Yang X L，Yang M，Jin X Q，et al，2024. Analysis of precipitation evolution and mesoscale characteristics for a severe torrential rain event in Hebei from 29 July to 2 August 2023[J]. Torr Rain Dis，43(1)：1-12(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).

张文龙，崔晓鹏，2012. 近 50a 华北暴雨研究主要进展[J]. 暴雨灾害，31(4)：384-391. Zhang W L，Cui X P，2012. Main progress of torrential rain researches in North China during the past 50

years[J]. Torr Rain Dis,31(4):384-391(in Chinese).

周晓敏,田付友,郑永光,等,2023.中国短时强降雨对暴雨的贡献特征[J].气象,49(3):267-278. Zhou X M,Tian F Y,Zheng Y G,et al, 2023. Contribution of short-duration heavy rainfall to rainstorm in China[J]. Meteor Mon,49(3):267-278(in Chinese).

Du Y,Chen G X,2019. Heavy rainfall associated with double low-level jets over southern China. Part Ⅱ:convection initiation[J]. Mon Wea Rev,147(2):543-565.

French A J,Parker M D,2010. The response of simulated nocturnal convective systems to a developing low-level jet[J]. J Atmos Sci,67(10):3384-3408.

Haberlie A M,Ashley W S,Pingel T J,2015. The effect of urbanisation on the climatology of thunderstorm initiation[J]. Quart J Roy Meteor Soc,141(688):663-675.

Hu X L,Yuan W H,Yu R C,2021. The extraordinary rainfall over the eastern periphery of the Tibetan Plateau in August 2020[J]. Adv Atmos Sci,38(12):2097-2107.

Luo Y L,Wu M W,Ren F M,et al,2016. Synoptic situations of extreme hourly precipitation over China[J]. J Climate,29(24):8703-8719.

Luo Y L,Zhang R H,Wan Q L,et al,2017. The Southern China Monsoon Rainfall Experiment (SCMREX)[J]. Bull Amer Meteor Soc,98(5):999-1013.

Pei Z,Cui X,Jiang R,2025. 40-Year statistics of warm-season extreme hourly precipitation over North China and its relationship with elevation[J]. Wea Climate Extremes,48:100761.

Roberts R D,Anderson A R S,Nelson E,et al,2012. Impacts of forecaster involvement on convective storm initiation and evolution nowcasting[J]. Wea Forecasting,27(5):1061-1089.

Schumacher R S,Johnson R H,2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. Mon Wea Rev,133(4):961-976.

Sun J H,Zhang Y C,Liu R X,et al,2019. A review of research on warm-sector heavy rainfall in China[J]. Adv Atmos Sci,36(12):1299-1307.

Xia R D,Zhang D L,2019. An observational analysis of three extreme rainfall episodes of 19—20 July 2016 along the Taihang Mountains in North China[J]. Mon Wea Rev,147(11):4199-4220.

(本文责编:张芳)