

贺兰山东麓一次局地强对流暴雨的中尺度特征

张晓茹^{1,2,3} 陈豫英^{1,2,3*} 姚姗姗^{1,2,3} 苏洋^{1,2,3} 杨银^{1,2,3}

1 中国气象局旱区特色农业气象灾害监测预警与风险管理重点实验室, 银川 750002

2 宁夏气象防灾减灾重点实验室, 银川 750002

3 宁夏回族自治区气象台, 银川 750002

题要: 利用 H8 卫星、C 波段多普勒雷达、ERA5 逐 1 h 再分析、自动气象站、常规气象探测等多源气象资料, 对 2019 年 8 月贺兰山东麓夜间突发的一次局地短历时强对流暴雨的中尺度特征进行分析。结果表明:

(1) 700 hPa 偏南急流于暴雨前 6 h 建立并在夜间增强北抬, 促进了低层高温高湿、大气不稳定和动力、热力抬升机制的发展加强, 有利于地面中尺度辐合线在东麓山前触发 β 中尺度对流系统(MCS), 并使其增强为 α 中尺度对流系统, 导致此次强对流暴雨的发生发展; (2) 暴雨区位于 700 hPa 急流轴左前方及 700 hPa 水汽通量 $\geq 6 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$ 和 850 hPa 比湿 $\geq 12 \text{ g kg}^{-1}$ 的高湿区、CAPE $\geq 1500 \text{ J kg}^{-1}$ 和 850 hPa $\theta_{se} \geq 346 \text{ K}$ 的高温高能区、800 hPa 中心强度 $\leq -1.2 \text{ Pa s}^{-1}$ 的上升运动区和冷云发展前端辐射亮温梯度(G)大值区; (3) 最大小时降水量出现在急流轴离暴雨区最近时段, 期间辐射亮温(TBB) $\leq -66^\circ\text{C}$ 、G $\geq 27^\circ\text{C km}^{-1}$ 、回波强度(Z) $\geq 65 \text{ dBZ}$ 、回波顶高(H) $\geq 10 \text{ km}$ 、垂直累积液态水含量(VIL) $\geq 11 \text{ kg m}^{-2}$ 、低于 -52°C 冷云面积约为中尺度对流复合体的 1/5; (4) 辐射亮温越低、辐射亮温梯度越大、降温率越高, 小时降水量越大; 最低辐射亮温、最大辐射亮温梯度、回波强度和垂直累积液态水含量跃增、回波顶高增幅加大均较强降水提前 10~20 min 出现, 地面中尺度辐合线较降水提前 30 min 出现。

关键词: 对流性暴雨 中尺度对流系统 辐射亮温梯度 低空急流

中图分类号: P458.1+21.1, P458.2

文献标志码: A

Mesoscale Characteristics of a Local Severe Convective Rainstorm Occurred at the Eastern Foot of Helan Mountains

ZHANG Xiaoru^{1,2,3} CHEN Yuying^{1,2,3*} YAO Shanshan^{1,2,3} SU Yang^{1,2,3} YANG Yin^{1,2,3}

1 Key Laboratory for Meteorological Disaster Monitoring and Early Warning and Risk Management of Characteristic Agriculture in Arid Regions, CMA, Yinchuan 750002

2 Ningxia Key Laboratory for Meteorological Disaster Prevention and Reduction, Yinchuan 750002

3 Ningxia Hui Autonomous Region Meteorological Observatory, Yinchuan 750002

Abstract: The mesoscale characteristics of a local short-time severe convective rainstorm that

* 国家自然科学基金项目(41965001)、中国气象局预报员专项(CMAYBI2019-130, CMAYBY2018-084)和第五批“宁夏回族自治区青年科技人才托举工程”项目共同资助

第一作者: 张晓茹, 主要从事短时天气预报和灾害性天气监测预警, E-mail: 1359194111@qq.com

通讯作者: 陈豫英, 主要从事暴雨机理及灾害性天气预报方法研究, E-mail: chenyy@sina.com

occurred at the eastern foot of Helan Mountains in August Ningxia in 2019 were analyzed based on the data from H8 satellite, Doppler radar, ERA5 hourly reanalysis, automatic weather station and conventional observation data. The results showed that: (1) The southerly jet of 700 hPa that established 6 hours before the rainstorm and strengthened at night not only contributed to high temperature, high humidity, and the enhancement of atmospheric instability and dynamic and thermal uplift mechanisms in the lower layers of the rainstorm area, but also helped mesoscale ground convergence line to trigger the meso- β scale convective system in the eastern slope of Helan Mountains and strengthen it to meso- α scale convective system, leading to the generation and development of the severe convective rainstorm eventually. (2) The rainstorm occurred in the front-left of jet axis of 700 hPa, the high humidity area with water vapor flux $\geq 6 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$ of 700 hPa and specific humidity $\geq 12 \text{ g kg}^{-1}$ of 850 hPa, the high energy area with convective available potential energy $\geq 1500 \text{ J kg}^{-1}$, the high temperature area with $\theta_{se} \geq 346 \text{ K}$ of 850 hPa, the vertical upwarding area with centric intensity $\leq -1.2 \text{ Pa s}^{-1}$ of 800 hPa, and the front of cold cloud where the large gradient (G) of cloud top brightness temperature (TBB) occurred. (3) During the strongest rainfall period, the jet axis was closest to the rainstorm area, the $TBB \leq -66 \text{ }^{\circ}\text{C}$, the $G \geq 27 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$, the radar composite reflectivity (Z) $\geq 65 \text{ dBZ}$, the echo tops (H) $\geq 10 \text{ km}$, the vertical integrated liquid water (VIL) $\geq 11 \text{ kg m}^{-2}$, and the area of the cold cloud below $-52 \text{ }^{\circ}\text{C}$ was about 1/5 of mesoscale convective complex. (4) The lower TBB was and the higher G and cooling rate (CR) were, the greater intensity of precipitation would be. The minimum TBB , the maximum G , the leap of Z and VIL , and the increase of echo height appeared 10~20 minutes earlier than the maximum rainfall, and the mesoscale ground convergence line appeared 30 minutes earlier than the rainfall.

Key words: convective rainstorm, mesoscale convective system, TBB gradient, low-level jet

引 言

贺兰山东麓地处西北内陆干旱区，位于宁夏中北部，境内自西向东由贺兰山（海拔 2000~3000 m，最高峰 3566 m）、东坡山洪沟（海拔 1122~1500 m）和银川平原（海拔 1102~1122 m）构成。受地形、下垫面和气候背景的综合影响，该地区容易发生历时短、强度大、局地性强的对流性暴雨，而引发短历时暴雨的天气尺度小、移速快，常规气象探测很难捕捉到，现行业务预报模式经常漏报。因此，日常业务主要依靠区域自动气象站（简称“自动站”）、卫星云图及雷达等非常规高分辨率观测资料进行短历时暴雨的监测预警。

国内外众多学者基于非常规高分辨率观测资料对短历时暴雨中尺度对流系统进行了研究，得到了很多具有实际业务应用价值的成果。例如，丁仁海和周后福（2010）利用安徽自动站加密观测资料研究发现，地形作用形成的风场辐合会影响强降水的形成和发展，山区风

场在强降水发生前有明显变化,且其变化与强降水的开始和增强具有一定时间对应关系;赵玉春和崔春光(2010)及王宝鉴等(2017)利用雷达图像识别出暴雨中尺度对流系统(MCS)可分为线状和非线状,前者具有明显的组织结构形态,后者则一般为混合性降水回波或无组织结构的单体嵌套在层状降水回波中;石定朴等(1996)、王清平等(2016)、赵庆云等(2017)、陈传雷等(2018)、鲁亚斌等(2018)和徐姝等(2019)利用卫星资料研究发现,对流云带中向前传播的 β 尺度的MCS或后向传播-准静止-涡旋状的MCS是强对流暴雨的主要引发原因,辐射亮温(TBB)等值线疏密所反映的辐射亮温梯度(G)对MCS的发展有很好的指示意义,一般发展中的MCS的云体边缘 TBB 等值线密集,且 $TBB \leq -52^\circ\text{C}$ 的冷云区范围与暴雨对应较好,强降水易发生在MCS移动方前沿 TBB 低值中心偏向温度梯度大值区一侧,雨强变化与 TBB 及其梯度变化密切相关,一般 TBB 越低、 G 越大,降水量越大;触发强对流的中尺度系统包括边界层辐合线、中尺度地形和中尺度重力波等,最重要的则为边界层中尺度辐合线,在雷达上呈现为晴空窄带回波,在可见光云图上有时表现为明显的积云线(丁仁海和周后福, 2010; 俞小鼎, 2012a)。

葵花-8(Himawari-8, 简称“H8”)是第三代静止气象卫星,搭载的先进葵花成像仪(Advanced Himawari Imager, AHI)具有高时空分辨率的特点,能够在10 min内完成全盘扫描,红外通道空间分辨率可达2 km,在监测暴雨对流云团方面具有明显的持续性和时间分辨率优势,能较FY-2卫星平均提前23 min发现对流云团,较雷达平均提前33 min(Rinaldy et al, 2017; Honda et al, 2018; 张夕迪和孙军, 2018),其应用可提前预判夏季初生对流的发生,进一步提高暴雨的临近预报准确率(郭巍等, 2018)。目前基于卫星资料开展的旱区暴雨研究目前多集中于TRMM卫星和FY系列卫星,而H8卫星资料对旱区暴雨中的指示作用还有待研究。

2019年8月2日夜間,贺兰山东麓出现了一次年内最强的局地短历时强对流暴雨,但业务数值模式漏报了这次过程。本文利用区域自动站逐5 min、逐10 min和逐1 h地面加密观测、H8卫星、银川C波段多普勒雷达、ERA5 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 逐1 h再分析、常规气象探测等多源气象资料,对此次局地强对流暴雨过程的中尺度特征进行分析,以提高对干旱区的短历时强对流暴雨中尺度对流系统的认识,探索这种突发性、局地性很强的对流暴雨的可预报性。

1 资料与方法

本文所用资料包括:(1)H8静止卫星R21和B13通道数据(中心波长为 $10.4\ \mu\text{m}$),其时空分辨为 $2\ \text{km}\ (10\ \text{min})^{-1}$;(2)欧洲中期数值预报中心(ECMWF)提供的空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 、间隔1 h的ERA5再分析资料;(3)国家气象信息中心下发的常规观测和探空资料;(4)宁夏气象信息中心提供的逐5 min、10 min和1 h自动气象站、逐6 min银川C波段多普勒雷达、逐毫秒雷电等高分辨率观测资料。文中所用时间均为北京时(BST)。

其中,H8 R21通道数据和银川C波段多普勒雷达资料用于分析MCS的触发和发展;H8 B13通道数据和逐10 min自动站降水数据用于研究降水期间强对流云团物理量特征,分

析中以 TBB 为 -45°C 为阈值, 对降水期间主要降水站点对应的强对流云团进行提取, 并对辐射亮温 (TBB)、辐射亮温梯度 (G) 和降温率 (CR) 等云团特征参数进行计算 (计算方法详见文献 (徐双柱等, 2011; 张春龙等, 2012)); ERA5 再分析、常规气象探测和自动站资料用于研究触发 MCS 的环境场特征; 自动站降水数据和雷电资料用于降水实况分析。

2 降水实况

2019 年 8 月 2 日 19:20–23:00, 靠近贺兰山东麓山前突发局地短历时强对流暴雨天气。如图 1a 和表 1 所示, 该过程历时不足 4 h, 降水最强时段在 20:00–21:00, 落区集中面积不足 160 km^2 , 过程累计雨量超过 50 mm 有 6 站, 最大小时雨量超过 20 mm 的有 34 站、超过 50 mm 的有 3 站; 最大过程雨量和小时雨量均出现在暖泉农场, 分别为 70.1 mm 和 53.9 mm h^{-1} (20:00–21:00), 降水效率 (1 h 雨量与过程累计雨量之比) 高达 76.9%, 该站最大 10 min 雨量为 16.8 mm (20:30–20:40); 18:40–22:30 暴雨区还出现了 60 次雷电, 最强在 19:00–20:00, 达 168.6 kA , 雷电和强雷电出现时间均较强降水提前约 1 h。由此可见, 此次暴雨过程具有历时短、强度大、局地性强、夜发性明显等强对流天气特征。此外, 分析强降水期间逐小时降水量落区变化 (图 1b–e) 可知, 强降水中心先西行, 再沿贺兰山东麓山前南下, 强降水区集中在银川平原, 暴雨中心暖泉农场的海拔为 1105 m , 距离贺兰山约 11.2 km 。

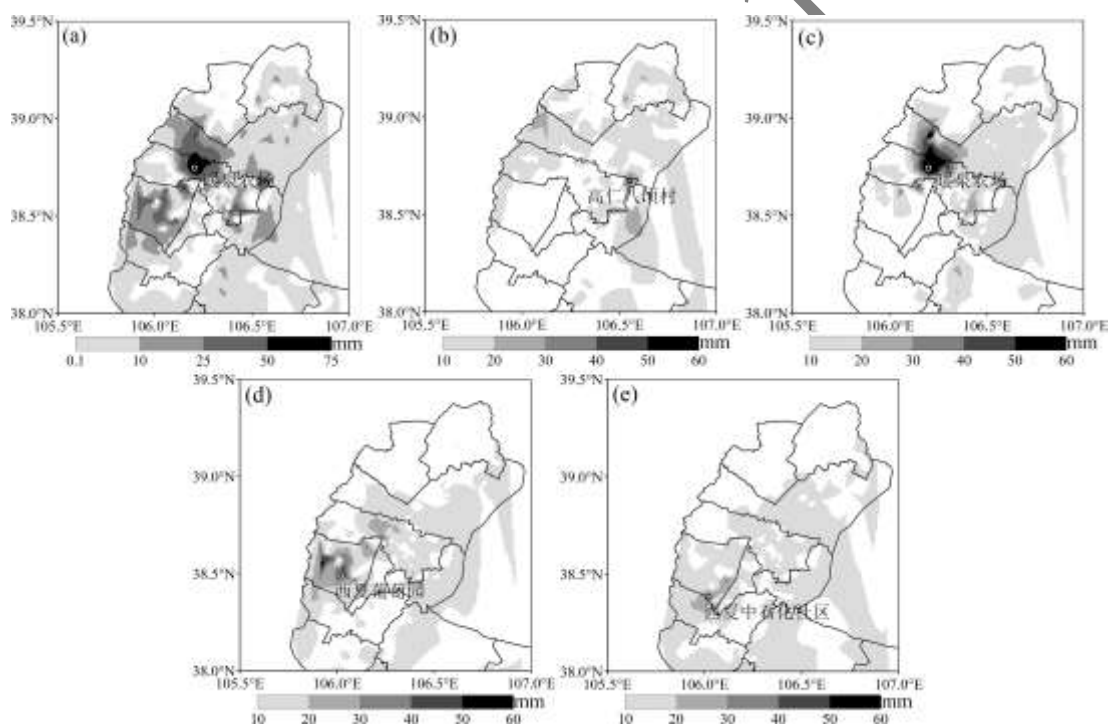


图 1 2019 年 8 月 2 日贺兰山东麓暴雨过程降水量 (单位:mm, a:19:00–23:00 过程累计降水量, b:19:00–20:00 降水量, c: 20:00–21:00 降水量, d: 21:00–22:00 降水量, e: 22:00–23:00 降水量)

空心圆表示暴雨中心或强降水中心

Fig.1 Accumulative rainfall (unit: mm, a: from 19:00 to 23:00, b: from 19:00 to 20:00, c: from 20:00 to 21:00, d: from 21:00 to 22:00, e: from 22:00 to 23:00) during the rainstorm occurred at the eastern foot of Helan Mountain on 2 August 2019. Hollow circles indicate the centers of the rainstorm or strongest hourly rainfall

表 1 2019 年 8 月 2 日贺兰山东麓暴雨过程相关信息统计表

Table 1 Statistics of the rainstorm occurred at the eastern foot of Helan Mountain on 2 August 2019

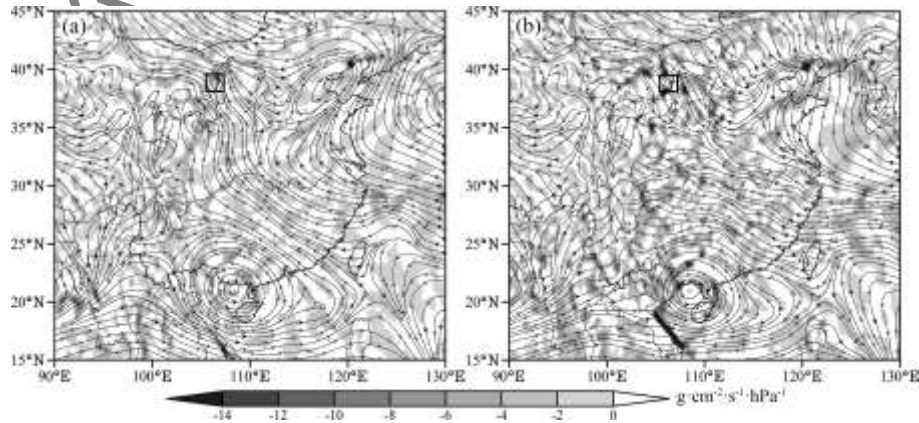
降水时段	过程降水量	小时降水量	过程最大	最大小时降水量	雷电频数	最大雷电强度
	>50 mm 测站	≥20 mm 测站	降水量	和时间	和时间	和时间
19:20—23:00	6 站	34 站	70.1 mm(暖泉农场)	53.9 mm (20:00—21:00)	60 次 (18:40—22:30)	168.6 kA (19:00—20:00)

3 触发中尺度对流系统的环境场特征

研究表明,水汽、大气不稳定和抬升触发机制是此类强对流天气产生的基本条件(Parker and Johnson, 2000; 俞小鼎等, 2012b; 陈豫英等, 2021),此外,来自热带地区的暖湿水汽输送带也是北方地区产生强暴雨的必要条件,暖而湿的低空急流不仅能为西北地区暴雨提供充足的水汽,也有利于暴雨区大气不稳定与上升运动的增强,从而为暴雨的发生发展创造有利的环境场条件(陶诗言, 1980; 钱正安等, 2018; Chen et al., 2021)。以下围绕低空急流的演变着重分析暴雨区的环境场特征。

3.1 水汽输送

暴雨发生前 22 h,即 8 月 1 日 21:00,700 hPa 和 850 hPa 上来自台风“韦伯”外围南海和西太平洋副热带高压(以下简称“副高”)西南侧东海的偏东暖湿气流在四川盆地汇聚后北上,将水汽输送至暴雨区;随着台风在海南登陆北上,2 日 13:00,700 hPa 上甘肃和四川的交界处建立了中心强度为 12 m s^{-1} 的偏南急流;暴雨时段,即 2 日 19:00—23:00,850 hPa 上东海水汽输送通道与 700 hPa 趋于重合,水汽通量增大、水汽辐合增强(图 2a、b),随着 700 hPa 急流不断增强北抬至宁夏中部,中心强度达 14 m s^{-1} ,急流将东海和南海的水汽源源不断送向暴雨区,暴雨区水汽通量增加至 $6 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$ (图 2c)、850 hPa 急流较 700 hPa 偏北(图 2d),暴雨区位于 700 hPa 急流轴左前方。强降水期间,湿层增厚、湿度增大,相对湿度 $\geq 70\%$ 的高湿区向上扩展至 600 hPa 附近,比湿 $\geq 10 \text{ g kg}^{-1}$ 的湿层延伸至 700 hPa,850 hPa 比湿 $\geq 12 \text{ g kg}^{-1}$ (图 2e)。



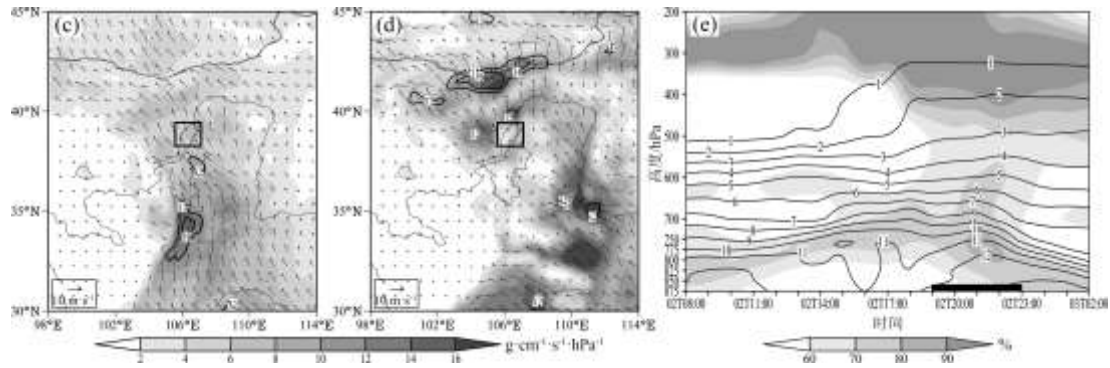


图 2 2019 年 8 月 2 日 19:00 700 hPa(a)和 850 hPa(b)水汽通量辐合(阴影,单位: $\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$)和流场(流线)分布; 2019 年 8 月 2 日 23:00 700 hPa(c)和 850 hPa(d)水汽通量(阴影,单位: $\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$)和风场(矢量, c 图黑色实线表示风速 $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$ 的急流; d 图黑色实线表示风速 $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ 的急流)分布; 2019 年 8 月 2 日 8:00—3 日 2:00 沿暴雨中心的相对湿度 $\geq 60\%$ (阴影)和比湿(黑色线,单位: g kg^{-1})的时-空间剖面(e)

黑色方框为暴雨区, 为暴雨时段

Fig.2 The distribution of water vapor flux convergence (shadow, unit: $\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) and flow field (streamline) of 700 hPa (a) and 850 hPa (b) at 19:00 2 August 2019; The distribution of water vapor flux (shadow, unit: $\text{g cm}^{-2} \text{s}^{-1} \text{hPa}^{-1}$) and wind field (vector, black line in figure c indicates the wind speed $\geq 12 \text{ m s}^{-1}$, black line in figure d indicates the wind speed $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$) of 700 hPa (c) and 850 hPa (d) at 23:00 2 August 2019; The temporal-spatial section of relative humidity ($\geq 60\%$, shadow) and specific humidity (black line, unit: g kg^{-1}) along the center of rainstorm from 8:00 2 to 2:00 3 August 2019(e). Black rectangles represent rainstorm area, indicates rainstorm period

3.2 大气不稳定

暴雨中心位于银川探空站 (36.14°N , 106.22°E , 38.48°N , 海拔 1106 m) 的西侧, 且在强降水期间, 对流层低层盛行东南气流。因此, 利用 ERA5 再分析资料分析过程前后暴雨中心假相当位温 θ_{se} , 并利用银川探空资料对比分析暴雨前后对流有效位能 $CAPE$ 、对流抑制能量 CIN 、 K 指数、沙氏指数 SI 、抬升指数 LI 和 0~6 km 垂直风切变 Wsr 等对流参数, 从而诊断环境大气的稳定性。

结合暴雨中心温湿物理量的时-空剖面 and 银川站探空资料分析可知, 2 日 11:00—15:00, 随着低空偏南急流的建立, 500~850 hPa 风随高度顺转逐渐明显 (图 3a), 对流层中低层暖平流增强, 配合 600~800 hPa 上 θ_{se} 等值线梯度增加 (图 3a), 同时, 600~400 hPa 存在明显干层 (图 2e), 对流层中低层方向形成“上干冷下暖湿”的垂直分布, 环境大气处于不稳定状态; 2 日 16:00—18:00, 受 500 hPa 低涡东北移动影响, 500~400 hPa 由偏南风转为偏北、偏东风 (图 3a), 冷空气入侵, 进一步加剧了大气不稳定的发展; 2 日 19:00—23:00 (暴雨过程中), 低空急流加强北上, 配合 θ_{se} 在低层 (650~800 hPa) 水平方向上形成梯度区 (图 3a)。同时, 暴雨过程中, 暴雨区的 $CAPE$ 、 SI 、 LI 等对流参数增加了近 5 倍, CIN 减小了近 6 倍, K 指数从 37°C 激增到 45°C 。此外, Wsr 在过程前和过程中均较弱, 不足 1.5 m s^{-1} (表 2), 有利于短时暴雨的发生 (肖递祥等, 2017; 刁秀光等, 2020)。上述物理量和对流参数的变化表明, 暴雨区环境大气极其不稳定, 有利于对流系统的触发和加强。

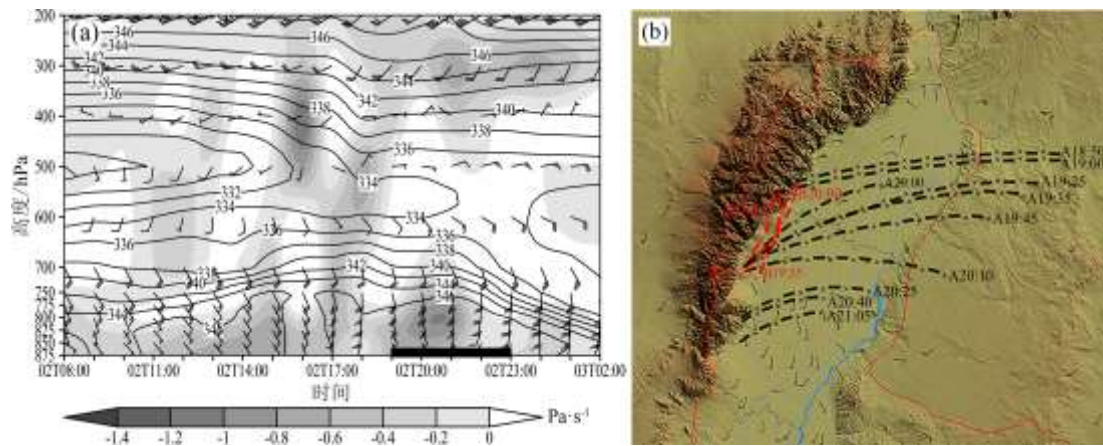


图 3 2019 年 8 月 2 日 8:00—3 日 2:00 暴雨中心(暖泉农场)假相当位温(黑色实线,单位:K)、上升速度(阴影,单位: Pa s^{-1})和风场(单位: m s^{-1})的时-空间剖面(a); 2019 年 8 月 2 日 18:50—21:05 地面辐合线演变和 19:25 自动站风场(单位: m s^{-1}) (b) 为暴雨时段, $\times-\times$ 和 $\times-\times$ 为地面辐合线

Fig.3 The temporal-spatial section of θ_{se} (black line, unit: K), updraft (shadow, unit: Pa s^{-1}) and wind vector (wind bar, unit: m s^{-1}) along the center of rainstorm (Nuanquan farm) from 8:00 2 to 2:00 3 August 2019(a); The evolution of the ground convergence line from 18:50 to 21:05, and the wind vector (wind bar, unit: m s^{-1}) from automatic weather stations at 19:25 2 August 2019(b). $\blacksquare$ indicates rainstorm period, $\times-\times$ and $\times-\times$ indicate ground convergence lines

表 2 银川站暴雨发生前和发生时的对流参数对比

Table 2 Comparisons of convective parameters in Yinchuan station before and during the rainstorm

	$CAPE/(\text{J kg}^{-1})$	$CIN/(\text{J kg}^{-1})$	$K/^{\circ}\text{C}$	$LI/^{\circ}\text{C}$	$SI/^{\circ}\text{C}$	$Wsr/(\text{m s}^{-1})$	ZH/m	LFC/hPa
2 日 8:00	318.9	231.3	37	-1.2	-1.0	0.6	4863	567
2 日 20:00	1569.1	38.9	45	-5.7	-4.5	1.2	4766	724

注: CAPE、CIN、K、LI、SI、Wsr、ZH 和 LFC 分别表示对流有效位能、对流抑制能量、K 指数、抬升指数、沙氏指数、0~6 km 风矢量差、0 °C 层高度和自由对流高度。

Note: CAPE, CIN, K, LI, SI, Wsr, ZH and LFC respectively represent convective available potential energy, convective inhibition energy, K index, lifting index, showalter index, difference of vertical wind vector between 0~6 km, 0 °C level height and level of free convection.

3.3 抬升触发机制

此次暴雨发生前和过程中,虽然 CIN 从 231 J kg^{-1} 降低到 38.9 J kg^{-1} ,自由对流高度 LFC 从 567 hPa 下降到 724 hPa (表 2),但 LFC 仍然较高,低层需要一定强度的上升气流克服 LFC 以下的 CIN,将地面附近气块抬升到 LFC,对流系统才能得以触发。由暴雨中心的风场和垂直运动随时间演变可知,低空急流建立前(13:00 前),中低层无明显的水平风向辐合,弱天气系统强迫的上升运动弱,垂直速度中心位于 600 hPa 附近,仅为 -0.2 Pa s^{-1} (图 3a); 13:00 后,随着急流的建立和发展,不稳定条件加强,低层持续存在 346 K 以上的 θ_{se} 高温区 (图 3a)、相对湿度 $\geq 60\%$ 的高湿区 (图 2e)、CAPE 超过 1500 J kg^{-1} 的高能区 (表 2),这种强烈高温高湿高能的热力抬升条件进一步促使了上升运动增强,但强度达 -1.2 Pa s^{-1} 的上升速度中心较高,在 400 hPa 附近 (图 3a);暴雨过程中 (2 日 19:00—23:00),低空急流加强北上,上升运动中心迅速下降,最强降水时段 (20:00—21:00),上升速度中心降至 800

hPa 附近, 强度维持在 -1.2 Pa s^{-1} (图 3a)。因此, 低空急流的建立和发展为中尺度对流系统的触发和维持提供了有利条件。

众多研究 (王晓芳和崔春光, 2011; 俞小鼎, 2012a; 苏爱芳等, 2016) 表明, 中尺度抬升机制是强对流天气被触发的必要条件, 尤其是中尺度辐合线, 可通过提供带状辐合上升运动, 起着胚胎和组织积云对流的作用。从逐 5 min 地面自动站风场可发现, 过程降水开始前 30 min, 即 18:50, 银川站北侧出现一条东北风和东南风形成的中尺度辐合线 A (图 3b 黑色辐合线), 该辐合线维持至 21:05, 期间受地形影响和 500 hPa 低涡外围气流引导而自北向南缓慢移动且略微西行, 于 19:25 发展最明显, 东北风和东南风最强分别达 10 m s^{-1} 和 14 m s^{-1} , 对应强降水开始时刻; 19:00—20:00, 贺兰山沿山平罗—贺兰段也有一条西北风和东南风形成的中尺度辐合线 B (图 3b 红色辐合线), 该辐合线稳定少动, 于 19:35 发展最明显, 西北风和东南风最强分别达 8 m s^{-1} 和 12 m s^{-1} 。对应雷达回波可知, 两条辐合线附近均有对流系统存在 (图 5a、b), 表明中尺度辐合线的存在和维持也为该过程对流系统的触发、组织和维持提供了有利条件, 这和樊利强等 (2009) 的研究结果相似。

4 中尺度对流系统特征

此次暴雨过程从开始到结束持续不足 4 h, 突发性、局地性和夜发性特征显著, 具有 β 中尺度活动特征。为此, 利用 2019 年 8 月 2 日 19:00—23:00 的 H8 卫星和银川 C 波段多普勒雷达资料, 着重对暴雨中尺度对流系统的触发 (19:00—20:00)、发展 (20:00—21:00) 和过程期间 (19:00—23:00) 云团特征参数进行深入分析。

4.1 中尺度对流系统的触发

从 H8 红外云图演变 (图略) 分析可知, 8 月 1 日 08:00, 青藏高原就有斜压叶状云系生成, 并于 20:00 发展为低涡云系, 对应 500 hPa 低涡; 受东部副高阻挡, 该低涡沿副高外围 584 dagpm 西北侧缓慢东北向移动, 于 2 日 08:00 进入宁夏南部从而逐渐影响宁夏; 13:00, 低涡云系头部覆盖宁夏北部地区, 但云体并不稠密; 19:00, 配合 500 hPa 低涡发展、700 hPa 急流增强北抬和地面中尺度辐合线生成, 云系发展增强, 低涡云系头部不断有独立的对流云团于降水区上空生成, 初始对流云团 M1 位置偏东, 位于银川平原东侧, 面积较小, 云顶较低 (图 4a 红色圆圈内); 至 19:30, M1 受低涡外围偏东气流引导略西移并不断发展, $<-45^\circ\text{C}$ 的冷云面积约 40 km^2 , 平均辐射亮温 (TBB_{avg}) 约 -46°C , 最低辐射亮温 (TBB_{min}) 为 -52°C , 为引起该过程降水的初始 β 尺度的 MCS (图 4b), 其于 10 min (19:20—19:30) 内造成平罗高仁乡八顷村 21.2 mm 的强降水; 19:40, M1 的 TBB_{min} 已迅速降至 -62°C , $<-45^\circ\text{C}$ 的冷云面积已增长至上一时段 3 倍大小 (图 4c), 同时, 受 500 hPa 低涡后部南下冷空气、东南低空急流及地面辐合线的共同影响, 贺兰山沿山平罗段又有小对流云团 M2 (图 4c 红色方框内) 发展; 20:00, 各独立对流云团已迅速合并发展为一个椭圆形的、 TBB_{avg} 约 -52°C 、 TBB_{min} 为 -62°C 、水平范围达 α 尺度的 MCS (图 4d), 为造成此次局地暴雨过程的主要对流系统。

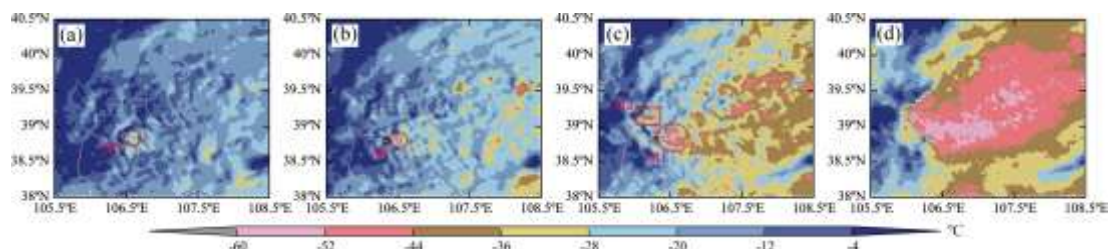


图 4 2019 年 8 月 2 日 19:00(a)、19:30(b)、19:40(c)和 20:00(d) H8 TBB (阴影,单位:°C)演变

红色圆圈 M1 和红色方框 M2 均代表对流云团

Fig.4 The evolution of H8 TBB (shadow, unit: °C) at 19:00(a), 19:30(b), 19:40(c), and 20:00 (d) 2 August 2019.

Red circles M1 and red rectangle M2 represent convective cloud clusters

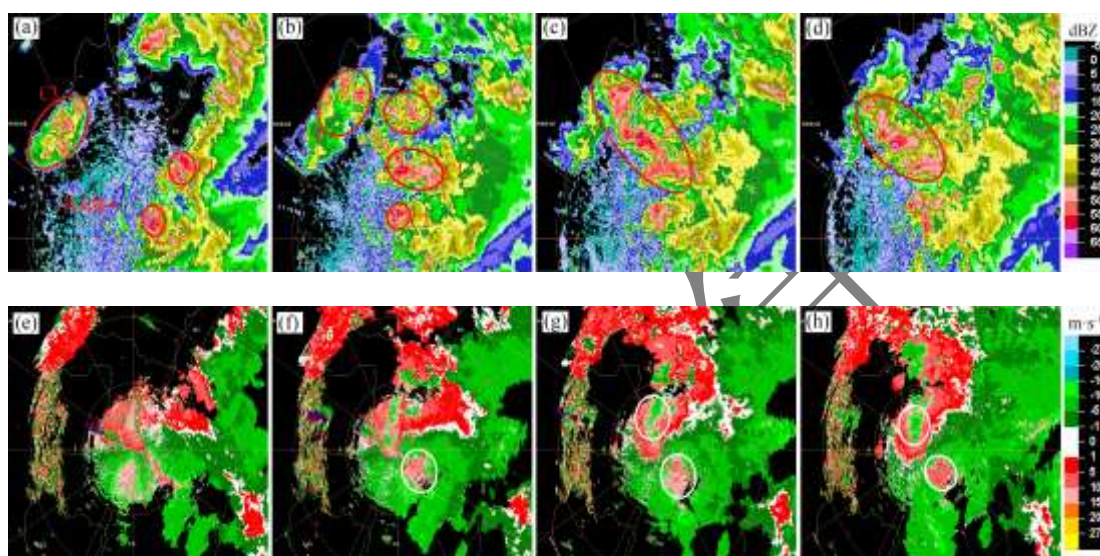


图 5 2019 年 8 月 2 日 19:01(a)、19:35(b)、19:47(c)和 20:04(d)雷达组合反射率(单位:dBZ), 19:01(e)、19:35(f)、19:47(g)和 20:04(h)雷达 2.4°仰角径向速度场(单位: m s^{-1}) 图 a-d 中红色圆圈代表对流单体或回波带,C1-4 为单体编号;图 f-h 中白色圆圈代表大风速中心

Fig.5 Radar composite reflectivity (unit: dBZ) at 19:01(a), 19:35(b), 19:47(c), 20:04(d) 2 August 2019, and radial velocity (unit: m s^{-1}) of the 2.4° at 19:01(e), 19:35(f), 19:47(g), 20:04(h) 2 August 2019. Red circles in figures a-d represent convective cells or echo bands, C1-4 are cell numbers; White circles in figures f-h represent centers of strong wind speed

对应分析雷达（离地 1180 m）组合反射率和地面辐合线演变（图 3b）可知，19:01，银川站北侧的辐合线 A 南侧有两个对流单体 C1 和 C2，最大回波强度均超过 60 dBZ，且其前侧有一条由冷池流出生成的阵风锋，贺兰山沿山平罗-贺兰段的辐合线 B 附近有对流单体 C3，最大回波强度约 50 dBZ（图 5a）；随后，辐合线 A 北侧有单体 C4 于 19:20 生成，并受东北风引导西南向发展移动，于 19:35 发展最强达 50 dBZ，在此期间，单体 C1 和阵风锋受东南风引导也缓慢西行，C1 超过 50 dBZ 的强回波范围发展扩大（图 5b），对应区域 10 min（19:20—19:30）出现 21.2 mm 的强降水；19:47—20:04，分散的强对流回波单体 C1、C3 和 C4 已于辐合线附近合并成一条多个强度中心为 55 dBZ、西北-东南向狭长的强回波带（图 5c、d），对应实况，此时强降水中心西移（图 1b、c）。此外，2.4°仰角的径向速度图上自 19:01 起均可观察到低层东南风明显增大（图 5e），19:35 出现明显的速度模糊，去模糊后东南风速为

20~22 m s⁻¹ (图 5f); 19:47—20:04 径向速度图可看到清楚的“牛眼”结构 (图 5g-h), 其维持高度为 1.4~2.0 km, 最大速度超过 20 m s⁻¹, 表明低层存在一定的垂直风切变, 且低空急流已增强明显, 该急流对水汽及能量的输送和动力抬升十分重要。

4.2 对流系统的发展

20:00 后, 对流云系始终处于 500 hPa 低涡北侧, 受低涡外围偏东气流引导, 在 α 尺度 MCS 的上风方, 即其后部东北侧不断有对流云团并入, 使得云系自身形态和结构不断组织化发展增强, 冷云面积不断增加, *TBB* 也迅速下降, 同时, 配合偏东气流及贺兰山地形抬升, 冷云前端西南侧 (图 6a、b) 也不断有对流单体生成并入, 使得 MCS 强中心 (图 6c、d) 始终沿着贺兰山东麓地形南扩。MCS 于 20:10—20:40 发展极为强烈, 此期间云团更为密实, 云顶高度更高, *TBB* 更低, 可见光图上可看到明显的上冲云顶 (图略), 对应 200 hPa 辐散, 850 hPa 辐合, 说明 MCS 位于天气尺度上升气流区的有利环境下。对流发展最旺盛的时刻为 20:30—20:40 (图 6c), 此时 *TBB* 小于 -45 °C 的面积增加至 $1.5 \times 10^4 \text{ km}^2$, *TBB* 小于 -52 °C 的面积增加至 $0.9 \times 10^4 \text{ km}^2$, 但仍小于 Maddox (1980) 定义的中尺度对流复合体 (MCC) 的冷云面积 ($5 \times 10^4 \text{ km}^2$), 约为其 1/5, 因此, 捕捉和预报这种尺度的现象无疑十分困难, 但云团特征对其仍有一定反映——冷云中心值迅速降至 -66 °C, 冷云发展前端 *TBB* 等值线密集, *G* 最大为 27 °C km⁻¹, 此后 10 min 内最大 *G* 前端出现 16.8 mm 的强降水, 落区为暴雨中心暖泉农场, 已有研究 (鲁亚斌等, 2018; 杨磊等, 2020) 也可印证, MCS 移动前沿的对流旺盛区与短时强降水区域对应较好, 强对流暴雨易发生在 *TBB* 等值线密集区梯度最大处。此期间, 低空急流的维持 (图略) 一方面为降水提供了充沛的水汽, 另一方面低层暖湿气流的输送也能维持一定的对流有效位能, 从而为促进 MCS 的发展提供了保证。赵娴婷等 (2020) 也指出, 强对流的发展维持与低空急流密切相关。

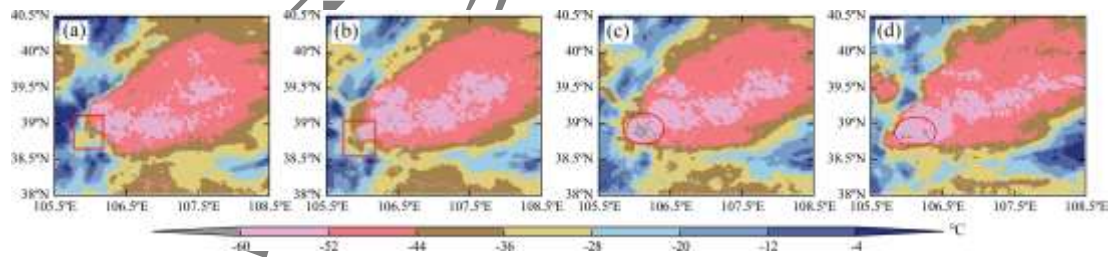


图 6 2019 年 8 月 2 日 20:10(a)、20:30(b)、20:40(c)和 21:00(d) H8 *TBB* (阴影,单位:°C)演变

图 a、b 中红色方框代表冷云发展处,图 c、d 中红色圆圈代表 MCS 强中心

Fig.6 The evolution of H8 *TBB* (shadow, unit: °C) at 20:10(a), 20:30(b), 20:40(c), 21:00(d) 2 August 2019. Red rectangles in figures a、b represent the development area of cold cloud, Red circles in figures c、d represent the strong centers of MCS

对应的雷达回波和地面辐合线演变 (图 3b) 显示, 受地面辐合线 A 南压和地形影响, 强回波带西段不断沿贺兰山东麓向南移动并发展增强。20:26 单体 C2 也并入回波带中 (图 7a), 强回波整体组织化发展, 并呈现涡旋状旋转, 于 20:38 达最强 (图 7b), 此期间对流发展最旺盛, 回波带西段移动速度明显较快, 伴有大范围 50 dBZ 以上的强回波区, 最大反射

率因子超过 65 dBZ，垂直累积液态水含量（ VIL ）在 11 kg m^{-2} 以上（图 7e），回波顶高超过 10 km（图 7d），强回波的位置和强度均和云图上出现的 $TBB_{\min} \leq -66^\circ\text{C}$ 的对流旺盛区对应较好。对 20:38 的强回波如图 7b 黑色实线所示方向做垂直剖面（图 7c）可看到，回波带上依次排列着 3 个强度 $\geq 55 \text{ dBZ}$ 的强回波中心，且 55 dBZ 强回波的高度基本在 0°C 以下或附近（20:00 0°C 高度为 4.8 km，表 2），使得降水效率较高，这也是造成该过程 20:00—21:00 小时降水量达 53.9 mm 的原因之一。此外，19:45—20:50 暴雨中心逐 5 min 的降水量与回波强度、回波顶高及 VIL 随时间演变趋势（图 7f）显示，强降水开始（20:25）前，回波顶高始终保持增加趋势，但其增幅在强降水开始前 20 min 明显加大（20:04—20:09 回波高度升高 4.2 km），此时，回波强度和 VIL 也出现跃升现象（20:04—20:09 回波强度和 VIL 分别增加 31 dBZ 和 19.5 kg m^{-2} ），此后逐渐减小，表明回波强度和 VIL 的跃升、回波顶高的持续升高均对强降水的出现有较好的指示作用。

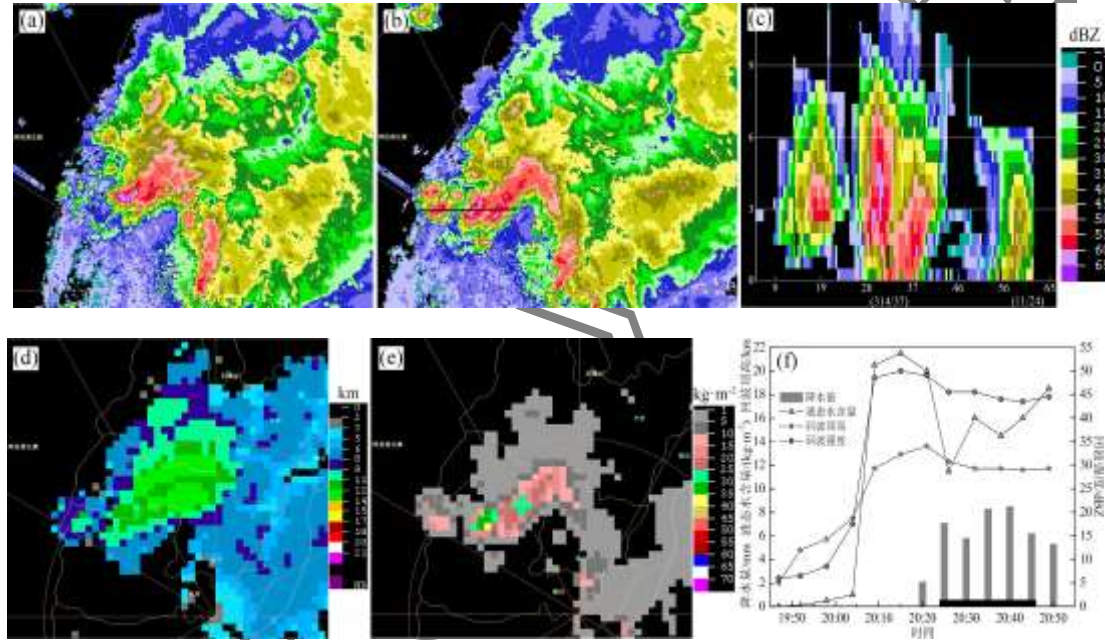


图 7 2019 年 8 月 2 日 20:26(a) 和 20:38(b, 黑色实线为图 c 的剖面位置) 雷达组合反射率(单位: dBZ)、20:38 的回波垂直剖面(c)、回波顶高(d, 单位: km)和 VIL (e, 单位: kg m^{-2}); 19:45—20:50 暴雨中心(暖泉农场)逐 5 min 降水量(单位: mm)与回波强度(单位: dBZ)、回波顶高(单位: km)及 VIL (单位: kg m^{-2})的时间演变(f)

——为强降水时段

Fig.7 Radar composite reflectivity (unit: dBZ) at 20:26(a) and 20:38(b, black line is the profile position for Fig.7c), radar vertical profile (c), radar echo tops (d, unit: km) and vertical integrated liquid water (e, unit: kg m^{-2}) at 20:38 2 August 2019; The evolution (f) of 5 minutes rainfall (unit: mm), radar composite reflectivity (unit: dBZ), radar echo tops (unit: km) and vertical integrated liquid water (unit: kg m^{-2}) at the center of rainstorm (Nuanquan farm) from 19:45 to 20:50. — indicates strongest rainfall period

4.3 对流云团特征参数

研究指出（徐双柱等，2011；张春龙等，2012）， TBB 、 G 和 CR 等云团特征参数能反映对流云团发展程度及对流活跃强度，一般 TBB 越低、 G 和 CR 越大，表明云顶伸展越高，云体纹理越丰富、对流发展越旺盛。因此，利用 H8 的 B13 通道数据对 19:00—23:00 每小时

最大降水量站点对应的强对流云团特征参数进行计算，进而结合逐 10 min 降水资料来揭示云团特征参数对暴雨的指示作用。

表 3 2019 年 8 月 2 日暴雨过程中逐小时最大降水量站点对应的云团特征参数统计表

Table 3 Statistics of cloud characteristic parameters at the stations with the maximum hourly rainfall during the rainstorm on 2 August 2019

时间	站点	$R/(\text{mm h}^{-1})$	$TBB_{\text{avg}}/^{\circ}\text{C}$	$TBB_{\text{min}}/^{\circ}\text{C}$	$G/(^{\circ}\text{C km}^{-1})$	$CR(^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1})$
19:00—20:00	平罗高仁八顷村	43.1	-53	-63	24	18
20:00—21:00	贺兰暖泉农场	53.9	-53	-66	27	24
21:00—22:00	西夏葡萄园	44.6	-52	-62	27	18
22:00—23:00	西夏中石化社区	25.9	-49	-54	14	6
平均值	——	41.9	-52	-61	23	16

如表 3 所示，当小时降水量介于 20~30 mm h^{-1} 时， TBB_{avg} 和 TBB_{min} 分别为 -49 $^{\circ}\text{C}$ 和 -54 $^{\circ}\text{C}$ ， G 最大为 14 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ， CR 为 6 $^{\circ}\text{C h}^{-1}$ ；当小时降水量介于 40~50 mm h^{-1} 时， TBB_{avg} 和 TBB_{min} 分别约 -53 $^{\circ}\text{C}$ 和 -62 $^{\circ}\text{C}$ ， G 最大约 27 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ， CR 为 18 $^{\circ}\text{C h}^{-1}$ ；当小时降水量大于 50 mm h^{-1} 时， TBB_{avg} 和 TBB_{min} 分别为 -53 $^{\circ}\text{C}$ 和 -66 $^{\circ}\text{C}$ ， G 最大为 27 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ ， CR 为 24 $^{\circ}\text{C h}^{-1}$ 。由此可知，小时降水量的变化与强对流云团特征参数的变化密切相关， TBB 越低， G 越大， CR 越高时，小时降水量越大，且小时降水量的变化幅度明显大于 TBB 的变化。此外，利用逐 10 min 资料对 19:00—22:00 的 3 个强降水中心（依次为平罗高仁八顷村、贺兰暖泉农场、西夏葡萄园）作降水量与云团特征参数对应关系分析发现，对于高仁八顷村（图 8a），最大 G 较最强降水提前 10 min 出现， TBB_{min} 出现在最强降水时刻；对于暖泉农场（图 8b），最大 G 和 TBB_{min} 均较最强降水提前 20 min 出现；对于葡萄园（图 8c），最大 G 和 TBB_{min} 较最强降水分别提前 10 min 和 20 min 出现，这表明 TBB_{min} 和 G 对强降水的出现也具有明显的指示作用，可作为对流快速发展，降水迅速增强的重要指标。

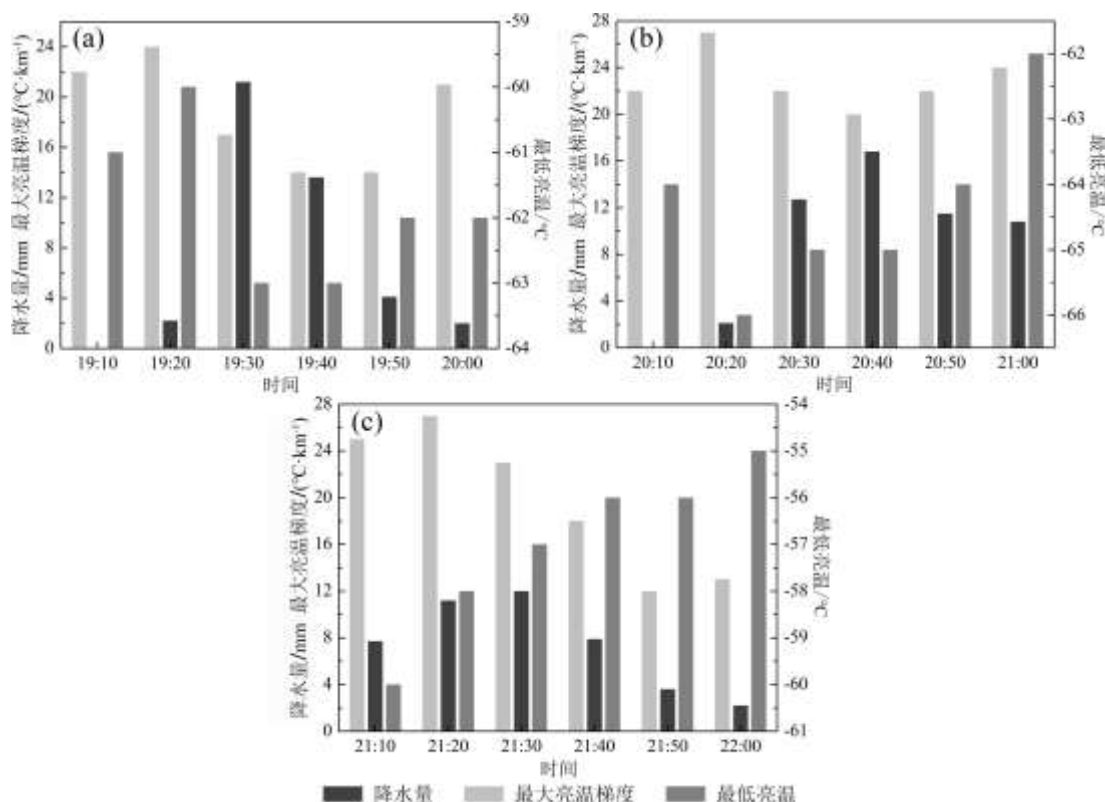


图 8 2019 年 8 月 2 日 19:00—20:00(a)、20:00—21:00(b)和 21:00—22:00(c)最大雨强站点的逐 10 min 降水量和云团特征参数对应关系

Fig.8 Corresponding relationship between 10 minutes rainfall and cloud characteristic parameters at the stations with the maximum rainfall (a: from 19:00 to 20:00, b: from 20:00 to 21:00, c: from 21:00 to 22:00) on 2 August

2019

5 结 论

2019 年 8 月 2 日 19:20—23:00, 宁夏贺兰山东麓突发年内最强、历时短、强度大、局地性强、夜发性明显的强对流暴雨过程。利用 H8 卫星、银川 C 波段多普勒雷达、ERA5 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 逐 1 h 再分析、地面加密观测、常规气象探测等多源气象资料, 对该过程的中尺度特征进行分析, 结果表明:

(1) 低空急流的建立、发展、加强北上为此次暴雨过程提供了有利的环境场条件。来自东海和南海的低空偏东暖湿气流于暴雨前 6 h 汇合形成低空急流, 在暴雨时段增强北抬, 促使暴雨区上空水汽、大气不稳定性、动力和热力抬升增强, 暴雨区出现在 700 hPa 急流轴左前方。暴雨期间, 700 hPa 急流轴距离暴雨区最近, 低层持续有中心强度 $\leq -1.2 \text{ Pa s}^{-1}$ 的上升运动区、346 K 以上的 θ_{se} 高温区、水汽通量 $\geq 6 \text{ g cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ hPa}^{-1}$ 和比湿 $\geq 10 \text{ g kg}^{-1}$ 的高湿区、 $CAPE \geq 1500 \text{ J kg}^{-1}$ 的高能区。

(2) β 尺度的 MCS 及其组织形成的 α 尺度的 MCS 是此次强对流暴雨的直接影响系统。对流发展最旺盛阶段冷云中心 TBB 低至 -66°C , G 高达 $27^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$, 但低于 -52°C 的冷云面积约为 MCC 的 1/5。云团特征参数与降水量相关性较好, TBB 越低, G 越大, CR 越高, 小时降水量越大, 且暴雨中心出现在冷云发展前端 TBB 梯度大值区, 降水量的变化幅度大于

TBB 的变化。 TBB_{min} 和最大 G 一般较最强降水提前 10~20 min 出现, 可作为对流快速发展, 降水迅速增强的重要指标。

(3) 降水开始前 30 min 形成的中尺度地面辐合线为此次强对流天气的重要触发机制。辐合线触发生成的对流单体前部因冷池出流又生成阵风锋, 两者相互作用, 促使回波组织化发展增强。最大小时雨强出现期间, 回波中心强度超过 65 dBZ, 回波顶高超过 10 km, 垂直累积液态水含量高于 11 kg m^{-2} 。回波顶高、强度和垂直累积液态水含量对强降水的出现有较好指示作用, 强降水出现前 20 min, 回波强度和垂直累积液态水含量跃升、回波顶高增幅加大。

参考文献:

- 陈传雷, 管兆勇, 纪永明, 等, 2018. 辽宁长历时暴雨中尺度对流系统特征分析[J]. 气象, 44(8):1051-1062. Chen C L, Guan Z Y, Ji Y M, et al, 2018. Analysis on mesoscale characteristics convective system of long duration local torrential rain event in Liaoning province[J]. Meteor Mon, 44(8):1051-1-62 (in Chinese).
- 陈豫英, 苏洋, 杨银, 等, 2021. 贺兰山东麓极端暴雨的中尺度特征[J]. 高原气象, 40(1):47-60. Chen Y Y, Su Y, Yang Y, et al, 2021. The mesoscale characteristics of extreme rainstorm in the eastern region of Helan Mountain[J]. Plateau Meteor, 40(1):47-60 (in Chinese).
- 丁仁海, 周后福, 2010. 九华山区下垫面对局地降水的影响分析[J]. 气象, 36(3):47-53. Ding R H, Zhou H F, 2010. Influences of underlying surface on local precipitation in Jiuhua Mountains[J]. Meteor Mon, 36(3):47-53 (in Chinese).
- 刁秀广, 刘畅, 万明波, 等, 2020. 山东 3 次大暴雨过程云街雷达回波特征及其作用分析[J]. 气象, 46(2):179-188. Diao X G, Liu C, Wan M B, et al, 2020. Analysis on cloudstreet echo characteristics and effects during three severe rainfall events in Shandong province[J]. Meteor Mon, 46(2):179-188 (in Chinese).
- 樊利强, 王迎春, 陈明轩, 2009. 利用雷达资料反演方法对北京地区一次强对流天气过程的分析[J]. 气象, 35(11):9-16. Fan L Q, Wang Y C, Chen M X, 2009. Analysis of a severe convective storm event in Beijing using the thermodynamical retrieval method of radar data[J]. Meteor Mon, 35(11):9-16 (in Chinese).
- 郭巍, 崔林丽, 顾问, 等, 2018. 基于葵花 8 卫星的上海市夏季对流初生预报研究[J]. 气象, 44(9):1229-1236. Guo W, Cui L L, Gu W, et al, 2018. Summer convective initiation forecasting in Shanghai based on Himawari-8 Satellite[J]. Meteor Mon, 44(9):1229-1236 (in Chinese).
- 鲁亚斌, 李华宏, 闵颖, 等, 2018. 一次云南强对流暴雨的中尺度特征分析[J]. 气象, 2018, 52(5):51-60. Lu Y B, Li H H, M Y, et al, 2018. Analysis of mesoscale weather system characteristics of a severe convective rainstorm in Yunnan[J]. Meteor Mon, 52(5):51-60 (in Chinese).
- 钱正安, 蔡英, 宋敏红, 等, 2018. 中国西北旱区暴雨水汽输送研究进展[J]. 高原气象, 37(3):577-590. Qian Z A, Cai Y, Song M H, et al, 2018. Review of advances in water vapor transport studies of rainstorm in Northwest China[J]. Plateau Meteor, 37(3):577-590 (in Chinese).
- 石定朴, 朱文琴, 王洪庆, 等, 1996. 中尺度对流系统红外云图云顶黑体温度的分析[J]. 气象学报, 54(5):600-611. Shi D P, Zhu W Q, Wang H Q, et al, 1996. Cloud top blackbody temperature analysis of infrared satellite image for mesoscale convective system[J]. Acta Meteor Sin, 54(5):600-611 (in Chinese).
- 苏爱芳, 张宁, 袁小超, 等, 2016. 河南“7.14”强降水和“8.02”雷暴大风过程 β 中尺度对流系统对比分析[J]. 暴雨灾害, 35(2):126-137. Su A F, Zhang N, Yuan X C, et al, 2016. Comparative analysis on β -mesoscale convective systems in “7.14” extreme precipitation and “8.02” thunderstorm gale events in Henan[J]. Torr Rain Dis, 35(2):126-137 (in Chinese).
- 陶诗言, 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社: 1-164. Tao S Y, 1980. Torrential rain in China[M]. Beijing: Science Press: 1-164 (in Chinese).
- 王宝鉴, 黄玉霞, 魏栋, 等, 2017. TRMM 卫星对青藏高原东坡一次大暴雨强降水结构的研究[J]. 气象学报, 75(6):966-980. Wang B J, Huang Y X, Wei D, et al, 2017. Structure analysis of heavy precipitation over the Eastern Slope of the Tibetan Plateau based on TRMM

Data[J]. *Acta Meteor Sin*, 75(6):966-980 (in Chinese).

王清平,彭军,茹仙古丽 克里木,2016.新疆巴州“6.4”罕见短时暴雨的 MCS 特征分析[J].干旱气象,34(4):685-692. Wang Q P, Peng J, Ru X G L, 2016. Characteristics of mesoscale convective system about a rare short-time rainstorm in Bayangol Mongol Autonomous Prefecture of Xinjiang on 4 June 2012[J]. *J Arid Meteor*, 34(4):685-692 (in Chinese).

王晓芳,崔春光,2011.中尺度对流系统研究的若干进展[J].暴雨灾害,30(2):97-106. Wang X F, Cui C G, 2011. A number of advances of the research on heavy rain mesoscale convective systems[J]. *Torr Rain Dis*, 30(2):97-106 (in Chinese).

肖逆祥,杨康权,俞小鼎,等,2017.四川盆地极端暴雨过程基本特征分析[J].气象,43(10):1165-1175. Xiao D X, Yang K Q, Yu X D, et al, 2017. Characteristics analyses of extreme rainstorm events in Sichuan Basin[J]. *Meteor Mon*, 43(10):1165-1175 (in Chinese).

徐姝,东高红,熊明明,2019.冷池对引发新乡“7·9”特大暴雨的中尺度对流系统的影响分析[J].气象,45(10):1426-1438. Xu S, Dong G H, Xiong M M, 2019. Impact of cold pool on mesoscale convective system for extreme rainfall over Xinxiang on 9 July 2016[J]. *Meteor Mon*, 45(10):1426-1438 (in Chinese).

徐双柱,吴涛,张萍萍,2011.风云 3 号气象卫星资料在暴雨预报中的应用[J].灾害学,26(3):97-102. Xu S Z, Wu T, Zhang P P, 2011. Application of Fengyun-3 Satellite Data in rainstorm forecast[J]. *J Catastrophol*, 26(3):97-102 (in Chinese).

杨磊,才奎志,孙丽,等,2020.基于葵花 8 号卫星资料的沈阳两次暴雨过程中对流云特征对比分析[J].暴雨灾害,39(2):125-135. Yang L, Cai K Z, Sun L, et al, 2020. Comparison of convective cloud characteristics during two torrential rain events in Shenyang based on Himawari-8 Satellite Data[J]. *Torr Rain Dis*, 39(2):125-135 (in Chinese).

俞小鼎,2012a.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, 2012a. Investigation of Beijing extreme flooding event on 21 July 2012[J]. *Meteor Mon*, 38(11):1313-1329 (in Chinese).

俞小鼎,周小刚,王秀明,2012b.雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J].气象学报,70(3):311-337. Yu X D, Zhou X G, Wang X M, 2012b. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. *Acta Meteor Sin*, 70(3):311-337 (in Chinese).

张春龙,肖稳安,邓树民,等,2012.基于气象卫星观测资料的雷电预报指标研究[J].黑龙江气象,29(1):21-24. Zhang C L, Xiao W A, Deng S M, et al, 2012. Lightning forecast indexes research based on meteorological satellite observational data[J]. *Heilongjiang Meteor*, 29(1):21-24 (in Chinese).

赵庆云,傅朝,刘新伟,等,2017.西北部暖区大暴雨中尺度系统演变特征[J].高原气象,36(3):697-704. Zhao Q Y, Fu Z, Liu X W, et al, 2017. Characteristics of mesoscale system evolution of torrential rain in warm sector over Northwest China[J]. *Plateau Meteor*, 36(3):697-704 (in Chinese).

张夕迪,孙军,2018.葵花 8 号卫星在暴雨对流云团监测中的应用分析[J].气象,44(10):1245-1254. Zhang X D, Sun J, 2018. Application analysis of Himawari 8 in monitoring heavy rain convective clouds[J]. *Meteor Mon*, 44(10):1245-1254 (in Chinese).

赵娴婷,王晓芳,王珏,等,2020.2016 年 7 月 18-20 日湖北省特大暴雨过程的中尺度特征分析[J].气象,46(4):490-502. Zhao X T, Wang X F, Wang J, et al, 2020. Analysis of mesoscale characteristics of torrential rainfall in Hubei Province during 18-20 July 2016[J]. *Meteor Mon*, 46(4):490-502 (in Chinese).

赵玉春,崔春光,2010.2010 年 8 月 8 日舟曲特大泥石流暴雨天气过程成因分析[J].暴雨灾害,29(3):91-97. Zhao Y C, Cui C G, 2010. A study of rainstorm process triggering Zhouqu extremely mudslide on 8 August 2010[J]. *Torr Rain Dis*, 29(3):91-97 (in Chinese).

Chen Y Y, Li J P, Li X, et al, 2021. Spatio-temporal distribution of the rainstorm in the east side of the Helan Mountain and the possible causes of its variability[J]. *Atmos Res*, 252(0169-8095):105469.

Honda T, Kotsuki S, Lien G-Y, et al, 2018. Assimilation of Himawari-8 All-Sky Radiances every 10 minutes: impact on precipitation and flood risk prediction[J]. *J Geophys Res*, 123(2):965-976.

Maddox R A, 1980. Mesoscale convective complexes[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 61(11):1374-1387.

Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 128:3413-3436.

Rinaldy N, Saragih I J A, Wandala Putra A, et al, 2017. Identification of Mesoscale Convective Complex (MCC) phenomenon with image of Himawari 8 Satellite and WRF ARW Model on Bangka Island (case study: 7-8 February 2016)[J]. *IOP Conf Ser: Earth Environ Sci*, 98:012002.